

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 № 5 2018 Сентябрь–Октябрь

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 18 No. 5 2018 September–October

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2018. Том 18, № 5

Научный журнал. Выходит 6 раз в год

Основан в 2001 году

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

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

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

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь Г.А. Мизенс

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: В.П. Алексеев, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; 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. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; А.А. Краснобаев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Маслеников, 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.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. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Селтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГИНГТ, г. Казань, 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. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, 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, Карleton 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. 5

Scientific journal. Issued 6 times a year

Founded in 2001

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

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

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

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Gunar A. Mizens

IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Valerii P. Alekseev (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi Science Centre UB of RAS, Syktvykar, Russia); Vsevolod N. Anfilov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (Granada University, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); 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. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Artur A. Krasnobaev (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute of RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fun Meng Vong (Institute of Geology of Chinese Academy of Geologic Sciences, China); 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); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Juri V. Khachai (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Холоднов (IGG UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute UB of RAS, г. Пермь, 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, № 5, 2018

СПЕЦИАЛЬНЫЙ ВЫПУСК

МАГМАТИЗМ И МАНТИЙНО-КОРОВОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Памяти Г. Б. Ферштатера

Предисловие	651
Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы <i>М. И. Кузьмин, В. В. Ярмолюк, А. Б. Котов</i>	653
Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования <i>Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородин</i>	672
Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм <i>В. Н. Пучков</i>	692
Древний возраст цирконов и проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых комплексов складчатых областей и платформенных массивов центрального типа <i>В. Н. Анфилогов, А. А. Краснобаев, В. М. Рыжков</i>	706
Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамона (Израиль), их петрохимические взаимодействия с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования <i>З. Юдалевич, Е. Вапник</i>	718
Геолого-петрологическая модель формирования алмазоносных флюидоэксплозивных брекчиевых структур (уральский тип) <i>Л. Н. Шарпенко, Л. И. Лукьянова, О. В. Петров</i>	743
U-Pb датирование рудных ниобиевых минералов группы пироклора (ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс, Южный Урал) <i>И. Л. Недосекова, В. А. Коротеев, Б. В. Беляцкий, В. В. Шарыгин, Е. Н. Лепехина, С. В. Прибавкин</i>	758
К сведению авторов	774

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2019 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – 10657)

Contents

Volume 18, No. 5, 2018

SPECIAL RELEASE

MAGMATISM AND MANTLE-CRUST INTERACTION IN GEOLOGICAL HISTORY OF THE EARTH

Devoted to G. B. Fershtater

Introduction	651
The early evolution of the Earth, the beginning of its geological history: how and when the granitoid magmas appeared <i>M. I. Kuzmin, V. V. Yarmolyuk, A. B. Kotov</i>	653
Murzinka massive at the Middle Urals as an example of the interformational granite pluton: magmatic sources, geochemical zonation, peculiarities of formation <i>G. B. Fershtater, N. S. Borodina</i>	672
The plume-dependent granite-rhyolite magmatism <i>V. N. Puchkov</i>	692
Ancient age of zircons and problems of dunitic genesis from gabbro-hyperbase complexes of folded areas and central type platform massives <i>V. N. Anfilogov, A. A. Krasnobaev, V. M. Ryzhkov</i>	706
Xenocrysts and megacrysts of alkali olivine-basalt-basanite-nephelinite association Makhtesh Ramon (Israel): interaction with transporting magmas and morphological adjustment <i>Z. Yudalevich, Ye. Vapnik</i>	718
Geopetrological model of formation diamond-bearing fluid-explosive breccia structures (Urals type) <i>L. N. Sharpenok, L. I. Lukianova, O. V. Petrov</i>	743
U-Pb dating of niobium minerals from pyrochlor group (Il'meno-Vishnevogorsk carbonatite-miaskite complex, of the Southern Urals) <i>I. L. Nedosekova, V. A. Koroteev, B. V. Belyatsky, V. V. Sharygin, E. N. Lepechina, S. V. Pribavkin</i>	758
Author's guide	774

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

В специальном выпуске журнала рассматриваются проблемы магматической петрологии, касающиеся процессов мантийно-корового взаимодействия в геологической истории Земли. Различные вопросы природы и условий магмогенерации, эволюции и взаимодействия расплавов, связанных с мантийными и коровыми источниками, остаются в кругу важнейших тем современной геологической науки и продолжают вызывать интерес ведущих специалистов-петрологов мира. Именно процессы взаимодействия земной мантии и коры на разных этапах геологической эволюции планеты, в различных геотектонических условиях определяли собственно природу и состав литосферы, ее структуру и закономерности размещения различных магматических образований и связанных с ними полезных ископаемых, в том числе стратегических.

Публикации настоящего выпуска в основном посвящены различным вопросам магмообразования в коровых условиях. Номер журнала открывает статья М.И. Кузьмина с соавторами, анализирующая причины, природу и время появления первых гранитоидных расплавов и эволюции гранитообразования в истории Земли – явление, определяющее ее принципиальное отличие от других планет Солнечной системы. В статье В.Н. Пучкова обсуждаются закономерности формирования кремнекислых магматических пород (гранитов и риолитов) – производных плюмов различных типов: крупных магматических провинций (LIP) и кремнекислых крупных магматических провинций (SLIP), их связь с типом коры, роли плавления континентальной коры в формировании плюм-зависимого риолит-гранитного магматизма. Г.Б. Ферштатером и Н.С. Бородиной на основе детальных петролого-геохимических исследований Мурзинского межформационного гранитного плутона на Урале прослежены изменения вещественного состава гранитных пород – производных анатектического плавления сиалической коры разного состава и возраста, сформированных в ходе единого тектоно-магматического этапа в позднем палеозое. На примере ксенолитов разной степени глубинности (верхнемантийных, ниже- и верхнекоровых) в породах раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль) З. Юдалевич и Е. Вапник рассматривают процессы взаимодействия магматического расплава с различными ксенолитами и продукты их реакционного взаимодействия. Статья Л.Н. Шарпенко с коллегами посвящена алмазоносным флюидо-эксплозивным брекчиям: дана петрографическая и минералогическая характеристика слагающего их обломочного, протоматического и новообразо-

ванного флюидогенного материала, охарактеризована последовательность внедрения разновидностей пород и связанные с ней различия в алмазоносности; предложены оценочные параметры возможной алмазоносности вновь выявленных флюидогенных брекчиевых образований. Проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых складчатых областей и платформенных массивов центрального типа, вопросы образования и интерпретации возраста содержащегося в них циркона решаются коллективом авторов (В.Н. Анфилов, А.А. Краснобаев, В.М. Рыжков) на основе экспериментального изучения фазовых равновесий в системе $MgO-SiO_2-ZrO_2$. И.Л. Недосековой с коллегами получены новые данные о возрасте рудных минералов группы пирохлора из редкометалльных месторождений ильмено-вишневогорского комплекса Южного Урала, свидетельствующие о многоэтапном формировании редкометалльной ниобиевой минерализации. Ранний этап рудообразования связан с завершающими стадиями кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы (D_3), поздние рудообразующие этапы связаны с ремобилизацией и переотложением редкометалльного вещества при постколлизивной эволюции карбонатитовых комплексов (T_3).

Идея этого спецвыпуска принадлежит Герману Борисовичу Ферштатеру – инициатору и “генератору идей” проведения в 2017 г. в г. Екатеринбург очередная научная конференция “Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании”. Герман Борисович всегда считал Урал эталонным примером эпикоеанических орогенов, складчатый пояс мафического типа, который является естественным полигоном для изучения механизмов мантийно-корового взаимодействия. Круг его научных интересов выходил далеко за пределы гранитной петрологии, в него входили практически все важнейшие типы магматических пород Урала, что и послужило основой для создания специального тома журнала. Случилось так, что, начав работу над выпуском, Герман Борисович скоропостижно ушел из жизни. Ушел, полный новых исследовательских идей и планов. Не стало замечательного человека, яркого и талантливый ученого, исследователя, доброго и принципиального, отзывчивого и внимательного коллеги, друга, Учителя. Осенью этого, 2018 года, Герману Борисовичу Ферштатеру – доктору геолого-минералогических наук, профессору, Заслуженному деятелю науки, ведущему петрологу Урала, ученому, известному по всему миру, исполнилось бы 85 лет. Его светлой памяти посвящается этот выпуск журнала.

Т.А. Осипова

INTRODUCTION

The publications of this issue on the whole are devoted to various problems of magma formation under crustal conditions. The journal's issue opens with an article by M.I. Kusmin et al., who analyzes the causes, nature and time of appearance of the first granitoid melts and the evolution of granite formation in the history of the Earth – the phenomenon that determines its fundamental difference from other planets of the Solar system. In the article of V.N. Puchkov it is being discussed the formation of silicate igneous rocks (granites and rhyolites) – derivatives of various types of plums: large igneous provinces (LIP) and silicic and major igneous provinces (SLIP), their relationship with the type of crust, the role of continental crust melting in the formation of plume-dependent rhyolite granite magmatism. G.B. Fershtater and N.S. Borodina basing on detailed petrological and geochemical studies of the Mursinka interformational granite pluton in the Urals traced the changes in the material composition of granite rocks derived from the anatectic melting of the sialic crust of different composition and age, formed during a single tectonic-magmatic stage in Late Paleozoic. Using the example of xenoliths of different degrees of depth (upper mantle, lower and upper crust) in the rocks of Early Cretaceous olivine-basalt-basanite-nephelinite Makhtesh Ramon (Israel) association Z. Yudalevich and E. Vapnic consider the processes of magmatic melt interaction with various xenoliths and products of their reaction. The article of L.N. Sharpenok was devoted to the diamond-bearing fluid-explosive breccias: petrographic and mineralogical characteristics of the detrital, protomagmatic and newly formed fluidogenic material were given, the sequence of intrusion of rock varieties and the associated with it differences in diamond content were characterized, the estimated parameters were proposed for the possible diamond content of newly identified fluid-bearing breccia formations. The problems of dunite genesis of gabbro-ultrabasite complexes of folded regions and platform arrays of the central type, the as-

pects of formation and interpretation of the age of zircon contained in them are solved by the team of authors (V.N. Anfilogov, A.A. Krasnobaev, V.M. Rizhkov) based on experimental study of phase equilibrium in the system $MgO-SiO_2-ZrO_2$. I.L. Nedosekova and colleagues obtained new data on the age of the pirochlore group of ore minerals from rare-metal deposits of the Ilmen-Vishnevogorsky complex of the Southern Urals testifying to a multi-stage formation of rare-metal niobium mineralization. The early stage of mineralization is associated with the concluding stages of crystallization of alkaline-carbonatite magmatic system (D_3), the late ore-forming stages are associated with remobilization and redeposition of rare-metal substance during the post-collisional evolution of carbonatite complexes (T_3). The idea of this special issue belongs to German Borisovich Fershtater – the initiator and “generator of the idea” of holding the scientific conference “Granites and Earth evolution: mantle and crust in granite formation” in Ekaterinburg, in 2017. German Borisovich always considered the Urals to be a standard example of epioceanic orogens, a folded belt of mafic type which is a natural testing ground for studying the mechanisms of mantle-crust interaction. The range of his scientific interests went far beyond the granite petrology: they included all the most important types of igneous rocks of the Urals that served as the basis for creating a special volume of the journal. It so happened, that having begun working over the issue German Borisovich suddenly died. He has gone, full of new ideas and plans – a remarkable person, bright and talented scientist, researcher, kind and principled, sympathetic and attentive colleague, friend, the Teacher. On the 30th of September 2018 German Borisovich Fershtater – Doctor of Geological and mineralogical sciences, Professor, Honored Worker of Science, a leading Petrologist of the Urals, a Scientist known all over the world would have turned 85 years.

This issue is devoted to his blessed memory.

T.A. Osipova

УДК 551.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-653-671

РАННЯЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ, НАЧАЛО ЕЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ: КАК И КОГДА ПОЯВИЛИСЬ ГРАНИТОИДНЫЕ МАГМЫ

© 2018 г. М. И. Кузьмин¹, В. В. Ярмолюк², А. Б. Котов³¹Институт геохимии СО РАН (ИГХ СО РАН), 664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1А,
e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ),
119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН),
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

Поступила в редакцию 17.11.2017 г., принята к печати 11.01.2018 г.

Земля имеет ряд отличий от планет Солнечной системы и других звездно-планетных систем. Эти отличия она приобрела в процессе формирования и в течение своей геологической истории. В ранний хаотичный эон произошли аккреция Земли, разделение первичного вещества Земли на мантию и ядро, возник спутник Земли – Луна. Геологическая история Земли началась 4500 млн лет назад, в гадейский эон. В это время эндогенные процессы на Земле в существенной степени контролировались метеоритно-астероидными бомбардировками, вызывавшими масштабное плавление и дифференциацию верхних оболочек Земли. В магматических камерах протекала дифференциация вплоть до появления расплавов гранитоидного состава. Континентальная кора гадейского времени была почти вся уничтожена метеоритными бомбардировками, последняя тяжелая бомбардировка произошла в конце гадейского эона 4000–3900 млн лет назад. О геологической обстановке в гадейское время можно судить только по сохранившимся цирконам из пород той эпохи. В частности, их геохимические особенности свидетельствуют о наличии у Земли атмосферы. Гадейский эон сменился архейским, начиная с которого на Земле стали преобладать процессы самоорганизации. В это время формировалась кора, сложенная коматиит-базальтовыми и тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) сериями пород. В ее становлении ведущую роль играли процессы сагдукции – вертикального роста коры над поднимающимися мантийными плюмами. При этом низы базальтоидной коры погружались в мантию, эклогитизировались и плавилась, что приводило к появлению натриевых серий пород ТТГ. В конце архея (3.1–3.0 млрд лет назад) тектоника покрывки (LID tectonics), определявшая стиль строения и развития архейской коры, сменяется режимом тектоники малых плит, которая впоследствии постепенно сменилась современной тектоникой плит, совмещенной с тектоникой мантийных плюмов.

Ключевые слова: хаотичный и гадейский эоны, архейский период, LID-тектоника, тектоника плюмов, сагдукция, мантийная конвекция

THE EARLY EVOLUTION OF THE EARTH, THE BEGINNING OF ITS GEOLOGICAL HISTORY: HOW AND WHEN THE GRANITOID MAGMAS APPEARED

Mikhail I. Kuzmin¹, Vladimir V. Yarmolyuk², Alexander B. Kotov³¹Institute of Geochemistry SB RAS, 1A Favorsky st., Irkutsk, 664033 Russia, e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM RAS),
35 Staromonetny lane, Moscow, 119017 Russia³Institute of Geology and Geochronology of the Precambrian of the Russian Academy of Sciences (IGGD RAS),
2 quay Makarov, St. Petersburg, 199034 Russia

Received 17.11.2017, accepted 11.01.2018

The Earth has a number of differences from the planets of the Solar System and other star-planetary systems. These differences were acquired during its formation and geological history. In the early Chaotic eon occurred the accretion of the Earth, the separation of the primary substance of the Earth into a mantle and a nucleus, a satellite of the Earth – the Moon appeared. 4500 Ma ago in the Gadey aeon the geological history of the Earth began. At this time, the endogenous processes on the Earth were controlled to a great extent by meteorite-asteroid bombardments, which caused large-scale melting and differentiation of the upper shells of the Earth. In the magmatic chambers differentiation proceeded until the appearance of melts of granitoid composition. The continental crust of Gadey time was almost completely destroyed by meteoric

Для цитирования: Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. (2018) Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы. *Литосфера*, **18**(5), 653–671. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-653-671

For citation: Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B. (2018) The early evolution of the Earth, the beginning of its geological history: how and when the granitoid magmas appeared. *Litosfera*, **18**(5), 653–671. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-653-671

bombardments, the last heavy bombardment occurred at the end of the Gadey aeon 4000–3900 Ma ago. The geological situation of the Gadey time can be judged only from the preserved zircons from the rocks of that epoch. In particular, their geochemical features indicate that the Earth has an atmosphere. The Gadey eon was replaced by the Archean one, from which the processes of self-organization began to predominate on the Earth. At this time, a crust composed of komatiite-basalt and tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series of rocks was formed. In its formation, the processes of sagduction (vertical growth of the crust) over the rising mantle plumes was played the leading role. At the same time the lower basaltic crust was buried in the mantle, eclogitized and melted, which led to the appearance of the sodium series of TTG rocks. At the end of the Archean 3.1–3.0 Ga tectonics of the cover (LID tectonics), which determined the style of the structure and development of the Archean crust, is replaced by the tectonics of small plates, which was later replaced by modern tectonics – the tectonics of plates combined with mantle plumes.

Key words: *Chaotic and Gadey eons, Archean period, LID tectonics, tectonics of plumes, sagduction, mantle convection*

ВВЕДЕНИЕ

Земля отличается от планет земной группы Солнечной системы, не найдено ей аналогов и среди планет 600 звездно-планетных систем, открытых в последние десятилетия в космосе. Не случайно авторы статьи “Рожденные из хаоса” [Батыгин и др., 2016] назвали нашу Землю “белой вороной”. Замечательный геолог К. Конди [Condie, 2011] в своей книге выделил ряд характеристик Земли, которые позволили ей стать колыбелью человечества. Характерные особенности нашей планеты, в том числе ее размер и масса, близкая к круговой орбита, наличие спутника – Луны, были сформированы в ходе зарождения Солнечной системы и затем в течение хаотичного эона [Goldblatt et al., 2010]. Другие важные ее характеристики, например разделение земных недр на ряд оболочек, в том числе континентальную кору со значительным объемом гранитоидов, а также атмосферу и гидросферу, Земля приобрела в ходе последующей своей истории. Первые граниты на Земле появились в гадейское время, а хорошо сохранившиеся до наших дней гранитоиды имели достаточно широкое распространение уже в архее. Особенности рождения и становления Земли как планеты, а также возможные механизмы формирования первых гранитоидных пород в гадее и архее будут рассмотрены в настоящей публикации.

Большое значение для расшифровки геологической истории нашей планеты имеет понимание того, когда появилась тектоника литосферных плит. Механизмы проявления эндогенных процессов, обусловленные этой теорией, хорошо изучены. Они описывают формирование основных геологических структур, таких как континенты, океаны, горно-складчатые сооружения. Не случайно в 2008 г. после соответствующей конференции был издан специальный выпуск Геологического научного общества Америки, в котором приведены статьи ряда крупнейших геологов, рассматривающих время начала тектоники плит на Земле. В своей статье, опубликованной в этом выпуске, К. Конди пишет: “Невероятно, чтобы тектоника плит на Земле как единое глобальное событие появи-

лось точно в определенное время ... более вероятно, что она началась локально, постепенно становясь широко распространенной от раннего к позднему архею”. К сожалению, даже в настоящее время известные японские геологи, такие как С. Маруяма [Maruyama, Ebisuzaki, 2017], предлагая новую модель происхождения Земли, названную ими ABEL, определяют точную дату появления тектоники плит 4.37–4.20 млрд лет. Близкое к этой дате время появления тектоники плит на Земле можно найти в работах и других геологов. Более осторожно и предусмотрительно о значении раннего стиля тектонических движений на Земле писал в том же выпуске “Геологического общества Америки” в 2008 г. Р. Штерн [Stern, 2008]: “... мы не сможем понять действующую систему Земли до тех пор, пока мы не поймем, когда действующий стиль тектоники плит начался, и какая тектоника на Земле была до этого”.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И РАННИЕ ЭТАПЫ ЕЕ ЭВОЛЮЦИИ

Солнечная система зародилась 4568 млн лет назад в недрах гигантского газово-пылевого облака. Важна причина образования такой протосолнечной туманности, в составе которой должно было находиться большое разнообразие химических элементов и различных коротко- и долгоживущих изотопов. Возможно, возникновению такого облака (туманности) способствовал взрыв сверхновой звезды в окрестностях будущей Солнечной системы. Такой взрыв массивной звезды за счет ядерных реакций обусловил синтез (нуклеосинтез) и, соответственно, появление разнообразных элементов, в частности радиоактивных изотопов. Этот взрыв мог стимулировать начало конденсации межзвездной материи в результате гравитационного сжатия. Короткоживущие изотопы и продукты их распада позволяют расшифровать ряд особенностей становления планетной Солнечной системы и, в частности, Земли.

Как показывают расчеты астрономов и планетологов, менее чем за 100 тыс. лет в центре газопылевого скопления (туманности) под воздействием гравитации возникла звезда – протосолнце. Оно

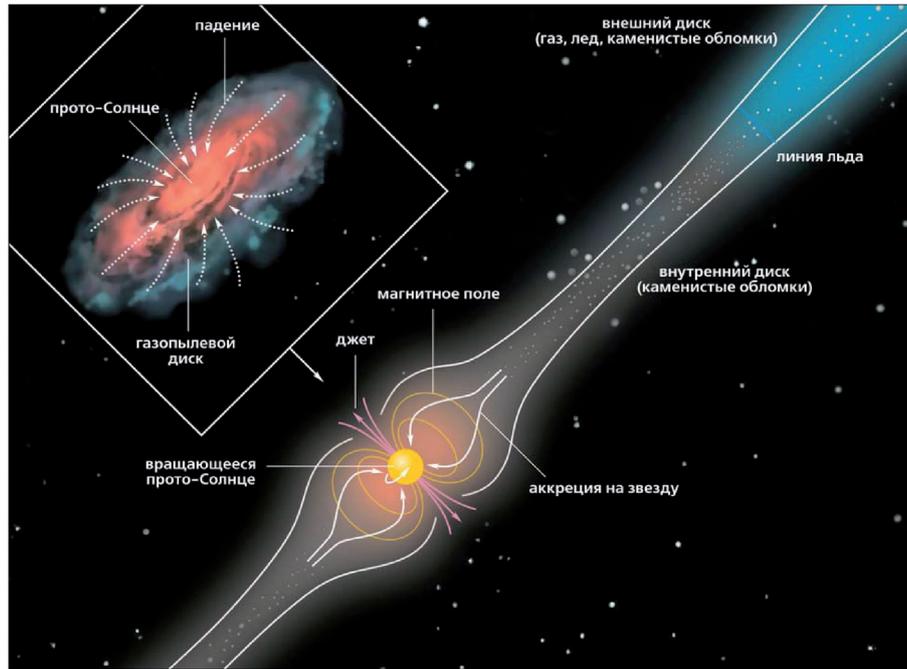


Рис. 1. Начальная стадия эволюции Солнечной системы 4568 млн лет назад [Батыгин и др., 2016].

Начало хаотичного эона Солнечной системы. Рождение Протосолнца. Образование внутренней области, состоящей из каменных обломков. Линия льда – внутренняя граница внешней газовой-ледяной области, в которой через 2 млн лет после рождения Солнечной системы сформировались планеты-гиганты Сатурн и Юпитер.

Fig. 1. The initial stage of the evolution of the solar system 4568 Ma ago [Batygin et al., 2016].

The beginning of the Chaotic Aeon of the Solar System. The birth of the Proto-Sun. Formation of an internal area consisting of stony fragments. Ice lines – internal border of external the gas-ice region, in which two million years after the birth of the solar system giant planets Saturn and Jupiter were formed.

было окружено широким кольцом из газа и пыли – протопланетным диском [Лин, 2008], который стал строительным материалом для планет Солнечной системы. При движении пылинок и газа они сталкивались, тормозились и по спирали многие из них падали на протозвезду. При столкновении твердые частицы нагревались, а вода и другие летучие с низкой температурой кипения испарялись – возникла естественная граница между областями протопланетного диска с преобладанием, с одной стороны, твердых частиц и, с другой, летучих. Она выделена как граница льда и располагается между орбитами Марса и Юпитера, разделяя Солнечную систему на внутреннюю область, где сформировались планеты земной группы, и внешнюю, где расположились газовые планеты-гиганты [Батыгин и др., 2016]. Такое разделение произошло примерно через 2 млн лет после начала формирования Солнечной системы (рис. 1).

Таким образом, первые 2 млн лет истории Солнечной системы стали временем формирования многочисленных планетных эмбрионов – планетозималей, а за линией льда – планет-гигантов Юпитера и Сатурна. Этим Солнечная система резко отличается от других планетных систем, где подоб-

ные гиганты расположены гораздо ближе к светилу. По образному выражению К. Батыгина с коллегами [2016], такие особенности Солнечной системы – “продукты ее молодости... включавшей больше драмы и хаоса”. Важным элементом первичного хаоса стало сложное взаимодействие гигантских периферийных планет. Впервые на это было обращено внимание в компьютерной модели Ф. Массе и М. Снэллгроува [Masset, Snellgrove, 2001], описавшей одновременно эволюцию в протопланетном диске орбит Сатурна и Юпитера. Эти исследователи показали, что в результате миграции к центру системы планеты-гиганты обрели определенную взаимную конфигурацию, благодаря которой они смогли воздействовать на протопланетный диск. Сложившийся баланс сил (гравитации, момента импульса, гравитационного влияния внешнего пояса комет и др.) изменил движение обеих планет.

Развивая эти идеи, К. Батыгин с коллегами [2016] показали, что главным эффектом смены направления движения планет-гигантов (смена галса) стала атака Юпитера и Сатурна на “население” первичных внутренних планет Солнечной системы, т.е. планет земной группы. Еще, двигаясь к Солнцу, гиганты возмущали движение мелких тел,

которые сталкивались и дробились, образуя рои обломков. За сотни тысяч лет такие рои могли сбросить на Солнце массы, соизмеримые с любой суперземлей (планеты, превосходящей Землю по массе). По мере того как бывшие суперземли падали на Солнце, они должны были оставлять за собой пустынную область в протопланетной туманности. Допускается, что, прежде чем сменить галс, Юпитер мигрировал к Солнцу до расстояния нынешней орбиты Марса. При этом он увлек за собой во внутреннюю область Солнечной системы ледяные скопления, очевидно, совместно с твердым материалом, составлявшие более 10 масс Земли, обогатив ее водой и другими летучими веществами. Такой сброс протопланет во внутренние участки Солнечной системы изменил орбитальный момент не только Юпитера, но и Сатурна и вызвал смену их движения в сторону от Солнца. Привнесенный планетами-гигантами “строительный материал” обеспечил достаточно большую массу планет Земля и Венера.

Постепенно планеты-путешественники стабилизировали свои орбиты. Этому способствовало их взаимодействие с другими планетами-гигантами (Нептуном и Ураном) и внешним поясом “ледяных” астероидов (поясом Койпера). Предполагается, что побочным эффектом такого уравнивания стал еще один вброс во внутреннюю область Солнечной системы потока обломков, который вызвал мощную астероидную бомбардировку внутренних планет. Шрамы от нее видны в виде гигантских кратеров на поверхности Луны, Меркурия и Марса, а на Земле они привели к практически полному уничтожению пород гадейской континентальной коры – первой коры в геологической истории нашей планеты. Около 3.9 млрд лет назад планеты-гиганты успокоились. Структура Солнечной системы стабилизировалась в том виде, в котором сейчас и наблюдается [Батыгин и др., 2016].

Астрономы выделяют хаотичный период разветвления Солнечной системы от начала ее образования до 4.0–3.9 млрд лет. В геологической литературе это время для планеты Земля характеризуется двумя зонами – хаотичным (4568–4500 млн лет) и гадейским (4500–4000/3900 млн лет) [Goldblatt et al., 2010].

ПЕРВЫЕ РАННИЕ ЭПОХИ СТАНОВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Хаотичный зон (4568–4500 млн лет).

В это время произошла аккреция Земли. Уже через 11 млн лет после начала формирования масса Земли составила 63%, а через 30 млн лет – 93% от современной [Wood, 2011]. В этот отрезок произошла дифференциация аккрецированного вещества Земли с выделением жидкого железо-никелевого ядра и

силикатной мантии, а также образование спутника Земли – Луны, вследствие катастрофического удара по Протоземле крупного космического тела.

Большое значение для расчета состава различных оболочек Земли имеют данные по составу протосолнечной туманности, из которой сформировалось Солнце и планеты Солнечной системы. В настоящее время установлено, что состав Солнца коррелируется с составом космической туманности, из которой вся эта система образовалась [Кузьмин, 2014]. Этому составу соответствуют углистые хондриты. Они имеют такой же состав, как и Солнце, за исключением водорода и гелия. Это хорошо видно на диаграмме (рис. 2), на которой приведено сопоставление относительных содержаний элементов на поверхности Солнца и в углистых хондритах [Wood, 2011]. Углистые хондриты отличаются от состава Солнца содержанием Li, который на Солнце уничтожается в ходе термоядерных реакций. Кроме того, содержания трех летучих компонента N, C, O в метеоритах понижены. Это вполне понятно, так как эти газы в начальный период (первые 2 млн лет) формирования Солнечной системы отгонялись во внешнюю ее часть, где были использованы в том числе и на образование газовых планет-гигантов. Как видно на данной диаграмме, 95% массы Солнечной системы (кроме H и He), а соответственно, и планет земной группы составляют Fe, O, Mg, Si и Ni и еще 9 элементов – Cu, Al, S, Cr, Ni, Mn, P, Ti и Co – вместе с названными – 99 % [Lauretta, 2011].

Знание состава “строительного материала” Земли – углистых хондритов – позволяет, учитывая геохимические свойства элементов, а также состав силикатной мантии Земли [Allègre et al., 1995; McDonough, Sun, 1995], оценить состав ядра Земли. В этом отношении имеет большое значение знание особенностей отдельных элементов по их сродству с железом, силикатными и летучими элементами [Allègre et al., 1995; Кузьмин, 2014]. Как показывает анализ, тугоплавкие литофильные элементы (Zr, Al, Sc, PЗЭ, Ti, Ca, Mg) находятся в силикатной Земле (т.е. в мантии) в том же количестве, что и в углистых хондритах. Содержания сидерофильных элементов в мантии понижены по отношению к хондриту, так как они накапливаются в ядре. Самые низкие содержания высокосидерофильных элементов (Pd, Pt, Re, Os и др.) в силикатной Земле. Они максимально концентрируются в ядре. Однако, судя по мантийным ксенолитам из кимберлитов, иногда отмечается некоторое увеличение этих элементов и в мантии, что может быть связано с “метеоритным дождем”, который захватил Землю после формирования большей части ядра [Wood, Halliday, 2010].

О времени формирования ядра позволяют судить данные о распределении в силикатной оболочке Земли продуктов изотопных систем с короткоживущими изотопами (рис. 3), в которых

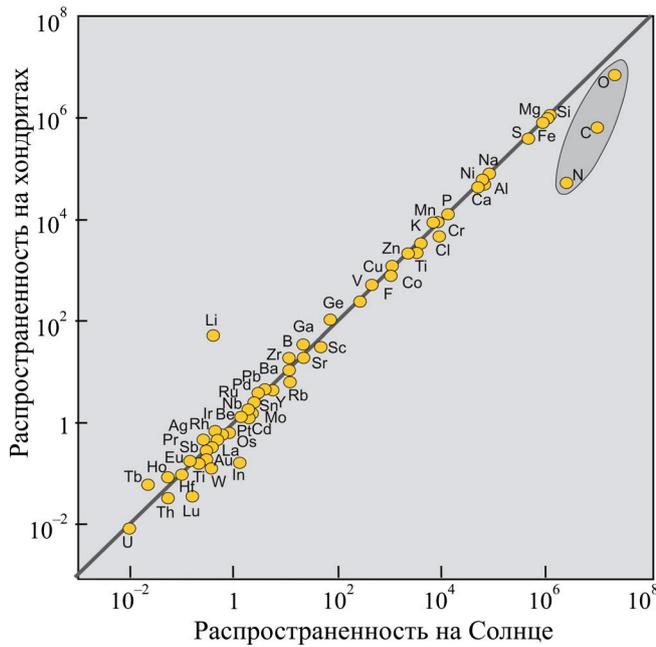


Рис. 2. Сопоставление распространенности элементов в углистых хондригах (CI) и на поверхности Солнца, по [Wood, 2011].

Содержание основной части петрогенных и редких элементов одинаково в Солнце и углистых метеоритах (CI). Исключение составляет Li, который на Солнце уничтожается при ядерных реакциях. Содержание летучих компонентов N, C, O в метеоритах меньше, чем в Солнце, так как в первые 1–2 млн лет большая часть этих летучих элементов была израсходована на образование газовых планет-гигантов во внешней зоне Солнечной системы.

Fig. 2. Comparison of the number of elements in carbonaceous chondrites (CI) and on the surface of the Sun, by [Wood, 2011].

The content of the main part of the petrogenic and rare elements is the same in the Sun and carbonaceous meteorites (CI). The exception is Li, which on the Sun is destroyed by nuclear reactions. The content of volatile components N, C, O in meteorites is less than in the Sun, since in the first 1–2 Ma most of these volatile elements were consumed to form gas giant planets in the outer zone of the solar system.

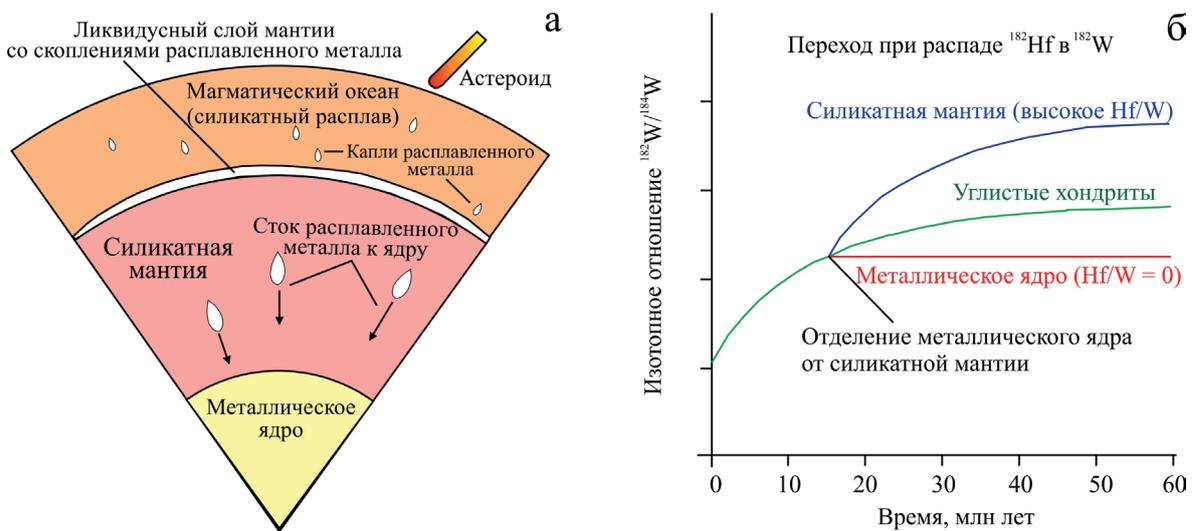


Рис. 3. Модель дифференциации Земли в процессе ее аккреции, по [Wood, 2011].

а. Формирование мантии и ядра на фоне бомбардировок Протоземли астероидно-метеоритными телами. Энергия соударения астероидов с Землей приводит к формированию больших магматических бассейнов глубиной до 400–700 км. Капли сидерофильных элементов образовывались при плавлении железокремнистого вещества астероидов (метеоритов) и погружались до дна магматического бассейна, где формировали скопления расплавленного металла, которые погружались через нижнюю мантию, наращивая ядро.

б. Время образования ядра на основе оценки возраста по $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$; $T_{1/2} = 8.9$ млн лет). На диаграмме в условных единицах приведены изменения отношения ($^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$) в различных системах (железное ядро, углистые хондриты, силикатная мантия) во времени, по [Wood, 2011]. В соответствии с ними большая часть ядра сформировалась примерно через 20 млн лет, а через 50 млн лет – практически все ядро.

Fig. 3. Model of Earth differentiation in the process of its accretion, by [Wood, 2011].

a. Formation of mantle and nucleus against a background of bombardment of Proto-Earth by asteroid-meteorite bodies. The energy of asteroids' collision with the Earth led to the formation of large magmatic basins with a depth of 400–700 km. Drops of siderophilic elements formed during the melting of the iron-stone material of asteroids (meteorites) and were submerged to the bottom of the magmatic basin, where accumulations of molten metal, which plunged through the lower mantle, increasing the core.

b. The time of nucleation on the basis of an estimate of the age for $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$; $T_{1/2} = 8.9$. After about 20 Ma, most part of the nucleus was formed, after 50 Ma, almost all the nucleus was formed.

родительские и дочерние изотопы могли иметь разные геохимические свойства. В результате они по-разному вели себя в процессах дифференциации оболочек Земли. В этом отношении наиболее интересные результаты дала система $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$. В ней родительский изотоп ^{182}Hf с периодом полураспада около 9 млн лет практически исчез в течение первых 50 млн лет земной истории. В отличие от дочернего сидерофильного изотопа ^{182}W гафний – элемент литофильный. При дифференциации планеты на железное ядро и силикатную мантию ^{182}W стремился уйти в ядро, а ^{182}Hf оставался в мантии (см. рис. 3). Если бы ядро сформировалось сразу после аккреции, то дочерний изотоп остался бы вместе с родителем в мантии и соответствовал составу хондритов. Мантия, по сравнению с хондритом, обеднена вольфрамом ($\text{Hf}/\text{W} = 19$ и 1.1 соответственно), что указывает на формирование ядра в некотором интервале геологического времени, в течение которого вольфрам вместе с железом частично перераспределились в ядро. На основе изотопного состава вольфрама в земной мантии минимальное время, необходимое для образования ядра, оценивается в 34 ± 7 млн лет после начала аккреции Земли [Костицын, 2012].

Таким образом, дифференциация вещества Земли началась практически с момента ее образования. Столкновение формирующейся планеты с крупными астероидами, а также тепло радиоактивного распада (в первую очередь короткоживущих изотопов) вызывали плавление ее силикатной оболочки вплоть до образования магматических “океанов”. При высокой температуре и давлении 20–23 ГПа происходило разделение магмы на силикатный и железный расплавы [Wood, 2011]. Уже через первые 5–8 млн лет объем Земли был близок к половине его нынешнего размера. Удары крупных астероидов могли образовывать магматические бассейны глубиной до 400 км. Расплавы железа, как более тяжелые, накапливались на его дне, а затем “проваливались” вниз, наращивая ядро [Wood, 2011].

Важнейшим событием для Земли стало образование Луны (рис. 4), случившееся приблизительно через 30 млн лет после зарождения Солнечной системы. Предлагались разные сценарии ее формирования: отделение от протопланеты ее фрагмента, совместное образование двойной планеты, захват Землей самостоятельного космического тела. Имеющиеся факты наиболее согласуются с импактным происхождением Луны. Она возникла в результате столкновения Земли с космическим телом Тейя (Theia), масса которого (около 0.14% массы Земли) была близка к массе Марса, а скорость столкновения составляла около 5 км/с [Condie, 2011]. На Земле к этому времени практически сформировалось ядро, отделившееся от мантии, была атмосфера, подобная той, что на Венере (этот пример показывает, какой была бы ат-

мосфера Земли, если бы она не пережила столь крупного столкновения).

При обсуждении первых моделей образования Луны вследствие импакта были подняты вопросы [Cameron, 1986; Hartmann, 1986], которые затрудняли окончательно принять предлагаемую модель. Они касались прежде всего состава космического тела, с которым столкнулась Протоземля. В настоящее время, после определения состава лунного грунта, этот вопрос можно считать решенным. Породы Луны имеют такой же изотопный состав кислорода, как породы Земли, в них также отмечается дефицит сидерофильных элементов. Данный факт позволяет полагать, что космическое тело, названное Тейя формировалось во внутренней зоне Солнечной системы, вместе с другими планетами земной группы. Соответственно, как и у Протоземли, у Тейя уже были сформированы ядро и мантия. В 1989 г. было проведено компьютерное моделирование [Newsom, Taylor, 1989], которое показало, что вследствие удара силикатная (мантийная) часть этого космического тела вместе с мантией Земли перешли в расплавно-пылевой след импакта, а железное ядро этого космического тела соединилось с ядром протоземли. На рис. 4а показаны отдельные моменты, полученные при компьютерном моделировании столкновения Земли с Тейя. Как считают Н. Newsom и S. Taylor [1989], процесс формирования Луны завершился не более чем за первые сотни лет.

На рис. 4б показана схема столкновения и формирования Луны из расплавно-пылевого облака, образованного при импакте, связанного со столкновением протоземли с космическим телом Тейя. Это облако состояло из расплавленных силикатов мантии столкнувшихся тел, пылевых силикатных частиц, а также, возможно, из газов атмосферы протоземли. Скорее всего, это облако было вытянуто по направлению столкновения Земли с космическим телом. Ядро Тейя проникло к ядру Земли, наращивая его. На периферии облака из его расплавленной части стала аккрецироваться Луна. Как показывает сравнительный геохимический анализ силикатной части Земли и Луны [Condie, 2011], тугоплавкие оксиды (по классификации К. Конди) (Ca, Sc, Ti, Th) обогатили лунные породы, летучие литофильные элементы (Na, K, Rb, Sr) и особенно сидерофильные (Co, Ni) в лунных породах, по сравнению с земными, деплетированы. Такие геохимические характеристики вполне объяснимы. Луна кристаллизовалась из внутренних участков расплавленного силикатного диска импактного облака, поэтому она несколько обогащена тугоплавкими элементами, литофильные (летучие, по [Condie, 2011]) элементы имеют более низкие температурные конденсации, они обогащают земные породы. Сидерофильные элементы при аккреции и начальной дифференциации сконцентрированы в ядрах двух планетных тел. Летучие компоненты – атмосфера Протоземли –

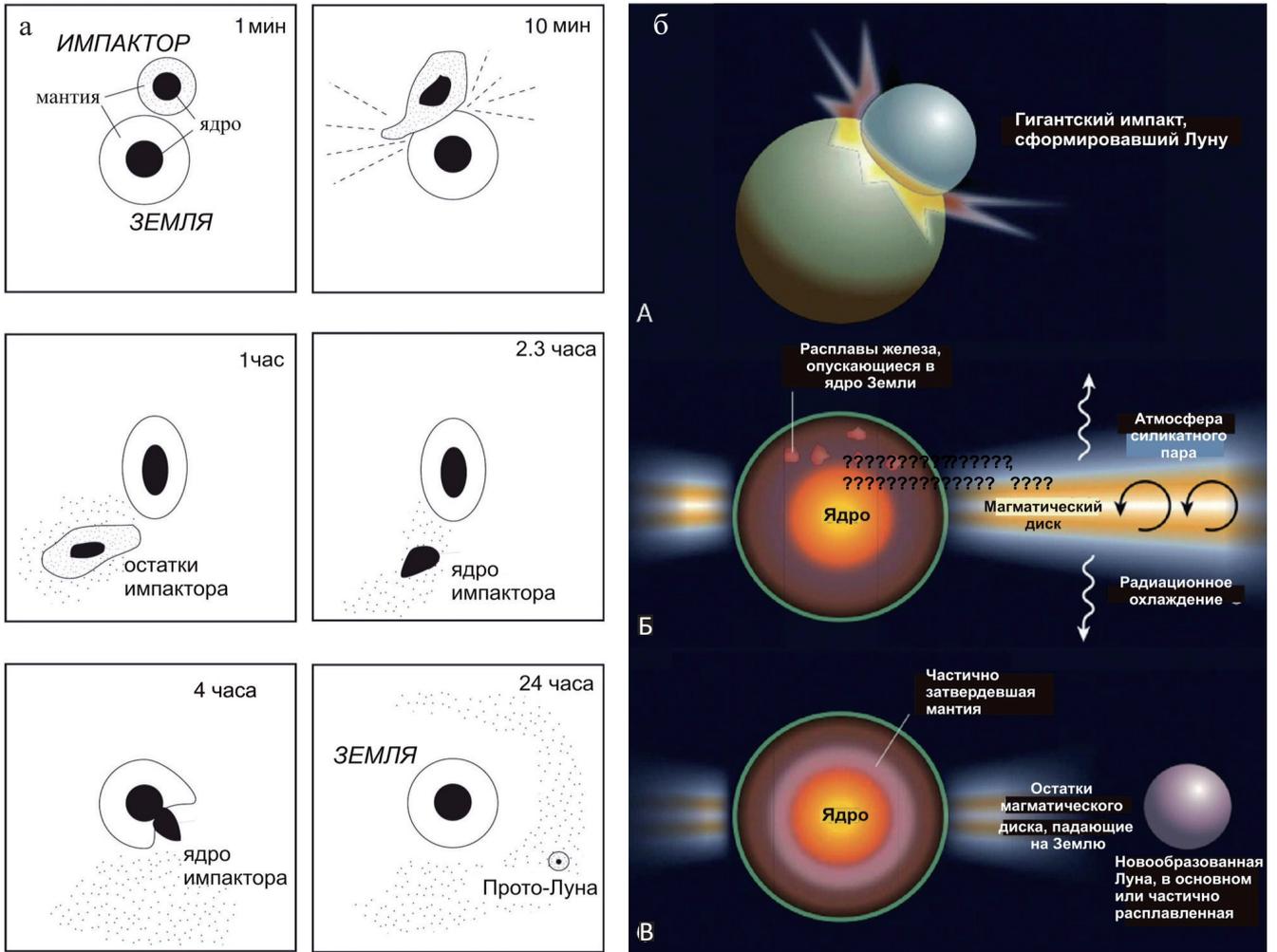


Рис. 4. Образование Луны в результате столкновения Земли с космическим телом Тейя.

4а. Компьютерное моделирование столкновения Земли и Тейя и образования Луны, по [Newsom, Taylor, 1989].

Время процесса зарождения Луны по модели 24 ч. По мнению авторов модели, завершение образования Луны после столкновения заняло не более сотен лет.

4б. Модель образования Луны [Condie, 2011].

А. Планетный эмбрион (Тейя) столкнулся с почти сформированной Землей.

Б. После столкновения сформировался расплавно-пылевой диск, вытянутый в направлении места образования Луны.

В. На периферии диска сформировалась Луна; около ядра Земли закристаллизовалась мантия.

Fig. 4. The formation of the Moon as a result of a collision of the Earth with the cosmic body of Theia.

4a – Computer simulation of the collision of the Earth and Theia and the formation of the Moon, by [Newsom, Taylor, 1989].

The time of the process of the birth of the moon is 24 h. According to the authors of the model, the completion of the formation of the Moon after the collision took no more than hundreds of years.

4b – Model of the formation of the Moon [Condie, 2011].

A. The planetary embryo (Theia) collided with the almost formed Earth.

B. After the collision, a melt-dust disk formed in the direction of the location of the formation of the Moon.

V. The Moon formed on the periphery of the disk; the mantle crystallized around the core of the Earth.

поступили в атмосферу Земли после ее остывания. Это подтверждается наличием кислорода в земной атмосфере в начале гадейского эона.

Все эти события, учитывая кристаллизацию Лунного и Земного магматического океана, который на Земле имел мощность порядка 700 км, а может быть и более, закончились к рубежу 4520–4505 млн лет, так как уже 4500 млн лет назад Луна и Земля были

твердыми, что зафиксировано следами метеоритных бомбардировок на поверхности Луны.

Гадейский эон

Выделение гадейского эона произошло в 80-х гг. XX в., когда в Западной Австралии в обнажениях Джек Хиллс (Jack Hills) в осадочных метаморфозо-

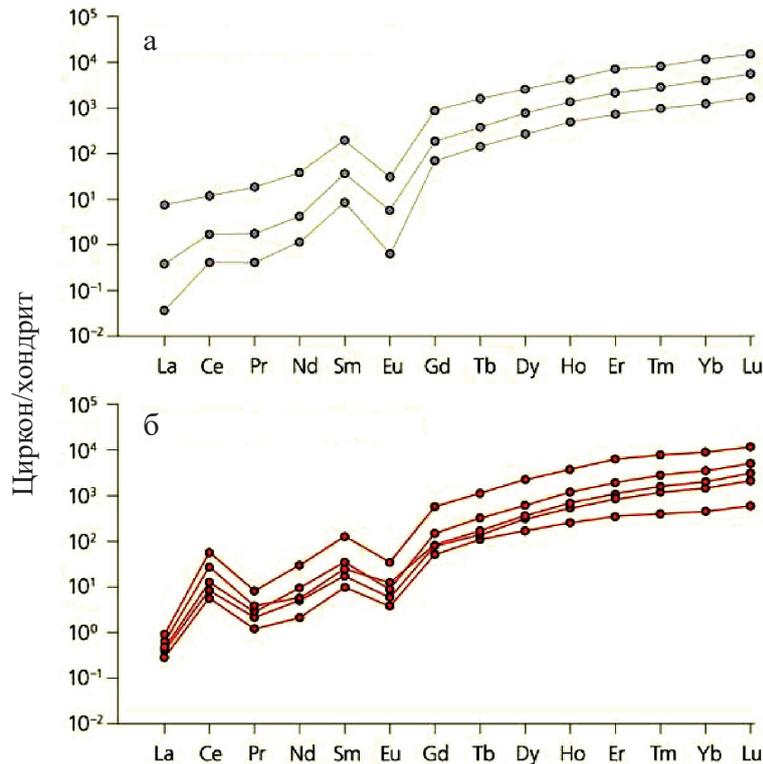


Рис. 5. Графики нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов в лунных (а – по [Taylor et al., 2009]) и гадейских (б – по [Maas et al., 1992]) цирконах.

Возраст лунных и гадейских цирконов 4.0–4.4 млрд лет. Температура образования лунных цирконов 975–1150°C [Taylor et al., 2009], гадейских $\approx 700^\circ\text{C}$ [Harrison et al., 2008].

Fig. 5. Chondrite-normalized graphs of the contents of rare-earth elements in the lunar ones (a; by [Taylor et al., 2009]) and gadeian (б; according to [Maas et al., 1992]) zircons.

Age of the lunar and Gadeian zircon 4.0–4.4 Ga. The temperature of formation of lunar zircons is 975–1150°C [Taylor et al., 2009], Gadeian $\approx 700^\circ\text{C}$ [Harrison et al., 2008].

ванных породах были обнаружены цирконы с возрастом 4376 млн лет [Myers, 1988]. Этот период – начало геологической истории Земли. Вначале были большие сомнения, можно ли раскрыть условия формирования первых пород на Земле, опираясь на столь скудный материал, как сохранившиеся от тех пород акцессорные минералы. Однако уже в текущем XXI в. в связи с развитием современных аналитических методов исследования были получены ощутимые результаты, позволяющие понять геологическую ситуацию на Земле в гадейское время.

Результаты детальных исследований гадейских цирконов приведены в работе [Nebel et al., 2014], кроме того, последние данные об исследованиях геологической обстановки гадейского эона даны в [Кузьмин, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2016; и др.]. Первые результаты по содержанию редких элементов в гадейских цирконах были получены Р. Маасом и коллегами [Maas et al., 1992]. Они показали, что эти цирконы имеют содержания $\text{Hf} = 0.86\text{--}1.30 \text{ мас. } \%$, $\text{Zr}/\text{Hf} = 30\text{--}57$; фракционированное распределение РЗЭ (высокое отношение $\text{TPЗЭ}/\text{LPЗЭ}$), характери-

зуются положительной Се и отрицательной Еu аномалиями. Эти же исследователи обнаружили присутствие в цирконах включений калиевого полевого шпата, кварца, плаггиоклаза, моноцита и апатита, что позволило авторам исследований сделать заключение о гранитном составе источника гадейских цирконов.

Большое значение для восстановления условий кристаллизации цирконов в гадейское время имели исследования в них изотопного состава кислорода. Необходимо указать, что изотопы кислорода могут фракционировать во время магматической дифференциации. Изотопный состав пород может быть существенно изменен в процессах выветривания, когда продукты выветривания обогащаются тяжелым изотопом кислорода по сравнению с первичными породами. Соответствующие изменения изотопного состава кислорода были установлены в гадейских цирконах, что позволило сделать вывод о том, что: 1) в гадейское время действовали процессы выветривания, подобные современным; 2) процессы образования гранитоидных расплавов протекали в близповерхностных условиях [Nebel et al., 2014].

Большое значение для понимания геологических процессов в гадейское время имело открытие цирконов на Луне. Последние [Taylor et al., 2009], как и гадейские [Nebel et al., 2014], имеют одинаковый возраст 4.0–4.4 млрд лет, но температуры их образования различны: гадейские цирконы кристаллизовались при $\approx 700^\circ\text{C}$ [Harrison et al., 2008], а лунные – при $975\text{--}1150^\circ\text{C}$ [Taylor et al., 2009]. Нормированные графики распределения РЗЭ в лунных (рис. 5а) и гадейских (рис. 5б) цирконах близкие и характеризуются преобладанием тяжелых редкоземельных элементов над легкими. При этом лунные цирконы отличаются от гадейских отсутствием положительной аномалии Се, соответственно, они формировались в восстановительной среде. Важный вывод по лунным кристаллам цирконов был сделан при изучении микроструктуры цирконов [Grange et al., 2013]. В них встречены локальные участки перекристаллизации, локализованные аморфные участки, кристаллопластические деформации и разрывы, трещины, т.е. типичные следы импактных структур.

Учитывая близкое по космическим масштабам расположение Луны и Земли, ясно, что эти два космических тела одновременно подвергались метеоритно-астероидным бомбардировкам. На Луне эти бомбардировки зафиксированы многочисленными метеоритными кратерами. На Земле эти бомбардировки вызывали постоянное уничтожение создаваемой континентальной коры, которая погружалась в мантию и расплавлялась. При этом тугоплавкие кристаллы цирконов сохранялись и с новыми порциями основных мантийных магм в результате мантийных переворотов (мантийных плюмов) изливались на поверхность, дифференцировались, а из малых объемов гранитоидных расплавов кристаллизовались зональные цирконы. Таким был своеобразный рециклинг гадейской континентальной коры, о котором свидетельствуют зональные гадейские цирконы [Nebel et al., 2014].

Несмотря на тяжелую бомбардировку планет земной группы, которая была вызвана, как было упомянуто ранее, стабилизацией орбит планет-гигантов Сатурна и Юпитера, маленький остаток первичной коры гадейского эона все же сохранился и был открыт и подробно описан в работе [O'Neil et al., 2012]. Эти древнейшие породы Земли обнаружены в самые последние годы в Нуввуагитутском (Nuvvuagittuq) зеленокаменном поясе на северо-восточном побережье Гудзонского залива в Канаде. Его центральная часть (серия Ujaraaluk) сложена основными и ультраосновными вулканическими и интрузивными породами. Возраст пород оценен по соотношению продуктов распада короткоживущей ($^{146}\text{Sm} \rightarrow ^{142}\text{Nd}$; $T_{1/2} = 68$ млн лет) и долгоживущей ($^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$; $T_{1/2} = 106$ млрд лет) изотопных систем и составил около 4400 млн лет. Полученные оценки позволяют говорить об этих породах как о древней-

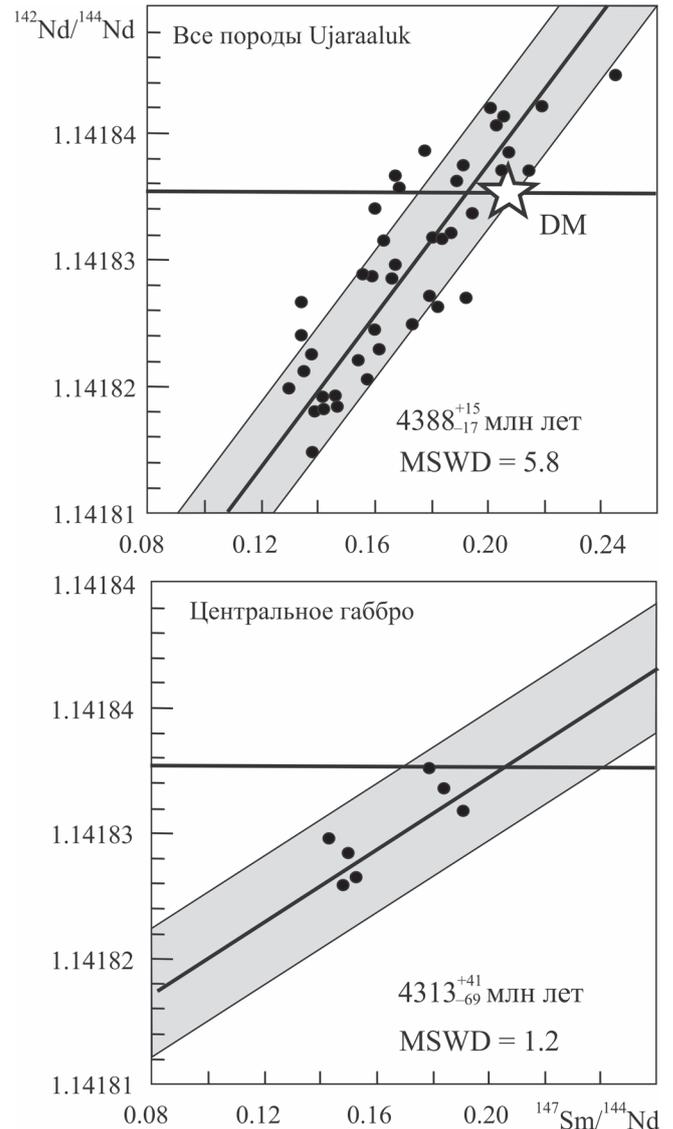


Рис. 6. Возраст пород серии Ujaraaluk по данным использования двух изотопных пар $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$, $T_{1/2} = 106$ млрд лет и $^{146}\text{Sm} \rightarrow ^{142}\text{Nd}$, $T_{1/2} = 68$ млн лет, по [O'Neil et al., 2012].

Возможно, это единственный остаток гадейской коры, оставшейся после гигантского импакта, сформировавшего Луну. Участок сохранился после последней тяжелой бомбардировки Земли, уничтожившей гадейскую кору.

Fig. 6. Age of the Ujaraaluk series according to the use of two isotopic pairs $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$, $T_{1/2} = 106$ billion years and $^{146}\text{Sm} \rightarrow ^{142}\text{Nd}$; $T_{1/2} = 68$ Ma, by [O'Neil et al., 2012].

Perhaps this is the only remnant of the Hades cortex left after the giant impact that formed the Moon. The site was preserved after the last heavy bombardment of the Earth, which destroyed the Gadeyskaya crust.

шей коре Земли, которая сформировалась уже после образования Луны. Определение возраста гадейских пород приведено на рис. 6 [O'Neil et al., 2012].

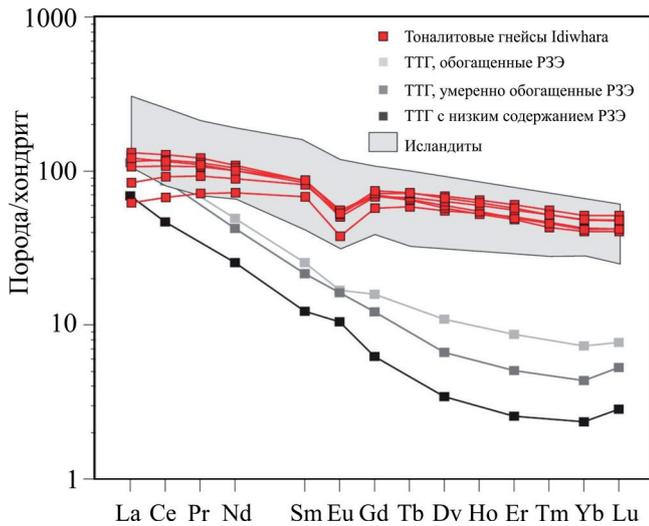


Рис. 7. Нормированное распределение редкоземельных элементов в тоналитовых гнейсах участка Idiwhaa (4.03 млрд лет) и в архейских породах ТТГ серии, по [Reimink et al., 2014].

Fig. 7. The normalized distribution of rare-earth elements in the tonalite gneisses of the Idiwhaa section (4.03Ga) and in the Archaean rocks of the TTG series, by [Reimink et al., 2014].

В последнее время среди пород Нуввуагитугского зеленокаменного пояса был обнаружен также небольшой участок, названный Idiwhaa, в котором был открыт выход гадейских гранитоидных пород возраста 4.03 млрд лет [Reimink et al., 2014]. Эти гранитоиды залегают среди типичных архейских пород ТТГ серии в гнейсовом комплексе Акаста (Acasta) Канады. Выявленные гранитоиды участка Idiwhaa слагают тонкие прослои от нескольких сантиметров до дециметра в амфиболитах и гнейсах. Породы тоналитового состава сложены минеральной ассоциацией плагиоклаз + кварц + роговая обманка + биотит. Их состав в мас. %: SiO_2 – 57.9–66.9, при низком содержании Al_2O_3 – 13.8–14.1, высоким – общего железа – $\sum\text{FeO}$ – 8.6–15.2, и низким коэффициенте магнезиальности $\text{Mg}\#$ – 13–18. В отличие от архейских ТТГ гадейские тоналиты имеют совершенно другое распределение нормированных редкоземельных элементов (рис. 7). Если архейские ТТГ обогащены легкими РЗЭ, что указывает на их формирование при частичном плавлении мантийного вещества в присутствии граната, то тоналиты гадея возникли на меньших глубинах при частичном плавлении гидратированной базальтовой коры в присутствии плагиоклаза, что способствовало появлению отрицательной Eu-аномалии.

Гранитоидные породы гадея такого генезиса, очевидно, формировались в различное время. В архейских ТТГ с возрастом 3.9 млрд лет были найдены ксенокристаллы цирконов с возрастом 4.2 млрд лет [Iizuka et al., 2006]. (Пример такого ксенокри-

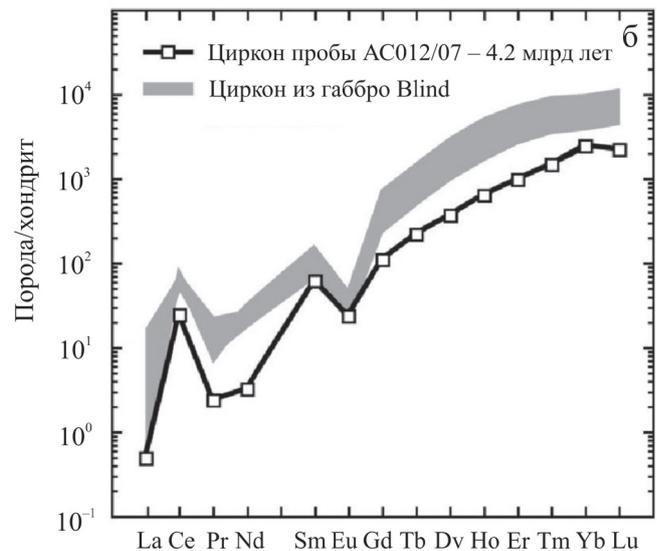
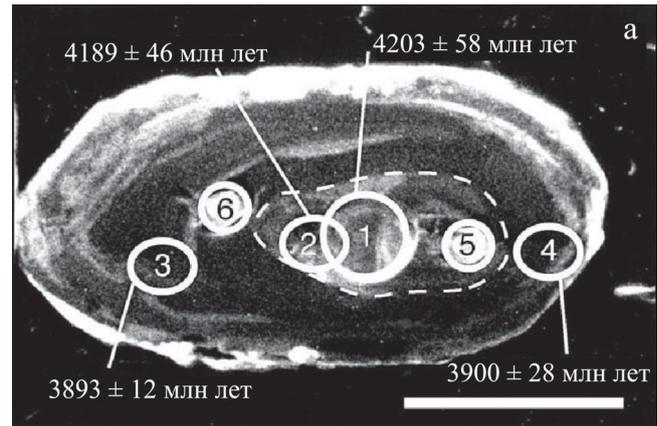


Рис. 8. Сравнение ксенокристаллов гадейского возраста с цирконом-хозяином архейского возраста из пород гнейсового комплекса Акаста Канады, по [Iizuka et al., 2012].

а. Положение ксенокристаллов в цирконе-хозяине и их возрастные характеристики.

б. Распределение нормированных по хондриту содержаний редкоземельных элементов в ксенокристаллах циркона. Для сравнения дано распределение РЗЭ в габбро.

Fig. 8. Comparison of Gadey age xenocrysts with Archean age zircon from the rocks of the Acasta Canada gneiss complex, by [Iizuka et al., 2012].

а. Position of xenocrysts in zircon host and their age characteristics.

б. Normalized distribution of chondrite-normalized contents of rare-earth elements in zircon xenocrysts. For comparison, the distribution of REE in gabbro is given.

сталла показан на рис. 8а, он расположен в центре магматического циркона с возрастом приблизительно 3.9 млрд лет. В данном случае магма, давшая начало архейским породам серии ТТГ, выплавлялась, очевидно, из остаточного магматического резервуара гадейского возраста. Возможно, это был частично расплавленный остаток гадейской коры,

погруженный в мантию в результате метеоритной бомбардировки.) На рис. 8б показано распределение нормированных редкоземельных элементов в гадейских цирконах с возрастом приблизительно 4.2 млрд лет. По распределению РЗЭ эти цирконы сопоставимы с гадейскими цирконами, найденными в Австрии. Важно подчеркнуть, что гадейские цирконы в виде ксенокристаллов были встречены в породах различных кратонов, что свидетельствует о широком распространении гадейской континентальной коры на Земле.

Между тем имеющиеся данные по возможному механизму образования расплава для цирконов гадейского возраста указывают на то, что гранитоидные расплавы могли формироваться в гадее различными путем, но в неглубоких камерах, обычно в окислительной обстановке при плавлении гидратированной базальтовой коры.

Заканчивая анализ геологической истории гадейского эона, считаем необходимым подчеркнуть одно важное обстоятельство, отмеченное в работе [Jackson et al., 2017]. Эти авторы обратили внимание на высокие величины отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в некоторых базальтах, которые, как они показали, связаны с горячими плюмами, а именно Гавайским и Исландским. В этих базальтах величина $^3\text{He}/^4\text{He}$ выше его атмосферных значений в 30–50 раз. Было высказано предположение, что это может быть связано с наличием в мантии недегазированных резервуаров, которые сохранились до настоящего времени; возможно, что такие резервуары имеют высокую плотность, поэтому они не перемешивались в процессе мантийной конвекции. Авторы данной статьи ссылаются на олигоценовые базальты о-ва Баффин (Западная Гренландия), связанные с прото-Исландским плюмом, в которых такие базальты на изотопных диаграммах свинца расположены в интервале геоизохрон 4.55–4.45 млрд лет, как это показано в работе [Jackson et al., 2010]. Однако на этой диаграмме в этом же (по соотношению изотопов свинца) поле расположены базальты ряда горячих точек, не имеющих высоких отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$, и базальты срединно-океанических хребтов, что не позволяет однозначно отнести рассматриваемые базальты с высоким $^3\text{He}/^4\text{He}$ -отношением к продуктам древних мантийных недегазированных резервуаров. В то же время известно, что летучие, в частности He и H, могут образовывать соединения с металлами (He–металл высокой плотности), возможно, при аккреции Земли и формирования ядра некоторые из таких образований попали в ядро Земли [Gilat, Vol, 2012]. В дальнейшем эти элементы (или соединения) сконцентрировались во внешнем ядре, плотность которого ниже внутреннего, потом могли попасть в слой D", в котором геофизики выделяют ультраскоростные участки [Garnero, McNamara, 2008], представляющие, возможно, магматические камеры, питаю-

щие мантийные плюмы. Очевидно, исследования в данном направлении следует продолжить, поскольку они помогут решить ряд вопросов ранней эволюции Земли.

АРХЕЙСКИЕ ТТГ СЕРИИ ПОРОД – СОХРАНИВШАЯСЯ ДРЕВНЕЙШАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ КОРА ЗЕМЛИ

Архейский период ознаменовался сохранением континентальной коры, представленной тонолит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциацией пород. Тонолит-трондьемит-гранодиоритовые раннеархейские серии (серые гнейсы) заметно отличаются от фанерозойских гранитоидов петрохимически и геохимически [Condie, 2011].

ТТГ отличаются петрохимически и геохимически от позднеархейских, протерозойских и фанерозойских пород. На рис. 9а видно, что ТТГ – типичные натриевые породы, расположенные в натриевом углу тринной Na–K–Ca диаграммы. вполне понятно, что материнскими для пород ТТГ служила древняя мантия Земли, которая еще не отдала основную массу литосферных элементов на формирование континентальной коры Земли [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]. Постархейские известково-щелочные породы, приуроченные обычно к зонам субдукции, существенно более калиевые, так как основой для их генезиса служит литосфера с большим участием континентальной коры. Еще более контрастно отличаются породы по содержанию редких элементов (рис. 9б). Во-первых, ТТГ резко обогащены легкими редкоземельными элементами. Это связано, очевидно, со значительной глубиной частичного плавления при погружении в мантию базальтовой древней архейской коры, которая, очевидно, была обогащена по сравнению с фанерозойскими базальтами MORB литофильными элементами, древние основные породы были выделены нами еще в 1977 г. в виде протоофиолитов [Глуховский и др., 1977]. Резкое преобладание в ТТГ легких РЗЭ хорошо видно на рис. 9в. Постархейские гранитоиды и известково-щелочные вулканиды также имеют высокие содержания легких РЗЭ в сравнении с тяжелыми, но их преобладание меньше, что может говорить о формировании фанерозойских вулканитов на меньших глубинах.

Суммируя приведенные данные по составу тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии пород, учитывая приведенные в ряде публикаций данные по изотопному составу ТТГ, полученные по U–Th–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr и Re–Os системам, многие из которых приведены в монографии [Condie, 2011], можно однозначно сказать, что данная серия континентальных сохранившихся архейских пород имеет мантийный генезис. Установлено, что ТТГ образуется при плавлении высоко гидратированных базальтов при достаточно высо-

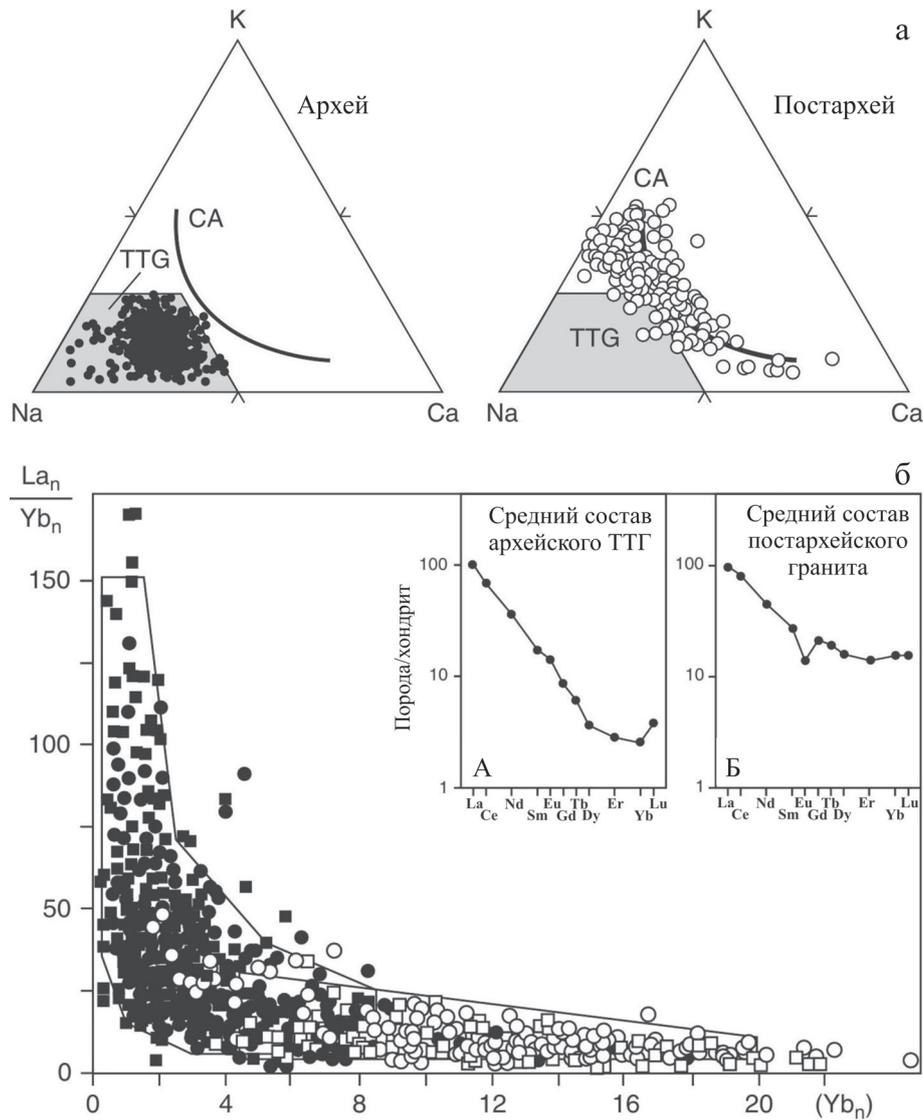


Рис. 9. Сопоставление составов пород архейской тоналит-тронджемит-гранодиоритовой серии (А) и постархейских гранитов (Б), по [Condie, 2011].

9а. На диаграммах К–Na–Са видны различия, определяемые преимущественно натровым составом пород ТТГ серии и известково-щелочным составом постархейских вулканитов и гранитов, по [Condie, 2011].

9б. Распределение нормированных содержаний РЗЭ, а так же отношения La/Yb на графике $La/Yb - Yb_{norm}$ в породах ТТГ и породах постархей. Породы ТТГ обогащены легкими РЗЭ по отношению к тяжелым

Fig. 9. Comparison of the rock formations of the Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite series (A) and the post-archaean granites (B), by [Condie, 2011].

9a. The diagrams of K–Na–Ca show differences, determined mainly by the sodium composition of the TTG series and by the calc-alkaline composition of the Postarchaean volcanics and granites, by [Condie, 2011].

9b. The distribution of normalized REE contents, as well as the La/Yb ratio on the $La/Yb - Yb_{norm}$ plot in the rocks of the TTG and the rocks of the Postarchean. The rocks of TTG are enriched with light REE in relation to heavy

ких давлениях, при которых в тугоплавком остатке устойчив гранат [Reimink et al., 2014] т.е. характерен эклогитовый парагенезис. При этом наличие в исходных базальтах повышенных значений некогерентных элементов определяет, что состав пород ТТГ серии сопоставим с островодужными породами фанерозойского возраста. Одна-

ко никаких следов субдукционных обстановок при образовании пород ТТГ серии не установлено. Можно полагать, что мантийные основные-ультраосновные магмы, связанные с архейскими плюмами, были ответственны за образование мощной базальтоидной коры. Образованные из этих магм архейские базальтоиды были обога-

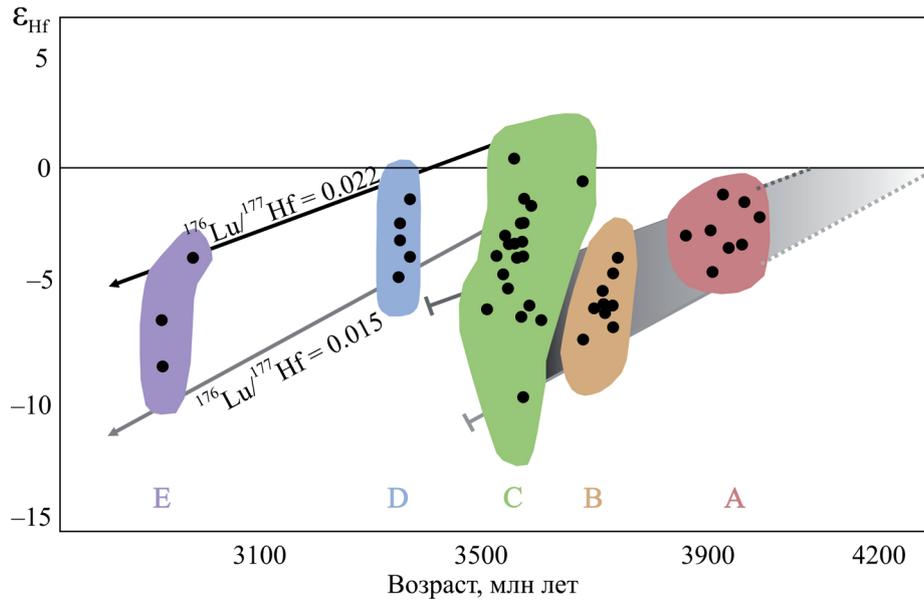


Рис. 10. Оценка модельного Lu/Hf возраста источников пород ТТГ серии из гнейсовидных пород Acasta (Канада), по [Bauer et al., 2017].

Судя по представленным данным, источник гнейсов группы А и В менее радиоактивен, чем источник магм гнейсов более молодого возраста.

Fig. 10. Estimation of the model Lu/Hf age of the TTG series rock sources from the gneissic Acasta rocks (Canada), by [Bauer et al., 2017].

Judging from the data presented, the gneiss source of groups A and B is less radioactive than the source of magma gneiss of a younger age.

щены литофильными элементами по сравнению с фанерозойскими базальтами MORB.

Верхи мантии, связанные с подъемом плюмов, были насыщены флюидами, а коровые базальты – некогерентными элементами. Под тяжестью мощной базальтоидной коры происходило прогибание и погружение базальтоидов в мантию. Этот процесс получил название “сагдукции” (от английского слова *sag* – прогиб). Он был связан с вертикальными движениями [Хаин, 2003].

Формирование наиболее древних (3.9–3.8 млрд лет) пород серии ТТГ происходило с использованием протолитов или корового гадейского вещества при образовании первичных магм для архейских ТТГ. Доказательство участия гадейского мантийного источника (возраста > 4.0 млрд лет) при формировании архейской гнейсовой серии ТТГ (Канада) на основе исследования изотопов Lu–Hf и U–Pb в гнейсах подробно рассмотрено в работе [Bauer et al., 2017]. На диаграмме (рис. 10) показано распределение изотопных характеристик, полученных при изучении тоналитов (ТТГ) гнейсовой серии Акаста (Acasta) Канады изотопов двух вышеупомянутых изотопных серий. По величине субхондритового соотношения $^{177}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ они связаны двумя значениями этого соотношения 0.015 и 0.022, а по возрасту выделяется пять групп пород:

3.96–3.94 (группа А), 3.74–3.72 (В), 3.66 – 3.58 (С), ≈3.4 (D) и 2.9 (E) млрд лет. Как показано [Bauer et al., 2017], эта группа пород ТТГ серии, очевидно, связана с двумя одновременными магматическими протолитами гадейского возраста. Породы группы А, В и частично С (нижняя часть этой группы на рис. 10), связаны с гадейской субхондритовой составляющей с соотношением $^{177}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$, а вторая группа D и E, и верхняя часть группы С – с субхондритовой составляющей этих же изотопов равной 0.022. Как считают авторы статьи [Bauer et al., 2017], что совершенно правильно, это связано с разной глубиной “захоронения” одновременных остатков гадейской коры, провалившихся в мантию в результате метеоритных бомбардировок. Это гадейская кора расплавлялась и смешивалась с мантийным материалом, который служил в дальнейшем протолитом для магм, давшим начало архейским породам серии ТТГ. Возможно, протолиты – источник более молодых пород – сформировался на больших глубинах, соответственно, был вовлечен в магнообразование позднее.

В рассматриваемой работе авторы исследовали по аналогичной методике архейские породы Гренландии и Центральной Африки, для которых они установили близкие возрастные группы, связанные с несколькими различными субхондритовыми соотно-

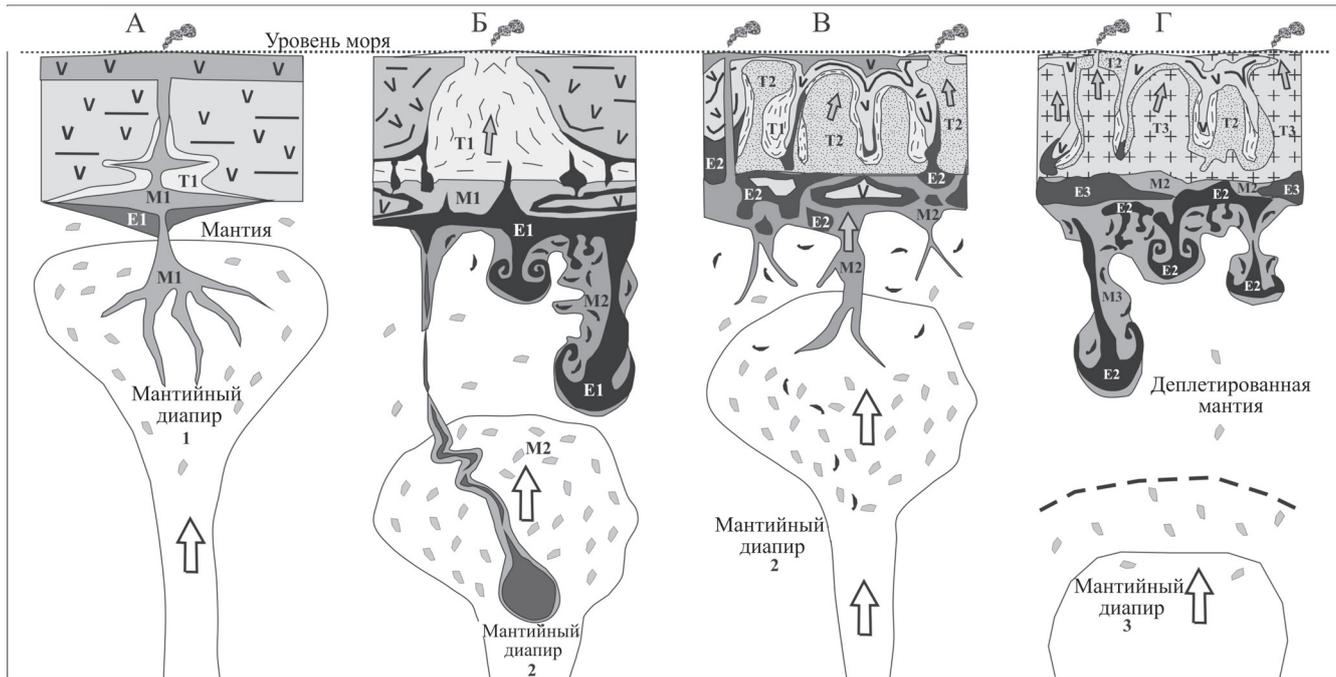


Рис. 11. Модель сагдукции, обеспечивающая формирование пород ТТГ возраста 3.9–3.1 млрд лет [Bédard, 2006].

Архейская кора повышенной мощности погружается (проваливается) в мантию до глубины, на которых при плавлении в рестите остается гранат. Под влиянием высоких мантийных температур происходит выплавление из эколгитизированного архейского базальтоида пород серии ТТГ, которые интродуцируются в основную архейскую кору, образуя сохранившуюся первую континентальную кору. J.H. Bédard отметил, что таких стадий может быть 3–4.

Fig. 11. The model of sagduction providing generation of TTG rocks of age 3.9–3.1 billion years [Bédard, 2006].

The Archean crust of high power is submerged (falls through) into the mantle to a depth at which garnet remains during melting in restite. Under the influence of high mantle temperatures, the TTG series rocks are melted from the eclogitized Archean basaltoid, which intrude into the main Archean cortex, forming the preserved first continental crust. J.H. Bédard noted that can be 3–4 such stages.

шениями изотопов Lu/Hf. Данные наблюдения свидетельствуют о широком распространении гадейской коры на Земле.

Модель сагдукции, основанную на детальном петролого-геохимическом изучении зеленокаменного пояса в Сьюперior (Superior) провинции (Канада), состоящего из вулканитов базальтокоматиитового состава, с которыми ассоциируют породы тоналит-трондьемитовой серии, детально рассмотрена в работе [Bédard, 2006] (рис. 11). Ее суть такова: Базальтоидные вулканические серии коры повышенной мощности интродуцируются магмами, генерируемыми поднимающимся плюмом. В результате происходит частичное плавление вулканитов, опускание реститов, а гранитоидные (толеитовые) магмы поднимаются от низов коры к ее верхним уровням. Процесс формирования ТТГ серии многостадийный. В предлагаемой модели он включает как минимум 3–4 стадии. В какой-то мере эта модель может быть применена к формированию океанических плато. Очевидно, бурение современных океанических плато, которые так же, как и архейские серии ТТГ, образуются над мантийными плюмами, поможет лучше по-

нять этот процесс. Образование гранитоидных пород во многом похоже на процессы формирования известково-щелочных серий вулканитов и гранитоидов, связанных с зонами субдукции. В отличие от субдукции процесс сагдукции основан на вертикальных опусканиях (провалах) базальтоидных пород в глубины мантии.

В 2011–2016 гг. выполнялась международная программа по изучению архейского магматизма Земли. Результаты этих исследований опубликованы в коллективной работе [Halla et al., 2017]. В процессе работ по программе были изучены архейские гранитоидные образования: Северо-Атлантического, Феро-скандинавского, Индийского и Украинского щитов.

Исполнители программы пришли к следующим выводам.

Тоналит-трондьемит-гранодиоритовые ассоциации пород (в России их называют “серые гнейсы”) в изученных кратонах формировались в интервале 3.9–3.6–3.4–3.1 млрд лет.

Гранитоидные массивы (в том числе и батолиты) моложе 3.1 млрд лет сменились калиевыми известково-щелочными гранитоидами, среди которых выделяются: санукитоиды, монцограни-

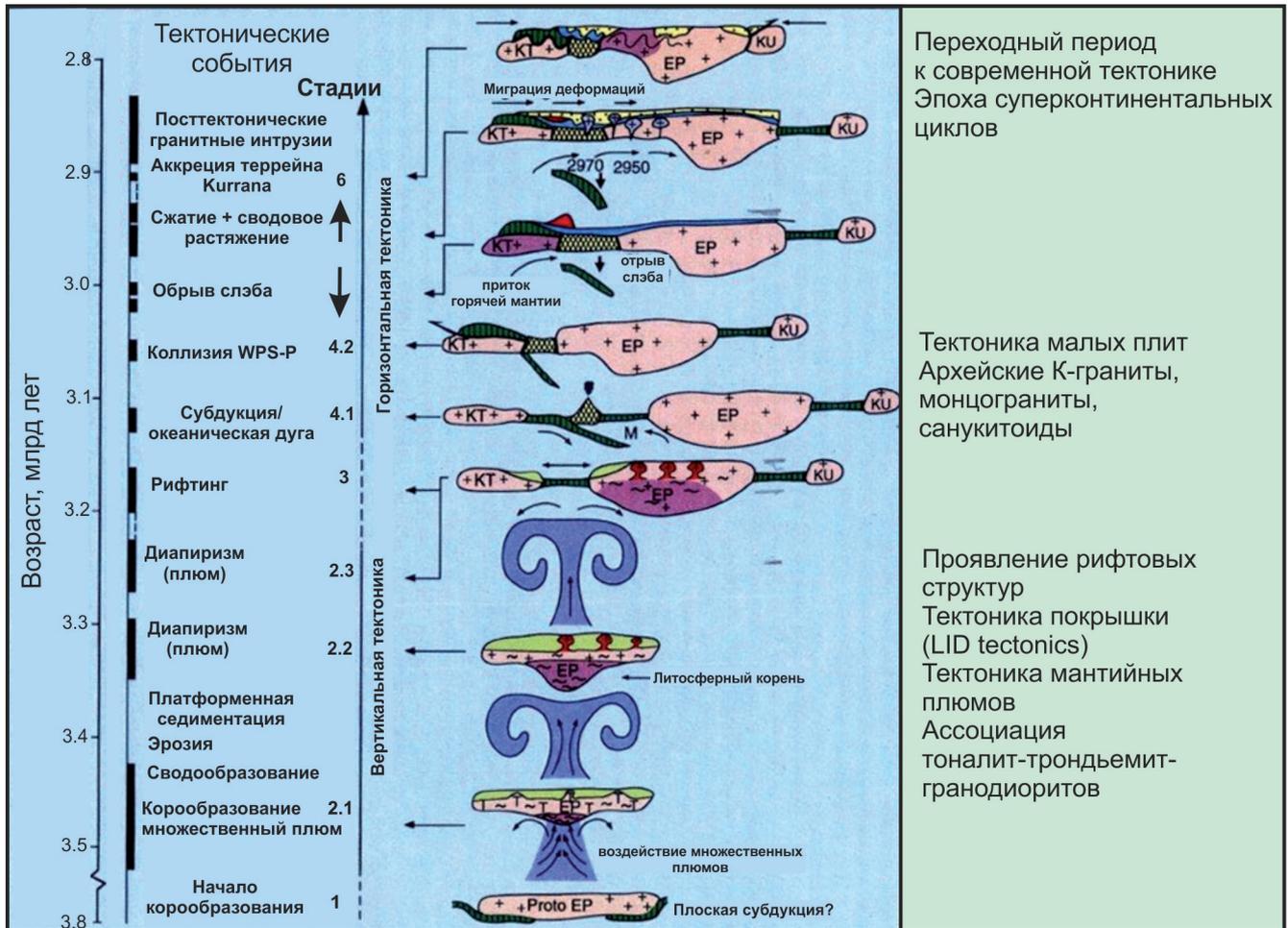


Рис. 12. Диаграмма тектоно-магматических событий формирования геологической структуры кратона Pilbara (Пилбара, Австралия), по [Pease et al., 2008] с добавлениями.

Fig. 12. Diagram of tectonic-magmatic events in the formation of geological structure craton Pilbara (Australia), by [Pease et al., 2008] with the additions.

ты, обогащенные редкими элементами кварцевые монциониты.

По мнению авторов [Halla et al., 2017] в это время произошло изменение динамики Земли, началась тектоника плит.

Предполагается [Halla et al., 2017], что при образовании К гранитоидов возраста 3.1–2.5 млрд лет некоторые докембрийские кратоны, которые ранее слагали единый суперконтинент, были разбиты на серию более мелких, разделенных океаническими бассейнами.

Таким образом, тектоника покрывки (LID tectonics) и тектоника мантийных переворотов, глубинных мантийных плюмов ультраосновного основного состава продолжилась до 3.1 млрд лет.

В интервале времени 3.1–2.7 млрд лет назад, по нашему мнению, был период тектоники малых плит. 2.7–2.0 млрд лет назад – переходный период от тектоники малых плит к современной тектонике.

В это время сформировались все внутренние оболочки Земли [Кузьмин, Ярмолюк, 2016, 2017]. Смену тектонических движений и типов тектонических структур от начала архея до начала тектоники плит можно проиллюстрировать диаграммой (рис. 12) с добавлением авторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение ранних этапов эволюции нашей Земли – основа для понимания ее дальнейшей, в том числе и будущей, геологической истории. Хаотичный эон характеризовался космическими факторами, которые определили начальное развитие нашей планеты. В это время 4568–4500 млн лет назад произошло формирование Земли в результате аккреции планетозималей, космические факторы определяли все процессы, происходящие на Земле: дифференциацию на ядро и мантию, формиро-

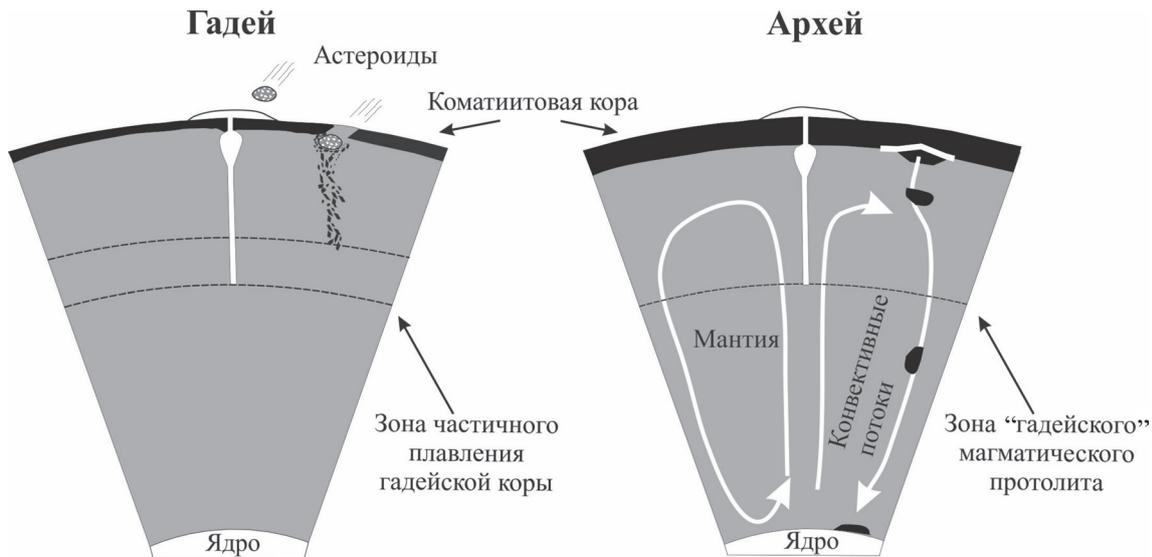


Рис. 13. Модели возможных эндогенных процессов в гадейский эон и эоархейский период времени.

В гадее тонкая кора формировалась мантийными магмами, извержения которых провоцировались падениями астероидов. Бомбардировки разрушали кору, погружавшуюся в верхнюю часть мантии и формировавшую «гадейский» протолит для последующего магмообразования. В архее началась общемантийная конвекция, которая вовлекала в плавление также и «гадейский» протолит. Плавление низов коры под воздействием мантийных магм вызывало появление расплавов, образующих ТТГ комплексы. Реситовая часть нижней коры опускалась в низы нижней мантии (пояснение см. в тексте).

Fig. 13. Models of possible endogenous processes in the Gadia eon and the Eoarchaeon period of time.

вание спутника Земли – Луны. В это же время эволюция самой Солнечной системы определяла ее разделение на каменистую внутреннюю и газОВО-водную внешнюю части, в которых ближе к Солнцу расположились планеты земной группы, а во внешней части – газОВО-ледяные планеты-гиганты. Ранняя история планет-гигантов, а также интенсивность метеоритной бомбардировки планет земной группы во многом способствовали доставке строительного материала во внутренней части системы.

Интенсивные метеоритные бомбардировки продолжались на Земле и в гадейское время, когда началось формирование первой (начальной) земной коры, которая практически была уничтожена в конце гадейского эона, когда планеты-гиганты обосновались на своих орбитах и основной метеоритный материал был принят планетами земной группы, а значительная его часть была поглощена Солнцем.

Гадейская эпоха, несмотря на то, что она рассматривается, как начало геологической истории Земли, развивалась под влиянием космических процессов. В частности, Земля, как и другие планеты земной группы постоянно подвергалась метеоритно-астероидным бомбардировкам. На рис. 13 приведена модель проявленных эндогенных процессов, характерных для гадейского времени. Высокая температура гадейской мантии определялась с одной стороны, недавно закристаллизовавшимся горячим мантийным океаном, образованным в связи импактом ответственным за формирование Луны, а с другой –

наличием множества короткоживущих изотопных систем, при радиоактивном распаде материнских изотопов, когда выделялось большое количество энергии. В связи с этим общемантийной конвекции в гадее, скорее всего, не существовало. На ровную стагнированную поверхность Земли падали космические астероиды или крупные метеориты, вызывая разрушение поверхности планеты, представленной породами, сформированными при излиянии и дифференциации мантийных основных магм. Обломки слагающих поверхность пород погружались в мантию, расплавлялись, смешиваясь с материалом мантии, формируя будущие протолиты позднегадейских и архейских магм, в которых могли оставаться тугоплавкие кристаллы цирконов. В разрушенные участки гадейской земной поверхности изливались новые порции основных и коматиитовых мантийных магм, кристаллизация которых залечивала разбитую поверхностную кору Земли, разрываемую при следующей бомбардировке. Таким образом, эндогенная активность Земли в гадее была полностью обусловлена внешними космическими процессами.

В конце гадея, когда завершалась последняя тяжелая метеоритная бомбардировка, в результате которой было потеряно большое количество эндогенной энергии, была понижена температура мантии, чему способствовало, кроме того, прекращение радиоактивного распада короткоживущих изотопов, наступил архейский период геологической истории Земли.

Можно полагать, что снижение температуры мантии, не затронуло термическое состояние ядра Земли. Очевидно, началась общемантийная конвекция (см. рис. 13). Соответственно, началось время самоорганизации самой Земли, что обусловило проявление глубинных тектонических процессов, т.е. эндогенной активности самой Земли, а космическое воздействие на Землю существенно уменьшилось.

Поверхность Земли оставалась стагнированной ровной, т.е. продолжалась LID тектоника, но она разрывалась поднимающимися глубинными плюмами, доставляющими магмы ультраосновного-основного состава, которые в местах выхода формировали мощную кору основного (базальтоидного) состава. Поверхностный слой Земли не выдерживал нагрузки верхнего слоя, который, согласно процессу сагдукиции, проваливался вниз, формируя при этом гранитоидные магмы, дающие породы серии ТТГ, которые изливаясь на поверхности образовывали сохранившуюся до настоящего времени архейскую континентальную гранитоидную кору.

Постепенно мощность континентальной коры увеличивалась, она начинала разламываться и погружаться в мантию, начиналась эпоха тектоники малых плит, которая постепенно с учетом формирования внутренних оболочек Земли [Condie, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2017] эволюционировала и перешла к современной тектонической активности Земли, при которой сосуществуют процессы тектоники плит и тектоники плюмов.

Конечно, эта общая картина эволюции нашей планеты является во многом умозрительной и требует глубокой дальнейшей переработки, для чего требуются детальные комплексные геологические исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А. (2016) Рожденные из хаоса. *В мире науки*, (7), 16-27.

Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. (1977) Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов. *Геотектоника*, (6), 103-117.

Костицын Ю.А. (2012) Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf-W и U-Pb систем. *Геохимия*, (6), 531-554.

Кузьмин М.И. (2014) Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Ст. I. *Geodynam. Tectonophys.*, 5(3), 625-640.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2017) Биография Земли: основные этапы геологической истории. *Природа*, (6), 12-25.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (2016) Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли. *Докл. АН*, 469(6), 706-710.

Лин Д. (2008) Происхождение планет. *В мире науки*, (8), 22-31.

Хайн В.Е. (2003) Основные проблемы современной геологии. М.: Науч. мир, 348 с.

Allègre C.J., Poirier J.P., Humler E., Hofmann A.W. (1995) The Chemical-Composition of the Earth. *Earth Planet., Sci. Lett.*, 134(3-4), 515-526. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00123-T](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00123-T)

Bauer A.M., Fisher C.M., Vervoort J.D., Bowring S.A. (2017) Coupled zircon Lu-Hf and U-Pb isotopic analyses of the oldest terrestrial crust, the >4.03Ga Acasta Gneiss Complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 458, 37-48.

Bédard J.H. (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 79, 1188-1214.

Cameron A.G.W. (1986) The impact theory for origin of the Moon. *Origin of the Moon* (Eds W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor). Houston, TX: Lunar & Planetary Institute, 609-616.

Condie K.C. (2011) Earth as an evolving Planetary System. Elsevier, 574 p.

Garnero E.J., McNamara A.K. (2008) Structure and Dynamics of Earth's Lower Mantle. *Science*, 320, 626-628.

Gilat A., Vol A. (2012) Degassing of primordial hydrogen and helium as the major energy source for internal terrestrial processes. *Geosci. Front.*, 1, 911-921. doi:10.1016/j.gsf.2012.03.009

Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G. (2010) The eons of chaos and hades. *Solid Earth*, 1, 1-3. <http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>

Grange M.L., Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Timms N.E., Meyer C. (2013) Interpreting the U-Pb data from primary and secondary features in lunar zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 101, 112-132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.013>

Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z. (2017) Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective <http://sp.lyellcollection.org/bu/guest-on-February-3>

Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M. (2008) Early (N = 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu-Hf, $\delta^{18}\text{O}$, and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 268(3-4), 476-486.

Hartmann W.K. (1986). Moon origin: the impact-trigger hypothesis. *Origin of the Moon* (Eds W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor). Houston, TX: Lunar & Planetary Institute, 579-608. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.011>.

Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F. (2006) 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust. *Geology*, 34(4), 245-248.

Jackson M.G., Carlson R.W., Kurz M.D., Kempton P.D., Don Francis, Blusztajn J. (2010) Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir. *Nature*, 466, 853-856.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. (2017) Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes. *Nature*, 542, 340-343.

Lauretta D. (2011) A cosmochemical view of the Solar System. *Elements*, 7(1), 11-16. <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.7.1.11>

Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W. (1992) The Earth's oldest known crust – a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56(3), 1281-1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N)

- Maruyama S., Ebisuzaki T. (2017) Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL. *Geosci. Front.*, **8**, 253-274.
- Masset F., Snellgrove M. (2001) Reversing type II migration: resonance trapping of a lighter giant protoplanet. *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, **320**(4), L55-L59.
- McDonough W.G., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Myers J.S. (1988) Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western-Australia. *Precamb. Res.*, **38**(4), 297-307. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90029-0)
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. (2014) The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos*, **190-191**, 313-327.
- Newsom H.E., Taylor S.R. (1989) Geochemical implications of the formation of the Moon by a single giant impact. *Nature*, **338**, 29-34.
- O'Neil J., Carlsons R.W., Paquette J.L., Francis D. (2012) Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. *Precamb. Res.*, **220-221**, 23-44.
- Pease V., Percival J., Smitbies J., Stevens G., Kranendank M. (2008) When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **440**, 199-228.
- Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M. (2014) Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting. *Nat. Geosci.*, **7**, 529-533.
- Roth A.S.G., Bourdon B., Mojzsis S.J., Touboul M., Sprung P., Guitreau M., Blichert-Toft J. (2013) Inherited ¹⁴²Nd anomalies in Eoarchean protoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **361**, 50-57.
- Stern R.J. (2008) Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **440**, 265-280.
- Taylor D.J., McKeegan K.D., Harrison T.M. (2009) Lu-Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **279**(3-4), 157-164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.030>
- Wood B. (2011) The formation and differentiation of Earth. *Physics Today*, **64**(12), 40-45. <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>
- Wood B.J., Halliday A.N. (2010) The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone. *Nature*, **465**(7299), 767-771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>
- REFERENCES
- Allègre C.J., Poirier J.P., Humler E., Hofmann A.W. (1995) The Chemical-Composition of the Earth. *Earth Planet., Sci. Lett.*, **134**(3-4), 515-526. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00123-T](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00123-T)
- Batygin K., Laflin G., Morbidelli A. (2016) Born from the chaos. *V mire nauki*, (7), 16-27. (In Russian)
- Bauer A.M., Fisher C.M., Vervoort J.D., Bowring S.A. (2017) Coupled zircon Lu-Hf and U-Pb isotopic analyses of the oldest terrestrial crust, the >4.03Ga Acasta Gneiss Complex. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **458**, 37-48.
- Bédard J.H. (2006) A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **79**, 1188-1214.
- Cameron A.G.W. (1986) The impact theory for origin of the Moon. *Origin of the Moon* (Eds W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor). Houston, TX: Lunar & Planetary Institute, 609-616.
- Condie K.C. (2011) Earth as an evolving Planetary System. Elsevier, 574 p.
- Garnero E.J., McNamara A.K. (2008) Structure and Dynamics of Earth's Lower Mantle. *Science*, **320**, 626-628
- Gilat A., Vol A. (2012) Degassing of primordial hydrogen and helium as the major energy source for internal terrestrial processes. *Geosci. Front.*, **1**, 911-921. doi:10.1016/j.gsf.2012.03.009
- Glukhovskii M.Z., Moralev V.M., Kuz'min M.I. (1977) Tectonics and petrogenesis of the Katarchean complex of the Aldan Shield in connection with the problem of protophylites. *Geotektonika*, (6), 103-117. (In Russian)
- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G. (2010) The eons of chaos and hades. *Solid Earth*, **1**, 1-3. <http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>
- Grange M.L., Pidgeon R.T., Nemchin A.A., Timms N.E., Meyer C. (2013) Interpreting the U-Pb data from primary and secondary features in lunar zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **101**, 112-132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.013>
- Hain V.E. (2003) *Osnovnye problemy sovremennoi geologii* [The main problems of modern geology]. Moscow, Nauch. mir Publ., 348 p. (In Russian)
- Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z. (2017) Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. <http://sp.lyellcollection.org/bu/guest-on-February-3>
- Harrison T.M., Schmitt A.K., McCulloch M.T., Lovera O.M. (2008) Early (N = 4.5 Ga) formation of terrestrial crust: Lu-Hf, δ¹⁸O and Ti thermometry results for Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **268**(3-4), 476-486.
- Hartmann W.K. (1986). Moon origin: the impact-trigger hypothesis. *Origin of the Moon* (Eds W.K. Hartmann, R.J. Phillips, G.J. Taylor). Houston, TX: Lunar & Planetary Institute, 579-608. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.02.011>.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F. (2006) 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust. *Geology*, **34**(4), 245-248.
- Jackson M.G., Carlson R.W., Kurz M.D., Kempton P.D., Don Francis, Blusztajn J. (2010) Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir. *Nature*, **466**, 853-856.
- Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. (2017) Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes. *Nature*, **542**, 340-343.
- Kostitsyn Yu.A. (2012) Age of the Earth's core by isotopic data: matching of Hf-W and U-Pb systems. *Geokhimiya*, (6), 531-554. (In Russian)
- Kuz'min M.I. (2014) Precambrian history of the origin and evolution of the solar system and the Earth. Article I. *Geodynam. Tectonophys.*, **5**(3), 625-640. (In Russian)
- Kuz'min M.I., Yarmolyuk V.V. (2017) Biography of the Earth: the main stages of geological history. *Priroda*, (6), 12-25. (In Russian)
- Kuz'min M.I., Yarmolyuk V.V. (2016) Change in the style of tectonic movements in the evolution of the Earth. *Dokl. Akad. Nauk*, **469**(6), 706-710. (In Russian)
- Lauretta D. (2011) A cosmochemical view of the Solar System. *Elements*, **7**(1), 11-16. <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.7.1.11>

- Lin D. (2008) Origin of the planets. *V mire nauki*, (8), 22-31. (In Russian)
- Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W. (1992) The Earth's oldest known crust – a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**(3), 1281-1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N)
- Maruyama S., Ebisuzaki T. (2017) Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL. *Geosci. Front.*, **8**, 253-274.
- Masset F., Snellgrove M. (2001) Reversing type II migration: resonance trapping of a lighter giant protoplanet. *Mon. Not. R. Astron. Soc.*, **320**(4), L55-L59.
- McDonough W.G., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**(3-4), 223-253. [http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Myers J.S. (1988) Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western-Australia. *Precamb. Res.*, **38**(4), 297-307. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90029-0)
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. (2014) The role of detrital zircons in Hadean crustal research. *Lithos*, **190-191**, 313-327.
- Newsom H.E., Taylor S.R. (1989) Geochemical implications of the formation of the Moon by a single giant impact. *Nature*, **338**, 29-34.
- O'Neil J., Carlsons R.W., Paquette J.L., Francisc D. (2012) Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. *Precamb. Res.*, **220-221**, 23-44.
- Pease V., Percival J., Smitbies J., Stevens G., Kranendank M. (2008) When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **440**, 199-228.
- Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M. (2014) Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting. *Nat. Geosci.*, **7**, 529-533.
- Roth A.S.G., Bourdon B., Mojzsis S.J., Touboul M., Sprung P., Guitreau M., Blichert-Toft J. (2013) Inherited ¹⁴²Nd anomalies in Eoarchean protoliths. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **361**, 50-57.
- Stern R.J. (2008) Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **440**, 265-280.
- Taylor D.J., McKeegan K.D., Harrison T.M. (2009) Lu-Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **279**(3-4), 157-164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.030>
- Wood B. (2011) The formation and differentiation of Earth. *Physics Today*, **64**(12), 40-45. <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>
- Wood B.J., Halliday A.N. (2010) The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone. *Nature*, **465**(7299), 767-771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>

УДК 552.321.1.(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691

МУРЗИНСКИЙ МАССИВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ КАК ПРИМЕР МЕЖФОРМАЦИОННОГО ГРАНИТНОГО ПЛУТОНА: МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2018 г. **Г. Б. Ферштатер**, Н. С. Бородина*Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: gerfer@online.ural.ru*

Поступила в редакцию 08.11.2017 г., принята к печати 07.05.2018 г.

Мурзинский массив представляет собой круто падающую на восток пластообразную межформационную залежь длиной около 6 км, в подошве которой залегают протерозойские метаморфиты преимущественно гранулитовой фации ($P = 5-6$ кбар, $T = 750-800^\circ\text{C}$), а в кровле – вулканогенно-осадочные силуро-девонские породы, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации. Петрогенные элементы определены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН. Содержания редких элементов определены методом ICP MS в лабораториях Университета Гранады (Испания) и Института геологии и геохимии. Породы, залегающие в подошве массива, по мере приближения к нему в восточном направлении меняют свой состав от преимущественно базитового до гранитоидного. Гнейсы гранитоидного состава подверглись высокой степени плавления, и этот анатектический расплав сформировал западную часть Мурзинского массива. Граниты образуют три комплекса: 1) *южаковский* – жилы биотитовых ортоклазовых антипертитовых гранитов, варьирующих по содержанию K_2O , в метаморфитах подошвы массива; 2) *ватихский* – биотитовые ортоклазовые антипертитовые граниты, залегающие в восточной части массива. В массиве выявлена четкая геохимическая зональность: с запада на восток (от подошвы к кровле) в гранитах ватихского и мурзинского комплексов растут содержания Rb, Li, Nb, Ta. В этом же направлении уменьшаются значения K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta отношений, а также содержания бария и стронция. Соответственно изменяются и составы таких породообразующих минералов, как плагиоклаз и биотит, что свидетельствует о возникновении геохимической зональности на магматической стадии. Изотопные характеристики одновозрастных (255 млн. лет) гранитов ватихского ($\text{Sr}_1 = 0.70868-0.70923$ и ϵNd_{255} от -8.9 до -11.9) и мурзинского ($\text{Sr}_1 = 0.70419-0.70549$, ϵNd_{255} от -2.6 до $+2.3$) комплексов указывают на то, что субстратом первых были протерозойские гранито-гнейсы, а вторых – породы новообразованной коры, возможно, сходные с силуро-девонскими вулканогенно-осадочными толщами, контактирующими с мурзинскими гранитами.

Ключевые слова: граниты, метаморфиты, геохимическая зональность, изотопные характеристики гранитов, P - T параметры гранитного магматизма

MURZINKA MASSIF AT THE MIDDLE URALS AS AN EXAMPLE OF THE INTERFORMATIONAL GRANITE PLUTON: MAGMATIC SOURCES, GEOCHEMICAL ZONALITY, PECULIARITIES OF FORMATION

German B. Fershtater, Nadezhda S. Borodina*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia,
e-mail: gerfer@online.ural.ru*

Received 08.11.2017, accepted 07.05.2018

Murzinka massif is a sheet-like interformational body steeply deeping to the East with length about 6 km. Proterozoic metamorphic rocks of the predominantly granulite facies ($P = 5-6$ kbar, $T = 750-800^\circ\text{C}$) occur at the base of massif, and volcanic-sedimentary Silurian-Devonian rocks metamorphosed in the epidote-amphibolite facies – in the roof of it. Analyzes of rocks are made in the Institute of Geology and Geochemistry. A.N. Zavaritsky (Ekaterinburg, Russia) by standard methods. Petrogen elements were determined on the X-ray fluorescence spectrometers CPM-18, CPM-25, VRA-30 and the rare elements – on the ICP-MS mass spectrometer ELAN-9000 company Perkin Elmer. In the eastern direction the rocks lying in the base of the massif change their composition from predominantly basic to granitic. The

Для цитирования: Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (2018) Мурзинский массив на Среднем Урале как пример межформационного гранитного плутона: магматические источники, геохимическая зональность, особенности формирования. *Литосфера*, **18**(5), 672-691. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691

For citation: Fershtater G.B., Borodina N.S. (2018) Murzinka massif at the Middle Urals as an example of the interformational granite pluton: magmatic sources, geochemical zonality, peculiarities of formation. *Litosfera*, **18**(5), 672-691. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-672-691

gneisses of granitoid composition underwent a high degree of melting, and their anatectic melt formed the western part of Murzinka massif. The granites form three complexes: yuzhakovsk – vein of biotite orthoclase antiperthite granites, varying in K_2O content, in the metamorphic rocks of the base of the massif, the vaticka – biotite orthoclase antiperthite granites in western part of the Murzinka massif, and the murzinka s.s. – two-mica predominantly microcline granites in the eastern part of the massif. Vaticka and murzinka granites have the same isotopic age (about 255 Ma). A clear geochemical zonation is revealed in the massif: from the west to the east (from the base to the roof), the contents of Rb, Li, Nb, Ta grow in the granites of the vaticka and murzinka complexes. In the same direction, the ratios K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta decrease, as well as the content of Ba and Sr. Accordingly, the compositions of such rock-forming minerals as plagioclase and biotite also change. The isotope characteristics of the granites of the vaticka ($Sr_i = 0.70868-0.70923$ and ϵNd_{255} from -8.9 to -11.9) and murzinka ($Sr_i = 0.70419-0.70549$, ϵNd_{255} from -2.6 to $+2.3$) complexes suggest that the substratum of the former was the Proterozoic granite-gneisses, and of the second – the rocks of the newly formed crust, possibly similar to the Silurian-Devonian volcanogenic-sedimentary rocks, which contact with the murzinka granites at the west.

Keywords: *granites, geochemical zonation, isotopic characteristic of granites, P-T parameters of granite magmatism*

Acknowledgements

The work was performed in the framework of the theme No. 0393-2016-0020 of the state assignment of the IGG UB RAS, state registration No. AAAA-A18-118052590029-6.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема образования гранитных массивов всегда была в центре внимания петрологов и геохимиков. Использование современных методов анализа, в том числе локальных, в совокупности с детальными геологическими наблюдениями позволяет приблизиться к решению таких коренных вопросов гранитообразования, как длительность и стадийность процесса, его физико-химические параметры, закономерности и условия гранитообразования и магматической эволюции, источники гранитных магм и флюидов.

Цель настоящей статьи состоит в том, чтобы на примере хорошо изученного Мурзинского массива на Среднем Урале рассмотреть эти проблемы. Массив был описан ранее [Орогенный гранитоидный магматизм ..., 1994], но появившиеся новые более точные аналитические данные позволяют вернуться к этому уникальному объекту.

Массив представляет собой межформационное пластообразное тело мощностью до 10 км, круто падающее на восток. Он перекрывается предположительно девонскими вулканогенно-осадочными породами, а подстилается протерозойскими пара- и ортопородами мурзинско-адуйского метаморфического комплекса (ММК) [Кейльман, 1974; Коровко, Двоглазов, 1986], прорванными многочисленными гранитными жилами, которые обособлены нами в южакровский комплекс (рис. 1). В самом массиве выделено два изотопно одновозрастных гранитных комплекса. Его западная часть сложена ортоклазовыми магнетитовыми биотитовыми гранитами ватихского комплекса, а восточная – микроклин-ортоклазовыми и микроклиновыми двуслюдяными гранитами мурзинского комплекса [Орогенный гранитоидный магматизм ..., 1994]. В подошве массива формировались жилы камерных пегматитов, образующие знаменитую самоцветную полосу Урала [Ферсман, 1940; Таланцев, 1988], а в его надкровлевой части – обыч-

ные пегматиты с редкометальной минерализацией и разнообразные метасоматиты.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогенные элементы определены в лаборатории физико-химических методов исследования Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина и Г.С. Неупкоева). Содержания редких элементов определены методом ICP MS в лабораториях Университета Гранады (Испания) (аналитики Ф. Беа, П. Монтеро) и Института геологии и геохимии – эмиссионно-спектральным методом (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Чередниченко и Л.К. Дерюгина). Точность анализов составляет 2 и 5 отн.% для концентраций 50 и 5 г/т.

Мурзинско-адуйский метаморфический комплекс

На широте Мурзинского гранитного массива породы комплекса представлены пара- и ортогнейсами, валовый состав которых колеблется от базитового до гранитоидного. Западная и центральная части комплекса сложены гнейсами преимущественно базитового состава, переслаивающимися с более кремнекислыми породами (табл. 1, ан. 1–8). По минеральному составу выделяются высокоглиноземистые разности (см. табл. 1, ан. 2, 3, 7, 8) и породы повышенной щелочности (ан. 1, 4–6). Первые представлены чередованием биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-кордиерит-силлиманитовых и биотит-корундовых гнейсов с турмалином. Гнейсы с корундом (ан. 2) сходны по минералогии с корундовыми сиенитами, описанными в [Левин, Коротеев, Звонарева, 1975; Попов, Попова, 1975] в Ильменских горах: хорошо образованные кристаллы корунда размером 0.5–5 см, ориентировка которых не подчиняется гнейсовидности, окружены

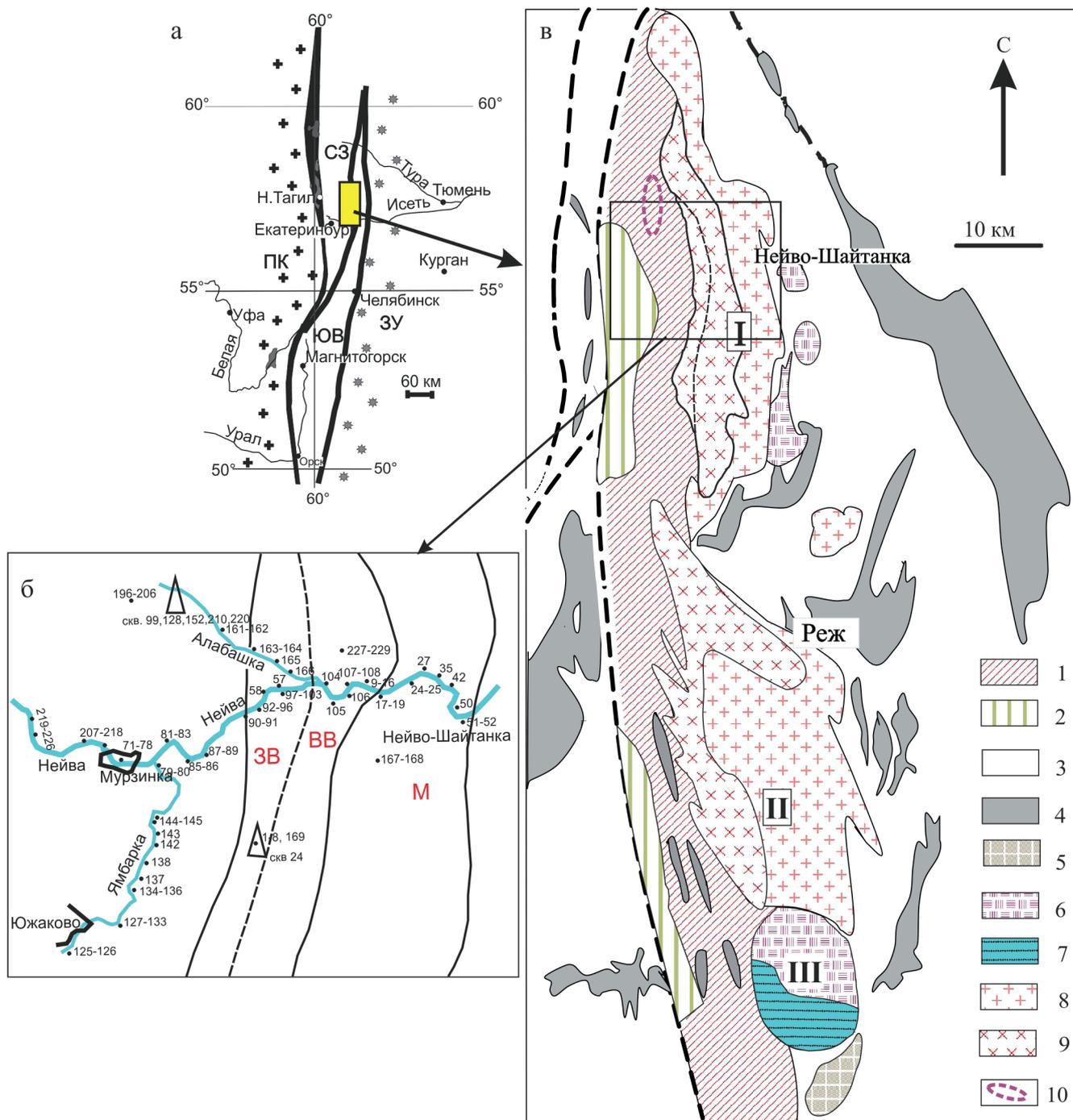


Рис. 1. Местоположение района исследований.

а – основные геологические структуры Урала: ПК – палеоконтинентальный сектор, ЗУ – Зауралье, СЗ и ЮВ – островодужно-континентальные мегаблоки [Ферштатер, 2013]. б – схема размещения образцов пород Мурзинского массива, упоминаемых в тексте, линиями показаны контуры Мурзинского массива и в нем примерные площади развития гранитов западно-ватихского (ЗВ), восточно-ватихского (ВВ) подкомплексов и мурзинского (М) комплекса. в – схема геологического строения района Мурзинского (I), Адуйского (II) и Каменского (III) массивов. Составлена на основе геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева с изменениями авторов.

1, 2 – породы мурзинско-аудийского метаморфического комплекса: 1 – биотитовые диорито- и гранито-ортогнейсы и парагнейсы с прослоями мраморов, 2 – высоко-глиноземистые орто- и парагнейсы щелочно-базитового состава; 3 – силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы; 4 – серпентиниты; 5 – раннедевонские мигматизированные габброиды, трондьемиты, гранодиориты; 6, 7 – каменноугольные тоналиты, гранодиориты и граниты (6) и мигматиты по ним (7) в Каменском массиве; 8 – двуслюдяные микроклин-ортоклазовые граниты, предположительно кристаллизовавшиеся из магмы, образованной при мигматизации каменноугольных тоналитов и гранодиоритов (мурзинский комплекс); 9 – биотитовые граниты антипертитовые, существенно ортоклазовые с магнетитом, предположительно образованные за счет частич-

ного плавления древних метаморфических толщ (ватихский комплекс – штриховая линия примерно разделяет граниты западно- и восточно-ватихского подкомплексов); 10 – Алабашское поле развития камерных пегматитов.

Fig. 1. Location of study region.

a – the main geological structures of the Urals: ПК – paleocontinental sector, ЗУ – Trans-Urals, СЗ and ЮБ – island arc-continental megablocks [Fershtater, 2013]. б – scheme of the placement of murzinka samples mentioned in the text, the contour of Murzinka massif and approximate places of the granites of western-vatikha (ЗВ), eastern-vatikha (ВВ) subcomplexes and murzinka (М) complex. в – schematic geological map of Murzinka (I), Aduy (II) and Kamensk (III) massifs. Compiled on the basis of the geological map of the Urals, ed. by I. D. Sobolev with authors changes.

1, 2 – rocks of murzinka-aduy metamorphic complex: 1 – biotite ortho- and paragneisses with interbedded marbles, 2 – highly-aluminous ortho- and paragneisses of alkali-mafic composition; 3 – Silurian-Devonian volcanic-sedimentary rocks; 4 – serpentinites; 5 – the Early Devonian migmatized gabbros, trondhjemites, granodiorites; 6, 7 – Carboniferous tonalites, granodiorites and two-mica granites (6) and migmatites (7) in Kamensk massif; 8 – two-mica microcline- orthoclase granites, presumably being crystallized from magma formed by migmatization of Carboniferous tonalites and granodiorites (murzinka complex); 9 – biotite antiperthite, significantly orthoclase granites with magnetite, presumably formed through partial melting of the ancient metamorphic strata (vatikha complex); 10 – Alabashka field of chambered pegmatites development.

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в метаморфических породах мурзинско-адуйского комплекса

Table 1. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in metamorphic rocks of the murzinka-aduy complex

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	49.30	51.64	54.00	55.34	57.17	62.50	66.49	67.66	67.61	69.00	70.15
TiO ₂	2.31	1.12	0.92	1.47	0.90	0.98	0.63	0.85	0.47	0.36	0.26
Al ₂ O ₃	17.91	26.83	16.47	18.19	18.53	16.09	14.35	13.25	16.20	15.55	14.66
Fe ₂ O ₃	2.10	1.21	0.61	2.15	0.46	2.17	2.56	0.70	0.43	0.50	0.46
FeO	8.34	4.33	7.38	5.23	5.00	3.00	2.80	5.60	2.55	2.77	2.90
MnO	0.12	0.03	0.13	0.07	0.10	0.10	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
MgO	3.52	2.45	5.00	3.16	3.92	2.64	2.72	2.37	0.73	1.26	0.59
CaO	5.44	1.52	6.87	4.52	5.29	4.77	3.11	0.48	1.87	2.34	1.32
Na ₂ O	2.80	5.78	3.44	4.55	4.40	4.36	3.38	2.39	4.89	5.00	3.67
K ₂ O	3.95	3.67	3.20	2.75	2.39	2.00	2.41	5.30	3.26	2.18	4.65
P ₂ O ₅	1.21	0.22	0.25	0.87	0.10	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0.17	0.14	0.13
П.п.п.	2.04	1.17	1.53	1.21	1.33	0.80	0.80	1.00	0.62	0.31	0.59
Σ	99.04	99.97	99.80	99.86	99.59	99.40	99.29	99.65	98.85	99.76	99.43
Li	18.88	73.86	Н. о.	30.00	34.00	25.42	10.59	125.7	14.70	28.00	11.26
Rb	160.8	88.82	73.00	149.0	76.00	66.74	75.76	73.80	31.28	23.00	85.54
Cs	1.83	1.05	Н. о.	2.00	3.00	2.05	1.49	2.32	0.81	1.00	0.62
Be	1.75	6.66	1.00	3.00	3.00	2.21	1.34	1.78	0.68	2.00	1.67
Sr	1370	43.82	460.0	0.00	398.0	345.1	406.1	70.81	745.95	368.0	224.2
Ba	2527	88.74	Н. о.	0.00	431.00	358.8	413.1	185.6	2004.4	468.0	646.7
Sc	13.88	22.22	35.00	16.00	25.00	14.59	14.37	45.24	2.30	9.00	3.53
V	250.2	605.1	170.0	150.0	143.0	102.4	115.7	435.0	25.53	47.00	13.95
Cr	7.58	258.7	49.00	3.00	103.0	94.03	37.19	191.9	0.93	4.00	2.97
Co	17.46	39.74	24.00	15.00	21.00	16.83	13.82	24.80	2.97	5.00	2.16
Ni	18.18	56.31	24.00	18.00	55.00	124.9	22.11	57.32	1.89	2.00	2.44
Cu	28.87	35.19	Н. о.	36.00	8.00	27.81	126.9	18.47	14.99	28.00	7.37
Zn	140.72	29.76	– “ –	143.0	76.00	64.35	57.18	83.68	60.49	54.00	46.34
Ga	23.39	46.22	– “ –	16.00	20.00	18.58	14.10	33.45	15.67	16.00	20.26
Y	23.17	1.37	21.00	17.90	19.20	16.94	18.79	7.95	2.78	4.20	6.19
Nb	45.20	7.47	8.00	62.90	18.20	14.22	4.21	2.99	1.55	8.50	5.98
Ta	2.12	0.31	Н. о.	5.10	2.00	1.00	0.23	0.11	0.11	0.80	0.23
Zr	28.83	227.0	123.0	121.0	26.00	21.20	46.12	26.06	62.90	146.0	64.69
Hf	0.96	4.13	Н. о.	1.90	0.80	0.75	1.32	0.52	1.39	2.60	1.90
Mo	3.56	0.17	– “ –	0.00	0.00	13.18	0.60	0.10	0.07	0.00	0.08
Sn	3.18	1.95	– “ –	3.30	2.90	2.48	0.54	2.37	0.66	1.80	1.42
Tl	0.75	0.21	– “ –	0.80	0.40	0.40	0.42	2.61	9.21	9.60	1.18
Pb	13.71	3.45	– “ –	11.60	11.10	12.41	9.17	9.00	21.62	19.50	28.38
U	2.21	1.74	– “ –	1.80	0.90	2.03	1.73	0.83	0.78	2.00	1.52
Th	11.35	0.42	– “ –	15.20	3.00	6.59	4.75	1.12	6.80	9.00	25.50
La	108.5	0.68	21.00	59.40	16.50	18.98	19.54	5.23	9.84	27.70	52.36
Ce	231.7	1.65	Н. о.	140.90	34.30	39.09	41.16	13.36	22.22	48.80	88.00

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pr	21.65	0.29	Н. о.	17.20	4.10	4.56	5.23	1.90	2.50	4.90	11.70
Nd	83.39	1.30	–"–	67.70	16.30	17.05	22.06	8.75	9.34	16.40	40.32
Sm	13.45	0.35	–"–	11.86	3.65	3.52	4.91	2.09	1.61	2.45	6.19
Eu	3.15	0.07	–"–	2.91	1.10	1.05	0.96	0.38	0.40	0.64	0.77
Gd	8.17	0.31	–"–	8.78	3.46	3.28	4.35	1.79	0.95	2.08	3.57
Tb	1.00	0.05	–"–	1.04	0.59	0.53	0.62	0.24	0.11	0.22	0.41
Dy	5.25	0.31	–"–	4.21	3.38	3.19	3.77	1.30	0.60	0.92	1.98
Ho	0.90	0.07	–"–	0.70	0.73	0.66	0.75	0.25	0.12	0.16	0.33
Er	2.29	0.21	–"–	1.72	2.07	1.98	2.14	0.73	0.40	0.48	0.79
Tm	0.28	0.04	–"–	0.20	0.33	0.27	0.28	0.11	0.06	0.06	0.09
Yb	1.60	0.28	3.00	1.13	1.94	1.83	1.72	0.71	0.45	0.32	0.48
Lu	0.20	0.04	Н. о.	0.13	0.28	0.27	0.25	0.10	0.07	0.04	0.06
W	0.55	7.81	–"–	Н. о.	Н. о.	1.86	0.74	0.30	0.06	Н. о.	0.09
Ge	1.15	3.24	–"–	–"–	–"–	1.02	0.90	2.35	0.50	–"–	0.89
Ag	1.30	0.26	–"–	–"–	–"–	0.44	0.20	0.12	0.14	–"–	0.20
As	1.06	0.46	–"–	–"–	–"–	2.5	0.50	0.91	0.03	–"–	0.41

Примечание. 1 – 73 *Hbl-Bt* гнейс, 2 – 217 *Bt* гнейс с корундом, 3 – 175/42 *Bt-Cpx* гнейс, 4 – 71 *Bt* гнейс, 5 – 127 *Bt* гнейс, 6 – 134 *Cpx-Hbl-Bt* гнейс, 7 – 128/22 *Bt* гнейс, 8 – 220 *Bt-Grt* гнейс, 9 – 85a *Bt* гнейс вблизи контакта с Мурзинским массивом, 10 – 24/110 а – включение в западно-ватихском граните, 11 – 61 включение в западно-ватихском граните. 2, 8, 9 – предположительно парагнейсы, остальные анализы представляют ортогнейсы. В числителе – номер скважины, в знаменателе – глубина. В пробе 3 редкие элементы определены в лаборатории Института геологии и геохимии эмиссионным спектральным методом. Н. о. – не определено.

Note. 1 – 73 *Hbl-Bt* gneiss, 2 – 217 *Bt* gneiss with corundum, 3 – 175/42 *Bt-Cpx* gneiss, 4 – 71 *Bt* gneiss, 5 – 127 *Bt* gneiss, 6 – 134 *Cpx-Hbl-Bt* gneiss, 7 – 128/22 *Bt* gneiss, 8 – 220 *Bt-Grt* gneiss, 9 – 85a *Bt* gneiss near the contact with the Murzinka massif, 10 – 24/110 a – inclusion in the West-Vatikh granite, 11 – 61 inclusion in the West-Vatikh granite. 2, 8, 9 – presumably paragneisses, the remaining analyzes represent orthogneisses. In the numerator - the number of the well, in the denominator – the depth. In sample 3, rare elements were determined in the laboratory of the Institute of Geology and Geochemistry by the emission spectral method. Н. о. – element was not determined.

антипертитовым плагиоклазом и погружены в биотит-плагиоклаз-кварц-корундовую матрицу, в которой зерна корунда строго ориентированы. Гнейсы повышенной щелочности представлены биотитовыми и клинопироксен-роговообманково-биотитовыми разностями с характерным для всех метаморфитов мурзинского комплекса антипертитовым плагиоклазом An_{30-40} , богатым комплексом акцессорных минералов: магнетит, сфен, апатит, ортит (см. табл. 1, ан. 4, 5). По минеральному и химическому составу эти породы близки к так называемым вагнеритам (*vaugnerites*) – богатым калием базитовым или диоритовым по составу породам в варисцидах Западной Европы (массив Централь, Франция), которые сопровождают главную фазу корового гранитообразования и отражают вклад мантии в этот процесс [Sabatier, 1980, 1991; Scarrow et al., 2009]. С формированием вагнеритов исследователи связывают наиболее интенсивное, “катастрофическое” плавление коры [Couzinie et al., 2014].

В районе Алабашского пегматитового поля (см. рис. 1), где в процессе разведочных работ было пробурено много скважин, разрез метаморфических пород, вмещающих пегматитовые жилы, представлен карбонатными породами (кальцифирами), переслаивающимися с биотитовыми гнейсами преимущественно диоритового состава и прорванными жилами гранитов и адамеллитов южаковского ком-

плекса. Метаморфический парагенезис кальцифиоров – кальцит, доломит, флогопит, диопсид и графит; минеральный состав гнейсов – биотит, роговая обманка, иногда диопсид и ортопироксен, ортоклаз, антипертитовый плагиоклаз An_{40-60} , апатит, магнетит. Преобладают ортогнейсы диоритового и более кремнекислого состава. Парагнейсы обладают тонкополосчатой текстурой и отличаются низким содержанием стронция. Граниты внедряются в уже метаморфизованные породы. Они рассекают гнейсовидность и содержат ксенолиты гнейсов и кальцифиоров, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В контакте с жилами гранитов породы скарнированы. В них появляются форстерит, порфиробласты диопсида, битовнит An_{70-90} , скаполит, пренит, происходит хлоритизация флогопита, в большом количестве встречаются апатит, сфен, сульфиды (пирит, халькопирит). Скарнирование относится к биметасоматическому типу и в гранитах проявлено развитием пренита, скаполита, реже диопсида. Мощность эндоскарновых зон достигает 0.5 м. В отличие от гранитов пегматиты камерного типа (Мокруша и другие жилы) не оказывают заметного влияния на вмещающие породы и имеют с ними резкие контакты без заметных изменений с обеих сторон.

Минеральный состав гнейсов ММК – высокое содержание титана (до 5.5 мас. % в биотите и до

Табл. 2. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в граните из висячего бока пегматитовой жилы Мокруша (1) и в графических пегматитах этой жилы (2–5). Скв. 99

Table 2. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in granite from hanging wall of Mokrusha pegmatite vein (1) and from graphic pegmatite of this vein (2–5)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	72.11	74.84	75.2	77.02	76.19
TiO ₂	0.18	0.05	0.02	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	14.64	12.99	12.71	12.63	13.18
Fe ₂ O ₃	0.38	0.33	0.19	0.11	0.96
FeO	1.49	1.87	1.74	1.95	1.92
MnO	0.06	0.02	0.03	0.05	0.55
MgO	0.28	0.10	0.10	0.10	0.10
CaO	1.21	1.17	0.91	0.58	0.44
Na ₂ O	3.35	4.11	3.89	5.00	4.77
K ₂ O	5.78	4.00	5.05	2.18	1.14
P ₂ O ₅	0.08	0.01	0.01	0.01	0.01
П.п.п.	0.39	0.05	0.1	0.21	0.69
Σ	99.95	99.57	99.95	99.85	99.96
Li	57.31	50.35	405.50	496.86	352.86
Rb	60.98	81.23	253.63	348.64	290.42
Cs	6.54	5.44	74.95	69.29	52.29
Be	2.28	1.57	4.16	4.87	15.70
Sr	353.73	10.96	1.11	0.90	2.83
Ba	970.37	19.97	8.05	6.82	14.73
Sc	3.13	1.53	5.63	7.58	17.15
V	20.19	1.32	0.33	0.48	0.45
Cr	1.01	0.66	1.71	2.28	0.63
Co	3.03	0.25	0.07	0.11	0.10
Ni	1.64	0.72	0.31	0.48	0.39
Cu	9.95	2.67	2.58	6.47	3.04
Zn	49.43	11.15	47.56	63.29	63.00
Ga	21.05	16.23	21.31	27.79	30.20
Y	3.68	1.57	3.79	3.65	157.88
Nb	18.23	7.41	29.51	34.01	40.42
Ta	0.30	0.42	2.74	2.39	4.93
Zr	54.58	11.95	11.03	13.44	40.00
Hf	1.13	0.65	1.02	0.92	5.08
Mo	0.57	0.04	0.22	0.16	0.39
Sn	0.54	0.69	8.92	9.24	15.46
Tl	0.41	0.65	1.99	1.70	1.36
Pb	15.77	34.79	29.87	26.78	7.34
U	59.73	1.56	2.33	1.99	18.12
Th	4.99	11.60	2.66	0.96	8.08
La	33.18	3.93	2.31	1.84	6.50
Ce	54.13	9.06	5.02	3.94	18.13
Pr	5.53	1.21	0.54	0.39	2.39
Nd	18.25	4.81	1.80	1.27	9.01
Sm	2.34	1.15	0.65	0.40	5.70
Eu	1.20	0.06	0.01	0.00	0.02
Gd	1.31	0.85	0.65	0.45	11.88
Tb	0.14	0.11	0.13	0.09	3.47
Dy	0.72	0.51	0.85	0.55	24.59
Ho	0.12	0.08	0.15	0.10	4.24
Er	0.30	0.19	0.43	0.28	10.32
Tm	0.04	0.02	0.06	0.04	1.34
Yb	0.22	0.15	0.41	0.26	7.48
Lu	0.03	0.02	0.05	0.03	0.76

Компонент	1	2	3	4	5
W	8.70	0.66	2.42	2.24	12.20
Bi	0.03	0.04	4.88	3.47	6.35
Cd	0.04	0.03	0.08	0.08	0.32
Ge	0.71	1.25	2.38	3.08	3.59
Ag	0.54	0.24	0.85	0.71	1.18
Sb	0.36	0.41	0.72	0.71	2.20
As	1.27	1.40	5.34	6.05	8.22

Примечание. 1 – глубина 23.4 м – гранит в контакте с жилой; 2–5 – графика: 2 – 23.7 м, 3 – 24.3 м, 4 – 25.1 м, 5 – 43.0 м – тонкая графика в верхнем эндоконтакте жилы.

Note. 1 – depth 23.4 m – granite in contact with the vein; 2–5 – the graphic: 2 – 23.7 m, 3 – 24.3 m, 4 – 25.1 m, 5 – 43.0 m – a thin graphic in the upper endocontact of the vein.

Камерные пегматиты самоцветной полосы в подошве гранитного массива

Среди описанных выше мезопротерозойских гнейсов в подошве крупных гранитных массивов – Мурзинского и Адуйского – располагается самоцветная полоса Урала, всемирно известная своими камерными пегматитами с богатой минерализацией [Ферсман, 1940]. Основные особенности пегматитов мы рассмотрим на примере жилы Мокруша, самой знаменитой в Алабашском пегматитовом поле (см. рис. 1) и типичной для пегматитов всей полосы.

Жила залегает среди диорито-гнейсов и карбонатных пород, превращенных в кальцифиры. Вмещающие породы имеют субмеридиональное простирание и восточное падение под углом 15–20°. Жила залегает согласно простиранию вмещающих пород и рассекает их по падению. Мощность жилы от 1.5–2.0 до 9–12 м. Как отмечалось выше, заметных экзоконтактовых изменений во вмещающих гнейсах и карбонатных породах не отмечается. Эта особенность свойственна жилам камерных пегматитов, отличает их от всех других пегматитов, ассоциированных с гранитами Мурзинского массива, и объясняется, по-видимому, тем, что большая часть флюида в таких пегматитах сохраняется в пустотах (занорышах) внутри жилы и не взаимодействует с вмещающими породами.

Типичный разрез жилы приводится по скв. 99 и выглядит следующим образом. В висячем боку залегает биотитовый гранит южаковского комплекса (табл. 2, ан. 1), в лежащем – биотитовый диорито-гнейс, близкий по составу к гнейсу 128/22 (см. табл. 1, ан. 7). С той и другой породой жила имеет секущие контакты. Разрез жилы: 23.7–24.0 м – крупнографический пегматит, 24.0–25.1 м – мелкографический, 25.1–25.8 м – тонкографический, 25.8–27.0 м – блоковый, 27.0–29.7 м – сферолитовый, 29.7–33.2 м – мелкозернистый пегматит. Составы приведены в табл. 2. В верхнем и нижнем эндоконтакте наблюдается тонкографическая зонка мощностью 1–2 см, в которой ихтиоглипты кварца

Таблица 3. Содержание кварца в графических сростаниях с калишпатом и плагиоклазом в разрезе жилы Мокруша, скв. 99 (по результатам подсчета в шлифах)

Table 3. Quartz content in graphic intergrowths with K-feldspar and plagioclase in the context of the Mokrusha core, well 99 (according to the results of counting in thin sections)

Зона	Глубина, м	Содержание кварца, об. %		P_{H_2O} , kb
		$Fsp+Q$	$Pl+Q$	
Вмещающий адамеллит	23.3–23.7	39	44	2
Крупнографическая	23.7–24.0	33	40	3
Микрографическая	24.0–25.1	34	38	3–4
Микрографическая	25.1–25.8	33	38	3–4
Блоковая	25.8–27.0	–	–	–
Сферолитовая	27.0–29.7	33	37	3–4
М/з пегматит	29.7–33.2	38	41	2

ориентированы перпендикулярно контакту, являющаяся, возможно, следствием закалки.

Широкое развитие графических сростаний кварца с плагиоклазом и калишпатом позволило детально изучить условия формирования пегматитов жилы Мокруша. Эти структуры всегда возникают в результате эвтектической кристаллизации в условиях, близких к системе: $P_{H_2O} = P_{общ.}$. Содержание кварца в таких сростаниях строго коррелируется с составом полевого шпата и определяется давлением при кристаллизации [Ферштатер, 1987]. Результаты изучения состава кварц-полевошпатовых сростаний в разрезе жилы по скв. 99 приводятся в табл. 3.

Полученные данные свидетельствуют в целом о мезоабиссальных условиях формирования жилы Мокруша. Повышение содержания кварца в кварц-полевошпатовых сростаниях в граните висячего бока, непосредственно контактирующем с жилой, и в зоне мелкозернистого пегматита в подошве жилы (и, соответственно, более низкие значения давления) обусловлены, по-видимому, уменьшением P_{H_2O} . Все остальные значения давления отвечают $P_{H_2O} = P_{общ.}$.

Важно отметить яркую геохимическую особенность камерных пегматитов типа Мокруши, которая надежно отличает их от всех остальных пегматитов, ассоциированных с разнообразными гранитами Мурзинского массива. Эта особенность заключается в том, что пегматиты типа Мокруши (см. табл. 2) характеризуются крайне низким (менее 10 г/т) содержанием Sr и Ba при низком отношении K/Rb (<100) и Zr/Hf (<20), тогда как во всех других пегматитах названные параметры сходны с таковыми для гранитов. Эти особенности свидетельствуют о том, что пегматитовые тела типа Мокруши оторваны от этапа формирования гранитных массивов. В то же время такие пегматиты во многих случаях завершают эволюционные тренды гранитов Мурзинского массива, что позволяет рассматривать их как последние проявления гранитного магматизма, че-

му не противоречит и K-Ar возраст слюд пегматитов, составляющий 220–250 млн лет [Борщов, Ферштатер, 2017]. Совокупность приведенных данных позволяет предположить, что большая часть камерных пегматитов самоцветной полосы образовалась после завершения гранитного магматизма, сформировавшего Мурзинский массив. Можно предположить, что гранитная составляющая камерных пегматитов не проявлена. Примером могут служить пегматитовые поля Норвегии и Швеции, состоящие из многих тысяч пегматитовых жил, не обнаруживающих связи с гранитами [Muller et al., 2017]

Южаковский комплекс жильных гранитоидов

Гранитоиды этого комплекса локализованы западнее Мурзинского массива в пределах метаморфического комплекса. Они не образуют крупных тел, но многочисленные жилы этих пород нередко преобладают по объему над вмещающими метаморфитами.

Ранние жилы (первое поколение) представлены биотитовыми гнейсовидными плагиогранитами, обычно собранными в пегматитовые складки (табл. 4, ан. 1–3, 5). Породы состоят из антипертитового плагиоклаза An_{30-40} , кварца и красно-бурого высокотитанистого биотита. Редкий калишпат представлен ортоклазом; акцессорные – апатит и сфен. Формирование плагиогранитов завершается маломощными плагиопегматитовыми обособлениями в виде жил и участков в плагиогранитах, за которыми следуют гнейсовидные или массивные граниты и адамеллиты с более высоким содержанием калия, оно в них колеблется в широких пределах, достигая 4.78 мас. % (см. табл. 4, ан. 4, 6). Следует отметить, что гнейсовидность подобных жил всегда совпадает с их простираем, т.е., по-видимому, является сингенетичной и имеет, соответственно, другое направление по сравнению с предшествующими плагиогранитами.

Наибольшим распространением пользуются жилы второго поколения, представленные гранитами и адамеллитами (см. табл. 4, ан. 7–11). Нередко в породах наблюдается гнейсовидность, направление которой не совпадает с гнейсовидностью в жилах первого поколения. Подобные соотношения повторяются во всех обнажениях и свидетельствуют о том, что формирование гранитов южаковского комплекса происходило в орогенных условиях: каждому законченному эпизоду гранитообразования, о завершении которого свидетельствует наличие пегматитов, соответствовало свое направление стрессовых напряжений. Эпизоды тектонической и магматической активности совпадали. При этом необходимо заметить, что все жилы южаковского комплекса представляют собой внедренные интрузивные тела и заметной мигматизации (частичного плавления) в связи с ними не наблюдается. Незначитель-

Табл. 4. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитах южаковского комплекса

Table 4. Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in granites of the yuzhakovsk complex

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр.	112a	128	114	112б	129	115_2	130	131	123	128/52	84б
SiO ₂	73.99	72.5	69.81	72.28	72.1	70.21	71.68	70.76	68.9	70.02	71.22
TiO ₂	0.08	0.10.	0.19	0.06	0.14	0.26	0.13	0.25	0.39	0.67	0.17
Al ₂ O ₃	15.45	15.9	15.65	14.09	15.8	15.09	15.47	15.29	15.9	13.39	15.38
Fe ₂ O ₃	0.45	Н. о.	1.12	0.53	Н. о.	0.3	0.1	0.39	0.24	2.05	0.26
FeO	0.8	1.37	2.55	3.98	1.69	2.01	1.48	1.61	2.24	2.1	2.61
MnO	0.05	Н. о.	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05	0.05	0.05	0.02	0.05
MgO	0.26	0.31	0.61	0.24	0.43	0.59	0.27	0.43	0.56	1.39	0.35
CaO	2.67	2.95	4.19	1.87	3.00	1.46	2.11	1.31	1.33	1.68	1.66
Na ₂ O	4.56	4.82	3.69	4.03	4.61	3.79	4.25	3.94	3.4	3.17	3.12
K ₂ O	0.67	0.81	0.69	2.20	0.86	4.78	3.15	4.61	5.68	4.99	4.60
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.12	0.05	0.05	0.09	0.11	0.08	0.11	0.131	0.05
П.п.п.	0.16	0.32	0.65	0.43	0.44	0.33	0.11	0.12	0.24	0.3	0.44
Σ	99.19	99.12	99.37	99.81	98.14	96.7	100.28	100.16	99.04	99.89	99.91
Li	43.45	9	13	31.63	15	38.57	11	15	32.34	9.87	10.07
Rb	2.62	7	14	26.27	25	56.75	40	95	57.76	83.41	48.55
Cs	0.42	0.5	0	0.25	0.8	0.91	1	1	1.71	0.55	0.47
Be	9.59	1.9	1	5.24	1.5	3.53	3	1	2.88	1.35	0.88
Sr	177.9	286	533	283.7	441	298.5	365	521	231.7	413.1	803.2
Ba	104.4	135	78	349.8	238	1143	960	0	1612	1303	1877
Sc	15.89	1.3	10	6.5	21.1	8.97	4	8	5.42	5.03	1.14
V	18.48	12	20	18.38	18	35.31	9	17	46.33	47.90	9
Cr	22.3	0	0	27.44	0	14.72	0	2	15.38	4.95	3.83
Co	3.44	1.3	2	4.09	2.2	4.47	1	3	4.99	4.90	1.4
Ni	32.74	0	0	24.39	0	10.64	0	4	5.25	2.89	3.19
Cu	12.6	0	1	50.38	0	11.5	3	11	11.07	9.70	10.13
Zn	33.85	11	27	42.14	19	95.55	0	33	106.1	66.58	49.59
Ga	39.89	17	16	28.51	15	27.5	12	9	33.46	20.16	15.06
Y	1.61	1.0	8	0.72	3.7	1.44	5.2	3.2	1.52	3.61	2.17
Nb	4.65	1.3	4.3	1.38	2.3	6.07	4.3	3.3	9.62	7.89	0.87
Ta	0.18	0.1	1.9	0.07	0.2	0.17	0.7	0.3	0.32	0.28	0.07
Zr	47.21	54	14	24.03	121	230.5	143	213	359.5	55.28	83.77
Hf	1.41	1.7	0.3	0.6	3.2	3.51	3	3.9	5.87	1.35	2.15
Mo	2.94	Н. о.	0	1.69	Н. о.	0.65	0	0	0.42	1.41	0.05
Sn	1.61	–"–	0.2	1.98	–"–	3.31	1.6	1.4	2.2	1.18	0.53
Tl	0.15	–"–	0.2	0.2	–"–	0.5	0.4	0.5	0.58	0.40	0.66
Pb	15.47	13	6.6	19.14	14	30.61	24.1	33.8	28.63	16.35	22.09
U	0.39	0.5	0.2	0.44	1.9	1.91	0.6	1.7	2.46	1.02	1.23
Th	1.98	3.5	0.5	1.95	11	5.91	6	14.6	10.1	24.74	7.53
La	0.58	3.5	5.4	1.25	15	5.54	12.5	41.7	15.2	101.6	7.61
Ce	1.69	12	16.7	2.48	39	11.94	45.2	70.9	29.79	184.7	16.36
Pr	0.22	0.78	1.5	0.37	3.1	1.36	3.2	7.5	3.05	14.71	1.93
Nd	0.95	2.5	6.1	1.4	11	4.9	11.9	24.7	9.95	46.62	7.4
Sm	0.32	0.6	1.35	0.34	1.8	0.84	2.65	3.36	1.33	5.23	1.38
Eu	0.19	0.53	0.68	0.23	0.85	0.2	1.17	1.11	0.25	1.32	0.48
Gd	0.34	0.4	1.37	0.23	1.3	0.55	2.26	2.44	0.57	2.29	0.86
Tb	0.05	0.05	0.22	0.03	0.15	0.07	0.27	0.22	0.06	0.22	0.1
Dy	0.29	0.26	1.31	0.17	0.72	0.32	1.19	0.79	0.29	0.94	0.52
Ho	0.05	0.03	0.29	0.03	0.15	0.06	0.2	0.12	0.05	0.14	0.09
Er	0.15	0.07	0.86	0.08	0.37	0.14	0.54	0.35	0.14	0.35	0.26
Tm	0.02	0.01	0.14	0.01	0.06	0.02	0.07	0.04	0.02	0.04	0.04
Yb	0.14	0.03	0.89	0.08	0.35	0.12	0.44	0.21	0.15	0.24	0.22
Lu	0.02		0.14	0.01	0.06	0.02	0.06	0.03	0.02	0.03	0.04

Примечание. Первое поколение жил – 1–6; второе поколение жил – 7–11; Н. о. – не определено.

Note. 1–6 – the first generation of veins; 7–11 – the second generation of veins; H. o. – element was not determined.

ное по объему развитие кварц-полевошпатовых обособлений в гнейсах, возможно связанных с частичным плавлением, предшествует внедрению самых ранних жил южакловских гранитов.

Мурзинский массив

Западная часть – ватихский комплекс. Выделение гранитов, слагающих западную часть Мурзинского массива, в отдельный комплекс было обусловлено ярко выраженной петрографической спецификой пород, содержащих антипертитовый плагиоклаз An_{20-25} и слабо упорядоченный калишпат (ортоклаз) [Орогенный гранитоидный магматизм ..., 1994]. Эти минералогические особенности сближают ватихские граниты с южакловскими, но в отличие от последних, ватихские образуют не отдельные жилы, а крупное тело, слагающее не менее половины всего объема Мурзинского массива. Породы имеют призматически-зернистую структуру и содержат порфировидные выделения ортоклаза и магнетита. Наличием последнего обусловлено повышенное магнитное поле западной части массива, четко отбивающее контур распространения пород ватихского комплекса. Плагиоклаз в них заметно обогащен альбитовым компонентом по сравнению с плагиоклазом в таких же по содержанию кремнезема южакловских гранитах (соответственно 60–70 и 75–80 мол. %). Акцессорные минералы разнообразны – ортит, апатит, циркон, ксенотим, монацит.

В западной части площади развития комплекса преобладающие в нем адамеллиты и граниты содержат ксенолиты более меланократовых пород гранодиоритового и адамеллитового состава, которые интерпретируются нами как реститы протолита, сохранившиеся при высокой степени частичного плавления пород близкого к адамеллиту состава (см. табл. 1, ан. 9–11). Образовавшиеся при этом граниты и адамеллиты обладают определенной спецификой состава (табл. 5, ан. 1–4) и выделены в западно-ватихский подкомплекс. Именно в этих гранитах наиболее ярко выражены черты сходства с южакловскими. Залегающие восточнее граниты восточно-ватихского подкомплекса значительно однороднее по составу (см. табл. 5, ан. 5–7), чем западно-ватихские, они не содержат антипертитового плагиоклаза, несколько обогащены рубидием, по сравнению с последними, в соответствии с общей геохимической зональностью массива (см. далее).

Восточная часть Мурзинского массива – мурзинский комплекс. Эти граниты на западе прорывают ватихские граниты, а на востоке – вулканогенно-осадочные и осадочные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Граниты вблизи кровли становятся лейкократовыми, в них возрастает количество жил аплитов и пегматитов, достигая 50–60% объ-

ема. Сам контакт типично инъекционный: многочисленные апофизы гранитов, жилы аплитов и пегматитов пронизывают вмещающие породы, которые претерпевают сильные гидротермальные преобразования – ослуждение, окварцевание, альбитизацию и калишпатизацию.

Составы гранитов приведены в табл. 5 (ан. 8–12). Это преимущественно двуслюдяные разновидности. В западной части преобладает биотит, в восточной возрастает роль мусковита. В парагенезисе с мусковитом часто находится спессартин-альмандинный гранат, более обычный для аплитов и пегматитов. Плагиоклаз характеризуется еще более высоким содержанием альбитового компонента, чем в ватихских гранитах – An_{12-18} . Антипертиты отсутствуют. Калишпат представлен как ортоклазом, так и микроклином. Роль последнего возрастает с запада на восток. Широко распространен мирмекист.

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопные исследования свидетельствуют о примерной разновозрастности гранитоидов ватихского и мурзинского комплексов. ^{207}Pb - ^{206}Pb возраст циркона и Rb-Sr возраст по породе в целом одинаковы и составляют 254 ± 5 млн лет [Montero et al., 2000; Gerdes et al., 2002], в то время как значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵNd_{255} пород (табл. 6) указывают на разный субстрат.

Южакловские плагиограниты характеризуются низкими значениями первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и положительным или близким к 0 значением ϵNd , тогда как восточные граниты южакловского комплекса, расположенные вблизи Мурзинского массива (обр. 115), и граниты ватихского комплекса имеют высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и отрицательные значения ϵNd ($\text{Sr}_i = 0.70868$ – 0.70923 и ϵNd_{255} от -8.9 до -11.9), свидетельствующие об участии древнего сиалического субстрата в их источнике. Мурзинские граниты резко отличны по геохимическим параметрам. Для них характерны низкие содержания радиогенного Sr ($\text{Sr}_i = 0.70419$ – 0.70549) и близкие к 0 значения ϵNd_{255} (от -2.6 до $+2.3$), которые только в самой западной части комплекса падают до -8.9 (см. табл. 6, обр. 22). Практически нет никаких сомнений в том, что субстратом этих гранитов были породы новообразованной коры, возможно сходные с силуро-девонскими вулканогенно-осадочными толщами, контактирующими с мурзинскими гранитами.

Геохимическая зональность

Выделенные комплексы гранитов отчетливо различаются геохимически. По большинству петрогенных элементов гранитоиды разных комплексов образуют единые тренды, из которых выносятся лишь ранние граниты южакловского комплекса, имеющие повышенные содержания каль-

Табл. 5. Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гранитах ватихского (1–7) и мурзинского (8–12) комплексов**Table 5.** Content of major (wt %) and trace (ppm) elements in granites of the vatikha (1–7) and murzinka (8–12) complexes

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Образец	91	92	66	57	106	15	10	17	23	26	42	51
SiO ₂	72.56	71.12	72.48	71.03	73.16	72.88	71.19	74.66	73.87	74.15	72.48	72.65
TiO ₂	0.15	0.13	0.14	0.17	0.17	0.12	0.24	0.47	0.09	0.10	0.14	0.11
Al ₂ O ₃	14.80	14.25	14.88	14.59	14.30	12.99	14.69	13.83	13.65	14.23	15.27	14.74
Fe ₂ O ₃	0.10	0.31	0.49	0.55	0.31	0.45	0.42	0.10	0.34	0.23	0.10	0.45
FeO	1.67	2.51	1.22	2.12	2.04	1.74	2.60	1.61	2.06	2.14	1.58	1.35
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.37	0.31	1.40	0.36	0.93	0.98	0.35	0.11	0.29	0.14	0.29	0.24
CaO	1.18	1.35	1.40	1.07	0.93	0.98	1.19	0.96	0.64	0.80	1.48	1.18
Na ₂ O	3.64	3.85	3.88	3.45	3.62	3.79	3.39	3.70	3.51	3.64	4.82	4.50
K ₂ O	5.34	4.68	4.33	5.05	5.15	4.23	4.31	4.50	4.50	4.54	3.19	3.34
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.05	0.08	0.05	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Σ	99.96	98.65	98.24	99.03	98.63	99.33	98.80	99.14	99.05	98.66	99.45	98.66
Li	10.12	11.35	7.00	10.70	9.00	13.00	16.00	17.00	24.00	36.00	100.00	135.00
Rb	61.89	66.71	71.00	86.19	137.0	124.0	131.0	176.0	257.0	266.0	105.0	129.0
Cs	0.37	0.51	0.00	0.63	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	2.00	5.00	8.00
Be	1.71	1.95	2.00	1.22	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	3.00	3.00	6.00
Sr	216.3	212.8	313.0	212.2	142.0	89.0	259.0	107.0	96.0	106.0	200.0	336.0
Ba	1048	895.5	779.0	982.8	482.0	282.0	0.0	318.0	355.0	343.0	721.0	0.0
Sc	1.51	2.89	6.00	3.11	6.00	7.00	8.00	8.00	10.00	8.00	6.00	5.00
V	8.60	14.86	10.00	19.22	4.00	6.00	15.00	4.00	2.00	5.00	14.00	13.00
Cr	1.76	5.95	0.00	37.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	1.02	1.90	1.00	2.61	1.00	1.00	2.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Ni	1.20	5.43	0.00	57.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	3.73	11.73	9.00	13.82	1.00	1.00	5.00	1.00	1.00	1.00	7.00	1.00
Zn	33.59	38.17	0.00	47.01	0.00	13.00	28.00	31.00	38.00	26.00	24.00	24.00
Ga	16.68	18.18	14.00	19.59	15.00	18.00	12.00	19.00	21.00	20.00	17.00	10.00
Y	1.69	2.01	2.60	2.39	9.40	6.80	6.90	6.50	12.10	6.90	1.90	2.10
Nb	2.61	4.00	2.80	5.69	11.50	11.10	15.40	14.60	23.30	19.40	14.40	10.20
Ta	0.14	0.27	0.20	0.25	2.20	1.30	1.60	1.20	23.40	2.20	1.50	2.20
Zr	83.13	40.95	149.00	84.88	145.0	93.00	204.0	93.00	103.0	106.0	125.0	106.0
Hf	2.74	1.44	3.10	2.38	3.50	2.60	4.40	2.70	2.90	2.80	3.10	2.50
Mo	0.06	0.39	0.30	8.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sn	0.78	1.34	0.30	1.73	0.70	1.50	0.70	2.10	5.10	3.00	3.40	4.40
Tl	0.87	0.58	1.90	0.70	1.00	6.80	0.80	1.20	1.30	2.80	4.00	1.10
Pb	30.99	26.54	18.00	31.44	25.50	25.20	28.10	33.40	33.90	27.60	19.90	19.90
U	0.77	0.79	0.70	1.47	2.60	2.20	3.10	2.70	5.50	2.90	1.50	1.30
Th	17.26	26.21	31.40	16.97	37.40	22.00	22.90	22.10	29.20	25.30	3.70	2.20
La	14.48	27.25	14.30	30.68	76.50	38.20	63.50	41.30	44.50	45.10	7.60	5.50
Ce	36.68	42.10	39.80	63.18	140.20	73.20	117.70	77.30	83.60	84.50	14.00	10.70
Pr	3.66	4.72	3.00	7.21	14.70	7.90	11.80	8.30	8.90	9.00	1.60	1.20
Nd	12.54	16.22	10.60	24.15	48.50	25.90	37.40	27.10	29.00	29.40	5.40	4.20
Sm	2.11	2.61	1.98	3.68	8.35	5.02	5.22	5.47	5.93	5.14	0.96	0.80
Eu	0.49	0.52	0.68	0.58	0.67	0.47	0.97	0.57	0.57	0.53	0.29	0.33
Gd	1.09	1.57	1.57	2.01	6.51	3.91	4.06	4.23	4.85	3.98	0.77	0.63
Tb	0.13	0.15	0.17	0.19	0.75	0.48	0.43	0.48	0.65	0.46	0.09	0.09
Dy	0.67	0.73	0.68	0.84	2.63	1.89	1.67	1.79	2.69	1.81	0.37	0.43
Ho	0.11	0.12	0.11	0.13	0.39	0.28	0.29	0.26	0.47	0.28	0.06	0.06
Er	0.30	0.28	0.24	0.33	0.91	0.61	0.81	0.60	1.11	0.67	0.16	0.16
Tm	0.04	0.03	0.03	0.04	0.08	0.07	0.11	0.06	0.16	0.08	0.02	0.03
Yb	0.22	0.20	0.17	0.22	0.44	0.41	0.72	0.37	0.87	0.52	0.14	0.14
Lu	0.03	0.03	0.01	0.03	0.05	0.05	0.11	0.05	0.12	0.07	0.02	0.02

Примечание. Ватихский комплекс: западный (1–4) и восточный (5–7) подкомплексы; мурзинский комплекс (8–12): номера проб увеличиваются с запада на восток.

Note. The vatikha complex: western and eastern subcomplexes; the murzinka complex (8–12): numbers of samples increase from the West to the East.

ция и низкие – калия (рис. 4). Наиболее яркие различия устанавливаются в концентрациях рубидия,

по которым граниты образуют четкий эволюционный ряд (в порядке возрастания концентраций

Таблица 6. Sr и Nd изотопные параметры по породе в целом для гранитов южаковского (1–3), ватихского (4–6) и мурзинского (7–10) комплексов по [Gerdes et al., 2002]

Table 6. Sr and Nd isotope parameters of the rock as a whole for granites of yuzhakovsk (1–3), vatikha (4–6) and murzinka (7–10) complexes according by [Gerdes et al., 2002]

№ п.п.	Обр.	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd ₂₅₅	D, км
1	129	26.5	519	0.1476	0.7047	0.70416	1.8	10.63	0.1026	0.512692	4.1	Н. о.
2	128	77.8	393	0.572	0.70629	0.70418	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	– " –
3	115	124	409	0.8803	0.71241	0.70922	2.8	17.69	0.0956	0.512467	–0.05	– " –
4	61	60.6	181	0.9711	0.71275	0.70923	3.02	19.45	0.0938	0.51196	–9.9	1.5
5	9	139	130	2.687	0.71886	0.70912	3.34	21.39	0.0945	0.511942	–10.3	4.7
6	17	164	96	4.948	0.72663	0.70868	3.38	16.11	0.1269	0.511911	–11.9	4.8
7	22	214	73	8.523	0.7354	0.70447	3.07	15.89	0.1169	0.512048	–8.9	6.0
8	42	168	250	1.949	0.71166	0.70459	0.92	4.89	0.1142	0.512659	2.3	8.0
9	50	210	106	5.725	0.72496	0.70419	2.87	15.92	0.1088	0.512359	–2.6	9.1
10	51	123	288	1.234	0.70997	0.70549	0.54	2.65	0.1277	0.512634	2.3	9.1

Примечание. D – расстояние от западного контакта массива. Составы пород – см. в табл. 4, 5. Н. о. – не определялось.

Note. D – the distance from the western contact of the massif. See rocks composition in Table 4, 5. Н. о. – not determined.

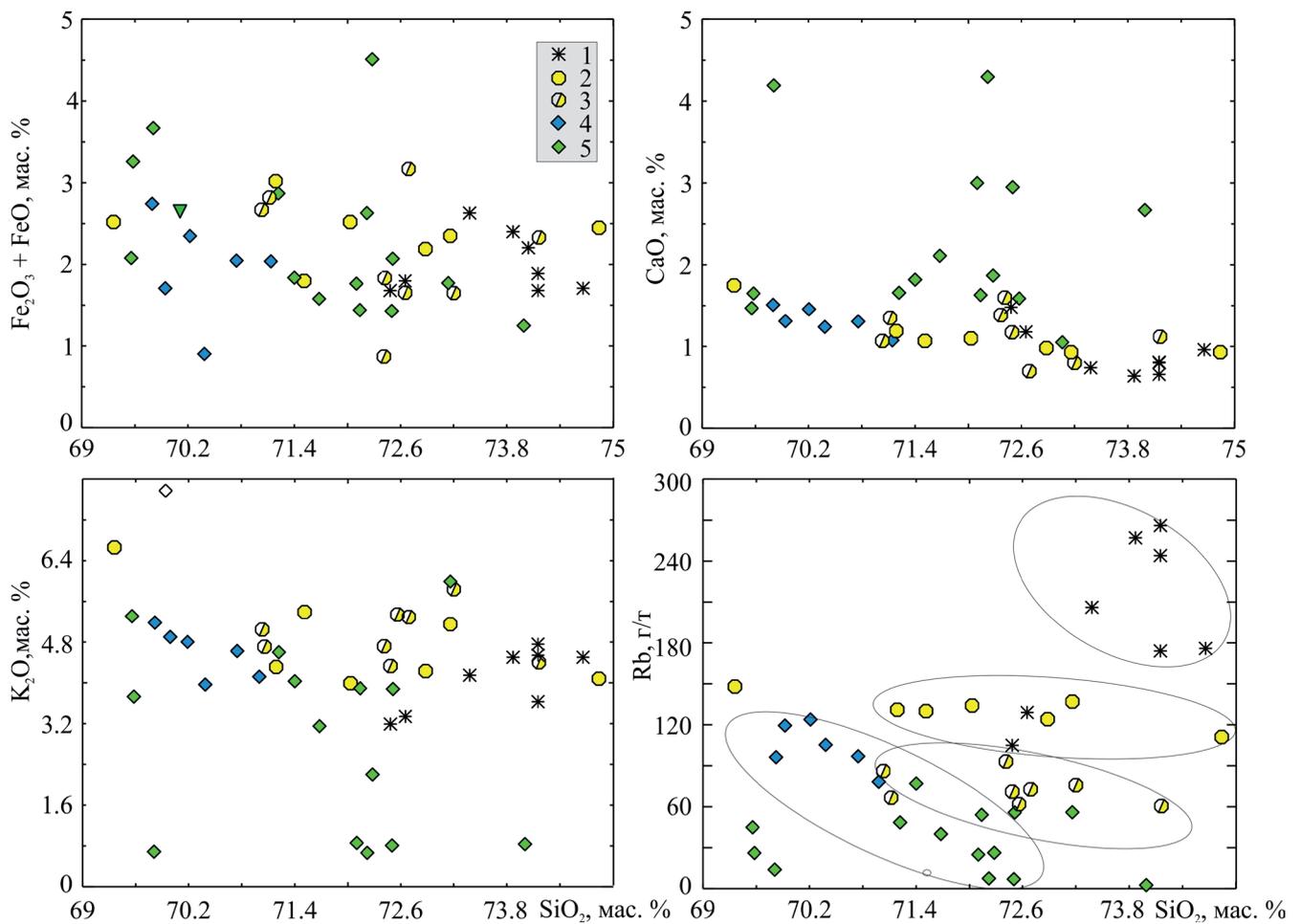


Рис. 4. Диаграммы SiO₂–(Fe₂O₃ + FeO), CaO, K₂O, Rb для гранитов.

Комплексы: 1 – мурзинский, 2 – ватихский восточный, 3 – ватихский западный; 4, 5 – южаковский: 4 – 1-е поколение жил, 5 – 2-е поколение жил.

Fig. 4. (Fe₂O₃ + FeO), CaO, K₂O, Rb versus SiO₂ for granites.

Complexes: 1 – murzinka, 2 – western vatikha, 3 – eastern vatikha; 4, 5 – yuzhakovsk: 4 – 1 generation of veins, 5 – 2 generation of veins.

этого элемента): 1) 1-е поколение жил южаковского комплекса; 2) 2-е поколение жил южаковского комплекса, западно-ватихский подкомплекс; 3) восточно-ватихский подкомплекс; 4) мурзин-

ский комплекс. Подобный тренд фиксируется и для ниобия и тантала. В этом же направлении уменьшаются K/Rb, Zr/Hf, Nb/Ta отношения, а также содержания бария и стронция (рис. 5). Важно отме-

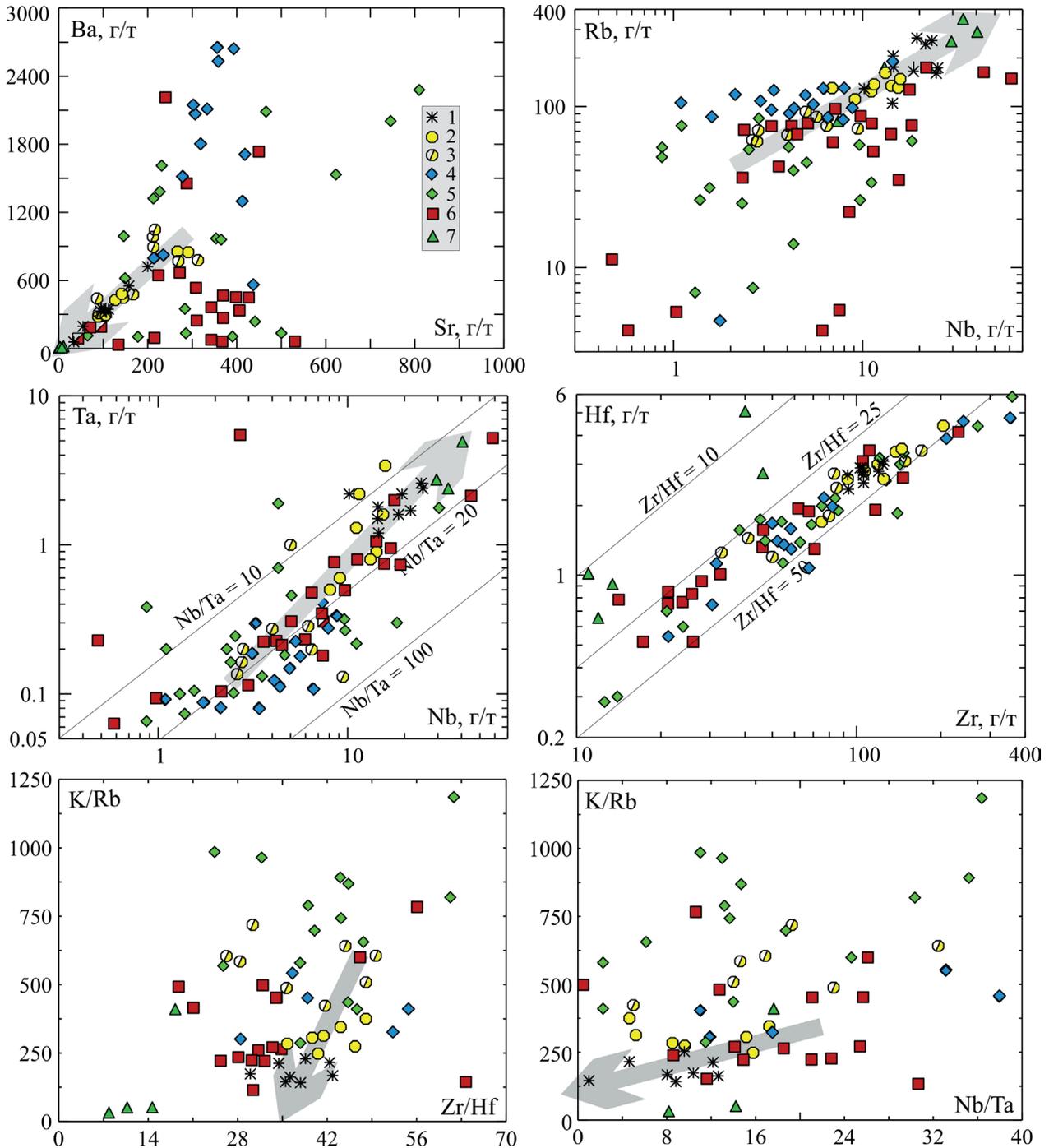


Рис. 5. Диаграммы, показывающие распределение редких элементов в гранитах, пегматитах и гнейсах.

1–5 – то же, что на рис. 4; 6 – гнейсы, 7 – камерные пегматиты самоцветной полосы. Толстые серые линии со стрелками показывают тренды “запад–восток” для гранитов Мурзинского массива.

Fig. 5. Diagrams, showing the distribution of rare elements in granites, pegmatites and gneisses.

1–5 – same as in Fig. 4; 6 – gneisses, 7 – chambered pegmatites of gem-stone band. The thick grey lines with arrows show trends “West-East” for Murzinka massif granites.

тить, что не менее ясно этот же тренд выражен и для лития, содержания которого резко возрастают в гранитах мурзинского комплекса (рис. 6).

Пространственное распределение описанных закономерностей демонстрирует геохимический профиль Мурзинского массива (рис. 7). Нетрудно заметить, что в пределах массива, т.е. в породах ватихского и мурзинского комплексов, плавно растут с запада на восток содержания Rb и Li и уменьшается K/Rb отношение. Породы южакковского комплекса по содержанию калия и величине K/Rb отношения выбиваются из этой закономерности. Но по K/Rb отношению породы жил второго поколения уже находятся на генеральном тренде.

Геохимическая зональность по породам находит свое естественное отражение в составе таких породообразующих минералов, как плагиоклаз и биотит. Как уже отмечалось, содержание анортитового компонента в плагиоклазе закономерно падает от южакковского комплекса к мурзинскому, а в составе биотита в этом же направлении уменьшается содержание титана и растут концентрации рубидия и лития (рис. 8). Последние факты свидетельствуют о том, что описанная геохимическая зональность возникла на магматической стадии, так как названные выше минералы характеризуют именно эту стадию формирования породы. Что же касается интенсивной гидротермальной активности в кровле массива, то она вызвана флюидом, выделяющимся из кристаллизующегося гранитного расплава и обогащенного такими элементами, как рубидий, литий, ниобий, тантал, которыми богаты и сами граниты.

Ясно выраженная геохимическая зональность Мурзинского массива сопровождается увеличением в восточном направлении (к кровле массива) количеством пегматоидных гранитов. Они отмечаются во всем разрезе массива и всюду обладают общими геохимическими особенностями с вмещающими гранитами, участвуя таким образом в общей зональности массива. Эта особенность свидетельствует о том, что пегматоидные граниты представляют собой продукты магматической эволюции в данном месте и подтверждает вывод о магматической природе зональности, высказанный ранее на основании закономерного изменения состава главных породообразующих минералов – плагиоклаза и биотита. Можно полагать, что в процессе кристаллизации насыщенной водой гранитной магмы еще на магматической стадии происходит обособление флюида, обогащенного такими элементами, как рубидий, литий, ниобий, тантал, гафний, бериллий, и постепенная концентрация флюида в верхней части массива. Соответственно, названными элементами обогащаются и граниты. Можно полагать, что предложенный механизм флюидно-магматической дифференциации обеспечивает геохимическую зональность массива и создает метасоматический ореол и богатую минерализацию (нио-

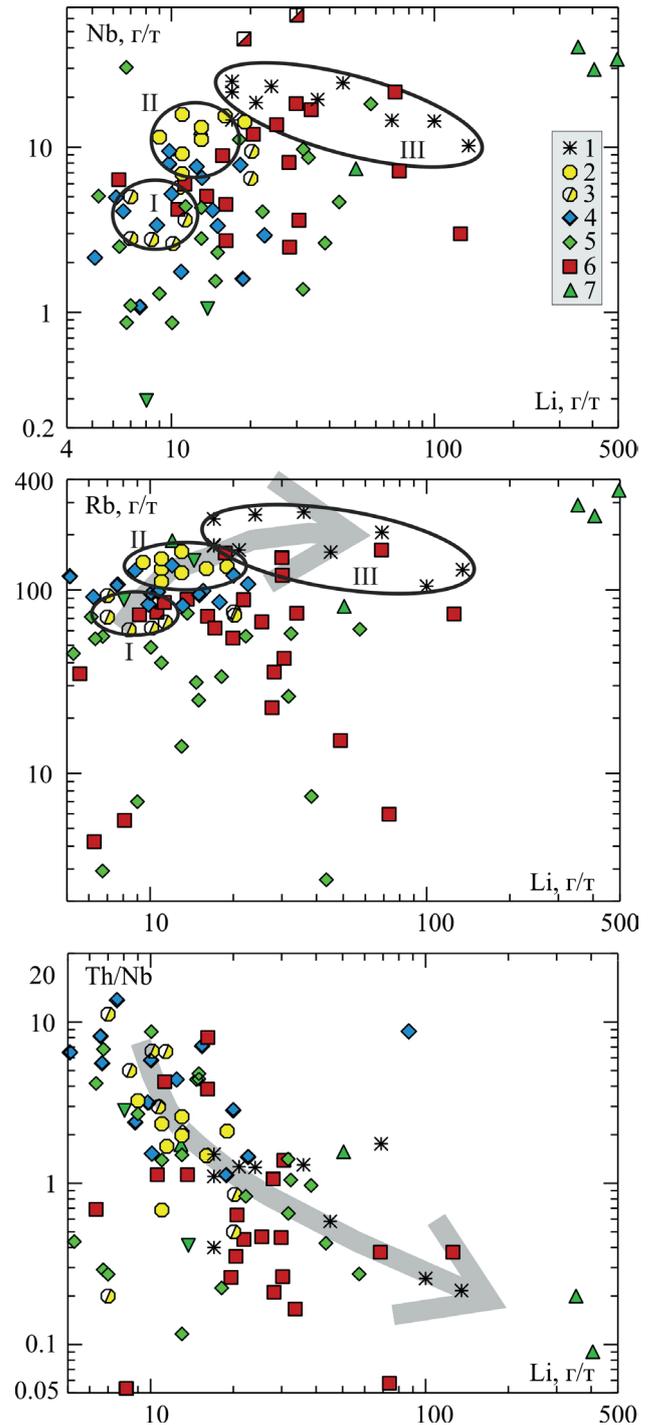


Рис. 6. Диаграммы Li–Nb, Rb и Th/Nb для гранитов, пегматитов и гнейсов.

Условные обозначения – см. рис. 5. Овалами ограничены области концентрации точек гранитов западно-ватихского (I) и восточно-ватихского (II) подкомплексов и мурзинского комплекса (III).

Fig. 6. Nb, Rb and Th/Nb versus Li for granites, pegmatites and gneisses.

Symbols are as for Fig. 5. The areas western vatikha (I) and eastern vatikha (II) subcomplexes and murzinka complex (III) granites are limited by ovals.

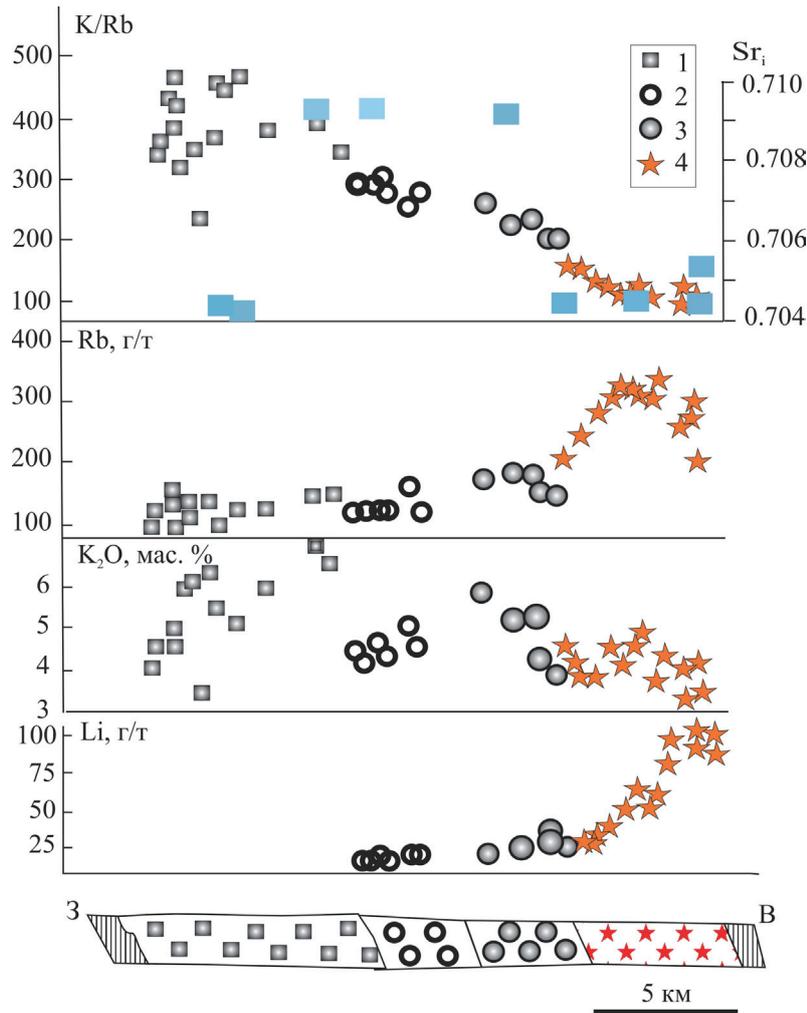


Рис. 7. Распределение K, Rb, Li в широтном разрезе гранитов.

1 – южаковский, 2 – западно-ватихский, 3 – восточно-ватихский, 4 – мурзинский комплексы. На верхней диаграмме синими прямоугольниками показаны значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$.

Fig. 7. K, Rb, Li distribution for the latitudinal section of granites.

1 – yuzhakow, 2 – western vatikha, 3 – eastern vatikha, 4 – murzinka complexes. On the top diagram, blue bars indicate the values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$.

бий, тантал, молибден, бериллий, изумруды) в его надинтрузивной зоне, особенно ярко проявленную в связи с Адуйским массивом – южным продолжением Мурзинского.

Четкая односторонняя геохимическая зональность, общая для всего массива, согласуется с его межформационным положением и пластообразной формой, указывая на существование единой магматической камеры, в которой происходила дифференциация кристаллизующегося расплава. Об этом же говорит и одинаковый изотопный возраст (Rb-Sr по породе и U-Pb цирконовый) всех гранитоидов, равный примерно 255 млн лет. В то же время ясные изотопные различия между ватихскими гранитами западной части массива и гранитами мурзинского комплекса, слагающими его

восточную половину (см. рис. 7), свидетельствуют о разных магматических источниках для тех и других гранитов. На это же указывает и поведение калия, который следует обычным гомодромным трендам в рамках разных комплексов, обнаруживая сначала рост содержаний в восточном направлении для южаковского, ватихского и мурзинского комплексов, а затем падение концентрации в двух последних (см. рис. 7). Поведение калия контролируется законами кристаллизационной дифференциации, в отличие от таких элементов, как Rb, Li, Be, Nb, Ta, геохимия которых во многом определяется переносом во флюиде. Из сказанного следует, что современный облик массива – это следствие эволюции магматического расплава и равновесного с ним флюида.

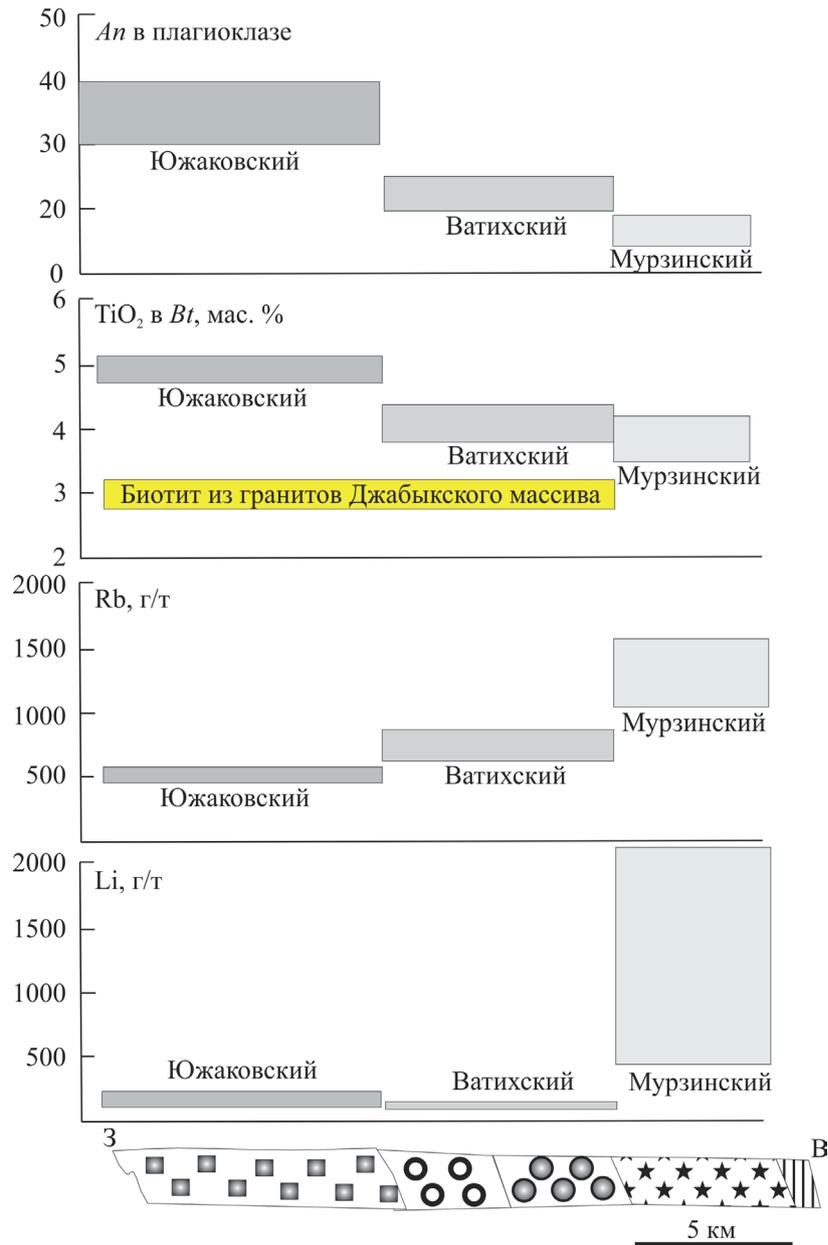


Рис. 8. Содержание An минала в плагиоклазе, TiO₂, Rb, Li в биотите гранитов южаковского, ватихского и мурзинского комплексов.

Fig. 8. Content of An mineral in the plagioclase and TiO₂, Rb, Li in the biotite of yuzhakovsk, vatikha and murzinka granites in the latitudinal section.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В подошве Мурзинского массива залегают разнообразные по составу мезопротерозойские пара- и ортогнейсы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Сосуществующие роговые обманки и плагиоклазы гнейсов (составы минералов см. в монографии [Орогенный гранитный магматизм ..., 1994]) уравновешены при давлении 5–6 кбар [Ферштатер, 1990; Molina et

al., 2015], температуры равновесий 750–800°C. В восточном направлении по мере приближения к массиву породы меняют свой состав от преимущественно базитового до гранитоидного. Гнейсы гранитоидного состава испытали высокую степень плавления, анатектический расплав образовал западную часть Мурзинского массива, а сами гнейсы сохранились преимущественно в виде рестигов в ватихских гранитах.

Породы южаковского комплекса образуют сеть из двух поколений жил и небольших интрузив-

ных тел среди гнейсов. Гранитоиды первого поколения – гнейсовидные, второго – большей частью массивные, но отмечаются и гнейсовидные разновидности. Все гранитоиды образуют внедренные тела, контакты с вмещающими гнейсами либо резкие, либо со следами воздействия гранитов в виде слабой гранитизации. Разные жилы имеют свое направление гнейсовидности, что свидетельствует о синтетектонической природе комплекса.

Породы комплекса отличаются разнообразием составов. Породы первого поколения жил обогащены кальцием и большей частью обеднены калием и ассоциированными с ним рассеянными элементами, в гранитоидах второго поколения содержание калия и особенно рубидия повышается. По содержанию ниобия, лития, рубидия, K/Rb отношения они находятся на единых трендах с гранитами ватихского и мурзинского комплексов, слагающих Мурзинский массив, и располагаются в начале эволюционных рядов (см. рис. 4–6).

Отсутствие заметной мигматизации и интрузивные контакты жил южакских гранитов свидетельствуют о том, что зона магмогенерации находится ниже современного эрозионного среза. Большие вариации состава гранитоидов южакского комплекса, намного более значительные, чем у пород ватихского и мурзинского комплексов, обусловлены, по видимому, колебаниями степени частичного плавления и состава гнейсового протолита.

Граниты ватихского и мурзинского комплексов слагают соответственно западную и восточную части Мурзинского массива. В эндоконтактной зоне шириной до 1–1.5 км ватихские граниты содержат включения гранодиоритового и адамеллитового состава, представляющие собой в разной мере преобразованные рестины гранито-гнейсового субстрата. Эти граниты, выделенные в западно-ватихский подкомплекс, близки по особенностям химического состава и минералогии к южакским гранитам, а восточнее они постепенно обогащаются рубидием, литием, ниобием, обособляясь в восточно-ватихский подкомплекс и по всем признакам приближаются к гранитам мурзинского комплекса. Граниты ватихского комплекса характеризуются ясными “коровыми” изотопными характеристиками, тогда как мурзинские граниты сильно отличаются низким содержанием радиогенного стронция и близкими к 0 значениями ϵNd_{255} . С учетом того, что граниты имеют одинаковый изотопный возраст, эти данные однозначно свидетельствуют о разных субстратах для ватихских и мурзинских гранитов. Наличие в первых многочисленных гранито-гнейсовых включений позволяет объяснить изотопные параметры гранитов тем, что их субстратом были протерозойские гранито-гнейсы, тогда как изотопия мурзинских гранитов и их пространственная близость к палеозойским осадочно-вулканогенным толщам свидетельствуют о том,

что протолитом гранитов были породы новообразованной коры орогена, обычные для большинства уральских гранитов [Ферштатер, 2013].

Все граниты представляют собой продукты кристаллизации котектического расплава и образуют соответствующие тренды в координатах $K_2O-CaO-Na_2O$ (рис. 9а), что является важным петрохимическим подтверждением их магматического происхождения [Штейнберг, 1985; Ферштатер, 1987]. Наибольшим содержанием CaO обладает котектический ряд гранитов южакского комплекса, наименьшим – мурзинского. По положению фигуративных точек гранитов разных комплексов на диаграмме Ab-An-Or (рис. 9б), учитывая известные данные о температурных зависимостях составов полевых шпатов [Ribbe, 1975 и ссылки в этой работе], можно приблизительно оценить температуру их кристаллизации, которая падает от 750°C для гранитов южакского комплекса до 650°C для гранитов мурзинского комплекса. Наличие антипертитовых плагиоклазов в южакских и ватихских гранитах служит минералогическим подтверждением правильности приведенных цифр. Использование такого показателя порядка кристаллизации, как содержание фтора в апатитовых включениях в породообразующих минералах [Ферштатер, 1987], дает дополнительное подтверждение соответствия состава гранитов гранитной эвтектике. Приводимые ниже данные свидетельствуют о постоянном содержании фтора (2.35–2.95%) в апатитовых включениях из всех главных минералах типичного гранита (обр. 44) мурзинского комплекса, что является следствием их одновременной (эвтектической) кристаллизации из расплава. И только в позднем межзерновом апатите и в апатитовых включениях в позднем мусковите, замещающем биотит, содержание фтора превышает 3%. *Содержание фтора (мас. %) в апатите, включенном в:* плагиоклаз – 2.35, биотит – 2.48, ортоклаз – 2.66, кварц – 2.95, мусковит 1 – 2.57, мусковит 2 – 3.43, межзерновой – 3.77.

$P-T-H_2O$ параметры эволюции гранитного магматизма отражены на рис. 10. Эволюционный тренд фиксирует закономерное изменение $P-T$ параметров в комплексах гранитоидов широтного сечения массива, т.е. от его корневой зоны до кровли, от гранитоидов южакского комплекса до мурзинских гранитов. Давление при обособлении эвтектического гранитного расплава при этом изменяется от 6–7 до 3 кбар, а содержание воды в расплаве возрастает от 4–5 до 8 мас. %. Мурзинские граниты располагаются на водном ликвидусе гранита вблизи кривой устойчивости мусковита в гранитном расплаве, что согласуется с двуслюдяным составом гранитов.

Расплав заполнял зону разлома (сдвига) на границе допалеозойского фундамента на западе и новообразованной коры, сложенной вулканогенно-осадочными породами силура и девона на восто-

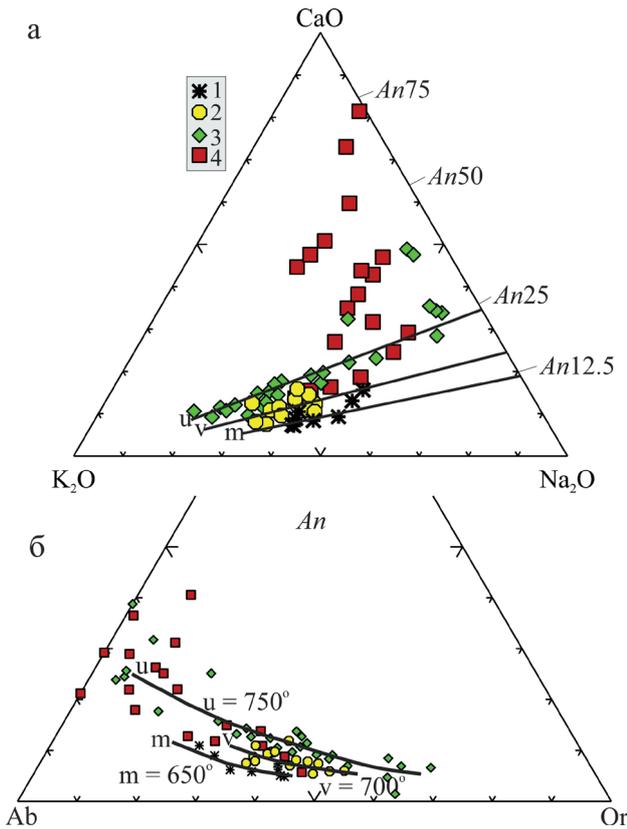


Рис. 9. Диаграммы $K_2O-CaO-Na_2O$ (а) и $Ab-An-Or$ (б) для гранитоидов и метаморфических пород.

1–3 – комплексы гранитоидов: 1 – мурзинский, 2 – ватихский, 3 – южаковский; 4 – гнейсы. Буквами m, v, u обозначены тренды соответствующих комплексов. На диаграмме “б” этим трендам соответствуют изотермы гомогенности и распада твердых растворов тройных полевых шпатов [Ribbe, 1975 и ссылки в этой работе]. Обратите внимание на ясное уменьшение основности нормативного плагиоклаза от южаковского комплекса к мурзинскому, о чем говорилось ранее по непосредственным измерениям состава плагиоклаза (см рис. 8). Нормативные количества Ab, An, Or отвечают мезонормам (нормативные составы, в которых вместо безводных железо-магнезиальных силикатов рассчитаны биотит и амфибол).

Fig. 9. $K_2O-CaO-Na_2O$ (a) and $Ab-An-Or$ (b) diagrams for granitoids and metamorphic rocks.

1–3 – complexes of granitoids: 1 – murzinka, 2 – vatikha, 3 – yushakow; 4 – gneisses. Letters m, v, u mark trends of the corresponding complexes. In diagram “б”, these trends correspond to the isotherms of ternary feldspars [Ribbe, 1975, and references in this work]. Note the clear decrease in An content of the normative plagioclase from Yuzhakow to Murzinka complex, as mentioned previously by direct measurement of the plagioclase composition (see Fig. 8). The number of normative Ab, An, Or suits to mesonorm (in which normative compositions are calculated biotite and amphibole instead of anhydrous iron-magnesium silicates).

ке, преимущественно по механизму дайкового заполнения [Petford, Kerr, Lister, 1993], о чем сви-

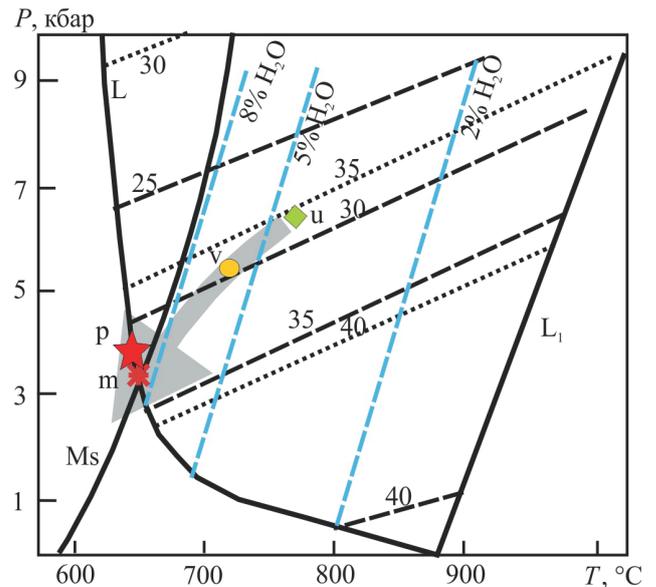


Рис. 10. $P-T$ диаграмма для гранитоидов. Принцип построения диаграммы и источники данных см [Ферштатер, 1987, рис. 33].

Положение водонасыщенного (L) и сухого (L_1) ликвидусов системы $Ab-Q-Or-H_2O$, а также ликвидусных линий (синие штрихи) для содержаний воды 2, 5 и 8 мас. % уточнено по данным [Johannes, Holtz, 1996; Holtz et al., 2001]. Штриховые линии с индексами 40, 35, 30, 25 – содержание кварца в тройном минимуме системы $Ab-Q-Or$; пунктир – то же в системе $Ab-Q-Or-An$ при $An/(An + Ab + Or) = 0.05$. Их положение также уточнено по данным названных выше авторов. Среднее содержание кварца в гранитах южаковского (u), ватихского (v) и мурзинского (m) комплексов подсчитано по мезонормам на основании данных табл. 4, 5; а в графическом пегматите жилы Мокруша (p) – по результатам подсчетов в шлифах; температуры сняты с рис. 9б. Ms – кривая устойчивости мусковита в граните [Huang, Willie, 1973]. Остальные пояснения в тексте.

Fig. 10. T versus P for granitoids. The principle of plotting and data sources are from [Fershtater, 1987, fig. 33].

Position of the water-saturated (L) and dry (L_1) liquidus system $Ab-Q-Or-H_2O$ and also liquidus lines (blue streaks) for water contents of 2, 5 and 8 wt % is specified according to [Johannes, Holtz, 1996; Holtz et al., 2001]. The dashed lines with indices 40, 35, 30, 25 are the quartz content in the ternary minimum of the system $Ab-Q-Or$; the dashed line represents the same in the system $Ab-Q-Or-An$ with $An/(An + Ab + Or) = 0.05$. Their position is also specified according to the above-mentioned authors. The average contents of quartz in granites of yuzhakow (u), vatikha(w) and murzinka (m) complexes are calculated by mesonorm from the table. 4, 5 data; and in the graphic pegmatite veins from Mokrusha (P) – were calculated in thin sections; the temperature is taken from Fig. 9b. Ms – stability curve of muscovite in granite [Huang, Willie, 1973]. Other explanations are in the text.

детельствует субвертикальная форма разных по структуре и составу гранитов в пределах ватихского и мурзинского комплексов [Орогенный гранитоидный магматизм ..., 1994]. Названные особенно-

сти Мурзинского массива в разной мере свойственны большинству гранитных пермских массивов палеоконтинентальной зоны северо-западного мегаблока и отличают их от гранитов Кочкарского антиклинория, в котором наиболее ярко представлены разновозрастные граниты палеоконтинентальной зоны юго-восточного мегаблока [Ферштатер, 2013]. Массивы последних приурочены к купольным структурам и образованы в результате диапиризма, совмещенного с механизмом распространения трещин [Clemens, Mawer, 1992]. В таких массивах отдельные тела разных по структуре и составу гранитов образуют преимущественно пологие залегания [Ферштатер, Бородина, 1975].

Несколько обособленно стоит вопрос о природе пегматитов самоцветной полосы Урала, развитых в пределах ММК. Выполненные исследования свидетельствуют о ясных геохимических отличиях камерных пегматитов самоцветной полосы от разнообразных пегматитов, ассоциированных с гранитами южакского, ватихского и мурзинского комплексов. Камерные пегматиты самоцветной полосы, залегающие в протерозойских гнейсах, представляют собой отдельный эпизод магматизма, по предварительным данным (К-Аг возраст) завершающий гранитообразование в районе и напрямую не связанный с формированием самого Мурзинского массива.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борщов С.К., Ферштатер Г.Б. (2017) Самоцветная полоса Урала: Алабашское рудное поле, жила Мокруша. *Путеводитель Среднеуральской полевой экскурсии. "Граниты и эволюция Земли"*. III Междунар. геол. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 27-37.
- Кейльман Г.А. (1974) Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 200 с.
- Коровко А.В., Двоглазов Д.А. (1986) Геологическая позиция и внутреннее строение мурзинского метаморфического комплекса. *Корреляция и картирование магматических и метаморфических комплексов Урала*. Свердловск: ИГГ УРО РАН, 73-75.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. (2005) Цирконовая геохронология Мурзинского метаморфического комплекса (Средний Урал). *Докл. АН*. **404**(3). 407-410.
- Левин В.Я., Коротеев В.А., Звонарева Г.К. (1975) Корундовые сиениты копи Юбилейной. *Материалы к минералогии Урала*. Тр. Ильменского гос. мин. заповедника. Вып. **13**, 44-49.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала. (1994) (Под ред. Г.Б. Ферштатера). Миасс: ИГГ УрО РАН, 250 с.
- Попов В.А., Попова В.И. (1975) К механизму формирования полевошпатовых очков вокруг кристаллов корунда копи "Юбилейная" в Ильменских горах. *Материалы к минералогии Урала*. Тр. Ильменского мин. заповедника, 50-57.
- Таланцев А.С. (1988.) Камерные пегматиты Урала. М.: Наука, 144 с.
- Ферсман А.Е. (1940) Пегматиты. М.: Изд. АН СССР, 712 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Ферштатер Г.Б. (1990) Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр. *Геохимия*, (3), 328-335
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 365 с.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. (1975) Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 287 с.
- Штейнберг Д.С. (1985) О классификации магматитов. М.: Наука, 159 с.
- Clemens J.D., Mawer C.K. (1992) Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**(3-4), 331-360.
- Couzinie S., Moyen J.-F., Villaros A., Paquette J.-L., Scarrow J.H., Marignac C. (2014) Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France) *J. Geosci.*, **59**, 69-86.
- Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. (2002) Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabayk batholith of the eastern Urals. *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **91**, 3-19.
- Holtz F., Becker A., Freise M., Johannes W. (2001) The water-saturated and dry Qz-Ab-Or system revised. Experimental results of very low water activities and geological implications. *Contrib Mineral Petrol.*, **141**, 347-357.
- Huang W.L., Willie R.J. (1973) Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 1-14.
- Johannes W., Holtz F. (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 336 p.
- Le Maitre R.W. (ed.). (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- Molina J. F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez, Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.
- 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.
- Muller A., Romer R.L., Pedersen R.-B. (2017) The sveconorwegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites. *Canad. Mineral.*, **55**, 283-315.
- Petford N., Kerr C.R., Lister R.G. (1993) Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, **21**, 845-848.
- Ribbe P.H. (1975) Feldspar mineralogy: short course notes. (Ed. P.H. Ribbe). Blacksburg: Amer. Miner. Soc. Southern print. Co., V. 2, 1-52.
- Sabatier H. (1980) Vaugnerites and granites, a peculiar association of basic and acid rocks. *Bull. Mineral.*, **103**, 507-522.
- Sabatier H. (1991) Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves and granite pe-*

trology. (Eds J. Didier., B. Barbarin) Elsevier, Amsterdam, 63-81.

Scarrow J.H., Molina J., Bea F., Montero P. (2009) Within-plate calc-alkaline rocks: insights from alkaline mafic magmas – peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110**, 50-64.

Winchester J.A., Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.

REFERENCES

Borshchov S.K., Fershtater G.B. (2017) The self-colored belt of the Urals: Alabash ore field, vein Mokrusha. *Putevoditel' Sredneural'skoi polevoi ekskursii. "Granity i evolyutsiya Zemli"*. III Mezhdunar. geol. konf. [Guide of Sredneural'skaya field trip. III Intern. Geol. Conf. "Granites and the evolution of the Earth"] Ekaterinburg. IGG UrO RAN Publ. 27-37. (In Russian)

Couzinie S., Moyaen J.-F., Villaros A., Paquette J.-L., Scarrow J.H., Marignac C. (2014) Temporal relationships between Mg-K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France) *J. Geosci.*, **59**, 69-86.

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. *Geokhimiya*, (3), 328-335

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., Borodina N.S. (1975) *Petrologiya magmaticheskikh granitoidov* [Petrology of magmatic granitoids]. Moscow, Nauka Publ., 287 p. (In Russian)

Fersman A.E. (1940) *Pegmatity* [Pegmatites]. Moscow, AN SSSR Publ., 712 p. (In Russian)

Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. (2002) Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **91**, 3-19.

Holtz F., Becker A., Freise M., Johannes W. (2001) The water-saturated and dry Qz-Ab-Or system revised. Experimental results of very low water activities and geological implications. *Contrib Mineral Petrol.*, **141**, 347-357.

Huang W.L., Willie R.J. (1973) Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**, 1-14.

Johannes W., Holtz F. (1996) *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York., 336 p.

Keil'man G.A. (1974) *Migmatitovye komplekсы podvizhnykh pojasov* [Migmatitic complexes of mobile belts]. Moscow, Nedra Publ., 200 p (In Russian)

Korovko A.V., Dvoeglazov D.A. (1986) Geological position and internal structure of the Murzinka metamorphic complex. *Korrelyatsiya i kartirovanie magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov Urala* [Correlation and mapping of magmatic and metamorphic complexes of

the Urals]. Sverdlovsk, IGG UrO RAN Publ., 73-75. (In Russian)

Krasnobaev A.A., Bea F., Fershtater G.B., Montero P. (2005) Zircon geochronology of the murzinka metamorphic complex (Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk.*, **404**(3), 407-410. (In Russian)

Le Maitre R.W. (ed.). (1989) *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.

Levin V.Ya., Koroteev V.A., Zvonareva G.K. (1975) Corundum syenites from Yubileynaya mine. *Materialy k mineralogii Urala* [Materials to the mineralogy of the Urals]. Tr. Il'mensk. gos. zapovednik, 44-49. (In Russian)

Molina J. F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez, Fershtater G.B. (2015) Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, **232**, 286-305.

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.

Muller A., Romer R.L., Pedersen R.-B. (2017) The sveconorwegian pegmatite province – thousands of pegmatites without parental granites. *Canad. Mineral.*, **55**, 283-315.

Orogennyi granitoidnyi magmatizm Urala [Orogenic granitoid magmatism of the Urals] (Ed. G.B. Fershtater) (1994) Miass, IGG UrO RAN Publ., 250 p. (In Russian)

Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholith of the eastern Urals. *Intern. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, **91**, 3-19.

Petford N., Kerr C.R., Lister R.G. (1993) Dike transport of granitoid magmas. *Geology*, **21**, 845-848.

Popov V.A., Popova V.I. (1975.) To the mechanism for the formation of feldspar glasses around corundum crystals, "Yubileynaya" mine in the Ilmeny mountains *Materialy k mineralogii Urala* [Materials to the mineralogy of the Urals] Tr. Il'mensk. gos. zapovednik, 50-57. (In Russian)

Ribbe P.H. (1975) *Feldspar mineralogy: short course notes*. (Ed. P.H. Ribbe). Blacksburg: Amer. Miner. Soc. Southern print. Co., V. 2, 1-52.

Sabatier H. (1980) Vaugnerites and granites, a peculiar association of basic and acid rocks. *Bull. Mineral.*, **103**, 507-522.

Sabatier H. (1991) Vaugnerites: special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. *Enclaves and granite petrology*. (Eds J. Didier, B. Barbarin) Elsevier, Amsterdam, 63-81.

Scarrow J.H., Molina J., Bea F., Montero P. (2009) Within-plate calc-alkaline rocks: insights from alkaline mafic magmas – peraluminous crustal melt hybrid appinites of the Central Iberian Variscan continental collision. *Lithos*, **110**, 50-64.

Shteinberg D.S. (1985) *O klassifikatsii magmatitov* [On the classification of magmatites]. Moscow, Nauka Publ., 159 p. (In Russian).

Talantsev A.S. (1988) *Kamernye pegmatity Urala* [Chamber pegmatites of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 144 p. (In Russian)

Winchester J.A., Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.

ПЛЮМ-ЗАВИСИМЫЙ ГРАНИТ-РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ

© 2018 г. В. Н. Пучков^{1,2}

¹Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа, 450077, ул. К. Маркса, 16/2

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Поступила в редакцию 27.06.2018 г.; принята к печати 24.08.2018 г.

Плюм-зависимый магматизм широко распространен, и его существование хорошо обосновано. Его подавляющая по объему часть представлена траппами, базальтами океанических островов (ОИВ), базальтами океанических плато (ОПВ), хотя по составу магматические продукты плюмов очень разнообразны. Заметную роль среди прочих играют кремнекислые магматические породы – риолиты и граниты. Различаются два главных типа плюмов. Первый принадлежит Крупным магматическим провинциям (КМП, или LIP) и, как предполагают, зарождается на границе ядра и мантии в пределах структур, называемых супервеллами, которые генерируют гигантские короткоживущие конвективные потоки мантии (апвеллинги), вызывающие обильный магматизм на земной поверхности. Второй тип представлен линейными вулканическими цепями, характеризующимися последовательным изменением возраста (вулканическими цепями с возрастной прогрессией). Их формируют единичные плюмы – тонкие восходящие мантийные потоки, действующие непрерывно в течение более долгих периодов. Показано, что относительный объем кремнекислого магматизма сильно зависит от типа земной коры. Среди трапповых базальтов континентов кремнекислый магматизм обычно присутствует, будучи подчиненным базальтам по объему и принадлежащим бимодальному типу. Однако в некоторых случаях КМП на континентах формируются преимущественно кремнекислыми породами; они получили название на английском языке Silicic LIPS, или SLIPS, перевод может звучать как кремнекислые КМП (ККМП). В океанах КМП являются существенно базальтовыми, без заметного присутствия кремнекислых пород или вообще без них. Вулканические цепи с возрастной прогрессией на континентах редки и, как правило, содержат значительный кремнекислый компонент. В океанах эти цепи чаще всего сложены преимущественно базальтами (типа ОИВ), хотя в верхних частях вулканов присутствуют более кислые и щелочные дифференциаты, но обычно без риолитов и гранитов, кроме случаев присутствия реликтов континентальной коры или аномально толстой мафической коры. Анализ может привести к мысли о значительной роли плавления континентальной коры в формировании плюм-зависимого риолит-гранитного магматизма. Доказательства присутствия плюм-зависимого магматизма в истории Урала представлены сравнительно недавно. Среди плюмовых эпизодов с заметной (риолит)-гранитной компонентой, в частности, выделяются Машакский, 1380–1385 млн лет, Игонинский, 707–732 млн лет, Маньхэмбовский с кембрийскими А-гранитами, ордовикский Кидрясовский, Степнинский габбро-монзонит-гранодиоритовый (пермский) и триасовый Урало-Сибирский суперплюм.

Ключевые слова: риолиты, граниты, плюмы, андерплейтинг, крупные магматические провинции, вулканические цепи с возрастной прогрессией

THE PLUME-DEPENDENT GRANITE-RHYOLITE MAGMATISM

Viktor N. Puchkov^{1,2}

¹Institute of Geology, Ufimian Federal Research Centre of RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa, 450077 Russia

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry Uralian Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: puchkv@ufaras.ru

Received 27.06.2018, accepted 24.08.2018

The plume-dependent magmatism is widespread and well justified. The bulk of it is represented by flood basalts, basalts of oceanic islands (OIB), and basalts of oceanic plateaus (OPB), though the whole scope of plume magmatism is very diverse. A noticeable role among them is played also by acid (silicic) magmatic rocks – rhyolites and granites. Two main types of plume magmatism are recognized. The first belongs to Large Igneous Provinces (LIP) and is thought to be born at the Core-Mantle boundary within structures, called superswells, that produce giant, short-living mantle upwellings, resulting in abundant volcanism on the Earth's surface. The second type is represented by linear volcanic chains characterized by regular age progressions. They are formed by single plumes – thin ascending mantle flows, acting during longer periods of time. It is shown that the abundance of silicic magmatism strongly depends on the type of the earth's crust. Among flood basalts of continents, silicic magmatism is usually present, subordinate in volume to basalts and belongs to a bimodal type of magmatism. But in some cases LIP in continents are formed predominantly by silicic rocks; they are given the name Silicic

Для цитирования: Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705

For citation: Puchkov V.N. (2018) The plume-dependent granite-rhyolite magmatism. *Litosfera*, **18**(5), 692-705. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705

LIPS, or SLIPS. In oceans, LIP are fundamentally basaltic with no considerable volume of silicic volcanics, if any. The time-progressive volcanic chains in continents are rare and usually comprise a noticeable silicic component. In oceans, the chains are composed mostly of basalts (OIB type), though in the top parts of volcanoes more acid and alkaline differentiates are present; usually they lack rhyolites and granites, except the cases of a presence of some strips of continental crust or anomalously thick oceanic crust. This review can lead to a thought of an important role of melting of continental crust in formation of plume-dependent rhyolite-granite magmatism. As for the Urals, the proofs for a presence of plume-dependent magmatism in its history were presented only recently. Among the plume episodes, some are characterized by presence of silicic components, in particular: Mashak (1380–1385 Ma), Igonino (707–732 Ma), Man'khambo (mainly Cambrian), Ordovician Kidryasovo, Stepninsky (Permian) and Urals-Siberian (Triassic).

Keywords: rhyolites, granites, plumes, underplating, LIPs, SLIPs, time-progressive volcanic chains

Acknowledgements

The work is supported by the Russian Scientific Foundation, Project No. 16-17-10192.

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм, связанный с плюмами, достаточно хорошо изучен. Подавляющая часть его проявлений представлена вулканиками основного состава (траппами и роями долеритовых даек, рассматриваемыми в качестве подводных каналов; базальтами океанических островов и плато). Однако спектр магматических проявлений, связанных с плюмами, чрезвычайно широк. С ними связывают образование кимберлитов, карбонатитов, пикритов, щелочных базальтоидов и расслоенных интрузий основного состава. Заметную роль играют и кислые магматические породы – граниты и риолиты, причем в зависимости от глубины эрозионного среза на поверхности могут появляться только граниты или только кислые эффузивы [Ernst, 2014].

Плюмы представляют собой часть системы глобальной термохимической конвекции: восходящие субвертикальные ветви мантийных конвекционных течений, которые имеют глубинное заложение и по этой причине проявляются на поверхности Земли как внутриплитные зоны активности, не зависящие напрямую от линейных межплитных структур – зон субдукции и СОХ, хотя могут с ними взаимодействовать и сами вызывать образование линейных структур – рифтов активного типа [Пучков, 2016].

Целесообразно различать два типа проявлений плюмовой активности. Первый – это Крупные магматические провинции (КМП, или LIP) с объемом вулканических продуктов от 1 до 10 млн км³ или более и площадью от 1 до 10 млн км² [Ernst, 2014]. Они характеризуются короткими импульсами активности, обычно от 0.5 до нескольких млн лет. В случае повторных импульсов их общая активность может длиться до 20 млн лет, редко больше. Происхождение КМП обычно связывают с действием суперплюмов – гигантских апвеллингов, рожденных на границе жидкого внешнего ядра и мантии в пределах двух огромных областей низкоскоростного прохождения поперечных сейсмических волн, расположенных биполяр-

но. Эти две области фигурируют под наименованием супервеллов: Тихоокеанский (Тузо) и Африканский (Джейсон). Супервеллы являются также местами рождения более мелких по масштабам единичных плюмов, которые в отличие от суперплюмов вызывают значительно более постоянную вулканическую активность (в некоторых случаях до 80 млн лет). Они в меньшей мере подвержены флуктуациям и занимают относительно постоянное место и поэтому, взаимодействуя с движущимися литосферными плитами, выступают причиной образования вулканических цепей (иногда прерывистых или с раздувами), которые характеризуются линейным последовательным удревнением возраста (time-progressive volcanic chains, TPVC). Такие вулканы были названы первоначально “горячими точками”; этот термин употребляется и поныне, но не является заменой понятия “плюм”. Горячие поля (КМП) и горячие точки – лишь симптомы процесса, тогда как суперплюмы и единичные плюмы равнозначны диагнозу.

ПЛУМ-ЗАВИСИМЫЙ ГРАНИТ-РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ (ГЛОБАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ)

Роль плюмов в генерации гранитного и риолитового магматизма в значительной мере определяется тем, насколько мощными были импульсы их активности и на кору какого типа они воздействовали. Для континентальных КМП (Коламбия Ривер, Афро-Аравийская, Карру, Калкаринджи, Кьюиноу, Урало-Сибирская и др.) наиболее характерен трапповый магматизм, но, как правило, в их разрезе в подчиненном количестве встречаются риолиты и кислая пирокластика. При этом магматизм в целом носит контрастный характер. Кроме того, датирование интрузивных пород на периферии КМП в ряде случаев показывает принадлежность к трапповым провинциям также гранитов, преимущественно А-типа [Vernikovski et al., 2003]. Анализ продуктов кислого вулканизма обычно указывает на значительную роль контаминации, связанной с ассимиляцией пород безводного нижнего слоя кон-

тинентальной коры (гранулитов, амфиболитов) как реакцией на мощное термальное воздействие высокотемпературной магмы основного состава при андерплейтинге. Впрочем альтернативные механизмы образования кислой магмы не исключаются [Ernst, 2014 и ссылки в этой монографии].

В особый тип КМП, параллельных существенно базитовым КМП *sensu stricto*, выделяются магматические ареалы, в которых кислые породы с $\text{SiO}_2 > 65$ мас. % преобладают. Такие провинции получили название Silicic LIPS, или SLIPS [Bryan, Ernst, 2008; Bryan, Ferrari, 2013; Ernst, 2014]. Предлагаемый нами русский вариант термина – *кремнекислые* КМП, или ККМП. Можно терминологически противопоставить мафические КМП (МКМП), описанные ранее, и силикатные: MLIPS и SLIPS. В качестве примеров ККМП можно привести Уитсандэй (В. Австралия–Океания), Кеннеди–Коннорс–Ауберн (СВ Австралия), Гоулер (ЮВ Австралия), Сьерра Мадре Оксиденталь (Мексика), Чон Айке (Ю. Америка–Антарктида), Малани (Индия–Сейшелы–Мадагаскар), Гуйбей и Ксионгьер (Китай). К этому же типу, возможно, следует отнести гигантские позднепалеозойско–раннемезозойские гранитные батолиты Центрально-Азиатского орогенического пояса (Ангаро-Витимский или Баргузинский, Хангайский, Хентейский) [Yarmolyuk et al., 2014]. Признаками ККМП, по [Ernst, 2014], считаются следующие. 1. Большие занимаемые площади и объемы экстрезивного магматизма – равные или лишь в несколько раз меньшие, чем в случае МКМП. 2. По объему дацит-риолитовые вулканы и граниты составляют > 80%; граниты имеют характер переходных от известково-щелочных I-типа к A-типу; в более редких случаях могут присутствовать S-граниты. 3. Преобладающая литология вулкаников – риолитовые игнимбриты. 4. Продолжительность магматической активности – до 40 млн лет при длительности отдельных импульсов 3–10 млн. 5. Образуются только на континентальной коре, нередко расположены на палео- и современных континентальных границах и являются результатом анатексиса водной легкоплавкой нижней коры под влиянием высоких температур, вызванных не-субдукционными и не-орогеническими условиями (вероятнее всего, андерплейтинг как следствие действия плюма).

На океанической коре суперплюмы образуют обширные вулканические плато; в отличие от континентальных провинций их возраст – не древнее мезозоя, вследствие того что более древняя океаническая кора субдуцирована и может быть идентифицирована только в качестве офиолитов в складчатых поясах. Наиболее крупные океанические плато в Тихом океане – Онтонг Джава, Хикураги, Манихики, поднятия Шатского и Хесса. Как правило, гранит-риолитовые вкрапления их разрезам не свойственны. Иной характер имеют вулканиче-

ские плато, образованные в океанах атлантического типа: Североатлантическая магматическая провинция, Сьерра-Леоне, Рио-Гранде, поднятие Мод, плато Кергелен и др. Они могут включать как эпиокеанические части, так и эпиконтинентальные (микроконтиненты, вулканические пассивные континентальные окраины); первоначальной стадией их развития является эпиконтинентальный рифтогенез, который обычно в той или иной мере сопровождается формированием кислых пород – как в описанных МКМП (КМП *sensu stricto*). Однако по мере развития процесса рифтовый магматизм сменяется чисто мантийным базитовым и рифтовые комплексы чаще всего оказываются глубоко погребенными. Тем не менее кислые магматические породы местами обнажаются на поверхности, например граниты о-ва Скай в Шотландии, граниты и риолиты плато Кергелен и др. [North Atlantic Igneous Province..., 2002; Арискин, 2017].

Способность единичных плюмов, образующих вулканические цепочки с возрастной прогрессией, производить гранит-риолитовые магматические комплексы также сильно зависит от присутствия континентальной коры, ее реликтов или симатической коры аномальной мощности. Эпиокеанические вулканы с гранит-риолитовой составляющей чрезвычайно редки, и обычно кислая составляющая представлена трахитами и близкими к ним породами повышенной щелочности [Мазарович, 2000; Rohde et al., 2013; см также интернет-справочник GeoMan.ru: Библиотека по географии www.geoman.ru/books/item/f00/s00/z0000077/st222.shtml]. В качестве исключений можно привести о-в Вознесения в Южной Атлантике, но это очень молодой вулкан, не связанный ни с какой вулканической цепочкой. Из всех островов Канарского архипелага присутствием риолитов выделяется лишь самый крупный – Гран-Канариа. Риолиты есть на о-ве Ян-Майен. На о-ве Пасхи в очень небольшом количестве отмечаются риолиты ультращелочного состава. Особое место среди единичных плюмов занимает Исландский. Здесь участие кислых вулкаников заметно и оценивается величиной до 7% [Арискин, 2017]. Присутствуют и граниты. Вулканическое сооружение, образованное Исландским плюмом в кооперации с САХ, отличается необычно крупными размерами при мощности коры до 40 км, что могло послужить благоприятным условием для анатексиса низов коры, где температура и давление повышены, хотя возможное участие кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, как правило, не исключается.

Регулярные магматические цепочки на континентальной коре довольно редки. Некоторые из цепочек вулканов не отличаются четкой возрастной последовательностью, что может быть связано со сложным динамическим взаимодействием плюма с толстой литосферой (его застревание, среза-

ние, сильный наклон под действием “мантийного ветра” и др.). Тем не менее есть несколько примеров эпиконтинентальных магматических цепочек с гранитами и (или) риолитами и с возрастной прогрессией. Это, в частности, хорошо известные риолитовые кальдеры Йеллоустонского плюма [Smith et al., 2009] с плавно нарастающим к западу возрастом от <1.0 до 16.4 млн лет. Можно назвать также анорогенные кольцевые комплексы щелочных гранитов, граносиенитов и вулканитов Нигерии с возрастом от 141 млн лет на юге до 213 млн на севере. Вулканиты, сохранившиеся в кальдерах, демонстрируют эволюцию расплавов от оливиновых базальтов через гавайиты, муджириты к трахитам и риолитовым игнимбрикам [Bowden, Kinnaird, 1984; Kinnaird et al., 2016]. Еще один пример связан с бимодальной ККМП Гоулер в ЮВ Австралии, от которой через весь континент прослеживается цепочка гранитных массивов [Ernst, 2014]. Возраст магматизма закономерно меняется с юга на север от 1595 до 1500 млн лет.

Подытоживая обзор мировой литературы, следует отметить, что среди продуктов плюм-зависимого внутриплитного магматизма гранит-риолитовый занимает заметное место; плюмы выступают при этом в качестве самостоятельного геодинамического фактора гранит-риолитового магматизма наряду с орогенцией, субдукцией и спредингом океанической коры. При этом объем гранит-риолитового магматизма зависит от типа корового субстрата – океанического или континентального (во втором случае он намного значительнее). Уже одно это наводит на мысль о важной роли плавления континентальной или переходной коры при его возникновении, что подтверждается и многочисленными аналитическими данными. Однако нельзя отрицать и возможность образования гранитов и риолитов за счет переплавления пород океанической коры (базальтоидов и амфиболитов). Как показывают экспериментальные данные [Ходоревская, 2017], это зависит от состава флюида и особенностей флюидного режима (в частности, при дегидратации амфиболитов) либо от взаимодействия метабазитов с водно-солевым (Na, K)Cl флюидом – родственным морской воде. При этом в принципе допускается и возможность участия других, альтернативных, механизмов.

ПЛУМ-ЗАВИСИМЫЙ ГРАНИТ-РИОЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА

На Урале (преимущественно на его западном склоне) в последнее время все большее внимание уделяется магматическим комплексам, которые по многим признакам имеют плюмовую природу [Puchkov et al., 2013, Пучков, 2018а,б; Холоднов и др., 2017; и др.]. Среди них лишь часть обладает отчетливо выраженной гранит-риолитовой компонентой. Далее приводится их краткое описание.

Машакский комплекс (1380–1385 млн лет)

Комплекс развит в Башкирском мегантиклинории (БМА), отвечает преимущественно машакской свите основания среднего рифея (RF₂), представленной в низах базальтами с подчиненными риолитами, а также терригенными толщами, от конгломератов до глинистых сланцев. Свита развита в осевой и восточной областях Башкирского антиклинория и резко (на расстоянии 20 км) исчезает к западу, попадая в размыв. Это обстоятельство вместе с внутриплитным рифтовым характером химизма вулканитов [Ernst et al., 2006] позволяет предполагать, что здесь обнажается западный борт грабена, имевшего отчетливо уральское простираение. Вулканиты машакской свиты, развитые в ее нижней части, представляют собой типичную контрастную риолит-базальтовую серию. Присутствие риолитов в машакском разрезе прослеживается на протяжении большей части Башкирского мегантиклинория (рис. 1). При обсуждении генезиса кислых вулканитов необходимо учитывать, что среди цирконов, сингенетичных процессу извержения, установлено наличие более древних, ксеногенных, разновидностей (в частности, с возрастом 1597 ± 27 млн лет) [Краснобаев и др., 2013а; Puchkov et al., 2013], что может указывать на участие при образовании кремнекислой магмы плавления более древних компонентов коры, чем машакские.

Более подробно вопрос о значении ассимиляции при формировании машакской свиты, состоящей из пикритов, базальтов и риолитов, был рассмотрен недавно [Ковалев и др., 2018а, б]. Показано, что в некоторых случаях U-Pb определения возраста цирконов из базальтов машакской свиты могут в основном или полностью быть значительно древнее истинного возраста вулканитов. Так, для пяти зерен циркона из пробы базальтоидов кузьелгинской подсвиты получены два дискордантных возраста – 1985.0 ± 16.0 (n = 2) и 1892.4 ± 9.7 (n = 3) млн лет. В целом разброс возрастов единичных кристаллов по $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ располагается в интервале 1496–3152 млн лет. Авторами предложен механизм эволюции первичного мантийного расплава плюма по модели AFC (Assimilation ± Fractional Crystallization), при котором в первичном расплаве при температуре 1100°C и давлении 10–11 кбар путем фракционной кристаллизации возникает пикрит (оливин ± клинопироксен); в прикровельной части накапливается флюидная фаза, а древние вмещающие породы камеры активно ассимилируются базальтами, что приводит к образованию риолитов. При этом $\epsilon\text{Nd}(T)$ всех пород комплекса имеют отрицательные значения – от ≈ -1.0 для пикритов и базальтов до -7.5 для риолитов, а экстраполируемое значение исходного расплава положительное (мантийное).

Кроме вулканитов на машакском возрастном уровне в БМА известны интрузивные кремнекис-

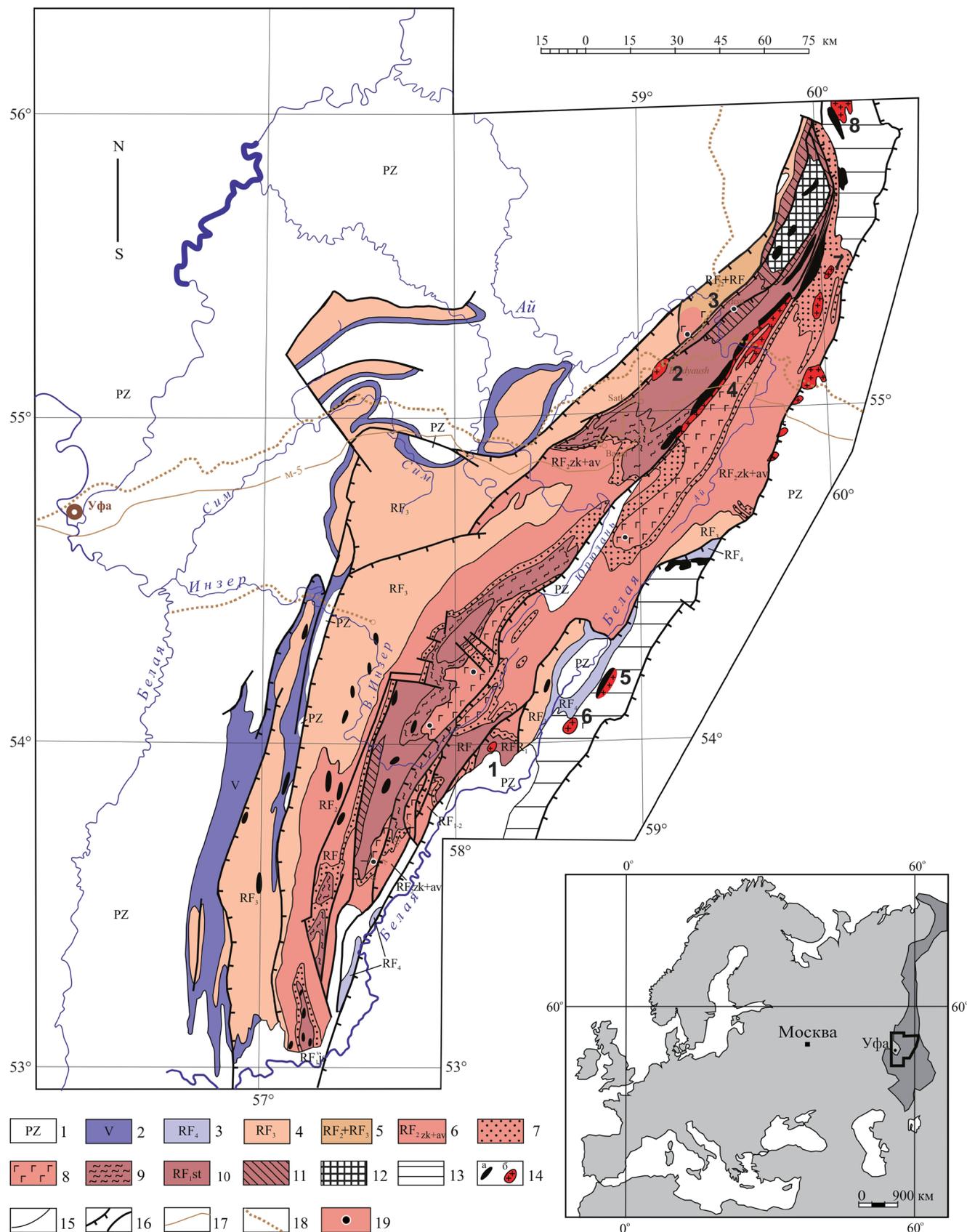


Рис. 1. Карта размещения кремнекислых магматических пород машакского, игонинского, маньхамбовского и кидрясовского (?) плумовых событий на Башкирском мегантиклинории и Уфалейском антиклинории, Южный Урал.

1–5 – нерасчлененные отложения: 1 – палеозоя (PZ), 2 – венда (V), 3 – завершающего (RF₄), 4 – верхнего (RF₃), 5 – среднего-верхнего (RF₂ + RF₃) рифея; 6–11 – свиты: 6 – нерасчлененные зигазино-комаровская и авзянская (RF₂ zk-av), 7 – зигальгинская среднего рифея, 8 – машакская среднего рифея, 9 – бакальская (юшинская), 10 – саткинская (суранская) нижнего рифея, 11 – айская (большеинзерская) нижнего рифея; 12 – тараташский комплекс; 13 – Уралтауский и Уфалейский метаморфические комплексы; 14 – магматические породы: габбро (а) и граниты (б); 15 – геологические границы; 16 – основные тектонические нарушения (надвиги и сбросы); 17 – автомагистрали; 18 – железные дороги; 19 – точки отбора проб на цирконы в риолитах машакской свиты и дайках машакского возраста.

Цифры на схеме, относящиеся к кремнекислым интрузиям: 1–4 – Машакского комплекса: 1 – Ахмеровский, 2 – Бердяушский плутоны, 3 – Багрушские риолитовые дайки, 4 – Рябиновский и Губенский массивы; 5, 6 – Игонинского комплекса: 5 – Барангуловский, 6 – Мазаринский массивы; 7 – Юрминский массив кембрийского возраста; 8 – Козлиногорская габбро-сиенит-гранитная ассоциация ордовикского возраста.

Fig. 1. The localization scheme of silicic magmatic rocks of Mashak, Igonino, Mankhambo and Kidryas (?) plume events on the Baskirian meganticlinorium and Ufaley anticlinorium (Southern Urals).

1–6 – unsubdivided deposits: 1 – Paleozoic (Pz), 2–4 – Neoproterozoic: 2 – Vendian (V), 3 – Terminal Riphean (RF₄), 4 – Upper Riphean (RF₃), 5 – Neo- and Mesoproterozoic, Middle-Upper Riphean (RF₂ + RF₃); 6–11 – Formations: 6 – undivided Zigazino-Komarov and Avzyan (RF₂ zk-av), 7 – Zigalga of the Middle Riphean, 8 – Mashak of the Middle Riphean, 9 – Bakal (Yusha), 10 – Satka (Suran) of the Lower Riphean, 11 – Ai (Bolsheiner) of the Lower Riphean; 12 – Taratash complex; 13 – Uraltau and Ufaley metamorphic complexes; 14 – intrusions: gabbro (a) and granites (b); 15 – geological boundaries; 16 – main faults (thrusts and normal); 17 – highways; 18 – railroads; 19 – sampling points for zircons in rhyolites of the Mashak Formation and in dikes of the mashak age.

Numbers on the scheme for silicic intrusions: 1–4 – Mashak complex: 1 – Akhmerovo, 2 – Berdyash plutons, 3 – Bagrusha rhyolite dikes, 4 – Ryabinovo and Gubensk intrusions; 5, 6 – Igonino complex: 5 – Barangulovo, 6 – Mazara massifs; 7 – Yurma massif of Cambrian age; 8 – Kozlinogorsk gabbro-syenite-granite association of the Ordovician age.

лые комплексы (см. рис. 1), включающие, в частности, бердяушские граниты рапакиви в ассоциации с сиенитами и ксенолитами габбро; на простирании складчатых структур к северу от Бердяушского массива развит Багрушинский комплекс риолитовых даек, а далее на северо-восток – рябиновские и губенские граниты, тесно связанные с габброидным Кусинско-Копанским комплексом и образующие с ним контрастную ассоциацию. Пространственно обособленную, более восточную позицию занимает Ахмеровский гранитный массив. Определения абсолютного возраста указывают на принадлежность всех этих объектов к машакскому эпизоду [Краснобаев и др., 2007а; Puchkov et al., 2013 и ссылки в этой работе; и др.].

Наиболее полно изучена геохимия Бердяушского плутона (БП). Обоснованы его принадлежность к А-гранитам и геохимическая близость к машакским риолитам [Ларин, 2011]. Некоторые исследователи высказывали мнение о том, что граниты имеют мантийный источник. Однако, согласно последним данным по изотопии Hf циркона [Ronkin, 2017] “граниты рапакиви, кварцевые сиенодиориты, нефелиновые сиениты БП не могут быть продуктами преимущественно мантийных расплавов, поскольку диапазон экстраполированных значений $\epsilon\text{Hf}(1383)$ –(3.7–9.4) укладывается в поле, локализованное существенно ниже линии CHUR. Наблюдаемая закономерность находится в хорошем соответствии и с данными изотопной Sm-Nd-систематики гранитов рапакиви БП, определяющей $\epsilon\text{Nd}(t)$ (–5.0 ± 0.4)–(–7.3 ± 0.3). Другим аргументом в пользу сказанного выше является различие спектров распределения РЗЭ в цирконах габбро и остальных пород БП”. Подобные сведения приводятся в статье В.В. Холоднова с соавторами [2017].

Присутствие ксенолитов габбро в БП и их принадлежность к производным существенно деплетированной мантии, где $\epsilon\text{Nd} = +4.0 \dots +4.9$, могут служить подтверждением популярной идеи о том, что плавление коры при образовании гранитов рапакиви связано с магматическим андерплейтингом в результате подъема субконтинентальной мантии [Ernst, 2014].

Игонинский комплекс (706–735 млн лет)

По нашим представлениям, комплекс принадлежит низам аршиния – завершающего, или терминального, рифея (RF₄), выделяемого в границах примерно 750–600 млн лет и названного по игонинской свите, развитой в составе типового разреза аршиния в Тирлянской мульде [Козлов и др., 2011]. По данным U-Pb анализа цирконов, игонинская свита, которая представлена преимущественно базальтоидами и лишена пород кислее дацитов, была образована в течение двух основных этапов (пульсов) эволюции с рубежами 707.0 ± 2.3 и 732.1 ± 1.7 млн лет [Краснобаев и др., 2012]. По химизму игонинский вулканический комплекс обнаруживает сходство с базальтами Восточно-Африканской рифтовой системы и, вероятно, может быть отнесен к внутриплитно-рифтогенным/плюмовым образованиям рифтов активного типа [Маслов и др., 2018]. Гранитные массивы Барангуловский и Мазаринский, которые вместе с ассоциирующими габбро отнесены к Барангуловскому контрастному габбро-гранитному комплексу, имеют близкий возраст. Для Барангуловского массива ранее методом SHRIMP получены датировки цирконов габбро (728 ± 8 млн лет) и цирконов гранитов (723 ± 10 млн) [Краснобаев и др., 2007б]. Для Мазарин-

ского массива ранний этап образования гранитов определяется датировкой 746.6 ± 24.3 млн лет, заключительный – несколько омоложенной – 709.1 ± 5.2 млн [Краснобаев и др., 2017]. Таким образом, габбро-гранитный Барангуловский комплекс может быть отнесен к тому же этапу плюмовой активности, что и игонинские вулканиды. Детальное изучение цирконов Мазаринского массива указывает на его первичный источник (субстрат). По данным SHRIMP, возраст субстрата гранитов массива оценивается интервалом 1527–1548 млн лет, а завершающий этап его эволюции – конкордантной датировкой 1388 ± 16 млн лет, близкой к мезопротерозойскому машакскому этапу магматизма. Следовательно, речь может идти об участии в плавлении пород мезопротерозойской коры. При этом наиболее близки к мазаринским и могли служить его субстратом граниты Ахмеровского массива [Краснобаев и др., 2017]. Причиной плавления мог являться тот же андерплейтинг, связанный с новым плюмовым эпизодом.

Кириябинский комплекс (670–680 млн лет)

Назван по Кириябинскому расслоенному перидотит-пироксенит-габбровому массиву, датированному 680.0 ± 3.4 млн лет [Краснобаев и др., 2013б]. Магматические породы близкого возраста имеют сравнительно ограниченное распространение в Башкирском, Кваркушском мегантиклинориях и Онежском грабене, их принадлежность КМП (LIP) стоит под вопросом. В их числе находятся журавликский верлит-габбро-гранодиоритовый массив – 671.0 ± 7.5 млн лет, а также троцкий граносиенитовый – 671.0 ± 24.0 млн лет [Петров и др., 2005].

Маньхамбовский комплекс (564–485 млн лет)

Назван по крупнейшему на севере Урала массиву А-гранитов, который, по нашему мнению, трансгрессивно перекрыт кварцитами и аркозами тельпосской свиты ордовика и имеет кембрийский возраст (рис. 2). Комплекс представлен А-гранитами, ассоциирующими с ними габбро и контрастным базальт-риолитовым комплексом вулканидов. А-граниты (anorogenic – анорогенные, alkaline – щелочные, anhydrous – безводный) являются особой генетической группой, о чем свидетельствует многозначность расшифровки литеры. Во-первых, отражена геодинамическая обстановка преимущественного развития гранитов – они тяготеют к стабильным (кратонизированным) блокам земной коры, проявляясь чаще всего в рифтовых зонах и внутренних частях континентальных плит. Во-вторых, отражена повышенная щелочность гранитов, которая может служить указанием на их принадлежность к дифференциатам щелочно-базальтовых магм. В-третьих, подчеркнута низкая водонасы-

щенность, что свойственно продуктам плавления нижнекоровых гранулитов. А-граниты севера Урала ассоциируют с габбро и комагматичны вулканидам контрастной ассоциации, их образование предположительно связано с андерплейтингом.

Трудность выделения этого комплекса и его геодинамической интерпретации на Урале состоит в том, что он местами пространственно тесно связан и иногда переплетается с субдукционно-орогенными I-гранитами, комагматичными с ними вулканическими сериями; по определениям абсолютного возраста А-граниты следуют за I-гранитами, порой первые накладываются по возрасту на вторые, создавая впечатление своеобразного геодинамического хаоса. Оба типа гранитов особенно многочисленны на Приполярном Урале [Махлаев, 1998; Кузнецов и др., 2007]. I-гранитоиды представлены широким спектром пород от кварцевых диоритов до лейкогранитов и на петрохимических диаграммах попадают в поля конвергентных геодинамических обстановок и активных континентальных окраин. В их число входят Малдинский, частично Народнинский, Вангырский, Лапчавожский, Ильяизский массивы. С ними связаны вулканиды последовательно дифференцированных базальт-андезит-дацитовых серий. Сами они образуют габбро-диорит-гранодиорит-гранитные серии указанных геодинамических обстановок. Абсолютные возрасты по цирконам методом термоионной эмиссии свинца и U-Pb методом, в том числе SHRIMP, имеют разброс от терминального рифея до кембрия (695 ± 19 до 515 ± 8 млн лет, с подавляющим преобладанием вендских цифр). А-граниты, представленные Лемвинским, Тынаготским, Народнинским (частично), Хартесским, Кефталыкским, Тынаготским, Кожимским, Маньхамбовским и другими массивами, имеют узкий спектр составов (преобладают лейкократовые разности). По петрохимии они родственны магматическим формациям дивергентных геодинамических обстановок. Возрастные датировки (Pb-Pb, U-Pb, SHRIMP) группируются в диапазоне 564–487 млн лет (конец венда и практически весь кембрий) и почти смыкаются с ордовикскими магматитами кидрясовского плюмового события (см. далее).

Наложение возрастов I- и А-гранитов продемонстрировано на примере соседствующих Ильяизского (519.7 ± 6.3 – 491.0 ± 5.0 млн лет) и Маньхамбовского (522.0 ± 6.0 – 507.2 ± 5.5 млн лет) массивов парадоксально [Udoratina et al., 2017] и может свидетельствовать либо о частичном сосуществовании контрастного коллизионного и плюмового геодинамических механизмов, источники которых имели разную глубинность, либо о разном субстрате, плавление которого приводит к образованию разных гранитов (в этом случае Ильяизский массив тоже плюмовый). Известно, что в ряде случаев кремнекислые КМП характеризуются присутствием

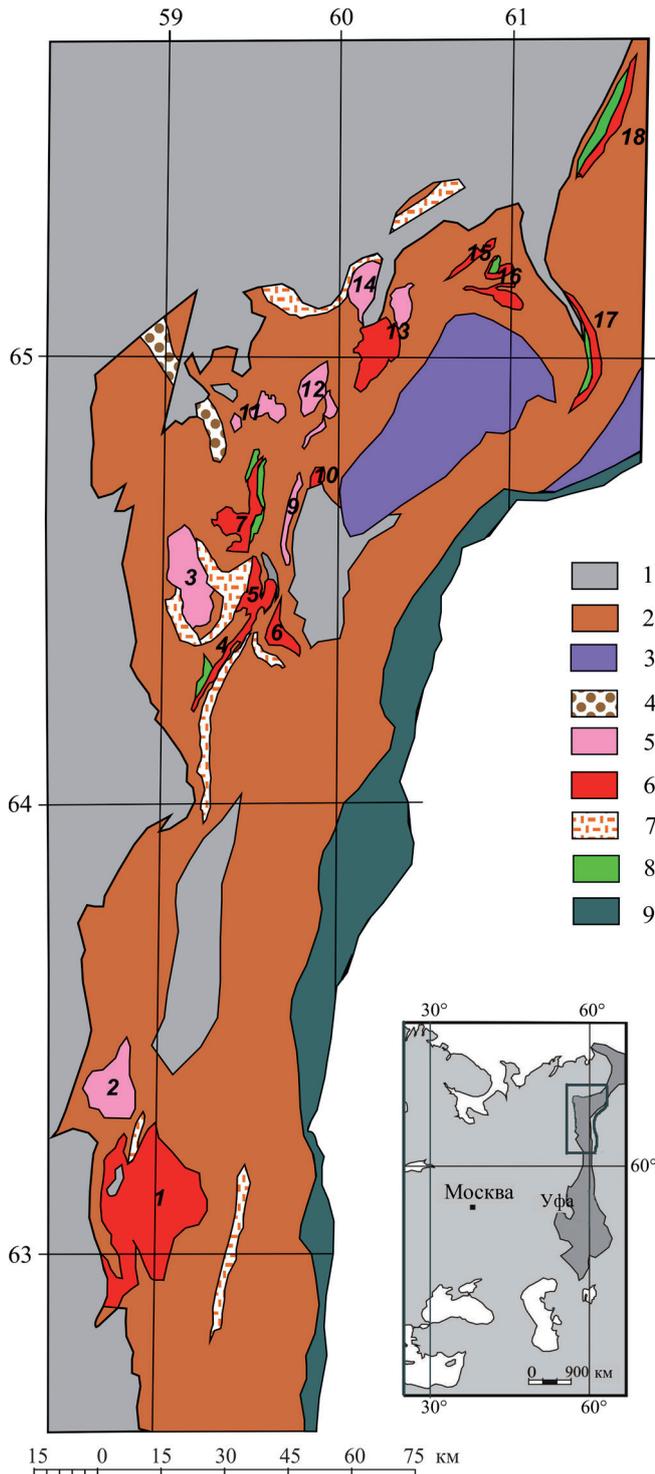


Рис. 2. Карта размещения позднепротерозойско-кембрийских гранитных массивов на Приполярном Урале [Пучков, 1975; Махлаев, 1998; Кузнецов и др., 2007].

1 – палеозойские (ордовикские и более молодые) осадочные формации; 2 – рифейские (мезо- и неопротерозойские) отложения; 3 – раннепротерозойские (палеопротерозойские) метаморфические толщи; 4 – вендские полимиктовые грубообломочные отложения (моласса тиманид); 5 – I-граниты (габбро-диорит-гранодиорит-

гранитные серии) преимущественно вендского возраста; 6 – A-граниты преимущественно лейкократовые, по возрасту в основном кембрийские; 7 – риолиты позднерифейско-кембрийского возраста нерасчлененные; 8 – габбро контрастной габбро-гранитной серии; 9 – изверженные породы зоны Главного Уральского разлома.

Цифры на схеме – названия интрузивных массивов: 1 – Маньхамбо; 2 – Илья-Из; 3 – Малопатокский; 4 – Торговский; 5 – Кефталыкский; 6 – Хартесский; 7 – Неройско-Патокский; 8 – Вангырский; 9 – Сальнерский; 10 – Няртинский; 11 – Водораздельный; 12 – Парнукский, Городкова и Маньхобейуский; 13 – Народнинский; 14 – Малдинский; 15 – Хаталамба-Лапчинский; 16 – Кожимский; 17 – Тынаготский; 18 – Лемвинский.

Fig. 2. The map of the Late Proterozoic-Cambrian granite massifs in the Cis-Polar Urals. [Puchkov, 1975; Makhlaev, 1998; Kuznetsov et al., 2007].

1 – Paleozoic (Ordovician and younger); 2 – Riphean (Mezo- and Neoproterozoic) deposits; 3 – Paleoproterozoic metamorphic complex; 4 – Vendian (Ediacaran) polymictic deposits (molasse of Timanides), 5 – I-granites; 6 – A-granites; 7 – rhyolites of the Neoproterozoic-Cambrian age, undivided; 8 – gabbro of the contrast gabbro-granite series; 9 – crystalline rocks of the Main Uralian Fault.

The numbers on the scheme – the names of massifs: 1 – Mankhambo; 2 – Ilya-Iz; 3 – Malopatoksky; 4 – Torgovskiy; 5 – Keftalykky; 6 – Khartessky; 7 – Neroysko-Patoksky; 8 – Vangyrsky; 9 – Salnersky; 10 – Nyartinsky; 11 – Vodorazdelny; 12 – Parnuksky, Gorodkova and Mankhobeyusky; 13 – Narodninsky; 14 – Maldinsky; 15 – Khatalamba-Lapchinsky; 16 – Kozhimsky; 17 – Ty-nagotsky; 18 – Lemvinsky.

I-гранитов [Ernst, 2014]. Присутствие аномально высокого объема гранитоидов в продуктах плюма могло быть связано с тем, что после закончившейся тиманской орогении в литосфере еще сохранялись высокие температуры, что вызывало большие масштабы плавления в коре.

Развитие кембрийских A-гранитов наряду с гранитами I-типа характерно не только для Приполярного Урала, оно описано на Полярном и Приполярном Урале, на Северном Урале в Ишеримском блоке, в Уфалейском блоке Среднего Урала и даже на севере Башкирского антиклинория (Юрминский массив) [Петров и др., 2005; Шардакова, 2016; Shar-dakova, 2017; Shuyskiy et al., 2017; и др.]. Эти комплексы прослеживаются неравномерным пунктиром (прерываясь) к западу от Главного Уральского разлома и предвеляют раскрытие Палеоуральского океана в раннем ордовике, сопровождавшееся возникновением кидрясовского рифтового комплекса, с извержением преимущественно пород основного состава, отражавшего образование лишенно-континентальной коры океанического “зияния”, где плавление континентальной коры уже не могло происходить за отсутствием таковой.

A-граниты маньхамбовского типа формировались на фоне несильных восходящих движений земной поверхности: кембрийские отложения, кро-

ме как в олистолитах, на Урале и в Приуралье практически неизвестны – только в самом конце кембрия началось локальное накопление терригенных отложений, перешедшее в масштабное накопление грабеновых фаций в начале ордовика.

Кидрясовский комплекс (475–460 млн лет)

Образование грабеновых фаций – грубообломочных толщ, мощность которых сильно меняется от места к месту и чье формирование сопровождается преимущественно субщелочным вулканизмом основного состава, является непосредственным предвестником раскалывания Восточно-Европейского континента на фоне усиления плюмового процесса, приведшего в конечном счете к возникновению Палеоуральского океана и его восточного ограничения – пассивной континентальной окраины вулканического типа [Puchkov, 2002; Пучков, 2010]. Сохранившиеся от эрозии и незахороненные осадками грабеновые фации пунктирно прослеживаются вдоль всего западного склона Урала, от Сакмарской зоны до Байдараты. При этом риолиты и граниты развиты довольно слабо. На Среднем Урале вблизи зоны ГУР к ордовикским рифтовым формациям предположительно отнесена козинская свита – мощная (до 3000 м) толща кварцитопесчаников и конгломератов с прослоями мраморов, туфов, базальтов, трахибазальтов и изредка риолитов. На Полярном Урале среди субщелочных вулканитов есть фаунистически датированные кислые эффузивы (молодшорская свита) и риолитовые дайки [Пучков, 1979; Соболева и др., 2010]. Еще севернее, в Байдаратской зоне, кембрийско(?)-тремадокские отложения представлены песчаниками, алевролитами и сланцами; они перекрыты ниже-среднеордовикской толщей пестрого состава, представленной известняками, сланцами, алевролитами с базальтами, трахибазальтами и риолитами [Puchkov, 2002 и ссылка в этой статье].

Особо следует упомянуть развитую в Уфалейском блоке Среднего Урала Козлиногорскую габбро-сиенит-гранитную ассоциацию [Tevelev et al., 2015], считавшуюся пермской, а затем датированную цитированными авторами 476–470 млн лет (флой). Гранитоиды умеренно-щелочные, серия в целом по геохимическим параметрам внутриплитная. Вопросы о ее возрасте и отнесении к тому или иному комплексу – дискуссионные. Альтернативной точки зрения по поводу возраста ассоциации придерживаются Г.Ю. Шардакова с соавторами [2015]. Возраст, определенный по биотиту из габбро Ag-Ag методом, составил 457.8 ± 5.8 млн лет. Получены также предварительные результаты определений возраста цирконов из гранитов, подавляющее большинство измерений U-Pb возраста дает результат в интервале 449–480 млн лет. На основании новых датировок возраст козлиногор-

ской группы интрузий принят авторами как позднеордовикский. Допускается, что в эту группу могли быть объединены пространственно совмещенные, близкие по составу, но несколько разновременные образования, поэтому для щелочных пород из разных инъекций возможны и более молодые возрасты. Сходной точки зрения придерживается А.А. Краснобаев, имевший дело с фракциями цирконов из щелочных пород этой ассоциации. Мы считаем, что правомерно сравнение с другими известными щелочными комплексами Урала (в составе которых в ряде случаев, как известно, встречаются и карбонатиты). Их большая часть сосредоточена восточнее зоны ГУР; максимально полно изученным является Ильмено-Вишневогорский комплекс (ИВК), разнотипные породы которого имеют исходный возраст в интервале 440–420 млн лет, а изотопные данные предполагают существенную роль мантийного материала в субстрате. В случае такой интерпретации Козлиногорская габбро-гранитная ассоциация может быть отнесена уже к следующему по возрасту Ушатскому комплексу.

Ушатский комплекс (440–450 млн лет)

Получил название по разрезу на западном крыле Тараташского поднятия (р. Ушат). В ряде обнажений БМА из субщелочных базальтоидов, относившихся к айской и машакской свитам, получены цирконы в узком возрастном интервале 435–455 млн лет [Краснобаев и др., 2018]. На западном склоне Среднего Урала этот магматический этап проявился в качестве сиенит-порфиоров Верхнесеребрянского комплекса (возраст 447 ± 8 млн лет [Петров и др., 2005]). Из близких событий, ранее известных на Южном Урале, – возникновение большей части Ильмено-Вишневогорского щелочного карбонатитового комплекса (410–446 млн лет), испытавшего затем преобразования на коллизионных рубежах позднего девона и перми с формированием пегматитов нескольких типов. Вопрос об отнесении сюда козлиногорских габбро, сиенитов и гранитов остается открытым. В качестве аналогов Ушатского комплекса можно назвать монтерегийскую группу щелочных интрузий на канадском побережье Атлантики [Пучков, 2010].

Тимаизский дайково-силловый комплекс западного склона Урала (400–360 млн лет, преимущественно 380–360 млн)

Мы показали [Puchkov et al., 2016] наличие в этом комплексе на западном склоне Урала, Пай-Хое и Новой Земле девонских дайковых роев и связанных с ними эффузивов, происхождение которых тесно связано с образованием девонской Кольско-Днепровской КМП. Гранитоиды и риолиты в этом комплексе практически отсутствуют. Имеются

лишь сведения [Симаков, 1972] о наличии в верховьях р. Печора ассоциации микрогаббро, сиеногранитов и аляскитов, рвущих средний девон и датированных К-Аг методом 276 ± 13 и 296 ± 12 млн лет (нижняя пермь), однако, скорее всего, эти датировки омоложенные (иначе их не к чему “привязать”). Не исключен их девонский возраст. Можно также упомянуть лишь о единичной дайке риолитов в девонском Аптечногорском комплексе в г. Нижние Серги на Среднем Урале.

Степнинский монцонит-гранитный комплекс (280–285 млн лет)

Назван по Степнинскому монцодиорит-гранитному комплексу пермского возраста, детально описанному в работе [Ферштатер, 2013] и представленному цепочкой интрузий (с СЗ на ЮВ: Уйский, Вандышевский, Бирюковский, Степнинский), пересекающей три структурные зоны Южного Урала и наложенной на его складчато-покровную структуру. Предварительные данные о возрасте массивов, полученные на SHRIMP-2 (ВСЕГЕИ), перечисленные в той же последовательности (281 ± 2 , 281 ± 2 , 280 ± 2 и 286 ± 2 млн лет) указывают на их раннепермский возраст. Предположение о плюмовом характере комплекса высказывалось уже давно, исходя из наложенного характера цепочки интрузий [Пучков и др., 1986]. По геохимическим особенностям [Сначёв и др., 2018] спектр пород Степнинского комплекса четко укладывается в два главных эталонных тренда: монцонитовый (монцогаббро, монцодиориты, сиениты) и известково-щелочной, что указывает на различный механизм образования, с одной стороны, основных-средних пород и кислых – с другой. При этом габбро попадают в поля ОИВ, что роднит их с рифтовыми/плюмовыми комплексами мантийной природы. Образование кислых пород известково-щелочного тренда может быть объяснено не субдукцией (которая здесь давно закончилась), а плавлением коры. Ранее мы предполагали правильную возрастную прогрессию возрастов гранитов, но она не подтвердилась. В складчатой области это большая редкость.

Урало-Сибирский триасовый (250–230 млн лет)

Крупная триасовая магматическая провинция (LIP), к которой частично принадлежит территория Урало-Новоземельской складчатой зоны, охватывает огромную область Сибири, эту провинцию следует называть Урало-Сибирской. Магматические события на границе перми и триаса рассматриваются как проявления гигантского суперплюма. На Урале и в Приуралье к ним относятся излияния трапповых базальтов триасового возраста, развитие здесь от Тургая до Пай-Хоя. Трапповые излияния на Полярном Урале и в Сибири начались синхронно на

границе перми и триаса (250 млн лет назад). Кислые эффузивы, придающие базальтовым излияниям контрастный характер, имеют весьма подчиненное распространение и описаны на Среднем Урале к востоку от г. Каменск-Уральский (в Борисовском и Першинском карьерах, где они датированы U-Pb методом как ранний триас) [Пучков, 2010 и ссылки в этой работе]. Триасовые траппы известны в наложенных на уральские структуры грабенах Западно-Сибирского бассейна: Северо-Сосьвинском, Даниловском и Половинкинском [Иванов и др., 2016]. При этом только для Даниловского характерно присутствие контрастной базальт-риолитовой формации, наличие которой предположительно связано с более сиалическим составом фундамента.

Мы рассматривали данные [Пучков, 2010], приведенные в работах о триасовых возрастных датировках в малых интрузиях кислого состава, пространственно обособленных от триасовых вулканитов (Малочекинский и Кисинетский комплексы), а также в мурзинско-адуйских коллизионных гранитах [Попов, 2003; Тевелев и др., 2009]. Эти датировки достаточно противоречивы и не могут однозначно указывать на синхронность образования этих гранитоидов с началом траппового магматизма. Во всяком случае, наша попытка подтвердить триасовый возраст щелочных гранитоидов Малочекинского комплекса привела к выводу о его каменноугольном возрасте [Салихов и др., 2013].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Общий обзор условий, при которых плюмовые процессы могут приводить к формированию кремнекислых расплавов, а также рассмотрение риолит-гранитного магматизма как компоненты плюмового магматизма на примере ряда вулканогенных и интрузивных комплексов Урала показывают, что наряду со спредингом, субдукцией и коллизией плюм-тектоника является мощным самостоятельным фактором, регулирующим кремнекислый магматизм на коре континентального и переходного типов. В ряде случаев она может ассоциироваться с рифтогенезом активного типа (последний, впрочем, является следствием плюмовых процессов, имеющих глубинное происхождение, а их не причиной). Однако во многих случаях никаких признаков грабенов или их реликтов не наблюдается. Говоря о причинах формирования кислых выделок, нельзя отрицать возможности дифференциации базальтовой магмы или ее ликвации, но главной причиной, по-видимому, остается плавление коры и в особенности ее более древних кремнекислых составляющих под действием исходной магмы основного состава, генерируемой плюмом.

Работа поддержана Российским научным фондом, проект № 16-17-10192.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А. (2017) Магматические формации геодинамических обстановок. Курс лекций [Электронный ресурс]. Лекции 15, 16а, 16б. URL: <http://www.planetology.ru/lectures/ariskin/?language=russian> (дата обращения: 17.09.2018).
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; ООО “КогалымНИПИнефть”, 302 с.
- Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. (2018а) Модель образования магматических пород Шатакского комплекса. *Геол. вестн.*, 1(2). В печати.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. (2018б). Находки “древних” цирконов в магматических породах Шатакского комплекса (Южный Урал) и их петрогенетические следствия. *Докл. АН*. В печати.
- Козлов В.И., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Нехорошева А.Г., Бушарина С.В. (2011) Аршиний – новый стратон рифея в стратотипических разрезах Южного Урала. *Геол. сборник ИГ УНЦ РАН*, 9, 3-8.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013а) Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). *Стратигр. геол. коррел.*, 21(5), 3-20.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. (2007б) О возрасте Барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала. *Геол. сборник ИГ УНЦ РАН*, 6, 7-16.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Родионов Н.В., Нехорошева А.Г., Кисеева К.Н. (2007а) Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале. *Докл. АН*, 418(2), 241-246.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2012) Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал). *Литосфера*, (4), 127-140.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2013б) Цирконология пироксенитов Кирыбинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал). *Докл. АН*, 450(2), 204-208.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018) Полихронная цирконология навьшских вулканитов айской свиты (Южный Урал). *Докл. АН*, 478(1), 74-80.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. (2017) Минералогия, U-Pb (TIMS, SHRIMP) возраст и редкие земли цирконов гранитов Мазаринского массива (Южный Урал). *Геохимия*, (6), 497-512.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. (2007) Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ч. 2. Позднекембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды. *Литосфера*, (4), 32-45.
- Ларин А.М. (2011) Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 402 с.
- Мазарович А.О. (2000) Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Науч. мир, 176 с.
- Маслов А.В., Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. (2018) Аршинская серия рифея Южного Урала: к вопросу о геодинамической природе породных ассоциаций. *Докл. АН*, 480(1), 1-5.
- Махлаев Л.В. (1998) От чего зависит минеральный состав гранитов. *Соросовский образовательный журнал*, (11), 120-125.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допаалеозойские магматические комплексы Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, (4), 42-69.
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. (2003) Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал, Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные. *Литосфера*, (4), 3-18.
- Пучков В.Н. (1975) Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 202 с.
- Пучков В.Н. (1979) Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 260 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Пучков В.Н. (2016) Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника*, (4), 88-104.
- Пучков В.Н. (2018а) Взаимоотношения процессов плюм- и плейт-тектоники на Урале. *Мат-лы I тектонического совещания*. Т. 2. М.: ГЕОС, 124-127.
- Пучков В.Н. (2018б) Плюмы – новое слово в геологии Урала. *Литосфера*, 18(4), 483-499.
- Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М. (1986) Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала. *Исследования по петрологии и металлогении Урала*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 85-95.
- Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н. (2013) О возрасте щелочных гранитоидов магнитогорской габбро-гранитной серии. *Литосфера*, (5), 165-171.
- Симаков Г.В. (1972) Интрузивные породы верховьев р. Печоры, Северный Урал. *Тр. VII геологической конф. Коми АССР*. Сыктывкар:ИЗД, 121-123.
- Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А. (2018) Петрогеохимические особенности и условия кристаллизации монцодиорит-гранитных массивов Пластовской площади (Южный Урал). *Вестн. МГУ, Сер. 4: Геология*. В печати.
- Соболева А.А., Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Васильев А.В. (2010) Зеленые сланцы Лемвинской зоны. *Вестн. ИГ КНЦ РАН*, (1), 14-20.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. (2009) Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика. *Вестн. МГУ. Сер. геол.*, (2), 29-38.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Ходоревская Л.И. (2017) Влияние флюидного режима на плавление пород океанической коры (экспериментальные данные) при 900–1000°C, 5–10 кбар. *Грани-*

ты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Мат-лы III Междунар. геол. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 328-330.

- Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. (2017) Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала). *Литосфера*, **17**(2), 5-26.
- Шардакова Г.Ю. (2016) Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой. *Геохимия*, (7), 607-622.
- Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. (2015) Новые данные о химическом составе и возрасте пород Козлиногорского комплекса. *Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН*, **162**, 148-154.
- Bowden P., Kinnaird J.A. (1984) The petrology and geochemistry of alkaline granites from Nigeria. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **35**, 199-211.
- Bryan S.E., Ernst R.E., (2008) Revised definition of Large Igneous provinces (LIPs) *Earth Sci. Rev.* **86**, 175-200.
- Bryan S., Ferrari L. (2013) Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **125**, 1053-1058.
- Ernst R. Large Igneous Provinces. L.: Cambridge University Press, 2014. 653 p.
- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest. Geol. Institute of the Ufimian scientific centre of RAS*, (5), 119-161.
- Kinnaird J.A., Nex P.A.M., Milani L. (2016) Tin in Africa. *Episodes*, **39**(2), 361-380.
- North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic, Volcanic and Magmatic Processes (2002). (Eds D.W. Jolley, B.R. Bell). *Geol. Society, London, Special Publ.*, **197**, 1-13.
- Puchkov V. (2002) Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present* (Eds D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov). *AGU Geophys. Monograph Ser.*, **132**, 9-32.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov F.V., Sergeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N. (2016) A Devonian >2000 km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell. *GFF J.*, **138**(1), 6-16.
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Shokalsky S.P. (2017) Zircons, Age, and Geological Setting of Rhyodacite-Porphry from the Bagru-sha Complex (South Urals). *Earth Sci.*, **477**(1), 1295-1300.
- Rohde J.K., Bogaard P. van den, Hoernle K., Hauff F., Werner R. (2013) Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on phenocryst phases. *Tectonophysics*, **604**, 60-71.
- Ronkin Yu.L. (2017) Isotope geology of rapakiwi granites and related rocks of the Southern Urals: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf AND U-Pb constraints. *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. geol. conf. Ekaterinburg IGG UB RAS Publ., 239-241.
- Shardakova G.Yu. (2017) Vendian-Cambrian granitoids of the western slope of the Urals: features of the composition, geodynamic settings, sources, problems. *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. of the 3rd Int. geol. conf. Ekaterinburg IGG UB RAS Publ., 341-343.
- Smith R.B., Jordan M., Steinberger B., Puskas C.M. Farrell J., Waite G.P., Husen S., Wulung Chang, O'Conner R. (2009) Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **188**, 26-56.
- Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Meng Fancong, Geng Jianzhen (2017) Riftogenic A-type granites of the Polar Urals: new data problems. *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. geol. conf. Ekaterinburg, 361-363.
- Tevelev A.I.V., Kosheleva I.A., Khotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V. (2015) The Data on the Composition and Age of the Kozlinogorsk Gabbro-Alkaline Granite Complex on the Western Slope of the Southern Urals. *Moscow University Geol. Bull.*, **70**(4), 338-349.
- Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A., Coble M.A., Geng J.Z. (2017) Granites of Mankhambo and Ilyaiz massifs and rare metal rocks of Mankhambo massif (Northern Urals). *Granites and the Earth's Evolution: The Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. geol. conf. Ekaterinburg, 300-303.
- Vernikovskiy V.A., Pease V.I., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Travin A.V. (2003) First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taymyr: product of the northern Eurasian superplume. *Lithos*, **66**, 23-36.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. (2014) Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.*, **93**, 158-179.

REFERENCES

- Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. (2006) Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. *Geological Digest. Geol. Institute of the Ufimian scientific centre of RAS*, (5).
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoiskii intruzivnyi magmatizm Srednego i Yuzhnogo Urala [Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals]. Ekaterinburg, UrO RAS Publ., 365 p. (In Russian)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016) Geologicheskoe stroenie fundamenta Priural'skoi chasti Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo megabasseina [Geological structure of the basement of Cis-Uralian part of the West-Siberian oil and gas megabasin] Ekaterinburg, IGG UrO RAS Publ., 302 p. (In Russian)
- Khodorevskaya L.I. (2017) Influence of fluid regime on the melting of rocks of oceanic crust (experimental data) at 900–1000°C, 5–10 kbar. *Granity i evolutsia Zemli mantiya I kora v granitoobrazovanii*. [Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin] *Proc. 3rd Int. geol. conf.* Ekaterinburg, 341-343. (In Russian)
- Kholodnov V.V., Fershtater G.B., Shagalov E.S., Shardakova G.Yu. (2017) The Riphean magmatism and ore formation, before the opening of the Uralian Paleoocean (the western slope of the Southern Urals). *Lithosfera*, 17(2), 5-26. (In Russian)
- Kinnaird J.A., Nex P.A.M., Milani L. (2016) Tin in Africa. *Episodes*, 39(2), 361-380.
- Kovalev S.G., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2018a) Model formirovaniya magmaticheskikh porod Shatakского комплекса [Model of the origin of magmatic rocks of the Shatak complex]. *Geol. Vestn.*, 1(2). In print. (In Russian)
- Kovalev S.G., Puchkov V.N., Vysotsky S.I., Kovalev S.S. (2018b) Finds of "ancient" zircons in igneous rocks of the Shatak complex (Southern Urals) and their petrogenetic consequences. *Dokl. AN*. In print. (In Russian)
- Kozlov V.I., Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Nekhorosheva A.G., Busharina S.V. (2011) Arshinian – a new straton of the Riphean in the stratotypical sections of the Southern Urals. *Geologicheskii Sbornik, IG UNC RAS*, 9, 3-8. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013a). Zircon geochronology of the Mashak volcanics and the problem of an age of the boundary between the Lower and Middle Riphean (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Korrel.*, 21(5), 3-20. (In Russian).
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Larionov A.N., Nekhorosheva A.G., Berezhnaya N.G. (2007b). On the age of Barangulovo gabbro-granite complex, Southern Urals. *Geol. Sbornik IG USC RAS*, 6, 7-16. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Rodionov N.V., Nekhorosheva A.G., Kiseeva K.N. (2007a). Akhmerovo massif – a representative of Mesoproterozoic intrusive magmatism in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, 418(2), 241-246. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2013b) [Tsirkonologiya piroksenitov Kiryabinskogo piroksenit-gabbrovogo kompleksa (Yuzhny Ural) [Zirconology of the Kiryabinsky pyroxenite-gabbro complex (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, 450(2), 204-208. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018) Polychronous zirconology of the Navysh volcanics of the Ai Formation. *Dokl. Akad. Nauk*, 478(1), 74-80. (In Russian).
- Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva B.D., Busharina S.V. (2012) New data on the zircon geochronology of the Arshinian volcanics (Southern Urals). *Lithosphere*, 4, 127-140. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V. (2017) Mineralogy, U-Pb (TIMS, SHRIMP) age and REE in zircons of granites of the Mazara massif (Southern Urals). *Geokhimiya*, 6, 497-512. (In Russian)
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V., Andreichev V.L., Dorokhov N.S. (2007) Pre-uralian tectonic evolution of the north-eastern and eastern frame of the East European platform. P 2. *Lithosfera*, (4), 32-45. (In Russian)
- Larin A.M. (2011) *Granity rapakivi i assotsiiiruyushchie porody* [Rapakiwi-granites and associated rocks]. St.Petersburg, Nauka Publ., 402 p. (In Russian)
- Makhlav L.V. (1998) On what depends the mineral composition of granites. *Soros educational J.*, 11, 120-125. (In Russian)
- Maslov A.V., Kovalev S.G., Puchkov V.N., Sergeeva N.D. (2018) Arshinian series of the Riphean of the Southern Urals: on the question of geodynamic nature of the rock associations. *Dokl. Akad. Nauk*, 480(1), 1-5. (In Russian)
- Mazarovich A.O. (2000) Geologicheskoe stroenie Tsentral'noi Atlantiki: razlomy, vulkanicheskie sooruzheniya i deformatsii okeanskogo dna [Geological structure of the Central Atlantica: faults, volcanic edifices and deformations of oceanic floor]. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 176 p. (In Russian)
- North Atlantic Igneous Province: Stratigraphy, Tectonic and Magmatic Processes (2002). (Eds D.W. Jolley, B.R. Bell). *Geol. Society, London, Special Publ.*, 197, 1-13.
- Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2005) Pre-Paleozoic magmatic complexes of the Kvar'kush-Kamennogorsk anticlinorium (Middle Urals): new data on geochemistry and geodynamics. *Lithosfera*, (4), 42-69. (In Russian)
- Popov V.S., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Belyatski B.V. (2003) Age and probable sources of granites of the Murzinsk-Aduj block, Srednij Urals. *Lithosfera*, 4, 3-18. (In Russian)
- Puchkov V.N. (1975) *Strukturnye svyazi Pripolyarnogo Urala i Russkoi platformy* [Structural connections of Pre-Polar Urals and Russian Platform] Leningrad, Nauka Publ., 202 p. (In Russian)
- Puchkov V. (1979) *Batialnye komplekсы passivnykh okrain geosynklinalnykh oblastei* [Bathyal complexes of passive margins of geosynclines]. Moscow, Nauka Publ., 260 p. (In Russian)
- Puchkov V. (2002) Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals. *Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present*. (Eds D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov). *AGU Geophysical Monograph Series*. 132, 9-32.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priuralya (aktualnye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii)* [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual topics of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogenesis)].

- ny]. Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Puchkov V. N. (2016) Relationships of plate-tectonic and plume processes. *Geotektonika*, **4**, 88-104. (In Russian)
- Puchkov V. N. (2018a). Relationships of plate-tectonic and plume processes in the Urals. *Materialy L Tektonicheskogo soveschaniya. T. 2* [Materials of the L-th Tectonic Meeting. V. 2]. Moscow, GEOS Publ., 124-127. (In Russian)
- Puchkov V. N. (2018b) Plumes – a new word in the geology of the Urals. *Lithosfera*, **18**(4), 483-499. (In Russian)
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov F.V., Sergeeva N.D. (2013) The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals. *Lithos*, **174**, 109-124.
- Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N. (2016) A Devonian >2000 km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell. *GFF J.*, **138**(1), 6-16.
- Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Shokalsky S.P. (2017) Zircon, Age, and Geological Setting of Rhyodacite-Porphry from the Bagrusha Complex (South Urals). *Earth Sci.*, **477**(1), 1295-1300.
- Puchkov V.N., Rapoport M.S., Fershtater G.B., Ananyeva E.M. (1986) Tectonic control of the Paleozoic granitoid magmatism on the eastern slope of the Urals. *Issledovaniya po petrologii i metallogenii Urala*. [Studies on petrology and metallogeny of the Urals] Sverdlovsk, IGG UNTz AN SSSR Publ., 85-95. (In Russian)
- Rohde J.K., Bogaard P. van den, Hoernle K., Hauff F., Werner R. (2013) Evidence for an age progression along the Tristan-Gough volcanic track from new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on phenocryst phases. *Tectonophysics*, **604**, 60-71.
- Ronkin Yu.L. (2017) Isotope geology of rapakiwi granites and related rocks of the Southern Urals: Rb-Sr, Sm-Nd, Lu-Hf AND U-Pb constraints. *Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin*. Proc. 3rd Int. geol. conf. Ekaterinburg IGG UB RAS Publ., 239-241.
- Shardakova G.Yu. (2016) Geochemical features and isotopic age of the granitoids of the Bashkirian meganticlinorium – the evidence of pulses of endogenic activity in the junction zone of the Uralian orogeny and the East European platform. *Geokhimiya*, (7), 607-622. (In Russian)
- Shardakova G.Yu. (2017) Vendian-Cambrian granitoids of the western slope of the Urals: features of the composition, geodynamic settings, sources, problems [Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin. Proceedings of the 3rd Int. geol. conf]. Ekaterinburg, IGG UB RAS Publ., 341-343.
- Shardakova G.Yu., Saveliev V.P., Puzhakov B.A., Petrov V.I. (2015) New data on the chemical composition and age of the rocks of Kozlinogorsk complex. *Ezhegodnik-2014, Proc. IGG UrO RAS*, **162**, 148-154. (In Russian)
- Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Meng Fancong, Geng Jianzhen (2017) Riftogenic A-type granites of the Polar Urals: new data problems. [Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin. Proc. 3rd Int. geol. conf.] Ekaterinburg, 361-363.
- Simakov G.V. (1972) Intrusive rocks at the headwater of the Pechora River, the North Urals. *Trudy VII Geologicheskoi konferentsii Komi ASSR* [Proc. VII geol. conf. Komi ASSR] Syktyvkar, Komi Branch, Academy of Sciences USSR, 121-123. (In Russian).
- Smith R.B., Jordan M., Steinberger B., Puskas C.M. Farrell J., Waite G.P., Husen S., Wulung Chang, O'Conner R. (2009) Geodynamics of the Yellowstone hotspot and mantle plume: seismic and GPS imaging, kinematics, and mantle flow. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **188**, 26-56.
- Snachev A.V., Puchkov V.N., Snachev V.I., Romanovskaya M.A. (2018) Petrogeochemical features and conditions of crystallization of monzodiorite-granite massifs of the Plast area. *Vestn. MGU, Ser. Geol.* In print. (In Russian)
- Soboleva A.A., Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Vasiliev A.V. (2010) The green schists of the Lemva zone. *Vestn. IG KNC RAS*, **1**, 14-20. (In Russian)
- Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Khotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V. (2015) The Data on the Composition and Age of the Kozlinogorsk Gabbro-Alkaline Granite Complex on the Western Slope of the Southern Urals. *Moscow University Geol. Bull.*, **70**(4), 338-349.
- Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Furina M.A., Belyatskiy B.V. (2009) Triassic magmatism of the Middle and Southern Urals: geochemistry, isotopic geology, geodynamics. *Vestn. MGU, Ser. Geol.*, **2**, 29-38. (In Russian)
- Udoratina O.V., Andreichev V.L., Kapitanova V.A., Coble M.A., Geng J.Z. (2017) Granites of Mankhambo and Ilyaiz massifs and rare metal rocks of Mankhambo massif (Northern Urals) [Granites and the Earth's Evolution: the Mantle and the Crust in Granite Origin. Proc. 3rd Int. geol. conf. Ekaterinburg, 300-303.
- Vernikovskiy V.A., Pease V.I., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Travin A.V. (2003) First report of Early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taymyr: product of the northern Eurasian superplume. *Lithos*, **66**, 23-36.
- Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. (2014) Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Asian Earth Sci.*, **93**, 158-179.

УДК 550.93+470.5

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-706-717

ДРЕВНИЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ДУНИТОВ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ПЛАТФОРМЕННЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

© 2018 г. В. Н. Анфилогов¹, А. А. Краснобаев², В. М. Рыжков¹¹Институт минералогии УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник,
e-mail: anfilogov@mineralogy.ru²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 17.01.2018 г., принята к печати 15.06.2018 г.

В связи с установленным в последние годы древним возрастом циркона в дунитах складчатых областей и платформенных массивов центрального типа возник ряд проблем: 1) равновесности циркона с веществом дунита и, как следствие, возможности определения возраста дунита по циркону; 2) полихронности цирконов в дунитах и механизм образования зональных кристаллов циркона; 3) генезиса наиболее древнего вещества дунитов, имеющего возраст более 2500 млн лет; 4) механизма образования зональных кристаллов циркона в дуните. В работе приведены результаты изучения фазовых равновесий в системе MgO–SiO₂–ZrO₂, которые подтвердили возможность кристаллизации циркона в равновесии с оливином и пироксеном. Установлено, что циркон в дунитах устойчив до температуры 1450°C. Выше 1450°C циркон замещается бадделейтом. Показано, что зональные кристаллы циркона могут возникать в дуните в результате последовательной трансформации циркона в бадделейт и обратно. На основе экспериментальных данных предложены механизм накопления вещества дунита в виде рестита, который образуется в процессе частичного плавления мантийного перидотита, и возможный способ подъема дунитового рестита к поверхности. Показано, что отличие альпинотипных гипербазитов Урала от гипербазитов Платиноносного пояса можно объяснить залеганием альпинотипных гипербазитов на более высоком уровне от поверхности, где они активно взаимодействуют с водой.

Ключевые слова: дунит, циркон, возраст, фазовые равновесия, бадделейт, рестит, генезис

ANCIENT AGE OF ZIRCONS AND PROBLEMS OF DUNIT'S GENESIS FROM GABBRO-HYPERBASEZ COMPLEXES OF FOLDED AREAS AND CENTRAL TYPE PLATFORM MASSIVES

Vsevolod N. Anfilogov¹, Artur A. Krasnobaev², Vyacheslav M. Ryzhkov¹¹Institute of Mineralogy, Ural Branch of RAS, Ilmeny Reserve, Miass, Chelyabinsk district, 456317 Russia,
e-mail: anfilogov@mineralogy.ru²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, 15 Acad. Vonsovsky st.,
Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: krasnobaev@igg.uran.ru

Received 17.01.2018, accepted 15.06.2018

Some problems appeared after determinations of the old age of dunite material in the ultrabasite massifs of the folded regions and zonal massifs on the continental plateaus: 1) the problem of equilibrium of zircon and olivine + pyroxene composition in ultrabasite; 2) the problem of different age of zircon in every massif of ultrabasite and the way of the zonal zircon crystal formation; 3) the problem of the origin of the most old dunite material in ultrabasite massives; 4) the problem of formation of zonal zircon crystals in dunite. Experimental investigation of phase equilibrium in MgO–SiO₂–ZrO₂ system showed that zircon able to crystallize coincidentally with olivine and pyroxene. It was found that zircon in dunite is stable to 1450°C. Zircon is replaced to baddeleite at more high temperature. It is shown that the zonal zircon crystal can be formed by its transformation to baddeleite and the inverse process. The mechanism of dunite material accumulation at partial melting of mantle peridotite and possible way of transport of the residue dunite to the surface in diapir form are considered. The difference between ultrabasite of the Platinum belt of the Urals and Alpine type of ultrabasite is discussed. It is proposed that massifs of the Alpine type ultrabasite were intruded close to the surface where they interacted with porous water. The interaction of hyperbasites with the pore fluid will lead to their intensive serpentinization, the redistribution of chromium and its concentration in the form of ore bodies.

Для цитирования: Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М. (2018) Древний возраст цирконов и проблемы генезиса дунитов габбро-гипербазитовых комплексов складчатых областей и платформенных массивов центрального типа. *Литосфера*, **18**(5), 706-717. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-706-717

For citation: Anfilogov V.N., Krasnobaev A.A., Ryzhkov V.M. (2018) Ancient age of zircons and problems of dunit's genesis from gabbro-hyperbasez complexes of folded areas and central type platform massives. *Litosfera*, **18**(5), 706-717. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-706-717

Key words: *dunite material, zircon, age, phase relations, ultrabasite, origin*

Acknowledgements

The work was supported by the UB RUS program No. 15-18-5-12.

ВВЕДЕНИЕ

Гипербазитовые формации являются одной из основных составных частей складчатых систем Земли и наиболее ранними интрузивными образованиями, фиксирующими начальную стадию развития линейных тектоно-магматических систем [Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973; Велинский, 1979]. Между тем, несмотря на многолетнюю историю изучения массивов гипербазитов, их генезис до сих пор является дискуссионным [Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973; Пушкарев, Ферштатер, 1995; Иванов, 1997; Ефимов, 2010; Малич и др., 2012]. Наиболее проблемными для гипербазитовых формаций являются способ и место накопления ультраосновного материала, его агрегатное состояние в момент внедрения в верхние горизонты земной коры и сам механизм внедрения. В литературе обсуждаются следующие варианты генезиса гипербазитов [Велинский, 1979].

1. *Магматический вариант* предполагает образование гипербазитов путем внедрения и кристаллизации ультраосновного расплава или кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы в магматических камерах. При этом считается, что ультраосновной расплав образовывался при плавлении вещества верхней мантии. Высокая, более 1500°C, температура гипербазитового расплава [Hiroshi, Kushiro, 1993] не согласуется с холодными контактами гипербазитовых массивов и с отсутствием следов соответствующего этой температуре термального воздействия на вмещающие породы [Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973]. Кроме того, нагретый до такой температуры ультрабазитовый расплав не может дойти до поверхности, не ассимилируя материал окружающих пород и не изменяя таким образом свой состав. Несмотря на эти противоречия, магматический вариант продолжает обсуждаться в литературе [Иванов, 1997; Салтыков и др., 2008; Симонов и др., 2011].

2. *Метасоматический вариант*, объясняющий все разнообразие пород гипербазитовой формации метасоматической переработкой пород верхней мантии [Москалева, 1959]. Исследования В.В. Велинского [1979] и А.А. Ефимова [1995] показали, что метасоматические процессы широко развиты в массивах гипербазитов, но они являются наложенными и не могут привлекаться в качестве механизма образования первичных пород гипербазитовых массивов.

3. Вариант, рассматривающий первичный материал гипербазитов как тугоплавкий остаток, об-

разованный в процессе выплавления базальтового расплава из вещества верхней мантии, на наш взгляд, является наиболее обоснованным [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВОВ ГИПЕРБАЗИТОВ

Одной из наиболее обстоятельных работ, посвященных изучению гипербазитов, является монография В.В. Велинского [1979], в которой подробно описаны геологическое строение и петрография альпинотипных массивов гипербазитов кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области. Благодаря молодому возрасту в этих массивах сохранились многие особенности геологического строения, которые невозможно наблюдать в более древних складчатых областях, где они уничтожены или искажены наложенными процессами. Исследования, выполненные В.В. Велинским, позволяют сделать следующие выводы.

1. Массивы гипербазитов повсеместно ассоциируют с образованиями раннего этапа развития складчатых систем, представленных кремнисто-вулканогенными отложениями.

2. Тела гипербазитов преимущественно имеют форму пластин или линз различной мощности, залегающих согласно среди вмещающих пород. Чаще всего они внедряются в центральные части антиклинальных структур. Положение тел в пространии определяется углом падения разрывного нарушения, к которому оно приурочено.

3. Там, где контакты гипербазитов с вмещающими породами хорошо обнажены, они имеют ярко выраженный тектонический характер.

4. В ряде вытянутых линзовидных тел гипербазитов обнаружены эклогитоподобные гранатсодержащие породы, залегающие в осевой части тел.

5. Со всеми крупными массивами гипербазитов связаны выходы габброидов. С гипербазитами и габброидами ассоциируют также интрузии плагиогранитов. Интрузивы габбро прорывают и метаморфизуют ультраосновные породы.

Ряд важных выводов, основанных на изучении геологического строения массивов гипербазитов Платиноносного пояса, Урала сделаны в обзорной работе А.А. Ефимова [2010].

1. Внутренняя структура крупных массивов гипербазитов сформировалась в процессе высокотемпературного пластического течения и динамометаморфизма, который привел к образованию

огромных объемов горячих тектонитов вокруг тел гипербазитов.

2. Отчетливо проявленный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций ограничен контурами массивов и отсутствует в их окружении.

3. Местом тектоно-метаморфической эволюции (но не генерации) исходного вещества гипербазитов Платиноносного пояса могла быть зона, глубина которой не превышала 25 км, а, скорее, была около 10–15 км.

4. Дуниты всегда окружены оболочкой пироксенитов и никогда не соприкасаются с габбро.

ВОЗРАСТ ВЕЩЕСТВА ГИПЕРБАЗИТОВ

Одной из наиболее важных характеристик гипербазитов, без объяснения которой нельзя решить проблему их генезиса, является возраст материала, слагающего массивы гипербазитов. В последние годы выполнен ряд определений абсолютного возраста дунитов U-Pb методом по кристаллам циркона. Это стало возможным благодаря использованию вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II [Ireland, Williams, 2003]. Результаты этих исследований оказались достаточно неожиданными. Во-первых, установлено, что цирконы в дунитах являются полихронными и их возраст в одном и том же массиве может варьировать от 140 до 2400–2850 млн лет. Во-вторых, в пяти изученных массивах: Кытлымском и Нижне-Тагильском на Урале, в массивах Кондер и Инагли в Алданской провинции и Гальмознанском массиве (Южная Корякия), обнаружены древние цирконы с возрастом 2850–2400 млн лет [Bea et al., 2001; Кнауф, 2009; Малич и др., 2009; Краснобаев и др., 2011; Аники-

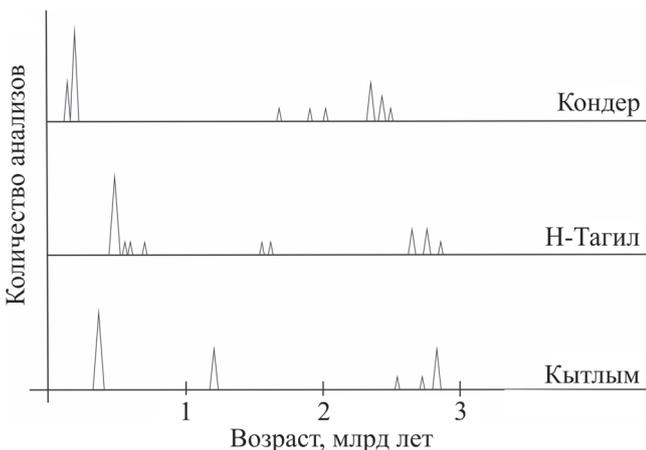


Рис. 1. Абсолютный возраст цирконов Нижне-Тагильского и Кытлымского массивов (Урал) и массива Кондер (Алданский щит).

Fig. 1. The absolute age of the zircons from Nizhni Tagilsky and Kytlymsky massives (the Urals) and massive Konder (Aldan Shield).

на и др., 2012; Малич и др., 2012; Ибрагимова и др., 2015] (рис. 1).

Древние цирконы с возрастом до 3000 млн лет установлены также в габбро-гипербазитовом комплексе пород Срединно-Атлантического хребта [Бортников и др., 2008; Шулятин и др., 2012; Симонов и др., 2013]. Это свидетельствует о том, что в истории геологического развития Земли в интервале 3.0–2.5 млрд лет назад в верхней мантии или в основании литосферы действовал механизм накопления дунитового материала, из которого в процессе последующей активизации формировались массивы гипербазитов складчатых систем. Полученные результаты свидетельствуют также о том, что гипербазитовый материал до его внедрения в верхние горизонты земной коры прошел длительную эволюцию, сопровождавшуюся перезапуском U-Pb хронометра в цирконе. Эти результаты можно рассматривать как фундаментальный вклад в изучение истории геологического развития Земли, если мы докажем, что цирконы в дунитах не являются ксеногенными, захваченными дунитами из других, более кислых пород и значения возраста цирконов соответствуют реальным событиям, которые имели место в процессе формирования и эволюции вещества дунитов.

Традиционно считается, что циркон является минералом кислых пород и в веществе дунита он неустойчив. Исходя из этого, ряд исследователей рассматривают цирконы в дунитах как чужеродный материал, захваченный дунитом из вмещающих пород или гипотетических кислых магм в процессе его формирования и внедрения [Bea et al., 2001; Бортников и др., 2008; Малич и др., 2012]. Поэтому вопрос о ксеногенности цирконов в дуните требует более детального обсуждения. Очевидно, что ксеногенные кристаллы циркона должны находиться в дуните в составе захваченных дунитом фрагментов пород, отличающихся по составу от состава дунита. При отборе проб дунита для определения абсолютного возраста из массивов гипербазитов Урала ни в одном массиве отличный от дунита материал не обнаружен. На рис. 2 и 3 приведены фотографии кристаллов циркона из дунита Кытлымского массива. Очевидно, что если эти кристаллы захвачены из более кислых пород и не равновесны с дунитом, то они должны подвергнуться интенсивной коррозии. Но прекрасная огранка кристаллов и алмазный блеск граней никак не согласуются с предположением о их ксеногенной природе.

Вмещающими породами гипербазитового массива Кондер в Алданской провинции являются осадочные породы среднего рифея и метаморфические породы раннего архея, а самые молодые цирконы в дуните имеют возраст около 140–180 млн лет [Малич и др., 2012]. Возникает вопрос, где и из каких пород дунит мог захватить цирконы такого возраста. Существует точка зрения, что древние цирконы

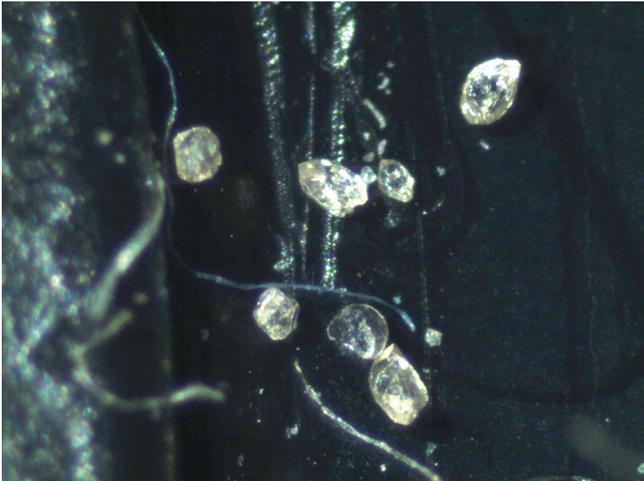


Рис. 2. Кристаллы циркона из дунита Кытлымского массива (Северный Урал).

Fig. 2. The crystals of zircon from dunite of Kytlymsky massive (the Northern Urals).

были захвачены расплавом в мантии из пород континентальной коры, опустившихся в мантию в процессе палеосубдукции [Веа et al., 2001], но, как отмечают О.Г. Шулятин с соавторами [2012], совершенно непонятно, как изотопная геохронологическая информация могла сохраниться в кристаллах циркона при температурах 1500–1600°C. Кроме того, трудно объяснить, почему во всех изученных массивах, расположенных в разных тектономагматических провинциях, присутствуют ксеногенные цирконы с возрастом более 2.5 млрд лет.

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ В СИСТЕМЕ $MgO-ZrO_2-SiO_2$

Проблема равновесия циркона с веществом дунита, которая во многом определяет корректность возрастных данных, полученных по цирконам, может быть решена только экспериментальным методом на основе изучения фазовых равновесий в системе $MgO-SiO_2-ZrO_2$, базовой для определения области устойчивости циркона в равновесии с оливином и пироксеном.

В справочной литературе [Торопов и др., 1969] приведена диаграмма фазовых равновесий в системе $MgO-SiO_2-ZrO_2$ (рис. 4), но ее корректность вызывает большие сомнения. Область кристаллизации циркона образует замкнутое поле внутри диаграммы. Такое положение этой области предполагает наличие в ней не циркона, а тройного соединения $mMgO-nZrO_2-qSiO_2$, которое в данной системе отсутствует. К стороне SiO_2-ZrO_2 на диаграмме примыкает область двух жидкостей, отсутствующая на бинарной диаграмме SiO_2-ZrO_2 [Торопов и др., 1969]. Это явилось основанием для экспери-

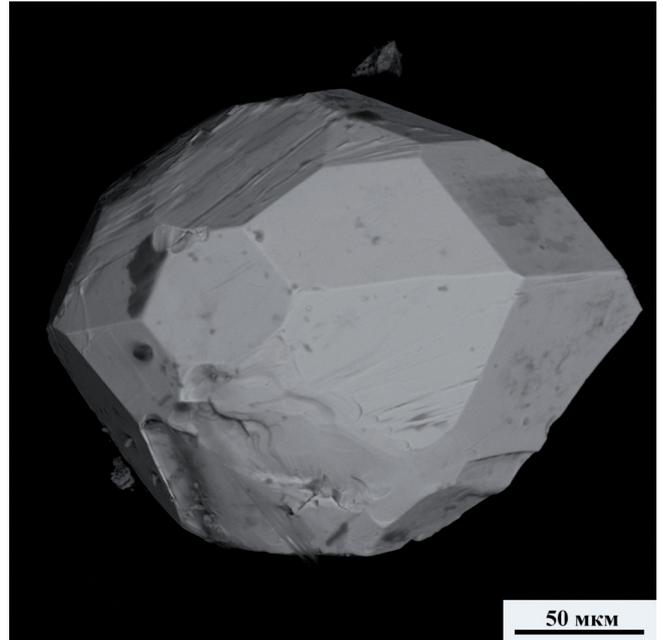


Рис. 3. Кристалл циркона из дунита Кытлымского массива, фото в отраженных электронах.

Fig. 3. Crystal of zircon from dunite of Kytlymsky massive. Photo in reflected electrons.

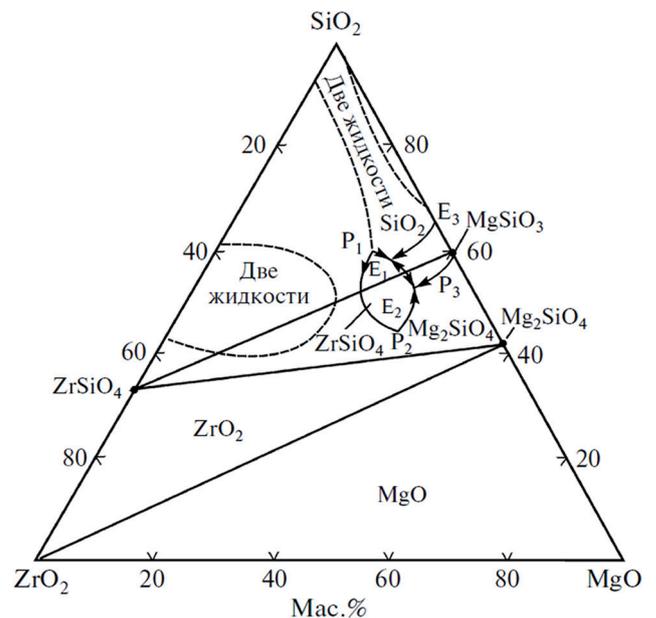


Рис. 4. Диаграмма фазовых равновесий в системе $MgO-ZrO_2-SiO_2$ [Торопов и др., 1969].

Fig. 4. Diagram of phase equilibria in the system $MgO-ZrO_2-SiO_2$ [Toropov et al., 1969].

ментальной проверки диаграммы $MgO-SiO_2-ZrO_2$ и определения реальной области кристаллизации циркона в равновесии с Mg_2SiO_4 , $MgSiO_3$ и SiO_2 .

ответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия бадделеитовые каймы вокруг зерен циркона будут появляться не только при взаимодействии циркона с оливином, но и в тех случаях, когда в систему привносится любое сильное основание, например CaO в форме CaCO₃. Такие процессы наблюдаются в родингитах и кимберлитах [Corfu et al., 2003; Мицюк и др., 2005; Кузнецов, Мукатова, 2013]. В коматиитовых сериях пород наблюдается обратная картина: циркон замещает бадделеит [Куликова и др., 2010].

В дополнение к изучению фазовых равновесий в системе MgO–SiO₂–ZrO₂ была поставлена серия опытов по проверке устойчивости циркона в природном дуните. В качестве модельного дунита использовали порошок оливина, отобранного из дунита [Анфилогов и др., 2015]. Установлено, что при температуре выше 1450°C вокруг зерна циркона образуется кайма, сложенная агрегатом из бадделеита и пироксена (рис. 6). Заметим, что модельный состав шихты в опытах находился в поле IV (см. рис. 5). Поэтому при взаимодействии оливина с цирконом происходило образование бадделеита и пироксена согласно реакции (1). Таким образом, опыты показали, что циркон в дуните сохраняется без изменения при нагреве до 1400°C. Приведенные выше результаты экспериментальных исследований дают основание утверждать, что выполненные по циркону определения абсолютного возраста отражают время реальных событий в процессе формирования и преобразования вещества дунитов.

Вторая проблема, связанная с определением возраста гипербазитов, заключается в необходимости объяснить механизм образования в дуните разновозрастных генераций и зональных кристаллов циркона. На начальном этапе, когда дунитовый материал образуется в мантии как тугоплавкий респит, зональные кристаллы циркона могут образовываться в процессе их роста в расплаве, но в массивах гипербазитов фиксируется несколько возрастов, каждому из которых соответствует своя генерация кристаллов циркона или новая зона в зональном кристалле. Проблема заключается в том, что эти генерации, зоны, образуются в твердом дуните, в котором невозможен привнос ZrO₂ извне.

Наиболее вероятным способом образования новых генераций циркона в твердом дуните является трансформация циркона в бадделеит и обратно, которая происходит согласно реакции (1) [Анфилогов и др., 2017]. Принимая во внимание, что концентрация ZrO₂ в твердом дуните постоянна, состав равновесной ассоциации, которая образуется при этой реакции, будет зависеть только от концентраций MgO и SiO₂ в системе.

Каймы бадделеита в зернах циркона обнаружены в цирконах массива Кондер [Ронкин и др., 2013]. Замещение бадделеита цирконом установлено А. Давидсоном и О. Ван Бременом [Davidson,

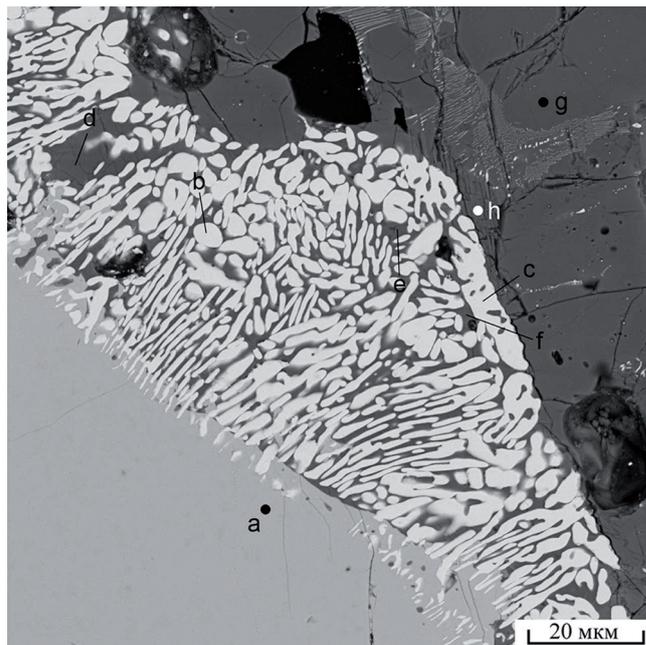


Рис. 6. Кайма из ламелей бадделеита (белое) в зерне циркона (серое). $T = 1550^\circ\text{C}$.

Fig. 6. Border of baddeleyite lamellae (white) in zircon grain (gray). $T = 1550^\circ\text{C}$.

van Breemen 1998] в метагаббро провинции Гривиль (Онтарио). Циркон, замещающий бадделеит, оказался на 75 млн лет моложе бадделеита.

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ВЕЩЕСТВА ДУНИТОВ

Распределение возраста цирконов в массивах гипербазитов (см. рис. 1) позволяет выделить три временных этапа их эволюции:

1) 3000–2400 млн лет – этот этап можно определить как время образования и накопления вещества дунита в области выплавления базальтового расплава;

2) 2000–1250 млн лет – время метаморфизма дунита в глубинных промежуточных очагах;

3) 500–150 млн лет – время внедрения дунита в составе гипербазитов в верхние горизонты земной коры. Для гипербазитов Урала последний этап, имеющий возраст около 430–450 млн лет, соответствует началу формирования Уральской складчатой системы.

Наибольший интерес в этой последовательности представляет первый этап. Если исходить из модели, согласно которой вещество гипербазитов представляет собой респит, накопленный при выплавлении из мантийного перидотита базальтового расплава, то интервал 3000–2400 млн лет должен соответствовать времени, в течение которого происходили мощные излияния базальтов. В гео-

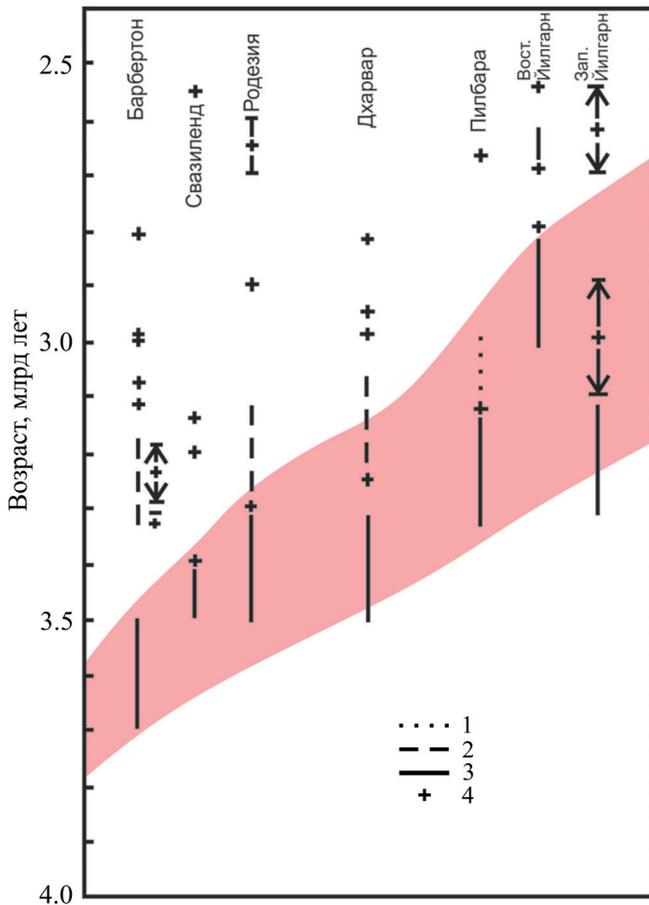


Рис. 7. Время формирования гранит-зеленокаменных поясов [Гликсон, 1980].

1 – осадочные породы, 2 – основные-кислые вулкани-
ты, 3 – ультраосновные-основные вулкани-
ты, 4 – формирование гранитов.

Fig. 7. Time of formation of granite-greenstone belts [Glikson, 1980].

1 – sediment rocks, 2 – basic-silicic volcanites, 3 – ultra-
basic-basic volcanites, 4 – formation of granites.

логической истории Земли в этот период формиро-
вались гранит-зеленокаменные пояса, в составе ко-
торых действительно присутствуют большие объе-
мы вулкаников основного и ультраосновного со-
става [Гликсон, 1980]. Возрастной интервал, в те-
чение которого формировались эти пояса, приве-
ден на рис. 7.

Принимая за основу реститовую модель обра-
зования и накопления вещества дунита, мы долж-
ны ответить на вопрос: на какой глубине и при ка-
ких P - T условиях образуется рестит дунитового со-
става? Учитывая, что геотермический градиент при
формировании гранит-зеленокаменных поясов был
значительно выше современного [Савельева и др.,
2013], можно предположить, что выплавление ба-
зальтового расплава из мантийного перидотита про-

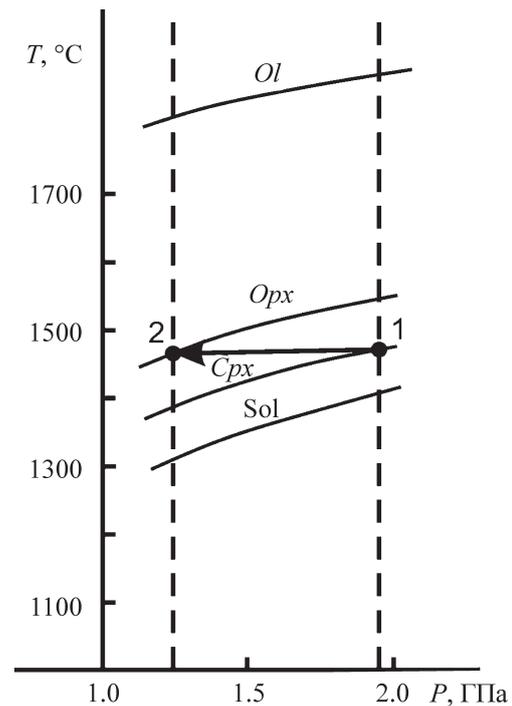


Рис. 8. Фрагмент диаграммы плавления перидо-
тита при давлении до 2 ГПа [Takahashi, 1986].

Sol – линия солидуса, Срх – плавление клинопироксе-
на, Opх – плавление ортопироксена, Ol – переход в рас-
плав оливина; точка 1 – P - T условия плавления перидо-
тита на глубине 60 км, точка 2 – P - T условия на глуби-
не 40 км. Стрелкой показано изменение состава рести-
та при изотермическом подъеме диапира с глубины 60 км
до глубины 40 км.

Fig. 8. Fragment of the melting diagram of peridotite
at pressures up to 2 GPa [Takahashi, 1986].

Sol – solidus line, Cpx – melting of clinopyroxene,
Opx – melting of orthopyroxene, Ol – transition to olivine
melt; point 1 – P - T conditions of melting peridotite at a
depth of 60 km, point 2 – P - T conditions at a depth of
40 km. The arrow shows the change in the composition of
restite in the isothermal rise of diapir from a depth of 60 km
to a depth of 40 km.

исходило на глубине не больше 60 км при давле-
нии $P \leq 2$ ГПа. На рис. 8 приведен фрагмент диа-
граммы плавления шпинелевого лерцолита KLB-1
[Takahashi, 1986]. Температура солидуса лерцо-
лита на глубине 60 км при давлении 1.9 ГПа рав-
на 1400°C. При температуре 1460°C в расплав пе-
реходит клинопироксен и в рестите накапливаются
оливин и ортопироксен. Дальнейшее изменение со-
ставов расплава и рести-та происходит по следую-
щей схеме. При температуре свыше 1300°C шпине-
левый лерцолит становится пластичным. Напряже-
ние сдвига в нем снижается от 5 кбар при 1000°C и
до 0.5 кбар при температуре более 1300°C [Carter,
Ave'Lallement 1970; Анфилогов, Хачай, 2007]. По-
явление в лерцолите расплава уменьшает напря-
жение сдвига еще на порядок. Это создает условие

для подъема частично расплавленного лерцолита в форме диапира. При подъеме диапира вверх, благодаря снижению давления, возрастает степень его плавления и уменьшается температура перехода в расплав пироксена. На глубине 40 км при температуре 1450°C пироксен плавится. В рестите остается только оливин, и рестит приобретает состав дунита (см. рис. 8). При этом доля расплава в диапире достигает 40% [Takahashi 1986]. В процессе движения диапира базальтовый расплав отделяется от рестита, последний, благодаря большой плотности, накапливается в виде дунитового слоя в основании литосферы на глубине 30–40 км. Возникает вопрос об источнике древних цирконов в дуните. Наиболее вероятным источником кристаллов циркона является мантийный перидотит, при частичном плавлении которого образуется дунитовый рестит. Возможность существования циркона в мантийном перидотите, который образовался в процессе формирования Земли, подтверждается наличием циркона в веществе метеоритов [Lizuka et al., 2015], находками кристаллов циркона в кимберлитах [Мицюк и др., 2005] и ксенолитах мантийных перидотитов [Салоп, 1982]. В процессе парциального плавления перидотита кристаллы циркона остаются в гипербазитовом рестите и таким образом попадают в дунит.

При последующей активизации магматического процесса дунит в форме диапира может быть выдавлен к поверхности. Очевидно, что возможны два способа подъема дунита к поверхности. Один из них реализуется при образовании небольших концентрически зональных массивов типа Кондерского и Инаглинского. Подъем и внедрение вещества дунита в этих массивах происходили одновременно с проявлениями щелочного магматизма, представленного щелочными габброидами сиенитами и карбонатитами [Каретников, 2006; Малич и др., 2012; Ибрагимова и др., 2015]. Формирование этих пород происходит при активном участии летучих компонентов, в том числе воды. Можно ожидать, что внедрению дунита предшествовала его частичная серпентинитизация, что привело к резкому уменьшению напряжения сдвига и способствовало формированию небольшого по размерам пластичного диапира. Близкий по смыслу механизм формирования массива Кондер предложен в работе [Burg et al., 2009].

Иной механизм действовал при внедрении крупных альпинотипных массивов и массивов Платиноносного пояса Урала. Эти массивы сформировались в условиях растяжения земной коры, вызванного появлением на глубине около 100 км очагов частичного плавления мантийного перидотита. Плавление сопровождалось повышением давления, которое привело к образованию над зоной плавления области растяжения и куполовидного поднятия на поверхности [Анфилов, Хачай, 2007]. Если непосредственно над зоной плавления существовал

слой дунитового рестита, накопленного в течение предыдущей магматической активизации, то в результате прогрева и увеличения пластичности дунитовый материал в виде крупного диапира будет выдавливаться к поверхности. При подъеме диапира может возникнуть ситуация, когда избыточное давление, действующее на диапир, будет уравновешено литостатическим давлением. В этой ситуации дунитовый диапир может изменить направление движения с вертикального на горизонтальное. В результате будет образовано горизонтально залегающее тело гипербазитов. Такой переход от вертикального к горизонтальному направлению движения установлен для Кимперсайского массива (Южный Урал) [Савельев и др., 2008].

Подъем дунитового диапира к поверхности будет предшествовать подъему базальтового расплава, который образуется в зоне плавления. В конечном счете мы получим возрастные взаимоотношения между дунитом и габбро, характерные для массивов гипербазитов: возраст габбро, ассоциирующего с гипербазитами, оказывается на несколько млн лет моложе возраста гипербазита.

В заключение необходимо обсудить вопрос о принципиальных отличиях альпинотипных гипербазитов от гипербазитов Платиноносного пояса и массивов центрального типа. Исследования Г.В. Пинуса, Е.В. Велинского и других [Пинус и др., 1973] показали, что для них, так же как и для остальных гипербазитов, наиболее обоснованным является “реститовый” механизм накопления ультраосновного материала. Принципиально одинаковым оказалось распределение U-Pb возраста цирконов. Во всех типах гипербазитов присутствуют древние цирконы с возрастом более 2500 млн лет. Сравнение U-Pb возраста, петрографии, петрохимии и геохимии редких элементов альпинотипных гипербазитов Урала с гипербазитами Платиноносного пояса также не выявило принципиальных различий между ними [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008]. Единственными значимыми признаками альпинотипных гипербазитов на Урале, отличающими их от гипербазитов Платиноносного пояса, являются высокая степень серпентинитизации и хромитонность [Чашухин и др., 2007; Савельев и др., 2008].

Эти различия можно объяснить, если предположить, что при внедрении материала альпинотипных гипербазитов поднимается ближе к поверхности, чем гипербазиты Платиноносного пояса. В результате он оказывается в области активной циркуляции порового флюида, которая происходит в тепловых полях вокруг магматических тел [Лыков, 1954; Кадик, Ступаков, 1970; Анфилов, Пуртов, 1976; Анфилов, 2010]. Взаимодействие внедренных нагретых тел гипербазитов с поровым флюидом будет приводить к их интенсивной серпентинитизации, перераспределению хрома и его концентрированию в форме рудных тел.

Важные результаты получены при определении U-Pb возраста цирконов, отобранных из обогащенного хромитом дунита Войкаро-Сыннинского массива Полярного Урала [Савельева и др., 2013]. В цирконах установлены пять возрастных групп: 1) 2565 млн лет, 2) 2304–2363 млн лет, 3) 1873–2038 млн лет, 4) 480–552 млн лет, 5) цирконы моложе 350 млн лет. Это свидетельствует о том, что вещество дунита хромитоносных альпинотипных гипербазитов прошло такие же этапы эволюции, как и массивы Платиноносного пояса и платформенные массивы центрального типа, и различия между ними возникли не в мантии, а после их внедрения во вмещающие породы.

ВЫВОДЫ

1. Результаты изучения фазовых равновесий в системе MgO–SiO₂–ZrO₂ показали, что циркон может кристаллизоваться в равновесии с пироксеном и оливином. Это свидетельствует о том, что значения U-Pb возраста циркона в дуните определяют время образования вещества дунита и его последующей эволюции.

2. Распределение значений возраста цирконов в массивах гипербазитов позволяют выделить три временных этапа их эволюции: 1) 3000–2400 млн лет – время образования и накопления вещества дунита; 2) 2000–1250 млн лет – время метаморфизма вещества дунита в промежуточных очагах; 3) 500–150 млн лет – установленное для разных массивов время внедрения дунита в верхние горизонты земной коры.

3. На основе экспериментальных данных по плавлению гранатового лерцолита предложен механизм образования вещества дунита в процессе парциального плавления мантийного перидотита, его накопления в зоне плавления и последующего перемещения в верхние горизонты коры в форме диапиров.

4. Рассмотрены условия, которые приводят к образованию альпинотипных гипербазитов, позволяющие объяснить их отличия от гипербазитов Платиноносного пояса Урала.

Работа выполнена по проекту президиума УрО РАН № 15-18-5-12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **443**(6), 711-715.
 Анфилов В.Н. (2010) Происхождение андезитов и ридолитов комплементарных магматических серий. *Литосфера*, (1), 37-46.
 Анфилов В.Н. Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Каба-

нова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. (2015) Устойчивость циркона в дунитах при температурах 1400–1500°C. *Докл. АН*, **464**(1), 323-327.
 Анфилов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Вализер П.М. (2017) Замещение циркона бадделейтом как возможный механизм образования зональных кристаллов циркона в ультрабазитах. *Докл. АН*, **475**(6), 676-679.
 Анфилов В.Н., Пуртов В.К. (1976) Механизм взаимодействия поровых растворов с магматическими телами. *Геохимия*, (9), 1400-1403.
 Анфилов В.Н., Хачай Ю.В. (2000) Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров, куполов и мантийных плюмов. *Геохимия*, (8), 873-878.
 Анфилов В.Н., Хачай Ю.В. (2007) Суперплюмы: тектоника, магматизм, метаморфизм. “*Геодинамика формирования подвижных поясов Земли*”. Мат-лы Междунар. конф. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 6-9.
 Бортников Н.С., Шарков Е.Д., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф. (2008) Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, СХХ, 5°30.6′–5°32.4′ с.ш. (результаты SHRIMP II U-Pb датирования); значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов. *Докл. АН*, **421**(2), 240-248.
 Велинский В.В. (1979) Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан–континент. Новосибирск: Наука, 264 с.
 Гликсон А. (1980) Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 264-285.
 Ефимов А.А. (1995) Высокотемпературный водный метаморфизм в Платиноносном поясе Урала: Тектонический режим и метаморфические реакции. *Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования*. Екатеринбург, Уралгеолком, ИГГ УрО РАН, 150-156.
 Ефимов А.А. (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (5), 134-153.
 Ибрагимов Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И. (2015) Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически зональных комплексов. *Регион. геология и металлогения*, **62**, 64-78.
 Иванов О.К. (1997) Концентрически зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: УрГУ, 488 с.
 Кадик А.А., Ступаков Е.П. (1970) Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности. *Геохимия*, (1), 43-53.
 Каретников А.С. (2006) Возраст и генезис платиноидной минерализации массива Кондер: палеомагнитные и радиоизотопные данные. *Литосфера*, (3), 96-107.
 Кнауф О.В. (2009) U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных массивов Уральского типа. *Вестн. СПбГУ*, (4), 64-71.
 Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. (2011)

- Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал). *Докл. АН*, **436**(6), 809-813.
- Куликова В.В., Бычкова Я.В., Куликов В.С. (2010) Бадделейт-основной минерал для изотопного датирования мафит-ультрамафитовых коматиитовых серий Ю-В. Феноскандинавского щита. "Современная минералогия: от теории к практике". Тезисы XI съезда Российского минералогического общества, 212-214.
- Кузнецов Д.В., Мукатова А. (2013) Образование бадделейта при дисиликации циркона в родингитизированных высокобарических гранатитах массива Миндяк на Ю. Урале. *Ежегодник-2012. Тр. ИГГ УрО РАН*, (160), 224-228.
- Кузнецов Ю.А. (1964) Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 387 с.
- Лыков А.В. (1954) Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 296 с.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2012) О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия). *Докл. АН*, **446**(3), 308-312.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. (2009) Архейский U-Pb изотопный возраст дунитов Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала). *Докл. АН*, **427**(1), 101-105.
- Мицюк С.С., Зинчук Н.Н., Коптиль В.Н., Кутузова Е.Я., Лашкевич И.В. (2005) Новые индикаторные признаки цирконов кимберлитового происхождения. *Геология алмазов – настоящее и будущее*. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 674-720.
- Москалева С.В. (1959) О возрасте и структуре массивов Крака на Ю. Урале. *Докл. АН СССР*, **127**(1), 170-173.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. (1973) Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Коряжской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 320 с.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. (1995) Минералогическая петрохимическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-сиенит-габбровых комплексов. *Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования*. Екатеринбург, Уралгеолком, 100-110.
- Ронкин Ю.Л., Ефимов А.А., Лепихина Г.А., Родионов Н.В., Маслов А.В. (2013) U-Pb-датирование системы "Бадделейт-Циркон" платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский Щит): новые данные. *Докл. АН*, **450**(5), 579-585.
- Рыжков В.М., Анфилов В.Н., Блинов И.А., Краснобаев А.А., Вализер П.М. (2016) Фазовые равновесия в системе SiO₂-MgO-ZrO₂. *Докл. АН*, **469**(4), 475-479.
- Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. (2008) Геология, петрология и хромитовосность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа, 319 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А. (2013) Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал). *Геотектоника*, (3), 43-57.
- Салоп Л.И. (1982) Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 343 с.
- Салтыков А.К., Никитина Л.П., Матуков Д.И. (2008) U-Pb возраст циркона из ксенолитов мантийных перидотитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато (Восточное Прибайкалье). *Записки РМО*, (3), 1-22.
- Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. (2011) Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы. *Петрология*, (6), 579-598.
- Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В. (2013) Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал). *Докл. АН*, **449**(6), 692-695.
- Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия. *Геотектоника*, (6), 24-59.
- Торопов Н.А., Барзаковский В.П., Лапин В.В., Курцева Н.Н. (1969) Диаграммы состояния силикатных систем. Справочник. Т. 1. Л.: Наука, 822 с.
- Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. (2007) Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 310 с.
- Шулятин О.Г., Андреев С.И., Беляцкий Б.В., Трухалев А.И. (2012) Возраст и этапность формирования магматических пород Срединно-Атлантического хребта по геологическим и радиологическим данным. *Регион. геология и металлогения*, (50), 28-36.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariyev E.V. (2001) Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural. *Terra Nova*, **13**(6), 407-412.
- Burg J.P., Bodiner J.L., Gerya T., Bedini R.M., Boudier F., Daurtria J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. (2009) Translithospheric mantle diapirism. Geological evidence and numerical modeling of the Kondyor ultramafic complex (Russian Far-East). *J. Petrol.*, **50**(2), 289-321.
- Carter N.L., Ave'Lallement H.G. (1970) High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 2181-2202.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon texture. *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 469-500.
- Davidson A., van Breemen O. (1998) Baddeleyite-zircon relationship in coronitic metagabbro, Greville province, Ontario: implication for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 291-299.
- Heuman L.M., LeCheminant A.N. (1993) Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chem. Geol.*, **110**, 95-126.
- Hiroshi K., Kushiro I. (1993) Partial melting of dry peridotite at high pressure: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477-489.
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003). *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 215-241.
- Lizuka T., Yamaguchi T., Hibiya Y., Amelin Y. (2015) Meteorite zircon constrains on the bulk Lu-Hf isotope com-

- position and early differentiation of the Earth. *Proc. Nat. Acad. USA*, **112**(17), 5331-5336.
- Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. (1978) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15K and 1 bar Pressure and at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.*, **1452**, 456.
- Takahashi E. (1986) Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implication on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367-9382.
- REFERENCES
- Anfilogov V.N. (2010) Origin of andesite and rhyolite of complementary magma series. *Litosfera*, (1), 37-46. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2000) Hydroextrusion is a possible mechanism for the movement of diapirs, domes and mantle plumes. *Geokhimiya*, (8), 873-878. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Khachai Yu.V. (2007) Superplumes: tectonics, magmatism, metamorphism. "Geodinamika formirovaniya podvizhnykh pojassov zemli". Materialy Mezhdunar. konferentsii ["Geodynamics of the formation of mobile belts of the earth". Materials of the Intern. conf.]. Ekaterinburg, IGG, UB of RAS, 6-9. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Krasnobaev A.A., Ryzhkov V.M., Valizer P.M. (2017) Replacement of zircon with baddeleyite as a likely mechanism of the formation of zoned zircon crystals in ultrabasic rocks. *Dokl. Earth Sci.*, **475** (2), 946-948.
- Anfilogov V.N., Purtov V.K. (1976) Mechanism of interaction of pore solutions with magmatic bodies. *Geokhimiya*, (9), 1400-1403. (In Russian)
- Anfilogov V.N., Ryzhkov V.M., Blinov I.A., Krasnobaev A.A., Kabanova L.Y., Valizer P.M. (2015) Stability of zircon in dunite at 1400–1550°C. *Dokl. Earth Sci.*, **464** (1), 963-966.
- Anikina E.V., Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Kapitonov I.N., Lohov K.I. (2012) Isotope-geochemical characteristics of zircon from dunites, clinopyroxenites and gabbro Platinum belt of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **443**(6), 711-715. (In Russian)
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariev E.V. (2001) Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural. *Terra Nova*, **13**(6), 407-412.
- Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Bogatkov O.A., Zinger T.F., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2008) Finds of young and ancient zircons in gabbroids of the Markov deep, mid-atlantic ridge, 5°54'-5°02.2' N (results of SHRIMP-II U-PB dating): implication for deep geodynamics of modern oceans. *Dokl. Earth Sci.*, **421**(1), 859-866.
- Burg J.P., Bodiner J.L., Gerya T., Bedini R.M., Boudier F., Daurtria J.M., Prikhodko V., Efimov A., Pupier E., Balanec J.L. (2009) Translithospheric mantle diapirism. Geological evidence and numerical modeling of the Kondyor ultramafic complex (Russian Far-East). *J. Petrol.*, **50**(2), 289-321.
- Carter N.L., Ave'Lllement H.G. (1970) High temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 2181-2202.
- Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. (2007) *Kristallokhimiya khromshpineli i oksitermobarometriya ul'tramafitov skladchatykh oblastei* [Crystallochemistry of chrome spinels and oximetromobarometry of ultramafites of folded regions]. Ekaterinburg, 310 p. (In Russian)
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. (2003) Atlas of zircon texture. *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 469-500.
- Davidson A., van Breemen O. (1998) Baddeleyite-zircon relationship in coronitic metagabbro, greville province, Ontario: implication for geochronology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 291-299.
- Efimov A.A. (1995) High-temperature aqueous metamorphism in the Platiniferous Belt of the Urals: Tectonic regime and metamorphic reactions. *Aktual'nye problemy magmaticheskoi geologii, petrologii i rudoobrazovaniya* [Actual problems of magmatic geology, petrology and ore formation]. Ekaterinburg, Uralgeolkom, IGG UB RAS, 150-156. (In Russian)
- Efimov A.A. (2010) Results of a 100-year study of the Platinum Belt of the Urals. *Litosfera*, (5), 134-153. (In Russian)
- Glikson A. (1980) Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstone complexes; data on the shields of the southern hemisphere. *Rannyyaya istoriya Zemli* [Early history of the Earth]. Moscow, Mir Publ., 264-285. (In Russian)
- Heuman L.M., LeCheminant A.N. (1993) Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂). *Chem. Geol.*, **110**, 95-126.
- Hiroshi K., Kushiro I. (1993) Partial melting of dry peridotite at high pressure: Determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregates of diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**, 477-489.
- Ibragimova E.K., Rad'kov A.V., Molchanov A.V., Shatova N.V., Shatov V.V., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Tolmacheva E.V., Solov'ev O.L., Terekhov A.V., Khorokhorina E.I. (2015) The results of U-Pb (SHRIMP II) dating of zircons from dunites of Inagli massif (Aldan Shield) and the problem of the genesis of concentrically zoned complexes. *Regional. Geol. Metallogeny*, (62), 64-78. (In Russian)
- Ireland T.R., Williams I.S. (2003). *Rev. Mineral. Geochim.*, **53**, 215-241.
- Ivanov O.K. (1997) Kotsentricheski-zonal'nye piroksenit-dunitovye massivy Urals: mineralogiya, petrologiya, genesis [Concentrically zoned pyroxenite-dunite massifs of the Urals: mineralogy, petrology, genesis]. Ekaterinburg, URGU Publ., 488 p. (In Russian)
- Kadik A.A., Stupakov E.P. (1970) Modeling of temperature fields near magmatic bodies with considerable radial extent. *Geokhimiya*, (1), 43-53. (In Russian)
- Karetnikov A.S. (2006) Age and genesis of platinum mineralization of the Konder massif: paleomagnetic and radioisotope data. *Litosfera*, (3), 96-107. (In Russian)
- Knauf O.V. (2009) U-PB age of zircons from dunite-clinopyroxenite nuclei of Kytlymsky (Middle Urals) and Galmoenensky (South Koryakia) zonal massifs of the Ural type. *Vestn. SPbGU*, (4), 64-71. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Anikina E.V., Rusin A.I. (2011) Zirconology of dunite of the Nizhny Tagil massif (Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 290-294.
- Kulikova V.V., Bychkova Ya.V., Kulikov V.S. (2010) Bad-

- deleyite is the main mineral for isotopic dating of mafic-ultramafic komatiite series of the southeastern Fennoscandian shield. "Sovremennaya mineralogiya: ot teorii k praktike". Tezisy XI s"ezda Rossiiskogo mineralogicheskogo obshchestva ["Modern mineralogy: from theory to practice". Abstracts of the XI Congress of the Russian Mineralogical Society], 212-214. (In Russian)
- Kuznetsov D.V., Mukatova A. (2013) The formation of baddeleyite during the disilication of zircon in the rodingitized highly granular granitites of the Mindyak massif in the Southern Urals. *Ezhegodnik-2012. Tr. IGG UrO RAN* [Yearbook-2012. Proc. IGG UB RAS], **160**, 224-228. (In Russian)
- Kuznetsov Yu.A. (1964) Glavnnye tipy magmatischeeskikh formatsii [The main types of magmatic formations]. Moscow, Nedra Publ., 387 p. (In Russian)
- Lizuka T., Yamaguchi T., Hibiya Y., Amelin Y. (2015) Meteorite zircon constrains on the bulk Lu-Hf isotope composition and early differentiation of the Earth. *Proc. Nat. Acad. USA*, **112**(17), 5331-5336.
- Lykov A.V. (1954) *Yavleniya perenosa v kapillyarnoporistykh telakh* [Transport phenomena in capillary-porous bodies]. Moscow, Gos. Izd. technical and theoretical literature Publ., 296 p. (In Russian)
- Malitch K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. (2009) Archean U-Pb isotope age of zircon from dunite of the Nizhny Tagil massif (the Uralian Platinum belt). *Dokl. Earth Sci.*, **427** (1), 851-855.
- Malitch K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2012) The age of Kondyor massif dunites (Aldan province, Russia): first U-Pb isotopic data. *Dokl. Earth Sci.*, **446** (1), 1054-1058.
- Mitsyuk S.S., Zinchuk N.N., Koptil' V.N., Kutuzova E.Ya., Lashkevich I.V. (2005) New indicators of zircons of kimberlite origin. *Geologiyaalmazov – nastoyashchee i budushchee* [Geology of diamonds – present and future]. Voronezh St.Univ. Publ., 674-720. (In Russian)
- Moskaleva S.V. (1959) On the age and structure of the Kraka massifs in the Southern Urals. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **127**(1), 170-173. (In Russian)
- Pinus G.V., Velinskii V.V., Lesnov F.P., Bannikov O.L., Agafonov L.V. (1973) *Al'pinotipnye giperbazity Anadyr-Koryakskoi skladchatoi sistemy* [Alpinotype hyperbasites of the Anadyr-Koryak fold system]. Novosibirsk, Nauka Publ., 320 p. (In Russian)
- Pushkarev E.V., Fershtater G.B. (1995) Mineralogical and petrochemical discreteness of rocks and the problem of the origin of primary melts of dunite-clinopyroxenite-syenite-gabbro complexes. *Aktual'nye problemy magmaticheskoi geologii, petrologii i rudoobrazovaniya* [Actual problems of magmatic geology, petrology and ore formation]. Ekaterinburg, Uralgeolkom, IGG, UB RAS, 100-110. (In Russian)
- Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. (1978) Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15K and 1 bar Pressure and at higher temperatures. *Geol. Surv. Bull.*, **1452**, 456.
- Ronkin Yu.L., Efimov A.A., Lepikhina G.A., Maslov A.V., Rodionov N.V. (2013) U-Pb dating of the baddeleyite-zircon system from Pt-bearing dunite of the Konder massif, Aldan shield: new data. *Dokl. Earth Sci.*, **450** (2), 607-612.
- Ryzhkov V.M., Anfilogov V.N., Blinov I.A., Krasnobaev A.A., Valizer P.M. (2016) Phase equilibria in the MgO–SiO₂–ZrO₂ system. *Dokl. Earth Sci.*, **469** (2), 824-827.
- Salop L.I. (1982) *Geologicheskoe razvitiye Zemli v dokembrii* [Geological development of the Earth in the Precambrian]. Leningrad, Nedra Publ., 343 p. (In Russian)
- Saltykov A.K., Nikitina L.P., Matukov D.I. (2008) U-Pb age of zircon from xenoliths of mantle peridotites in Cenozoic alkaline basalts of the Vitim plateau (Eastern Baikal region). *Zapiski RMO*, (3), 1-22. (In Russian)
- Savel'ev D.E., Snachev V.I., Savel'eva E.N., Bazhin E.A. (2008) *Geologiya, petrologiya i khromitnosnost' gabbro-giperbasitovykh massivov Uzhnogo Urala* [Geology, petrology and chromite content of gabbro-hyperbasite massifs in the Southern Urals]. Ufa, 319 p. (In Russian)
- Savel'eva G.N., Batanova V.G., Berezhnaya N.A., Presnyakov S.L., Sobolev A.V., Skublov S.G., Belousov I.A. (2013) Polychronous formation of mantle complexes of ophiolites (Polar Urals). *Geotektonika*, (3), 43-57. (In Russian)
- Shulyatin O.G., Andreev S.I., Belyatskii B.V., Trukhalev A.I. (2012) Age and stage of formation of igneous rocks of the Mid-Atlantic Ridge by geological and radiological data. *Region. Geol. Metallogeny*, **50**, 28-36. (In Russian)
- Simonov V.A., Kovyazin S.V., Prikhod'ko V.S. (2011) Genesis of platiniferous massifs in the Southeastern Siberian platform. *Petrology*, **19** (6), 549-567.
- Simonov V.A., Puchkov V.N., Prikhod'ko V.S., Stupakov S.I., Kotlyarov A.V. (2013) Conditions of crystallization of dunites of the Nizhny Tagil platinum-bearing ultrabasic massif (the Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **449**(6), 692-695. (In Russian)
- Skolotnev S.G., Ipat'eva I.S., Beltenev V.E., Lepekhina E.N. (2010) Younger and older zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the central atlantic and their geotectonic implications. *Geotectonics*, **44**(6), 462-492.
- Takahashi E. (1986) Melting of dry peridotite KLB-1 up to 14 GPa: Implication on the origin of peridotitic upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367-9382.
- Toropov N.A., Barzakovski V.P., Lapin V.V., Kurzeva N.N. (1969) Diagrammy sostoyaniya silikatnykh system. Spravochnik. T. 1 [Diagrams of the state of silicate systems. Reference book. V. 1]. Leningrad, Nauka Publ., 822 p. (In Russian)
- Velinskii V.V. (1979) *Al'pinotipnye giperbasity perekhodnykh zon ocean-kontinent* [Alpin-type hyperbasites of ocean-continent transition zones]. Novosibirsk, Nauka Publ., 264 p. (In Russian)

УДК 552.33(33)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-718-742

КСЕНОКРИСТЫ И МЕГАКРИСТЫ ЩЕЛОЧНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТ-БАЗАНИТ-НЕФЕЛИНИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ МАХТЕШ РАМОН (ИЗРАИЛЬ), ИХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ВЫНОСЯЩИМИ РАСПЛАВАМИ И КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

© 2018 г. З. Юдалевич, Е. Вапник

Департамент геологических и минералогических наук, Университет им. Бен-Гуриона,
P.O.B. 653, Беэр-Шева, 84105, Израиль, e-mails: zinovi@bgu.ac.il; vapnik@bgu.ac.il

Поступила в редакцию 19.01.2018 г., принята к печати 15.02.2018 г.

Объектом предлагаемого исследования являются ксенокристы и мегаксенокристы в породах раннемеловой оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации эрозивной котловины Махтеш Рамон (Негев, Израиль). В ней широко развиты ксенолиты разной степени глубинности: мантийные, ниже- и верхнекоровые. Ксенолиты мантии представлены перидотитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами и их амфибол-содержащими разновидностями; ксенолиты нижней коры – мафическими гранулитами (метагабброиды и плагиоклазиты), верхней коры – позднепротерозойскими метатифами. Ксенокристы и мегакристы являются отщепленными фрагментами ксенолитов. Их общей петрографической особенностью является проработка вмещающим расплавом и связанные с ней геохимические и структурные преобразования. В основном ксенокристы представлены когерентным рядом минералов (оливин, клинопироксен, амфибол, нефелин, плагиоклаз, анортотоклаз, апатит, магнетит, шпинель) и только ксенокристы кварца и ортопироксена не совместимы с недосыщенными SiO₂ вмещающими породами. Главными причинами, инициирующими взаимодействие магматический расплав–ксенокрит, являются быстрая декомпрессия, метаморфизм и метасоматоз. Метаморфизм соответствует высокотемпературным фациям контактового метаморфизма, иногда достигая стадии плавления. Метасоматоз ориентирован на выравнивание составов с одноименными минералами вмещающего расплава. К числу важнейших критериев, способствующих отличию ксенокритов от фенокритов, относятся частичное плавление, твердофазный распад, рекристаллизация первичных (дозахватных) структур, перекристаллизация и самоогранка изначально ксеноморфных зерен в кристаллографически правильные формы, бимодальность состава, совмещающего минералого-геохимические признаки ксеногенного и новообразованного вещества.

Ключевые слова: плавление, твердофазный распад, рекристаллизация, самоогранка, ксенокристы, мегакристы, ксенолиты, магматические породы, Махтеш Рамон, Израиль

XENOCRYSTS AND MEGACRYSTS OF ALKALI OLIVINE-BASALT-BASANITE-NEPHELINE ASSOCIATION MAKHTESH RAMON (ISRAEL): INTERACTION WITH TRANSPORTING MAGMAS AND MORPHOLOGICAL ADJUSTMENT

Zinovi Yudalevich, Yevgeny Vapnik

Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, P.O.B. 653, Beer-Sheva, 84105 Israel;
zinovi@bgu.ac.il, vapnik@bgu.ac.il

Received 19.01.2018, accepted 15.02.2018

Xenocrysts and megacrysts hosted in the rocks of Early Cretaceous olivine-basalt-basanite-nepheline association that outcropped in erosion crater of Makhtesh Ramon (Natural Reserve of Mishmar ha-Nagev, Israel) are the topic of the current research. Magmatic rock association contains the wide spectrum of xenoliths trapped at different crustal levels. These are upper mantle, lower, and upper crustal xenoliths. Mantle xenoliths are represented by peridotites, olivine clinopyroxenites, clinopyroxenites, olivine websterites, websterites and their amphibole-bearing analogs. Lower crustal xenoliths are mafic granulites, such as metagabbros and plagioclasites, upper crustal xenoliths are the fragments of Neoproterozoic tuffs. Xenocrysts and megacrysts are fragments of xenoliths that chipped from them during their transportation to the surface. Different rate of xenoliths, xenocrysts, and megacrysts alteration by host magma and late fluids is a common petrographic particularity. The fluid alteration occurred at phreatomagmatic stage of magma crystallization. Alteration is observed by the appearance of new textures and products of reactional interaction. Xenocrysts and megacrysts are mainly represented by minerals that compatible with rock magmatic association. These are olivine, clinopyroxene, amphibole, nepheline,

Для цитирования: Юдалевич З., Вапник Е. (2018) Ксенокристы и мегакристы щелочной оливин-базальт-базанит-нефелинитовой ассоциации Махтеш Рамон (Израиль), их петрохимические взаимодействия с выносящими расплавами и кристаллографические преобразования. *Литосфера*, **18**(5), 718-742. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-718-742

For citation: Yudalevich Z., Vapnik Ye. (2018) Xenocrysts and megacrysts of alkali olivine-basalt-basanite-nepheline association Makhtesh Ramon (Israel): interaction with transporting magmas and morphological adjustment. *Litosfera*, **18**(5), 718-742. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-718-742

plagioclase, anorthoclase, apatite, magnetite, and spinel. Xenocrysts of quartz and orthopyroxene are incompatible to host rock magmatic association under-saturated in SiO₂. Main reasons determining interaction between magma and xenolith are rapid decompression, metamorphism and metasomatism. Xenocrysts are subjected to metamorphism that corresponds to high-temperature facies of contact metamorphism, up to the partial melting of xenocrysts. Metasomatism is smoothing out the composition of xenocrysts to the composition of the same minerals that crystallized from host melt. There are several important criterions, which permit to identify xenocrysts and divide them from phenocrysts. These are partial melting, solid-state decomposition, recrystallization of primary (before-trapping) textures, recrystallization and self-faceting of initially anhedral grains into the crystals with perfect habit. Chemical composition of xenocrysts has both mineral – geochemical indications of xenogenic origin and new-formed signs of alteration.

Keywords: *melting, solid-state decomposition, recrystallization, self-faceting, xenocrysts, megacrysts, xenoliths, magmatic rocks, Makhtesh Ramon, Israel*

Acknowledgement

The authors express their gratitude to prof. M. Eyal (Ben-Gurion University, Beer-Sheva, Israel), which carried out the general management of works on the study of the magmatism of the Makhtesh Ramon. We are thankful for O. Dvir (Hebrew University, Jerusalem), V.V. Hiller (IGG URO RAN, Russia), Professor Y. Kazir and Ph. students B. Elisha, Ts. Golan, I. Gendelman (Ben-Gurion University, Israel) for assistance in the study of chemical compositions of minerals; Dr. R. Granot (Ben-Gurion University) for providing new data on Ar-Ar-age of the studied rocks. We are much obliged to Professor G.B. Fershtater (IGG URO RAN, Russia) for comprehensive discussion and advices on petrological problems related to the study of deep xenoliths and xenocrysts.

ВВЕДЕНИЕ

В ходе подъема к земной поверхности и декомпрессии ксенолиты дезинтегрируются, распадаются на мономинеральные фрагменты (ксенокристы и мегакристы) и вступают с несущим расплавом в геохимическое взаимодействие, частично или полностью поглощаются и таким образом становятся частью единой с ним магматической системы. По форме и размерам ксенокристы и мегакристы, как правило, имеют внешнее сходство с фенокристами и их распознавание является насущной петрологической задачей.

Настоящая работа рассматривает петрографические и геохимические особенности ксенокристов и мегакристов, широко развитых в магматических породах Махтеш Рамон, и показывает однотипный характер происходящих в них изменений с преобразованиями в ксенолитах. Большое внимание в ней уделено морфологической тенденции изначально ксеноморфных ксенокристов и мегакристов к образованию кристаллографически правильных форм, что усложняет их диагностику как чуждых вмещающим породам минералов.

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

В тектоническом плане район относится к территории Леванта – континентальной окраине Восточного Средиземноморья, на востоке ограниченной трансформным разломом Мертвого моря, в пределах которой породы протерозойского кристаллического основания перекрыты мощным чехлом мезокайнозойских отложений.

Махтеш Рамон представляет собой субширотную горную впадину протяженностью 45 км и шириной до 10 км, образование которой объяс-

няется эрозией крупной антиклинальной складки с пологозалегающим северным и крутопадающим южным крыльями в период формирования Сирийского свода как отголоска коллизии Африканской и Аравийской плит и Альпийско-Гималайского складчатого пояса в позднем мелу. Стратиграфический разрез района вскрыт на глубину более 1 км и представлен отложениями среднего и верхнего триаса (Gevanim, Saharonim и Mohilla FMS: известняки, мергели, песчаники, гипсы), нижней и средней юры (Mishor, Ardon, Inmar и Mahmal FMS: латериты, известняки, доломиты, мергели, песчаники, глины), нижнего и верхнего мела (Arodagl + Lower Hatira Fm + Upper Hatira Fm, Hazera, Sayarim и Mishash FMS): конгломераты, песчаники, мергели, глины, кремни) (рис. 1). Установлено два крупных перерыва в осадконакоплении: первый между верхним триасом и началом юры, второй – между верхней юрой и нижним мелом (до барремского яруса включительно). По видимому, с тектонической активностью, по времени совпадающей с этими перерывами, связаны поздне триасовая и раннемеловая магматические активности района.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА

Основные данные о возрасте, составе и геодинамическом режиме образования магматитов района рассматривались в работах [Garfunkel, Katz, 1967; Bonen et al., 1980; Lang, Steinitz, 1989; Baer et al., 1995; Eyal et al., 1996; Samoilov, Vapnik, 2005; Vapnik et al., 2007; Юдалевич и др., 2014]. В итоге было выделено три возрастных ассоциации: одна триасовая и две раннемеловых, проявившихся в виде лавовых потоков, малых интрузий (силлов, лак-

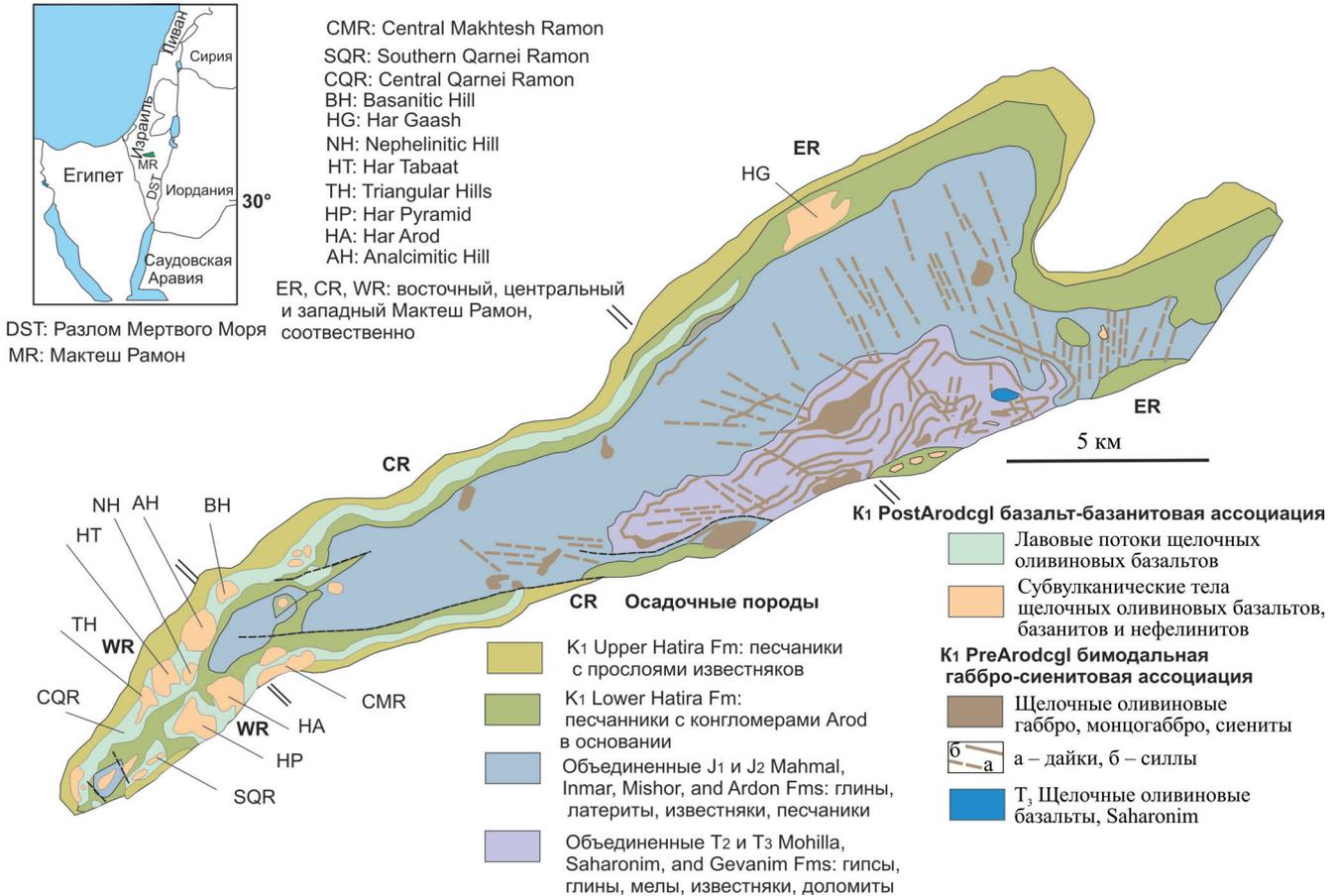


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мактеш Рамона.

Fig. 1. Location and schematic geological map of Makhtesh Ramon.

колитов и даек). Триасовая ассоциация Saharonim представлена щелочными оливиновыми базальтами (K-Ar-возраст 213.6 млн лет, верхний триас, норийский ярус) и хронологически связана с предъюрским этапом образования латеритов Mishor Fm. Раннемеловые магматиты расчленены на две группы пород: 1) раннюю бимодальную, сложенную в основном щелочными базальтами, габбро и сиенитами (K-Ar-возраст 129–140 млн лет, ранний мел, валанжинский–барремский ярусы), и 2) более позднюю оливин-базальт-базанит-нефелинитовую (Ar-Ar-возраст 112.9–119.0 млн лет, ранний мел, аптский ярус). Разделенные по радиологическим данным меловые ассоциации имеют геологическое подтверждение разновозрастности: ранняя перекрывается конгломератами Arod, лежащими в основании Lower Natira Fm, т.е. является доконгломератовой – PreArodcg1. Однако породы поздней перекрывают и прорывают эти конгломераты и залегающие выше песчаники Lower Natira Fm, т.е. являются постконгломератовыми – PostArodcg1. В свою очередь, песчаники Upper Natira Fm с размывом перекрывают магматиты, фиксируя, таким

образом, их геологический возраст между Lower и Upper Natira Fms.

Все магматические проявления района относятся к единому OIB-like щелочному геохимическому типу.

В триасовой и первой раннемеловой ассоциациях ксенолиты и ксенокристы пока не обнаружены, но широко развиты в PostArodcg1 группе, самой сложной по внутреннему строению и составу. В ней различаются лавовые потоки, туфовые и туфогенно-осадочные отложения, пирокластические диатремы, субвулканические штоки, дайки и силлы. Ассоциация представлена оливиновыми базальтами и микрогаббро, базанитами, нефелинитами и их мелилитовыми и анальцимовыми вариациями, нередко содержащими вулканическое стекло. Все породы черного, темно-зеленого или зелено-серого цвета, порфириновой текстуры и в полевых условиях по составу практически неразличимы. Вкрапленники оливина и клинопироксена имеют в них сквозной характер, в базальтах встречаются, кроме того, фенокристы плагиоклаза, а в нефелинитах – мелилита. Их количество колеблется от

5–8 до 34 %, размер – от 0.6 мм до 2.0 см. Основная масса базальтов и базанитов сложена оливином, клинопироксеном и плагиоклазом, кальцитом, микрослюдистыми или пелитоморфными минералами типа хлорофеита и сапонита, в базанитах к ним присоединяются нефелин и анальцит, а в фойдитовой группе – мелилит, но исключается плагиоклаз.

Среди ксенолитов различаются глубинные (мантийные и нижнекоровые) и верхнекоровые (туфы протерозойского основания, породы осадочного чехла). Глубинные ксенолиты охарактеризованы в работах [Bonen et al., 1980; Stein, Katz, 1989; Varnik, 2005], а более полный их перечень, включая нижнекоровые, в работах [Ферштатер и др., 2016; Fershtater, Yudalevich, 2017]. Эти исследования рассматривали главным образом взаимодействие ксенолитов с вмещающими расплавами на глубинном мантийно-нижнекоровом уровне.

Настоящее исследование акцентировано на явлениях, происходящих в ксено- и мегакристаллах в период подъема и декомпрессии, выносящей их к поверхности магмы, и связанных с этим минералогических, петрохимических и морфологических преобразований.

Глубинные ксенолиты в PostArodegl ассоциации представлены мантийными дунитами, гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксенитами, оливиновыми вебстеритами, вебстеритами их амфиболовыми разностями, нижнекоровыми метагэбброидами (гранулитами), апатит-магнетитовыми и клинопироксен-apatит-магнетитовыми породами. Кроме глубинных встречаются ксенолиты позднепротерозойских туфов.

Наряду с ксенолитами в породах широко распространены ксенокристы и мегакристы. Общей петрографической особенностью ксенолитов, ксенокристов и мегакристов является та или иная степень проработки вмещающими расплавами и минералами поздней стадии их кристаллизации, представленной олигоклаз-андезином, калишпатом, клинопироксеном, титаномагнетитом, апатитом, биотитом, ренитом, кальцитом, цеолитами и сапонит-хлорофеитами.

Ксенокристы и мегакристы являются генетически однотипными образованиями – отщеплениями ксенолитов в ходе транспортировки последних к местам стабилизации вмещающих магм – и различаются только размерами. Ксенокристы близки к размерам фенокристов вмещающих пород и обычно не превышают 1.2 мм, мегакристы значительно крупнее и достигают 15.0 см в поперечнике.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Составы минералов, приводимых в таблицах, были определены на микроанализаторе САМЕСА

SX-100 в Институте геологии и геохимии Уральского отделения РАН (г. Екатеринбург, оператор В.В. Хиллер), Институте геологии Сибирского отделения РАН (г. Новосибирск, В.В. Шарыгин) и микроанализаторе JEOL методами ISP-MS и ERMA в Еврейском Университете Иерусалима (аналитик О. Двин).

ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОКРИСТОВ

Ксенокристы и мегакристы отличаются от фенокристов по следующим признакам: 1 – ксеноморфные (порфиорокластические) очертания и развитие приконтактной коррозии; 2 – трещиноватость, кристаллооптические дефекты и рекристаллизация; 3 – диффузионное воздействие вмещающей магмы; 4 – плавление и образование структур расплава; 5 – несоответствие с парагенезисом вмещающих пород (“запрещенные” минералы). Основная часть ксено- и мегакристов представлена совместимыми минералами и только ксенокристы кварца и ортопироксена несовместимы с недосыщенными SiO₂ вмещающими породами.

Кварц. Размер ксенокристов от 0.2 до 1.2 мм, форма округлая или овальная. Обычно окружен клинопироксеновой оторочкой из мельчайших примыкающих друг к другу и оптически различно ориентированных микролитов с тенденцией к формированию правильной пироксеновой формы, общей для всей каймы. Межгранулярные промежутки в оторочке заполнены темно-коричневым стеклом ортоклазового состава. На границе с пироксеновой оторочкой кварц часто расплавлен в желто- или зеленовато-коричневое стекло (рис. 2а), обогащенное MgO (35.56–36.37 мас. %). Различие в составе стекол показано в табл. 1. Иногда кварц подвергается рекристаллизации с полиморфным переходом в тридимит и кристобалит. С внешней стороны этот агрегат окружен зеленовато-коричневым стеклом с обособлениями сапонита (рис. 2б) и нередко цеолита. Судя по составу стекла, облекающего реликтовый кварц, этому способствовала диффузия магния и летучих в зону плавления. Образовавшийся на кварце микрозернистый клинопироксен, в отличие от пироксена матрикса вмещающих пород, богаче SiO₂ и более магниезильный ($Mg^* = 0.83–0.88$), не содержит TiO₂ и Al₂O₃ (см. табл. 1). Встречается также кварц с клинопироксеновым обрамлением без образования стекла, но пронизанный прожилками кальцита и буферированный им от обрастающего микроклинопироксенового агрегата.

Ортопироксен. В изучаемых породах очень неустойчив и легко узнаваем по обязательному развитию вокруг него реакционных келифитовых оторочек, представленных симплектитовыми сростками оливина и клинопироксена (рис. 3а) – продуктами твердофазного распада ортопироксена пери-

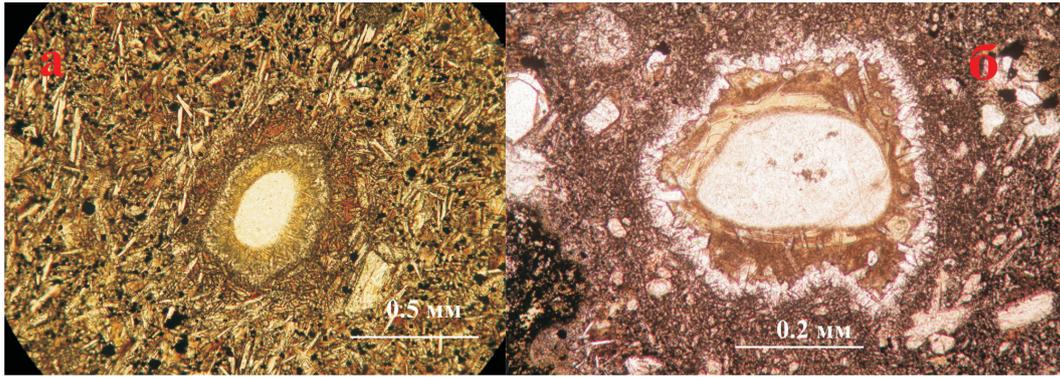


Рис. 2. Кварц и продукты его изменения.

а (неполяризованный свет, в дальнейшем – PPL) – ВН-16 (оливиновый базальт, в дальнейшем – базальт); б (PPL) – СМР-178 (нефелинит): преобразование ксенокристалла кварца в тонкозернистый агрегат тридимита и кристобалита с образованием вокруг него зоны плавления из зеленовато-коричневого стекла со светло-зеленым сапонитом и внешней каймой микролитового клинопироксена.

Fig. 2. Quartz xenocrysts and products of their alteration.

а – ВН-16 (olivine basalt) and б – СМР-178 (nephelinite). Quartz xenocryst recrystallized into fine-grained tridymite-cristobalite aggregate with melting zone composed of grayish red glass and dark yellowish orange saponite. The outer zone is composed of fine-grained *Cpx*. PPL.

дотитов, вебстеритов и гранулитов. Ширина оторочек до 0.6 мм, структура преимущественно микроэквигранулярная, линейно-вытянутая, часто с поперечным расположением длинных осей минералов распада к границе сохранившегося ортопироксена. Местами оливин-клинопироксеновый агрегат сохраняет лишь мелкие реликты ортопироксена (рис. 3б), иногда полностью замещает ортопироксен и в таких случаях получает гипидиоморфные очертания (рис. 3в). Некоторые ксенокристы напрямую обрастают новообразованным авгитом или титан-авгитом вмещающих пород (рис. 3г). Показательны примеры сложных двупироксеновых вкрапленников (рис. 3д), состоящих из ксеногенных орто- и клинопироксена (фрагментов лерцолитов или вебстеритов), в которых ортопироксеновая составляющая сопровождается симплектитовой оливин-клинопироксеновой оторочкой, в клинопироксеновой части вкрапленников изменений не происходит, а на оба этих минерала нарастает новообразованный клинопироксен. Характерно, что двупироксеновые ксенокристы также стремятся сформировать свойственную этой группе минералов кристаллографическую форму. Интерстиции симплектитовых сростаний заполнены калишпатом, олигоклазом, цеолитом, сапонитом и кальцитом. Аналогичные продукты распада ортопироксена наблюдаются в краевых зонах глубинных ксенолитов, в том числе габброидов, где он местами полностью замещен симплектитом (рис. 3е).

Петрохимические данные (см. табл. 1) выявляют два специфических типа ксенокристов ортопироксена: 1 – лерцолитовый с высокой магнезиальностью ($Mg^* = 0.93-0.87$), 2 – габброидный с низкой маг-

незиальностью ($Mg^* = 0.70$). Состав симплектитовых оливина и клинопироксена по этому показателю неустойчив и в перидотитах варьирует от 0.60 до 0.78, а в ортопироксенах габброидного типа от 0.57 до 0.76, т.е. до значений, близких к аналогичным минералам матрикса и микрофенокристов вмещающих пород. В зоне ортопироксена, непосредственно граничащего с каймой распада, магнезиальность его заметно снижается, а содержания Al_2O_3 и CaO , иногда K_2O , увеличиваются (см. табл. 1).

К совместимым с вмещающими щелочными основными и ультраосновными породами относятся оливин, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, магнетит, шпинель, апатит, нефелин и анортотлаз.

Оливин. Обычный размер зерен 0.3–0.8 мм, в мегакристах – до 2–3 см. Форма варьирует от ксеноморфной до идиоморфной. Часто встречаются корродированные зерна со следами давления, испытанного до захвата их восходящей магмой, зафиксированные в виде несвойственного оливину облачного, или т.н. “клавишного”, погасания (рис. 4а). Часть ксенокристов в той или иной степени рекристаллизована в тонкозернистую массу с микрогранобластовой структурой и размером индивидов от 0.01 до 0.1 мм. В основном рекристаллизация тяготеет к краю зерен, местами развита пятнисто или в виде полос (рис. 4б), более мелкие зерна иногда рекристаллизованы полностью.

Химический анализ оливинов (см. табл. 1) показывает, что его центральные и краевые зоны заметно различаются содержаниями MgO и FeO и значениями Mg^* , соответственно 0.91–0.87 (деплетированные перидотиты) и 0.82–0.83 (близкие к Mg^* оливина вмещающих пород).

Таблица 1. Химический состав ксенокристов и продуктов их изменения, мас. %

Table 1. Chemical composition of xenocrysts and products of their alteration, wt %

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg*	An	
Продукты изменения кварца	1(3)	61.86	–	1.96	–	–	–	35.98	0.2	–	–	100	–		
	2(3)	54.2	–	–	–	6.59	–	16.35	22.59	0.77	–	100	0.85		
	3(1)	65.34	–	14.26	–	4.83	–	0.73	–	2.01	12.81	99.98	–		
	4(1)	43.87	4.28	9.72	–	7.55	–	11.97	21.62	0.98	–	99.99	0.78		
Ортопироксен и продукты изменения	1(2)	54.41	–	4.2	–	5.93	–	34.57	–	–	–	99.11	0.93		
	2(1)	47.91	–	5.39	–	8.49	–	32.07	5.41	–	–	92.27	0.73		
	3(1)	38.95	–	2.41	–	24.16	–	33.38	0.66	–	0.44	100	0.76		
	4(2)	51.92	–	2.76	–	9.51	–	13.76	19.62	1.94	–	99.51	0.76		
	5(1)	51.96	0.14	1.98	–	21.62	0.52	21.45	1.1	0.04	–	98.81	0.7		
	6(4)	36.55	–	–	–	30.72	–	30.77	0.26	–	–	98.3	0.7		
	7(1)	34.98	–	–	–	40.1	–	23.41	0.2	–	–	98.69	0.57		
	8(4)	52.98	0.5	0.59	0.07	10.63	–	14.72	18.29	0.93	–	–	98.71	0.76	
	9(1)	50.93	0.29	2.94	–	13.33	–	11.54	19.7	0.68	–	–	99.41	0.66	
	10(43)	54.59	–	3.43	0.26	6.77	–	33.73	0.89	–	–	99.67	0.92		
11(7)	51.43	0.15	1.83	0.04	24.91	0.59	19.27	1.12	0.07	0.01	99.45	0.64			
Оливин	1(3)	40.93	0.03	–	–	10.8	0.18	47.35	0.13	–	–	99.42	0.91		
	2(2)	39.07	0.05	0.06	–	20.47	0.54	39.59	0.32	–	–	100.1	0.82		
	3(1)	40.12	–	–	–	14.8	–	44.33	0.18	–	–	99.43	0.87		
	4(1)	39.2	–	–	–	19.76	–	41.04	–	–	–	100	0.83		
	5(2)	38.15	–	–	–	24.84	–	36.57	0.45	–	–	100.01	0.77		
	6(1)	38.11	–	–	–	24.32	–	37.62	–	–	–	100.05	0.78		
	7(10)	37.33	0.02	0.04	–	26.19	0.44	35.11	0.42	–	–	99.55	0.75		
	8(19)	39.18	–	–	–	19.06	0.37	40.99	0.34	–	–	99.94	0.83		
Клинопироксен	1(1)	50.36	1.19	4.45	0.74	3.74	–	14.56	24.22	0.51	–	99.77	0.9		
	2(2)	44.77	3.56	8.11	0.51	6.84	–	12.3	23.08	0.83	–	100	0.8		
	3(2)	50.7	0.68	5.52	0.93	4.14	–	16.37	20.95	1.09	–	100.38	0.9		
	4(1)	47.51	2.07	6.37	–	7.17	0.14	13.36	22.96	0.42	–	100	0.81		
	5(49)	44.27	3.86	8.13	–	8.13	0.12	11.08	23.16	0.47	0.11	99.33	0.76		
	6(15)	44.44	3.88	9.64	–	6.22	0.21	12.33	21.61	0.79	–	99.12	0.82		
Амфибол и продукты изменения	1(1)	39.35	7.93	11.98	–	12.27	–	12.86	13.98	2.06	0.57	101	0.71	–	
	2(9)	25.41	11.88	16.46	–	20.24	–	12.73	11.71	1.57	–	100	0.59	–	
	3(3)	38.49	–	–	–	24.08	–	36.85	0.61	–	–	100.03	0.78	–	
	4(3)	44.82	4.09	8.23	–	6.01	–	12.84	23.26	0.75	–	100	0.83	–	
	5(3)	52.81	–	29.86	–	–	–	–	–	12.29	5.04	–	–	57	
	6(9)	40.15	5.81	13.31	–	9.88	0.19	12.29	11.91	2.49	1.05	97.08	0.74	–	
	7(5)	25.79	10.62	16.92	–	18.93	–	13.75	11.78	1.72	–	99.51	0.62	–	
	8(6)	41.42	1.57	13.19	0.39	9.05	0.08	16.16	10.84	2.91	0.86	96.47	0.8	–	
	9(11)	40.12	4.83	13.54	–	10.11	0.11	12.18	11.97	2.18	2.04	97.08	0.75	–	
	10(5)	24.96	11.96	18.18	–	13.22	0.7	15.86	10.04	1.6	–	96.52	0.73	–	
11(4)	25.11	11.05	13.64	–	26.21	0.24	10.61	11.07	1.47	–	–	0.48	–		
Плагиоклаз	1(4)	53.67	0.32	27.98	–	0.81	0.04	0.21	10.45	4.97	0.58	99.03	–	54	
	2(2)	51.85	–	30.25	–	–	–	–	12.93	4.38	0.59	100	–	61	
	3(2)	54.35	0.25	27.14	–	0.84	0.05	0.67	9.95	7.01	0.73	100.99	–	44	
	4(1)	50.79	–	30.34	–	–	–	–	14.77	3.61	0.49	100	–	68	
	5(2)	54.87	–	28.19	–	0.56	–	0.01	11.16	5.3	0.22	100.31	–	54	
	6(7)	51.55	–	30.38	–	–	–	–	12.95	4.51	0.61	100	–	67	

Таблица 1. Окончание

Table 1. Conclusion

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	F	Cl	Сумма
Магнетит и шпинель	1(3)	–	14.94	4.8	–	77.84	–	2.43	–	–	–	–	–	100.01
	2(1)	–	20.83	5.76	–	70.9	–	2.51	–	–	–	–	–	100
	3(63)	0.04	21.46	6.43	0.51	63.89	0.85	4.77	0.12	–	–	–	–	98.07
	4(1)	0.03	10.27	13.54	7.81	57.85	0.37	6.95	0.06	–	–	–	–	96.88
	5(1)	–	0.83	38.01	25.14	19.26	0.13	15.47	–	–	–	–	–	98.84
	6(1)	0.02	17.22	7.58	3.66	63.26	0.6	4.86	0.08	–	–	–	–	97.28
	7(1)	–	–	63.34	–	13.27	–	23.39	–	–	–	–	–	100
	8(1)	–	15.38	10.42	–	67.06	0.8	6.08	0.02	0.24	–	–	–	100
Апатит	1(3)	–	–	–	–	0.59	–	–	53.49	0.36	41.18	3.77	0.61	100
	2(6)	–	–	–	–	–	0.13	–	52.33	–	40.93	6.17	0.44	100

Примечание. В скобках после порядкового номера указано количество анализов, участвующих в расчете средних содержаний. Продукты изменения кварцевых ксенокристов: HP-6G: 1 – зеленовато-желтое стекло в эндозоне кварца, 2 – микролитовый клинопироксен в экзозоне кварца, 3 – темно-коричневое стекло, заполняющее промежутки микролитового пироксена, 4 – клинопироксен матрикса вмещающего базанита.

Химический состав ортопироксена и продуктов его изменения: BP-14G: 1 – ксенокристал (лерцолитовый тип), центральная часть, 2 – краевая часть, вблизи зоны распада; 3–4 – продукты распада: 3 – оливин, 4 – клинопироксен. TH-16: 5 – ксенокристал (габброидный тип); 6–9 – продукты распада: 6–7 – оливин, 8–9 – клинопироксен. Ортопироксен из ксенолитов: 10 – из лерцолитов, 11 – из метагабброидов.

Химический состав оливина: NH-596: 1 – мегакристал, центральная часть, 2 – краевая часть. BP-1G: 3 – мегакристал, центральная часть, 4 – промежуточная часть, 5 – краевая часть, 6 – из зоны рекристаллизации мегакристал. 7–8 – оливин из вмещающих магматических пород: 7 – из матрикса и призматических микрофенокристов, 8 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене перидотитов.

Химический состав клинопироксена: BH-11: 1 – ксенокристалы, центральная часть. BH-1G: 2 – краевая часть. HP-10G: 3 – мегакристал, центральная часть, 4 – краевая часть. 5 – из матрикса и призматических микрофенокристов, 6 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене перидотитов.

Химический состав амфибола и продуктов его изменения: BH-1G: 1 – мегакристал керсутита; 2–5 – продукты распада: 2 – рёнит, 3 – оливин, 4 – клинопироксен, 5 – плагиоклаз. HP-205: 6 – керсутит из верлитов. BH-19G: 7 – рёнит из клинопироксенита. BH-20: 8 – паргасит из лерцолитов. 9 – 11 – керсутит и рёнит из вмещающих магматитов: 9 – фенокристалы керсутита из базанитов и нефелинитов. HT: 10 – рёнит из расплавных включений в оливине и клинопироксене перидотитов. 11 – рёнит из остаточных стёкол в нефелинитах.

Химический состав плагиоклаза: HP-6: 1 – мегакристал, центральная часть, 2 – краевая часть. SQR-012a: 3 – ксенокристал, центральная часть, 4 – краевая часть. 5 – плагиоклаз ксенолитов габброидов. 6 – микролитовый плагиоклаз базанитов.

Химический состав магнетита и шпинели: A-6: 1 – мегакристал магнетита, центральная часть, 2 – краевая часть; 3 – титаномангнетит из вмещающих магматических пород. BH-20: 4 – ксенокристал хром-шпинели. NH-536: 5 и 6 ксенокристал хром-шпинели (хромита): 5 – центральная часть, 6 – краевая часть. HA-21: 7 и 8 – мегакристал герцинита: 7 – центральная часть, 8 – краевая часть.

Химический состав апатита: HA-6: 1 – мегакристал обогащённого фтором апатита. 2 – ультра-фтористый апатит из вмещающих базальтоидов.

Note. In parentheses is number of analyses for mean content calculation. Chemical composition of products of quartz xenocrysts alteration: HP-6G: 1 – moderate yellow green glass at the periphery of quartz, 2 – fine grained clinopyroxene at the outer border of glass, 3 – dusky red glass filling interstices between fine grains of clinopyroxene, 4 – clinopyroxene from basanite matrix.

Chemical composition of orthopyroxene xenocrysts and products of their decomposition: BP-14G: 1 – xenocrystal of Iherzolite type, core; 2 – rim adjacent to the zone of decomposition, products of orthopyroxene decomposition: 3 – olivine, 4 – clinopyroxene. TH-16: 5 – xenocrystal of gabbro type; products of xenocrystal decomposition: 6–7 – olivine, 8–9 – clinopyroxene. Orthopyroxene from xenoliths: 10 – Iherzolite type, 11 – gabbro type.

Chemical composition of olivine: NH-596: 1 – megacrystal, core, 2 – rim. BP-1G: 3 – megacrystal, core, 4 – intermediate zone, 5 – rim, 6 – zone of megacrystal recrystallization. 7–8 – olivine phenocrysts from host magmatic rocks: 7 – prismatic microphenocrysts in rock matrix, 8 – daughter phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotites.

Chemical composition of clinopyroxene xenocrysts: BH-11: xenocrystal, 1 – core. BH-1G: megacrystal, 2 – rim. HP-10G: megacrystal, 3 – core, 4 – rim. 5 – prismatic microphenocrysts in rock matrix, 6 – daughter phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotites.

Chemical composition of amphibole and products of its decomposition: BH-1G: 1 – megacrystal of kaersutite, 2–5 – products of kaersutite decomposition: 2 – rhönite, 3 – olivine, 4 – clinopyroxene, 5 – plagioclase. HP-205: 6 – kaersutite hosted in wehrlite. BH-19G: 7 – rhönite from clinopyroxenite. BH-20: 8 – pargasite xenocrystal hosted in Iherzolite. Kaersutite and rhönite from host rocks: 9 – kaersutite phenocrysts from basanites and nephelinites. HT: 10 – rhönite hosted in melt inclusions in olivine and clinopyroxene from Iherzolites. HT: 11 – rhönite in remnant glasses in nephelinites.

Chemical composition of plagioclase: HP-6: 1 – megacrystal, core, 2 – rim. SQR-012a: 3 – xenocrystal, core, 4 – rim. 5 – phenocrysts hosted in xenoliths of gabbro-norites. 6 – microliths of plagioclase in basanites.

Chemical composition of magnetite and spinel: A-6: 1 – megacrystal of magnetite, core, 2 – rim; 3 – titanomagnetite phenocrysts hosted in magmatites. BH-20: 4 – chrome spinel xenocrystal. NH-536: 5 – megacrystal of chrome spinel, core, 6 – rim. HA-21: 7 – megacrystal of hercynite core, 8 – rim.

Chemical composition of apatite: HA-6: 1 – megacrystal of fluorapatite. 2 – ultra-fluorine fluorapatite phenocrysts hosted in basaltoids.

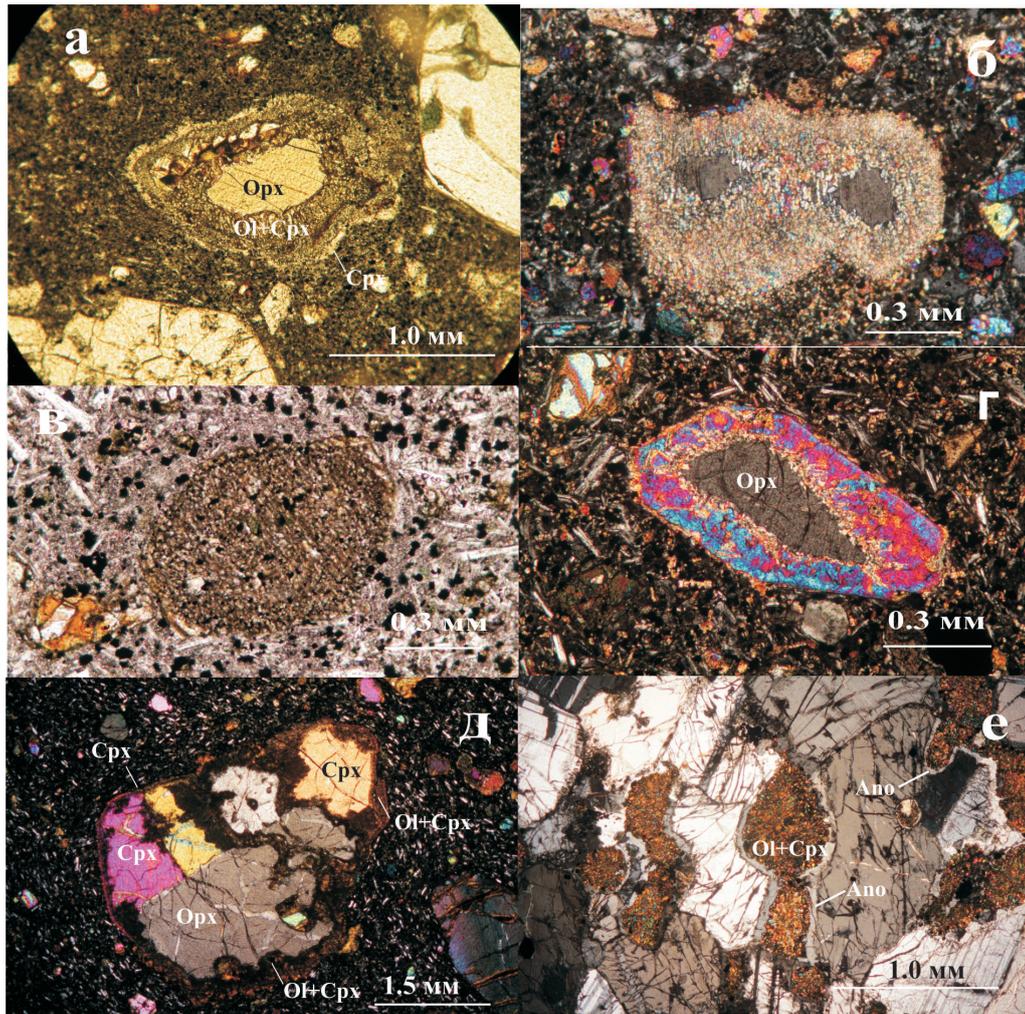


Рис. 3. Ортопироксен и продукты его изменения.

а (PPL) – BH-107 (базанит) – реликт ортопироксена (желтый в центре) с продуктами его распада в виде келифитовой оторочки из *Ol-Cpx*-симплектита и развивающейся с его внешней стороны новообразованного клинопироксена, связанного с кристаллизацией базанита; б (XPL) – HA-141 (базанит) – почти полная псевдоморфоза *Ol-Cpx*-симплектита по ортопироксену (два темно-серых реликта в центре); в (PPL) – SQR-45 (базальт): полная псевдоморфоза *Ol-Cpx*-симплектита правильного пироксенового габитуса по ортопироксену; г (XPL) – CMR-622 (базальт): ксенокристалл ортопироксена (темно-серый в центре), обрастающий клинопироксеном вмещающего базальта; д (XPL) – CMR-826 (базальт): сложный оливин-клинопироксеновый ксенокристалл правильной формы (результат самоогранки), в котором ортопироксен узнается по *Ol-Cpx*-симплектиту (с идингситизированным оливином), а клинопироксен – по тонкой полоске нарастающего на него нового клинопироксена вмещающего базальта; е (XPL) – TH-53 (базальт): ксенолит норита с полными псевдоморфозами *Ol-Cpx*-симплектита по ортопироксену, окруженными тонкой каймой метасоматического анортотклаза.

Fig. 3. Orthopyroxene xenocrysts and products of their alteration.

а – BH-107 (basanite): relic of *Opx* (grayish orange one in the center) surrounded by the products of its decomposition: kelyfite rim composed of *Ol-Cpx* aggregate. Outer rim is composed of new formed *Cpx* which growth was related to basanite crystallization. PPL; б – HA-141 (basanite): almost complete pseudomorph of *Ol-Cpx* symplectite after *Opx* (two brownish gray relics in the center). XPL; в – SQR-45 (olivine basalt): *Opx* is completely replaced by *Ol-Cpx* symplectite and acquired subhedral pyroxene habit. PPL; г – CMR-622 (olivine basalt): bimodal xenocryst of pyroxene composed of *Opx*, brownish gray in the center, overgrown by *Cpx* during host melt crystallization. XPL; д – CMR-826 (olivine basalt): complex multigrain *Opx-Cpx* xenocryst self-faceting and acquiring subhedral habit, *Opx* is recognized by *Ol-Cpx* symplectite with iddingsite after olivine. *Cpx* is recognized by thin rim of *Cpx* overgrowth related to crystallization of host basalt. PPL and XPL, respectively; е – TH-53 (olivine basalt): xenoliths of norite showing complete pseudomorphs of *Ol-Cpx* symplectite after orthopyroxene, symplectite is surrounded by thin rims of anorthoclase (light gray color rims) of metasomatic origin. XPL.

Клинопироксен. По размеру близок к фенокристам (0.6–0.8 мм), иногда образует мегакристы до 15 см в поперечнике. По окраске варьиру-

ет от бесцветного и слабо желтоватого и буроватого до буро-зеленого, коричневато-зеленого и грязно-зеленого. В сравнении с ортопироксеном

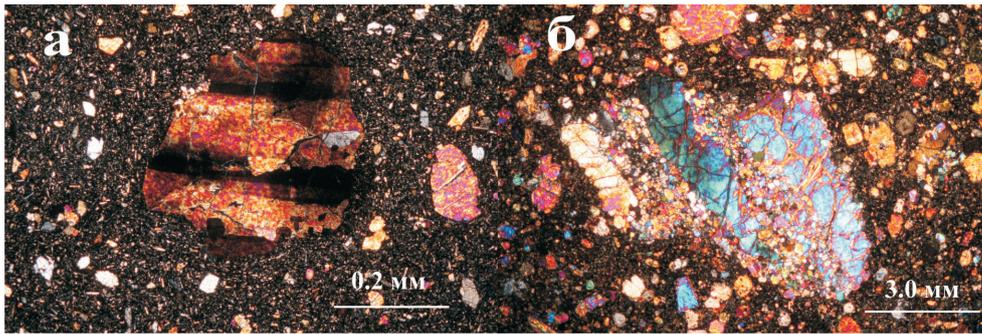


Рис. 4. Оливин.

а (XPL) – НТ-586 (базанит): ксенокристы давленого оливина с “клавишным” погасанием (следы предшествующего захвату давления); б (XPL) – NH-602 (нефелинит): частично рекристаллизованный мегакристал оливина (рекристаллизация развивается в соответствии со структурами давления).

Fig. 4. Olivine xenocrysts.

а – НТ-586 (basanite): remnant zebra-like texture of olivine xenocryst, that was acquired before the grain trapping by the host melt. XPL; б – NH-602 (nephelinite): Partly recrystallized xenocryst of olivine, recrystallization occurred according to pressurized texture. XPL.

и оливином более устойчив к влиянию вмещающих пород и не сопровождается заметными явлениями распада и рекристаллизации. Но нарушение его первичной структуры все же происходит и выражено развитием трещиноватости и образованием зерен с разуплотненной пористой структурой, создающей эффект несвойственной ему шагреновой поверхности. В клинопироксенах крупных ксенолитов такие структуры наблюдаются только в зонах контакта с вмещающими породами и исчезают во внутренних частях, что свидетельствует об их возникновении под воздействием вмещающего расплава (рис. 5а). Выделяется два вида мегакристаллов и ксенокristов клинопироксена: 1 – обычные; 2 – многозернистые, т.е. сростания из нескольких оптически различно ориентированных зерен, объединенных в общую структуру пироксенового габитуса (см. рис. 5в–е). Сложные зерна чаще всего имеют пористую структуру и обрастают чистым клинопироксеном вмещающих пород. Распространены также зерна с зелено-серой (хром-диопсид) пористой центральной зоной и авгитовой и титан-авгитовой непористой краевой (см. рис. 5б), свидетельствующие о двойственности генезиса таких образований. Поры заполнены минералами основной массы вмещающих пород: полевым шпатом, нефелином, титанавгитом, цеолитом, сапонитом, реже биотитом, апатитом и амфиболом. Местами встречаются двуминеральные оливин-клинопироксеновые сростки, связанные общей характерной для клинопироксена формой, и подсказывающие их родство с ксенолитами перидотитов.

Химический состав клинопироксенов (см. табл. 1) показывает увеличение от центральных зон ксенокristов к краевым концентраций TiO_2 , Al_2O_3 и FeO , а в обратном направлении снижение

SiO_2 и MgO , в том числе Mg^* , варьирующей от 0.90 до 0.87 (клинопироксен перидотитов) до 0.80 (краевые зоны ксенокristов и фенокристы вмещающих пород). Внутренние части ксенокristов обогащены Cr_2O_3 (до 0.95 мас. %).

Амфибол представлен керсутитом. Размер варьирует от соизмеримого с фенокристами до мегакристаллов 4.8×2.8 см в поперечнике. Форма идиоморфная и гипидиоморфная. Крайне неустойчив и всегда сопровождается своеобразной структурой распада – поликристаллическим симплектитом, образующим по нему частичные или полные псевдоморфозы с большой долей рёнита (рис. 6а–в). В случаях неполных псевдоморфоз керсутит обычно находится в их внутренней части. Такие же структуры распада, как полные, так и неполные, развиты в ксенолитах перидотитов и пироксенитов, но в них они ксеноморфны, занимают интергранулярные промежутки между оливином и пироксеном (рис. 6г). Кроме рёнита в симплектите развиты титан-авгит, оливин, плагиоклаз, титаномagnetит, цеолиты и сапонит. Отдельные ксенокristы обрастают титан-авгитовой каймой. Наряду с титаномagnetитом, участвующим в распаде амфибола, краевая зона симплектитовых псевдоморфоз обогащается метасоматическим титаномagnetитом вмещающих базанитов (рис. 7). Структура зон распада эвтектоидная графическая.

Химический состав керсутита и продуктов его распада показан в табл. 1. Керсутит отличается от первичного паргасита ксенолитов более низкой Mg^* (соответственно 0.71 и 0.80) и более высоким содержанием TiO_2 (соответственно 6.15 и 1.57 мас. %), близким к фенокристам вмещающих магматитов. Рёнит по Mg^* (0.59 – 0.62) ниже рёнита расплавных включений (0.73) и фенокристов

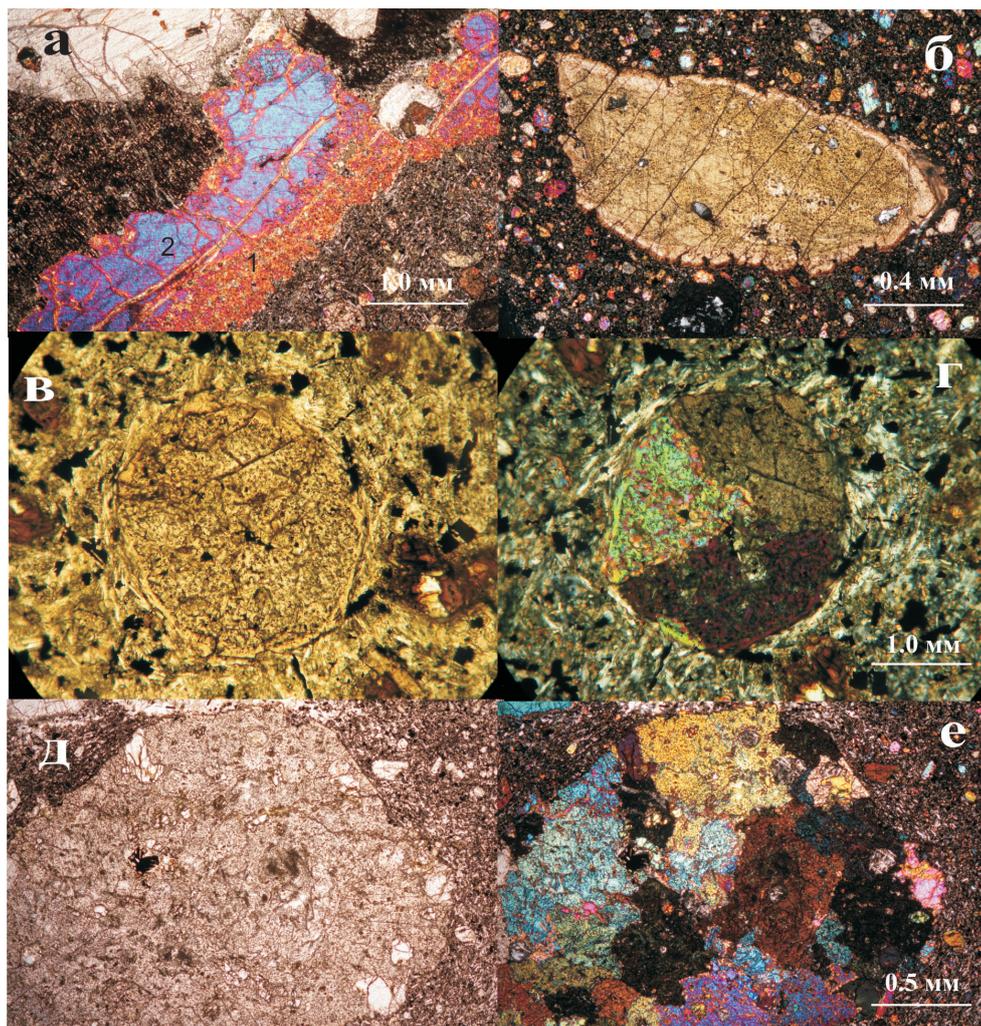


Рис. 5. Клинопироксен.

а (XPL) – НР-385 (базанит): 1 – непористый ксенолит верлита на удалении от контакта с базанитом; 2 – пористый ячеистый клинопироксен на границе с базанитом, замещается ксеноморфным поликристаллическим симплектитом (темно-коричневый агрегат с обильным рёнитом и ориентированной структурой); б (XPL) – НР-604 (нефелинит): ксенокристалл ячеистого желто-зеленого трещиноватого хром-диопсида, обрастающий зональной каймой новообразованного авгита и титан-авгита; в (PPL), г (XPL) – ВН-11 (базанит): ксенокристалл ячеистого клинопироксена, состоящий из трех различно ориентированных зерен с узкой каймой новообразованного авгита, оптически подчиненного сегментам ксенокристалла; д (PPL) и е (XPL) – ВН-815-17 (базанит): мультизернистый ксенокристалл ячеистого клинопироксена (фрагмент ксенолита пироксенита), перекристаллизованный в гипидиоморфный вкрапленник.

Fig. 5. Xenocrysts of clinopyroxene.

а – НР-385 (basanite): 1 – non-porous part of of wehrlite xenolith remote from the contact with basanite; 2 – porous spongy zone of clinopyroxene at the contact to basanite is replaced by anhedral multi mineral symplectite, symplectite is of moderate brown color and shows oriented texture with voluminous rhönite, XPL; б – (nephelinite): Spongy xenocryst of fractured light brown chromian diopside overgrown by rims of new-formed augite and titanium augite. XPL; в и г – ВН-11 (basanite): xenocryst of spongy clinopyroxene composed of three differently oriented grains with thin rim of new-formed augite, augite rim shows sectorial extinction that is partly subordinated to optic orientation of xenocryst segments. PPL and XPL, respectively; д и е – ВН-815-17 (basanite): spongy multi grained xenocryst of clinopyroxene from xenolith of pyroxenite recrystallized into subhedral habit. PPL and XPL, respectively.

(0.75), а Mg^* рёнита остаточных стекол и позд-немагматического рёнита еще ниже (0.48). Всем типам рёнита свойственно высокое содержание TiO_2 (10.62–11.96 мас. %). Оливин и клинопироксен симплектитов по Mg^* неравновесны (соответ-

ственно 0.78 и 0.83). Состав плагиоклаза в них варьирует от An_{53} до An_{62} (в среднем An_{57}).

Плагиоклаз. Размер зерен до (до 3.6×2.0 см), форма от ксеноморфной до гипидиоморфной. Центральные зоны представлены An_{44-54} , а по краям

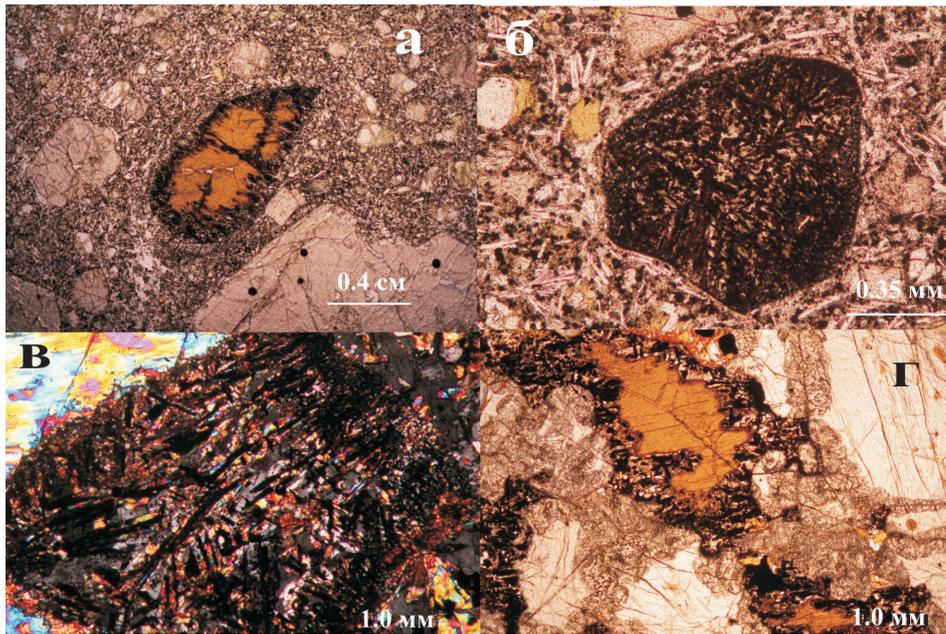


Рис. 6. Амфибол и продукты его изменения.

а (PPL) – CMR-734 (базальт): ксенокристалл керсутита с продуктами распада в виде келифитовой каймы (развитой также вдоль трещин), сложенной полиминеральным симплектитом; видно, что ксенокристалл преобразуется в правильный кристалл; б (PPL) – HP-171 (базальт): идиоморфные псевдоморфозы поликристаллического симплектита по амфиболу, состоящие из обильного рёнита (темно-коричневый, до черного, призматический минерал), титан-авгита, оливина и плагиоклаза; в (XPL) – BH-36 (базанит): полная псевдоморфоза поликристаллического симплектита по амфиболу, образованного рёнитом (длинные темно-коричневые и черные призмы), плагиоклазом, клинопироксеном и оливином); г (PPL) – CMR-749 (базальт): ксеноморфный керсутит, обрамленный поликристаллическим симплектитом, в ксенолите клинопироксенита.

Fig. 6. Amphibole xenocrysts and products of their alteration.

а – CMR-734 (olivine basalt): xenocryst of kaersutite with decomposition products composed of multi mineral symplectite, which forms kelyfite rim and filled the fractures, xenocryst acquires subhedral habit. PPL; б – HP-171 (olivine basalt): euhedral pseudomorph of multi mineral symplectite after amphibole, symplectite is composed of voluminous rhönite (dark gray to grayish black prismatic phase), titanium augite, olivine and plagioclase. PPL; в – BH-36 (basanite): complete pseudomorph of amphibole by multi mineral symplectite, composed of rhönite (elongated brownish gray to grayish black prisms), plagioclase, clinopyroxene, and olivine. XPL; г – CMR-749 (olivine basalt): anhedral kaersutite in xenolith of clinopyroxenite is rimmed by multi mineral symplectite aggregate. PPL.

всегда развит плагиоклаз An_{65-69} , соответствующий плагиоклазу вмещающих пород. Характеризуется развитием структур давления и реакционным

взаимодействием с переносящей их магмой, температурное влияние которой выражено плавлением, реже рекристаллизацией. Начальная стадия плавления проявилась образованием в бортовых частях плагиоклаза или вдоль трещин в нем слабо двупреломляющей пористой зоны шириной 0.06–0.1 мм (рис. 8а) с точечными включения-

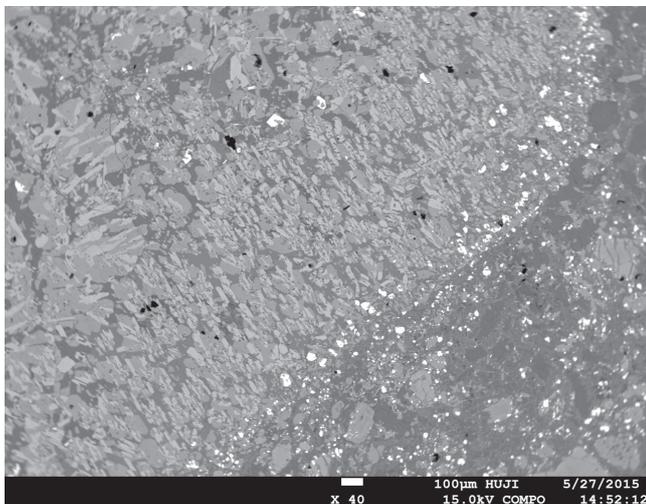


Рис. 7. BH-1G (базанит); снимок в отражённых электронах.

Полная псевдоморфоза поликристаллического симплектита с обильным рёнитом по ксенокристу амфибола (в эндозоне симплектита ясно видна тонкая вкрапленность титаномагнетита, связанная с кристаллизацией базанита).

Fig. 7. BH-1G (basanite); BSE.

Complete pseudomorph of polycrystalline symplectite with voluminous rhönite after amphibole. Fine-grained inclusions of titanomagnetite, which formation was related to basanite crystallization, are clearly seen in the endo-contact zone of symplectite.



Рис. 8. Плагиоклаз.

а (PPL) – SQR-30-1 (базальт): ксенокрист плагиоклаза с пористой краевой оторочкой (начальная стадия изменений под влиянием вмещающего расплава), окаймленный новообразованным плагиоклазом; б (PPL) – ТН-43б (базанит): мультизернистый ксенокрист плагиоклаза (фрагмент ксенолита анортозита) со следами частичного плавления в краевой зоне (зеленовато-желтое стекло), в соседнем более мелком по размеру ксенокристе плавление проявлено сильнее (вкрапления зеленовато-желтого и светло-коричнево-зеленого стекла); в (PPL) – CMR-1096 (базальт): ксенокрист плагиоклаза с “перистеритовой” структурой распада на альбит-олигоклаз и лабрадор (светло-коричневые зерна в плагиоклазе представлены высокофтористым апатитом вмещающего базанита); г (PPL) – НР-197 (базанит): ксенокристы плагиоклаза полностью преобразованные в титан-авгит – плагиоклазовый симплектит с fingerprint-like структурой и окаймленные новообразованным плагиоклазом вмещающего базанита.

Fig. 8. Plagioclase xenocrysts.

а – SQR-30-1 (olivine basalt): plagioclase xenocryst rimmed by porous zone composed of new-formed plagioclase, this is the initial stage of plagioclase alteration by a host melt. PPL; б – ТН-43b (basanite): the fragment of anorthosite xenolith showing multi grained xenocryst of plagioclase with the traces of partial melting in the border zone, the melting is revealed by the formation of pale yellowish orange glass, neighboring lesser in size xenocryst shows more extended rate of melting, both pale yellowish orange and dusky yellow spots of glass are seen. PPL; в – CMR-1096 (olivine basalt): plagioclase xenocryst with “peristerite” texture of exsolution on albite-oligoclase and labradorite, light brown inclusions in plagioclase are composed of fluorapatite with increased fluorine content, apatites with similar fluorine content are similar for host basanite. PPL; г – НР-197 (basanite): xenocrysts of plagioclase completely recrystallized into titanium augite-plagioclase symplectite displaying finger-print texture, xenocrysts are rimmed by new-formed plagioclase which content corresponds to host basanite. PPL.

ми светло-коричневого, зеленого или желтоватого стекла. В зонах более интенсивного развития стекла и одновременно с ним в плагиоклазе образуются fingerprint-like структуры (рис. 8б). В присутствии кальцита зоны плавления и развития таких структур увеличиваются до 0.2 мм. Реже встречаются ксенокристы в которых происходит твердофазный распад плагиоклаза на An_{18-21} и An_{60-62} (рис. 8в). Самый распространенный тип изменений представлен эвтектоидными симплектитовыми сростаниями плагиоклаза с титан-авгитом, развивающимися по его краям, вдоль трещин, иногда по всей площади ксенокриста (рис. 8г). Местами проявляется самоогранка ксенокристов в свойственные плагиоклазу призматические формы, что характерно и для ксенолитов

анортозитов (см. рис. 8б), перекристаллизованных в мегакристы. Аналогичные изменения происходят и в плагиоклазе метагабброидов.

Химический состав (см. табл. 1) подчеркивает сходство ксенокристов с плагиоклазом метагабброидов, а их более основной периферической каймы – с плагиоклазом вмещающих базальтоидов.

Анортоклаз. Развита преимущественно в виде мегакристов размером до 3.5×2.8 см. Иногда в нем сохраняется вторичный мусковит (рис. 9б), образованный, по-видимому, еще до захвата ксенокристов вмещающими породами. В его краевой части местами развита зона плавления шириной от 0.15 до 1.2 мм в виде бесцветного и светло-коричневого или буроватого стекла, которое на границе с реликтовым анортоклазом сменяется зоной

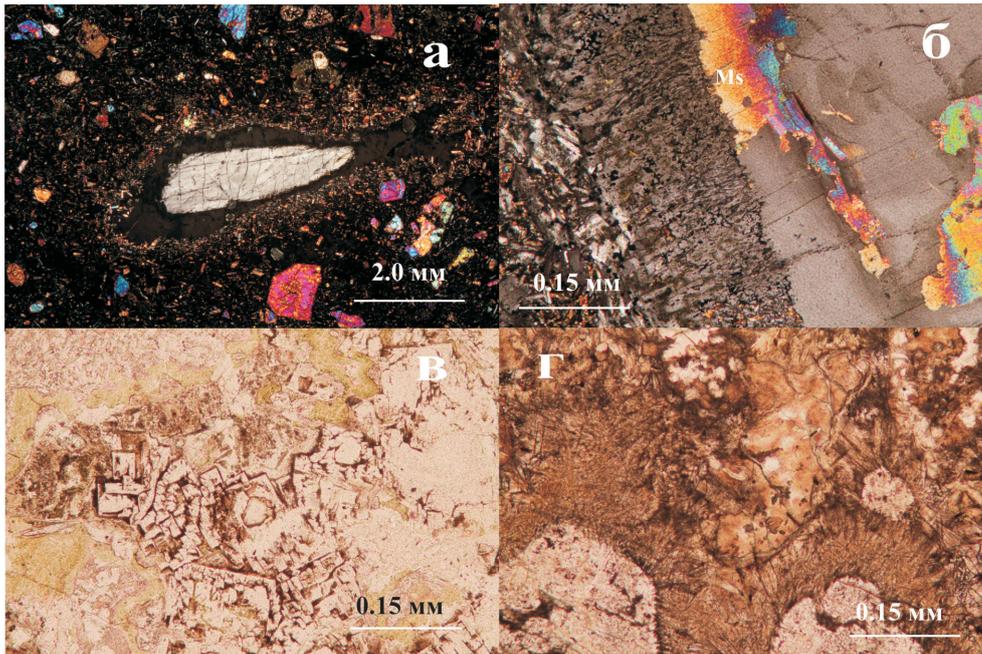


Рис. 9. Анортоклаз.

а (XPL) – HG-2 (базанит) – ксенокристалл анортоклаза, окаймленный зоной плавления в виде бесцветного и светло-буроватого стекла; б – SQR-30-2 (базальт) – мультиксенокристалл анортоклаза, обрамленный зоной развития fingerprint-like структуры с интергранулярным стеклом и мусковитизированным участком; в (PPL) – HG-1907-3 (базанит) – полностью преобразованный ксенокристалл анортоклаза, сохранившийся только в виде фрагмента с fingerprint-like структурой, коричневатого-серого и оливково-зеленого стекла; г (PPL) (базанит) – MG-2-2 – сферолитовая структура, развивающаяся вокруг полевого шпата туфов Zenifim Fm (верхняя кора), метаморфизованных вмещающими базанитами.

Fig. 9. Anorthoclase xenocrysts.

а – HG-2 (basanite). Xenocryst of anorthoclase rimmed by melting zone. Glass phase is uncolored or of moderate brown color. XPL; б – SQG-30-2 (olivine basalt). The rim of multigrained xenocryst of anorthoclase recrystallized into tiny domains with formation of fingerprint-like texture and partial replacement of plagioclase by muscovite. XPL; в – HG-1907-3 (basanite). Completely recrystallized anorthoclase xenocryst with fragment of fingerprint-like texture and moderate brown and pale olive glass. XPL; г – MG-2-2 (basanite). Xenolith of the upper crustal tuffs of the Zenifim Fm. Spherulitic texture develops surround feldspars due to contact metamorphism induced by host basanite. PPL.

образования fingerprint-like структур (рис. 9б). Иногда изменения ограничиваются образованием таких структур по краям ксенокристов (см. рис. 9а и в), иногда охватывают их полностью. Часто ксенокристы пронизаны прожилками цеолита, кальцита и, реже, сапонита и окаймлены ими в виде зон шириной до 1.2 мм. Подобные изменения с образованием наложенных сферолитовой и fingerprint-like структур происходят с калинатровым полевым шпатом также в ксенолитах кристаллокластических туфов протерозойской коры (рис. 9г).

Петрохимической особенностью анортоклаза является присутствие в нормативном составе кварца и гиперстена, определяющими его образование из насыщенной SiO_2 материнской магмы, тогда как для анортоклаза вмещающих пород характерен нормативный нефелин (как показатель кристаллизации из недосыщенного SiO_2 расплава). Состав стекла, возникающего при плавлении анортоклаза, обнаруживает привнос TiO_2 , FeO , MgO , летучих и вынос Na_2O (табл. 2).

Магнетит и шпинель. Магнетит наблюдается в виде зерен осколочной формы и размером от 0.3 мм до 2.0 см. Реакционные взаимоотношения с вмещающими породами выражены развитием в его краевой зоне шириной от 0.03 до 0.22 мм “мирмекитовой” каймы из мелких вростков клинопироксена, олигоклаза и цеолита (рис. 10а). “Мирмекитовые” каймы являются, по-видимому, разуплотненными приконтактными зонами, в которые могли относительно легко проникать продукты поздней кристаллизации базанитов и нефелинитов.

Шпинель представлена двумя типами: 1 – красно-коричневая хромовая, 2 – серо-зеленая и зеленовато-черная герцинитовая. Форма зерен обломочная, размер до 1.0–1.3 мм. Обычно они имеют титаномагнетитовую оторочку шириной от 0.04 до 0.2 мм (рис. 10б, в). Образование оторочки связано с кристаллизацией основной массы вмещающих пород и в том числе ее поздней флюидной фазы, представленной цеолитом и сапонитом. Такая же

Таблица 2. Химический состав анортоклаза и продуктов его изменения, мас. %

Table 2. Chemical composition of anorthoclase xenocrysts and products of its alteration, wt %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	65.94	66.35	60.23	60.42	63.51
TiO ₂	0.15	0.01	0.33	0.41	0.38
Al ₂ O ₃	20.79	20.40	18.93	18.97	21.17
FeO	0.29	0.10	3.76	3.27	0.50
MnO	–	–	0.01	0.06	0.03
MgO	–	–	0.91	–	0.15
CaO	1.24	1.06	1.67	1.49	2.38
Na ₂ O	7.67	7.42	3.40	1.99	7.88
K ₂ O	3.92	5.40	4.19	3.67	4.27
Сумма	100.00	100.74	93.43	91.18	100.27
qu	3.51	4.80	16.58	29.13	–
or	23.22	20.45	24.76	21.69	25.23
ab	64.99	60.42	28.77	16.84	50.58
an	6.20	13.84	8.28	7.39	9.78
ne	–	–	–	–	4.39
c	1.65	0.05	5.77	9.01	–
hy	0.12	0.54	8.64	5.44	–
di	–	–	–	–	1.46
wo	–	–	–	–	0.11
il	0.30	0.06	0.63	0.78	0.72

Примечание. HG-3: 1 – мегакрист. HG-2: 2 – мегакрист, 3 и 4 – стекло краевой зоны мегакриста (продукт его плавления), 5 – анортоклаз из матрикса вмещающих базанитов.

Note. HG-3: 1 – megacryst. HG-2: 2 – megacryst, 3–4 – glass at the periphery of megacrysts, 5 – anorthoclase from matrix of basanites.

картина приконтактных изменений шпинели наблюдается и в ксенолитах перидотитов (рис. 10г).

Геохимические данные (см. табл. 1) показывают значительное повышение в краевых зонах магнетита и шпинели содержания TiO₂ до значений, близких к титаномагнетиту вмещающих пород.

Апатит. Встречается в виде мутно-серых обломочной формы зерен размером до 2.9 мм, местами с хорошо развитой плоскопараллельной структурой, трещинами скалывания и следами рекристаллизации, нередко охватывающей всю их площадь (рис. 11а–в). Пронизан прожилками цеолита или сапонита. Размер доменов рекристаллизованного апатита от микронного до 0.13 мм. Такие же изменения наблюдаются в ксенолитах апатит-магнетитовых и апатит-клинопироксен-магнетитовых пород (рис. 11г). Рекристаллизация является важным признаком отличия ксенокристов от фиолетово-синих микрофенокристов фтор-apatита вмещающих пород. Апатит ксенокристов также обогащен фтором (см. табл. 1) и, вполне вероятно, под воздействием вмещающих магматитов.

Нефелин встречается значительно реже других типов ксено- и мегакристов. Наблюдается в виде мегакристов размером до 4.0 × 2.0 см, рассеченных прожилками цеолита, кальцита и сапонита и неред-

ко обрамлен сплошной или прерывистой каймой из тех же минералов (рис. 12). Каких-либо реакционных изменений на границе нефелина с вмещающими породами не отмечено. Для пород PostArodcgI ассоциации фенокристы нефелина, с которыми можно было бы спутать ксенокристы, вообще не характерны. В них он наблюдается только как интерстициальный минерал основной массы базанитов и нефелинитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Присутствие высокоплотных ксенолитов мантии и нижней коры и продуктов их дезинтеграции (ксено- и мегакристов) в менее плотных и низковязких щелочных базальтовой и ультраосновной магмах обусловлено их быстрым подъемом к земной поверхности со скоростью 0.5–10 м/с [Ringwood, 1975; Kuo, Kirpatrick, 1985; Snelling, 2007]. Быстрый подъем вызывает декомпрессию заключенных в магме ксенолитов, образованных при более высоком давлении, структурные и полиморфные преобразования составляющих их минералов и в конечном счете приводит к плавлению последних. Нижний предел термодинамических условий этих процессов вполне коррелируются с результатами исследования расплавных и флюидных включений в пироксенах и оливинах мантийных ксенолитов Махтеш Рамона, захваченных расплавом в диапазоне давлений 5.9–8.1 кбар и температур 1140–1350°C [Vapnik, 2005].

В процессе продвижения магмы к поверхности находящиеся в ней ксенолиты вследствие декомпрессии распадаются на более мелкие фрагменты и отдельные минералы – ксенокристы. Последние диагностируются по признакам сходства с минералами ксенолитов, в частности по деформированности, характерной “губчатости” (“засоренности”), реакционным продуктам и др. Вмещающие породы наряду с ксенокристами содержат мегакристы, внешне похожие на фенокристы и часто правильной кристаллографической формы. Об их генезисе имеются разные точки зрения. Некоторые исследователи [Binns et al., 1970; Wilkinson, 1975; Evans, Nash, 1979; Ehrenberg, 1982; Irving, Frey, 1984; Dobosi et al., 2003; Kowabata et al., 2011] полагают, что мегакристы авгита, шпинели, анортоклаза, керсутита и других минералов образованы в процессе кристаллизации вмещающих щелочно-базальтовых магм, являются продуктами глубоко залегающих промежуточных очагов или отщеплениями от предшествующих им метасоматитов. Однако другие [Shulze, 1987; Richter, Carmichael, 1993; Barns, Roeder, 2001; Rankenburg et al., 2004] из-за несоответствия с условиями образования вмещающих магм называют их ксено-мегакристами – фрагментами перидотитов, габброидов, пироксенитов и сиенитов. В работах [Nielson, Nakata, 1994;

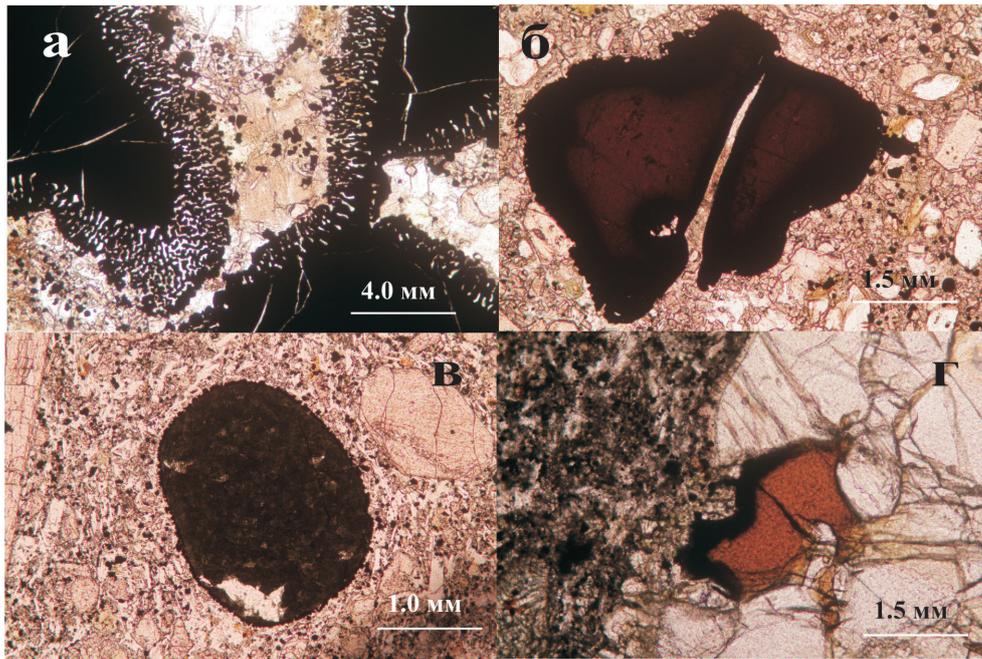


Рис. 10. Магнетит и шпинель.

а – NH-254 (нефелинит): “мирмекитовая” структура, опоясывающая фрагменты дезинтегрированного мегакристалла магнетита; б (PPL) – NH-369 (нефелинит) – ксенокрит хром-шпинели с постепенным переходом в титано-магнетит краевой зоны и апофизом вмещающей породы (с цеолитом в концевой части), с обеих сторон которого развита обогащенная титано-магнетитом кайма; в (PPL) – TH-734 (базанит) – ксенокрит герцининовой шпинели с тонкой оторочкой титаномагнетита, связанного с кристаллизацией вмещающей породы; г (PPL) – HP-70 (базальт) – хром-шпинель в ксенолитах лерцолитов, обрастающая титаномагнетитовой каймой только со стороны вмещающих пород.

Fig. 10. Xenocryst of magnetite and spinel.

а – NH-254 (nephelinite). “Myrmekite texture” contoured the fragments of disintegrated megacryst of magnetite. PPL; б – NH-369 (nephelinite). Xenocryst of chromian spinel showing gradual alteration into titanium magnetite. Veinlet of host melt contains zeolite at its closure and is completely surrounded by rim enriched in titanium magnetite. PPL; в – TH-734 (basanite). Xenocryst of hercynite with thin rim of titanium magnetite, which formation occurred due to crystallization of a host melt. PPL; г – HP-70 (olivine basalt). Chromian spinel in xenoliths of lherzolite. The rim of titanium magnetite was formed at the contact with host rocks only. PPL.

Shaw, Euzaguirre, 2000] внимание акцентируется на гетерогенности мегакристов: одни из них отторженцы метасоматической мантии, другие – кумуляты вмещающих магм.

Воздействие расплава-хозяина на захваченные им посторонние твердые фазы характеризуется широким спектром трансформаций последних: изменениями петрографических и химических особенностей, реакциями твердофазного распада, рекристаллизацией и перекристаллизацией. Отрываясь от ксенолитов отдельные составляющие их минералы оказываются со всех сторон окруженными расплавом и, вследствие этого, испытывают еще более значительный температурный шок, в целом соответствующий пирометаморфизму, доходящему до плавления.

Плавление

К ксенокристам с отчетливыми признаками плавления относятся кварц и полевые шпаты. Кварц в основном захвачен магмой из

мезозойских накоплений района, в малой части из протерозойских туфов и кварцсодержащих гранулитов, что свидетельствует об относительно малой глубине процессов взаимодействия кварц-вмещающий расплав. Температура плавления кварца (1723–1728°C) на 350–400°C выше температуры захвата расплавных включений в минералах ксенолитов Махтеш Рамона [Varnik, 2005]. Тем не менее плавление его является очевидным фактом и происходило, по-видимому, при более низкой температуре. Согласно экспериментальным работам [Островский и др., 1959; Kennedy et al., 1962], плавление кварца с предварительным переходом его в тридимит и кристобалит в условиях корового давления может происходить в интервале температур 1200–1300°C, т.е. в условиях, вполне коррелирующих с захватом упомянутых выше расплавных включений.

Плавление плагиоклаза начинается с образования по его краям мутно-серой разуплотненной каймы с небольшим количеством стекла и разви-

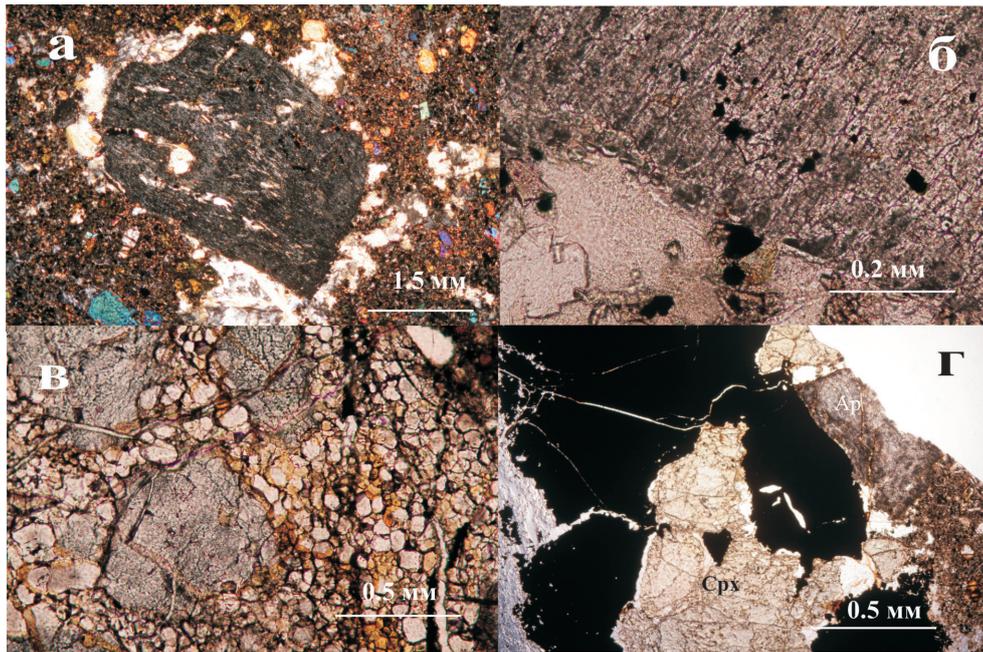


Рис. 11. Апатит.

а (PPL) – HA-2 (базанит) – ксенокристалл рекристаллизованного апатита с прожилками цеолита по трещинам скалывания; б (PPL) – то же, при большем увеличении – проявлен распад апатита на множество мельчайших доменов; в (PPL) – HA-6 (базанит) – фрагмент неполностью рекристаллизованного мегакристалла апатита; г (PPL) – HA-12 (базанит) – ксенолит апатит-клинопироксен-магнетитовой породы (рекристаллизованный апатит – буровато-серое зерно в правой части снимка).

Fig. 11. Apatite xenocrysts.

а и б – HA-2 (basanite). Xenocryst of recrystallized apatite with fractures filled by zeolite. Enlargement shows the decomposition of apatite into the numerous tiny domains. PPL; в – HA-6 (basanite) Fragment of partly recrystallized megacryst of apatite. PPL; г – HA-12 (basanite). Xenolith of apatite-clinopyroxene-magnetite rock. Moderate brown grain of recrystallized apatite is in the right side of the picture. PPL.



Рис. 12. Нефелин.

а (XPL) – HG-2035 (нефелинит) – трещиноватый ксенокристалл нефелина с внешней каймой и прожилками цеолита, связанными с кристаллизацией вмещающей породы; б (XPL) – HG-2013 (базанит) – то же, с прожилками кальцита.

Fig. 12. Nepheline xenocrysts.

а – HG-2035 (nephelinite). Fractured xenocryst of nepheline with outer rim and veinlets composed of zeolite. Zeolite genesis is related to crystallization of host nephelinite. XPL; б – HG-2013 (basanite). Analog to previous sample with veinlets composed of calcite. XPL.

тия решетчатой и fingerprint-like структур (с интерстициальным стеклом между доменами плагиоклаза). Как показали эксперименты [Tsuchiyama, 1985,

1986; Nelson, Montana, 1992], плагиоклаз легко подвергается подобным преобразованиям при низком давлении и высокой температуре (1190–1307°C),

т.е. в термодинамических условиях, вполне приложимых к взаимодействию ксенокристалл–щелочной базальтоид в Махтеш Рамоне.

Мегакристы анортоклаза подвержены более интенсивному плавлению, чем кварц и плагиоклаз. На границе с расплавом-хозяином он плавится с образованием стекла или сферолита, затем следует зона решетчатой и fingerprint-like структур. Появление сферолитовой структуры, как полагают [Arzill, Carroll, 2013], свидетельствует об экстремальном нагреве минерала в условиях корового давления, что подтверждается соответствующими преобразованиями в калишпате ксенолитов протерозойских туфов.

Твердофазный распад

Процессы твердофазного распада, представленные симплектитам, характерны для ксенокристов ортопироксена, амфибола, иногда плагиоклаза, проявлены в виде келифитовых оторочек, линейных зон и полных псевдоморфоз.

Ортопироксен распадается на микролитовый агрегат оливина и клинопироксена. Это явление широко освещено в литературе [Кутолин и др., 1976; Агафонов и др. 1978; Messiga, Bettini, 1990; Arai, Abe, 1995; Kogarko et al., 2001; Villaseca et al., 2010] и воспроизведено экспериментальными исследованиями [Boivin, 1980; Brearley, Scarfe, 1986; Shaw et al., 1998]. Особенностью, отличающей описанную структуру распада от наблюдаемых указанными авторами, является отсутствие в ней стекла, место которого в интергранулярных промежутках занимают полевые шпаты и богатые гидроксильной составляющей цеолит и сапонит.

Симплектиты по керсутиту сложены рёнитом, титан-авгитом, оливином, плагиоклазом, титаномагнетитом и позднемагматическими минералами. Рёнит является индикатором термодинамических условий твердофазного распада амфибола и, согласно исследованиям [Kyle, Price, 1975; Johnston, Stout, 1984; Vapnik, 2005; Lopez et al., 2006; Grapes, Keller, 2010; Шарыгин и др., 2011], стабилен в диапазоне температур 1000–1260°C и давлений в 0.5–4.0 кбар. Экспериментальные исследования ортопироксена [Brearley, Scarfe, 1986; Shaw, 1999; Kogarko et al., 2001; Miller et al., 2012] и амфибола [Van et al., 2004] показывают, что при их распаде происходит образование богатого SiO₂ стекла. В изучаемых образцах подобное стекло не установлено. Наличие же в интерстициях продуктов распада таких минералов, как цеолит, сапонит и кальцит, указывает на важную роль в этом процессе флюидной составляющей магматического расплава. Вероятность прохождения подобных реакций с быстрой раскристаллизацией расплава в тонкокристаллическую массу (без образования стекла) обоснована также экспериментально [Чепуров и др., 2013].

Еще одна форма твердофазного распада изредка наблюдается в ксенокристаллах плагиоклаза и выражена образованием в них “перистеритовой” структуры, отличающейся от обычных перистеритов метаморфических пород более высокими составами сосуществующих плагиоклазов – An₁₈₋₂₁ и An₆₀₋₆₂. Вероятность такой структуры для основных плагиоклазов была экспериментально воспроизведена [Ribbe, 1960] и предполагалась [Миясиро, 1976].

Рекристаллизация и перекристаллизация

Рекристаллизация (термическая деструкция) как признак отличия ксенокристов от фенокристов в наиболее отчетливой форме проявлена в оливине и апатите, реже в плагиоклазе. Развивается в виде образования в ксенокристаллах участков микрозернистого строения, приуроченных к краевым или ослабленным (линейным) зонам. Сочетание в пределах одного зерна новообразованной структуры со структурами давления (“клавишной” в оливине, плоскопараллельной в апатите, волнисто-изогнутой в плагиоклазе) позволяет предположить, что рекристаллизация является реакцией на снятие в этих минералах остаточного напряжения в новых условиях декомпрессии. Кроме того, она обнаруживает тенденцию к выравниванию состава реструктурированных ксенокристов с одноименными минералами матрикса вмещающих пород.

Перекристаллизация (термическая реконструкция) представляет собой один из важнейших процессов, характеризующих структурную перестройку ксенокристов под влиянием окружающего их высокотемпературного расплава. Перестройкой охвачены практически все минералы ксенокристов, как моно-, так и многозернистого строения. Их объединяет способность к преобразованию первоначально ксеноморфных зерен (каковыми они являлись до дезинтеграции ксенолитов) в кристаллографически правильные формы, подобные фенокристаллам вмещающих пород. По аналогии с процессами, рассматриваемыми в биологии и биофизике, это явление морфологической перестройки называют “структурным гомеостазисом” [Горяинов, Иванюк, 2010]. В этом отношении особенно интересны многозернистые срастания, по сути являющиеся небольшими ксенолитами клинопироксенитов, оливинитов и плагиоклазитов с гранобластовой структурой, иллюстрирующих отчетливое стремление к регенерации генетически свойственной им формы, с наглядностью проявленное в клинопироксенах и оливинах. Преобразование характерно и для изначально ксеноморфного (в ксенолитах) керсутита, и для его разновидностей, полностью превращенных в симплектиты, и для полных симплектитов по ортопироксену. Для построения правильных форм иногда используются другие, включенные в них и близкие по химизму минералы, например, оливин и ортопирок-

сен в клинопироксене. В ходе самоогранки прослеживается определенная последовательность: кристаллографическая перестройка гранобластового агрегата в рамках общей для него правильной формы – появление начальных признаков двойникования и упорядочения зональности – оптическая гомогенизация, т.е. превращение разнообразно ориентированных зерен в нормальный кристалл. Способность кристаллов к восстановлению форм естественной огранки в условиях свободного роста, их самоорганизация, известна давно и описывалась как “метод кристаллизации шаров” Артемьева [Шубников, 1935] и “опыт самопроизвольной кристаллизации Лукирского” [Гегузин, 1987] и объясняется стремлением минерала к обеспечению наименьшей энергии поверхности.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

При взаимодействии с несущим расплавом все происходящие в ксенокристаллах онтогенетические изменения устремлены на геохимическое выравнивание их составов с кристаллизующимися из этого расплава минералами и проявляются диффузионным и инфльтрационным замещением ксенокристов химическими элементами окружающего расплава. Диф-

фузионное замещение наиболее заметно в краевых зонах ксенокристов и выражено появлением в них краевых зон, по составу полностью соответствующих минералам вмещающих пород. Так, ксенокристы клинопироксена, ортопироксена и амфибола обрастают авгитом и титан-авгитом, плагиоклаз – более высокоанортитовой каймой, а шпинель и магнетит – титаномагнетитовой. Получаются композиционно бимодальные кристаллы, в которых ксенокристал является затравочным компонентом, индуцирующим развитие более поздней фазы, связанной с кристаллизацией вмещающего расплава.

В целом геохимические данные показывают тенденцию ксенокристов пироксена и оливина к уменьшению в направлении от центральных зон к краевым содержания магния, увеличения в этом же направлении концентраций содержания железа и, соответственно, уменьшения показателя Mg^* до близких к минералам вмещающих пород.

Представляют интерес статистические геохимические данные по распределению в ксенолитах, ксенокристаллах и одноименных с ними минералах вмещающих магматитов SiO_2 (мас. %), значений Mg^* и анортитового числа. Гистограммы (рис. 13 и 14) и диаграмма (рис. 15) отражают рас-

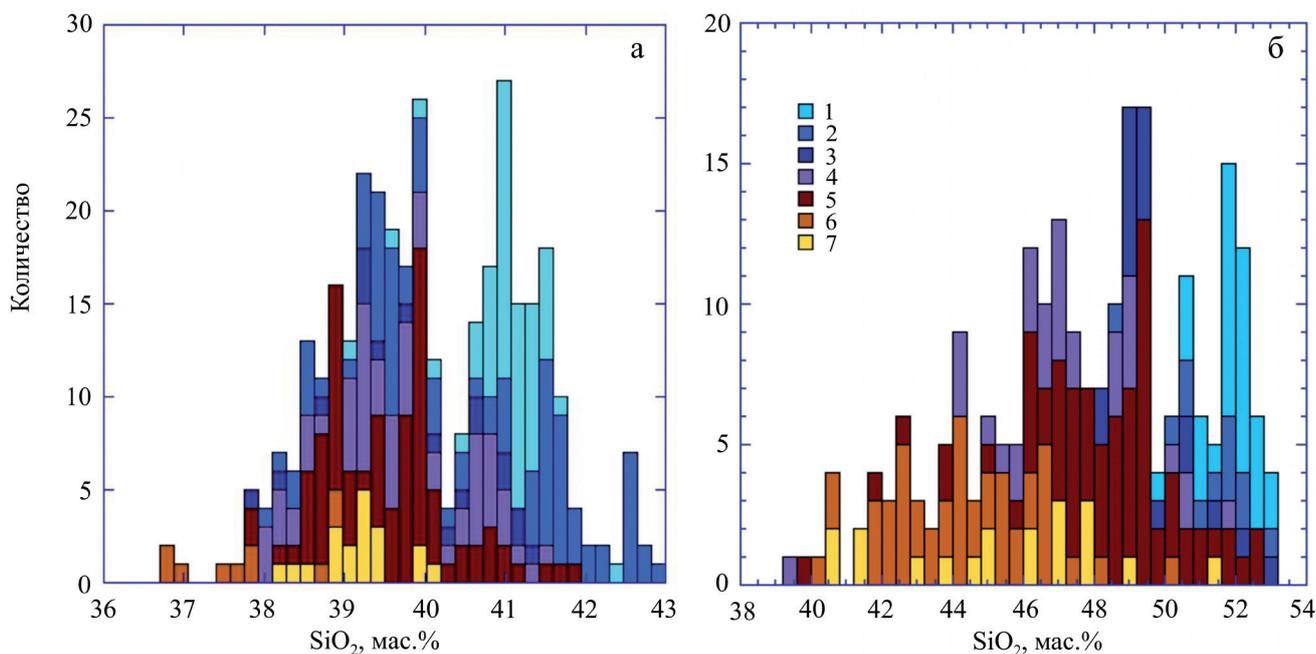


Рис. 13. Распределение SiO_2 в оливинах (а) и клинопироксенах (б) ксенолитов (в выборку включены также ксенокристы) и вмещающих магматических пород.

Ксенолиты: 1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты и вебстериты; магматические породы: 5 – все вкрапленники без разделения их на фенокристы и ксенокристы, 6 – из матрикса и призматических микрофенокристов вмещающих пород, 7 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене ксенолитов перидотитов.

Fig. 13. SiO_2 content in olivine (a) and clinopyroxene (б) hosted in xenoliths (xenocrysts are included) and magmatic rocks.

Xenoliths: 1 – harzburgites, 2 – lherzolites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites and websterites; magmatic rocks: 5 – all mineral inclusions without its subdivision on phenocrysts and xenocrysts, 6 – mineral inclusions in matrix and prismatic microphenocrysts from host magmatic rocks, 7 – mineral phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotite xenoliths.

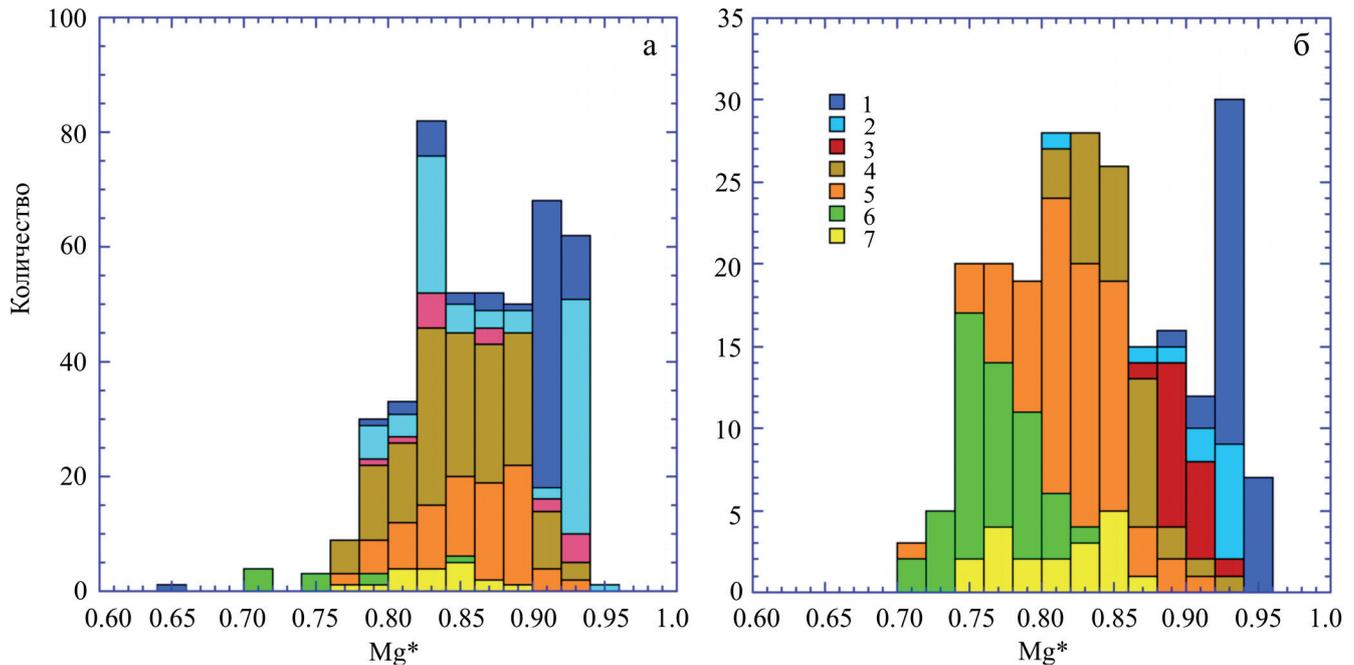


Рис. 14. Распределение Mg^* в оливинах (а) и клинопироксенах (б) ксенолитов (в выборку включены также ксенокристы) и вмещающих магматических пород.

Ксенолиты: 1 – гарцбургиты, 2 – лерцолиты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты и вебстериты; магматические породы: 5 – все вкрапленники без разделения их на фенокристы и ксенокристы, 6 – из матрикса и призматических микрофенокристов вмещающих пород, 7 – из расплавных включений в оливине и клинопироксене ксенолитов перидотитов.

Fig. 14. Mg^* distribution in olivine (a) and clinopyroxene (b) hosted in xenoliths (xenocrysts are included) and magmatic rocks.

Xenoliths: 1 – harzburgites, 2 – lherzolites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites and websterites; magmatic rocks: 5 – all mineral inclusions without its subdivision on phenocrysts and xenocrysts, 6 – mineral inclusions in matrix and prismatic microphenocrysts from host magmatic rocks, 7 – mineral phases in melt inclusions hosted in olivine and clinopyroxene of peridotite xenoliths.

пределение значений SiO_2 (мас. %) и коэффициента Mg^* в оливинах и клинопироксенах ксенолитов, ксенокристов и вмещающих магматитов. При их построении использованы данные предыдущих исследований, в которых все вкрапленники в породах изучаемой ассоциации относились к фенокристам и в связи с этим выделены как группа вкрапленников без подразделения на фенокристы и ксенокристы. Как видно на рис. 14 и 15, эволюция значений Mg^* в оливинах и клинопироксенах ксенолитов и ксенолитов ориентирована на равновесие с одноименными минералами вмещающих пород. Пограничной величиной разделения следует считать $Mg^* = 0.85-0.87$, предельную для оливина и клинопироксена расплавных включений в минералах ксенолитов перидотитов, зерен матрикса и микрофенокристов вмещающих пород. Все более высокие значения относятся к ксенолитам и ксенокристам. Распределение SiO_2 (см. рис. 13) в клинопироксенах и оливинах также подчинено этому тренду и вместе с тем иллюстрирует, что повышенные первичные содержания этого элемента хорошо коррелируются с повышенными значениями Mg^*

(см. рис. 15) в ксенолитах и ксенокристах, отличая их от фенокристов. Разделяющая граница по содержанию кремнезема в оливинах – 40.0 мас. % в клинопироксенах – 50.0 мас. % SiO_2 ; более высокие содержания, соответственно, характерны для ксенолитов и ксенокристов, более низкие – для вмещающих пород, подчеркивая таким образом принадлежность первых к геохимическому типу насыщенных кремнеземом пород, вторых – к недосыщенному. Наличие в выборках магматической группы пород неразделенных вкрапленников оливинов и клинопироксенов с высокими значениями SiO_2 и Mg^* , выходящими за пределы граничных статистических значений, делает реальным предположение о присутствии в этих выборках ксенокристов. Если обратиться к распределению An -составляющей в плагиоклазах ксенокристов, метагабброидов и вмещающих их пород (рис. 16), то можно заметить, что граница раздела их с плагиоклазом вмещающих пород проходит по An_{57-58} : более низкие значения (от An_{42} до An_{57}) характерны для ксенокристов и ксенолитов, более высокие (от An_{57} до An_{73}) – для вмещающих базальтоидов. При этом в группе неразде-

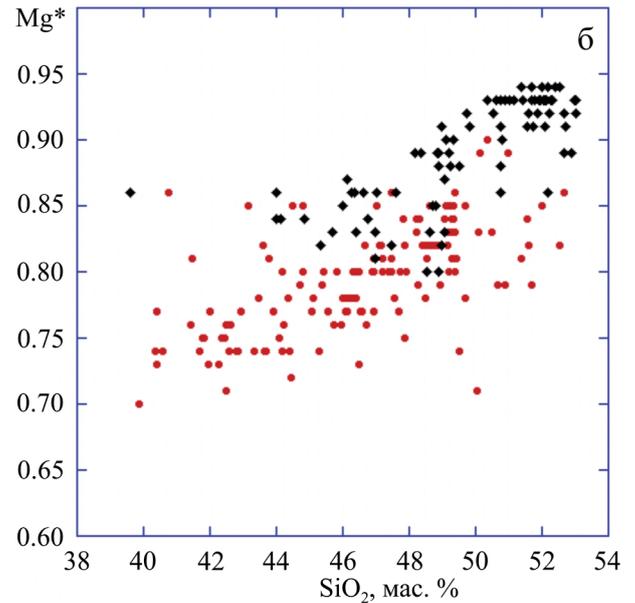
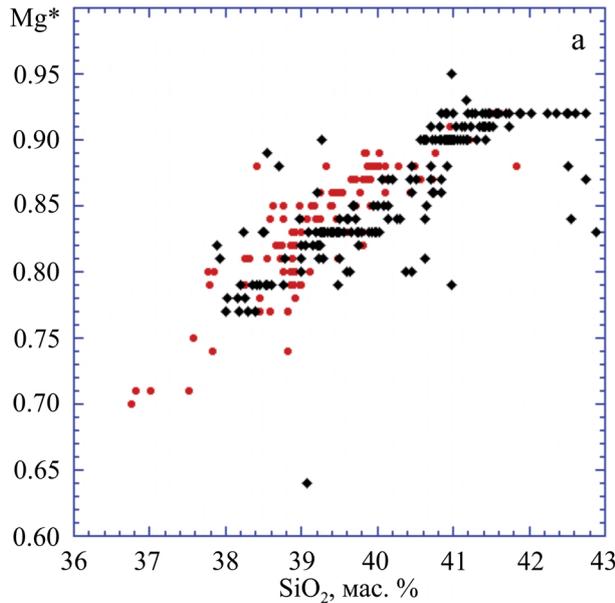


Рис. 15. Соотношение SiO_2 и Mg^* в оливинах (а) и клинопироксенах (б) ксенолитов (с ксенокристами включительно) и вмещающих магматических породах.

Черные ромбы – объединенная выборка из гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, клинопироксенитов и вебстеритов. Красные кружки – объединенная выборка из вмещающих магматических пород.

Fig. 15. Relationship between SiO_2 and Mg^* distribution in olivine (а) and clinopyroxene (б) hosted in xenoliths (xenocrysts are included) and magmatic rocks.

Black rhombs – combined data on harzburgites, lherzolites, wehrlites, clinopyroxenites and websterites; red circles – combined data on all magmatic rocks.

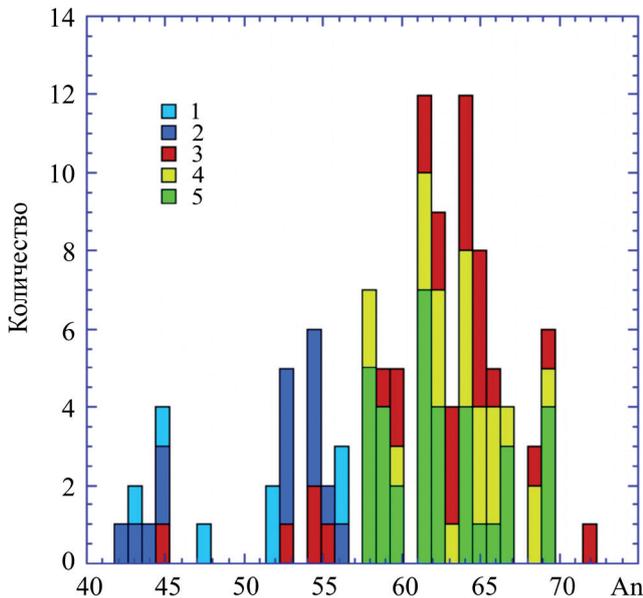


Рис. 16. Распределение An в плагиоклазах ксенолитов метагабброидов (гранулитов), ксенокристов и магматических пород.

1 – метагабброиды, 2 – ксенокристы, 3 – включения вмещающих оливиновых базальтов и базанитов (обобщенная выборка без разделения фенокристов и ксенокристов), 4 – призматические микрофенокристы, 5 – микролиты.

Fig. 16. Anorthite distribution in plagioclase hosted in matagabbro xenoliths (granulites), xenocrysts, and magmatic rocks.

1 – metagabbro, 2 – xenocrysts, 3 – mineral inclusions in host olivine basalts and basanites (all mineral inclusions without its subdivision on phenocrysts and xenocrysts), 4 – prismatic microphenocrysts, 5 – microliths.

ленных вкрапленников обнаруживаются значения, свойственные и плагиоклазу ксенокристов.

Инфильтрационным метасоматозом в той или иной мере охвачены почти все ксенокристы, поскольку декомпрессия нарушает структуру кристаллов, приводит к их разуплотнению и образованию трещин, способствующих перколяции сквозь них вмещающей магмы и ее флюидов. Особенно заметно это в ксенокристах клинопироксена, в котором следы перколяции маркированы т.н. губчатые структуры, выраженными не свойственным ему шагреновым рельефом. Вопрос образования таких структур рассмотрен в ряде работ и решается неоднозначно. Одними исследователями предполагается частичное плавление мантии, запускающее инфильтрацию газово-водных флюидов [Dal Negro et al., 1989; Francis, 1991; Carpenter et al., 2002], другие объясняют ее взаимодействием ксенолитов с магматическими флюидами при подъеме

к поверхности в условиях быстрой редукции давления [Кутолин и др., 1976; Агафонов и др., 1978; Tsuchiyama, 1986; Wang et al., 2012], что вполне совпадает с нашими данными.

К продуктам инфльтрационного замещения относятся и своеобразные симплектиты плагиоклаза, представленные его эвтектоидными сростаниями с титан-авгитом. Плагиоклаз в них имеет решетчатую и fingerprint-like структуру, такую же, как и в зонах начального плавления этого минерала. Однако вследствие диффузии из окружающего расплава FeO, MgO и TiO₂ в нем образуется титан-авгит. Близкую картину обогащения титаномагнетитом симплектитовой псевдоморфозы по керсутиту на границе с вмещающим базальтом показывает рис. 7. К этому же типу метасоматоза следует отнести формирование в краевой части ксенокристов магнетита “мирмекитовой” структуры, имеющей с настоящей мирмекитовой структурой твердофазного распада только внешнее сходство и обусловленной проникновением в его разуплотненные края минералов завершающей стадии кристаллизации вмещающего расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показывает важную роль обычных микроскопических наблюдений, позволяющих обнаруживать вполне определенные признаки различия сосуществующих в единой магматической системе генетически разнородных образований – фенокристов и ксенокристов. Некоторые ксенокристы, в частности кварц и ортопироксен, являясь некогерентными по отношению к вмещающим их щелочно-базальтоидным и нефелинитовым расплавам, определяются легко. Диагностика других, в частности оливина, клинопироксена, амфибола, плагиоклаза, анортоклаза, нефелина, магнетита и апатита, номинально соответствующих возможным кристаллическим фазам расплавов, нередко затруднительна. Тем не менее использование ряда информативных петрографических и геохимических признаков делают ее вполне возможной. Основными факторами, запускающими механизмы взаимодействия расплав–ксенолит, являются декомпрессия, высокотемпературный метаморфизм и метасоматоз. Декомпрессия приводит к дезинтеграции ксенолитов на более мелкие фрагменты и отдельные минералы, деструкции последних, в том числе разуплотнению, развитию пор, каверн и каналов, активизирующих перколяцию растворенных в расплавах флюидов. Метаморфизм соответствует наиболее высокотемпературным фациям контактового метаморфизма, для ряда минералов достигает частичного плавления, а развивающийся на этом фоне метасоматоз ориентирован на выравнивание составов ксенокристов и продуктов кристаллизации вмещающего их расплава.

К числу важнейших критериев, способствующих выявлению ксенокристов, относятся частичное плавление, твердофазный распад, рекристаллизация первичных (дозахватных) структур, перекристаллизация (самоогранка) изначально ксеноморфных зерен в кристаллографически более совершенные формы, изменение состава вследствие метасоматического воздействия вмещающей магмы.

Авторы выражают признательность проф. М. Эйялю (Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева), осуществлявшему общее руководство работами по изучению магматизма Махтеш Рамон, благодарят О. Двира (Еврейский Университет, Иерусалим), В.В. Хиллер (ИГГ УрОРАН, Россия), проф. Я. Кацера, докторантов Б. Элишу, Ц. Голана, И. Гендельмана (Университет им. Бен-Гуриона, Беэр-Шева) за содействие в изучении химических составов минералов; Р. Граноту за предоставление новых данных Ag-Ag-возраста изучаемых пород. Особая благодарность проф. Г.Б. Ферштатеру за исчерпывающие консультации по вопросам петрологии глубинных ксенолитов и ксенокристов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов Л.В., Кутолин В.А., Леснов Ф.П. (1978) Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве. *Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород*. Новосибирск: Наука, 67-84.
- Гегузин Я.Е. (1987) Живой кристалл. М.: Наука, 192 с.
- Горяинов П.М., Иванюк Е.Г. (2010) Энергетическая перколяция – причина самоорганизации литосферных ансамблей. “Проблемы геологии полезных ископаемых и металлогении”. Междунар. конф. М., 205.
- Кутолин В.А., Агафонов Л.В., Чепуров А.И. (1976) Относительная устойчивость оливина, пироксенов и граната в базальтовой магме и состав верхней мантии. *Докл. АН СССР*, **321**, 1218-1221.
- Миясиро А. (1976) Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 535с.
- Островский Н.Ю., Мишина Г.П., Повилайтис В.М. (1959) P-T проекция системы кремнезем–вода. *Докл. АН СССР*, **126**, 645-646.
- Ферштатер Г.Б., Юдалевич З.А., Хиллер В.В. (2016) Ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона (Негев, Израиль) как индикаторы мантийного метасоматоза и магмообразования. *Литосфера*, (3), 5-26.
- Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Агафонов Л.В., Сонин В.М., Чепуров А.А., Томиленко А.А. (2013) Устойчивость ромбического и моноклинного пироксенов, оливина и граната в кимберлитовой магме. *Геология и геофизика*, **54**, 533-544.
- Шарыгин В.В., Котай К., Сабо Ч., Тимина Т.Ю., Тёрёк К., Вапник Е., Кузьмин Д.Е. (2011) Рёнит в щелочных базальтах: включения расплава в фенокристах оливина. *Геология и геофизика*, **52**, 1695-1717.
- Шубников А.В. (1935) Как растут кристаллы. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 174 с.

- Юдалевич З.А., Ферштатер Г.Б., Эйяль М. (2014) Магматизм Махтеш Рамона: геология, геохимия, петрогенезис (природоохранная зона Хар Ха-Негев, Израиль). *Литосфера*, (3), 70-92.
- Arai S., Abe N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *Amer. Mineral.*, **80**, 1041-1047.
- Arzilli F., Carroll M.R. (2013) Crystallization kinetic of alkali feldspars in cooling and decompression induced crystallization experiments in trachytic melt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 1011-1027.
- Baer G., Heimann A., Eshet Y., Weinberger R., Musset A., Sherwood G. (1995) The Saharonim Basalt: A Late Triassic – Early Jurassic intrusion in south-eastern Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.*, **44**, 1-10.
- Ban M., Witt-Eickschen G., Klein M., Seck H. (2004) The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: incongruent break down of amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 511-523.
- Barns S., Roeder P. (2001) The range of spinel composition in Terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302.
- Bédard J.H. (1988) Comparative amphibole chemistry of the Monteregian and White Mountain alkaline suits, and the origin of amphibole megacrysts in alkali basalts and lamprophyres. *Miner. Mag.*, **52**, 91-103.
- Bentor Y. (1952) Magmatic intrusion and lava sheets in the Raman area of the Negev (southern Israel). *Geol. Mag.*, **89**, 129-140.
- Binns R., Duggan M., Wilkinson J. (1970) High pressure megacryst in alkaline lavas from northeastern South Wales with chemical analyses. *Amer. J. Sci.*, **269**, 132-168.
- Boivin P. (1980) Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels. *Bull. Minéral.*, **103**, 491-502.
- Bonen D., Perlman I., Yelin J. (1980) The evolution of trace element concentrations in basic rocks from Israel and their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 397-414.
- Brearley M., Scarfe C.M. (1986) Dissolution rates of upper mantle minerals in alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenoliths survival. *J. Petrol.*, **27**, 1157-1182.
- Carpenter R., Edgar A., Thibault Y. (2002) Origin of spongy textures in clinopyroxenes and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineral. Petrol.*, **74**, 149-162.
- Dal Negro A., Manoli S., Secco L., Piccirillo E.M. (1989) Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes. *Eur. J. Mineral.*, **1**, 105-121.
- Dobosi G., Downes H., Emdey-Istin A., Jenner J. (2003) Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian basin (Hungary). *J. Mineral. Geochem.*, **178**, 217-237.
- Ehrenberg S. (1982) Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field. *J. Petrol.*, **23**, 507-547.
- Evans S., Nash W. (1979) Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona. *Amer. Mineral.*, **64**, 249-267.
- Eyal M., Becker A., Samoilov V. (1996) Mt. Arod – an Early Cretaceous basanitic volcano with a fossil lava lake. *Israel J. Earth Sci.*, **45**, 31-38.
- Ferstater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Francis D. (1991) Some implications of xenoliths glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 175-180.
- Garfunkel Z., Katz A. (1967) New magmatic features in Makhtesh Ramon, southern Israel. *Geol. Mag.*, **104**, 608-629.
- Grapes R.H., Keller J. (2010) Fe²⁺ - dominant rhönite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaisersuhl volcanic complex, Upper Rhine Graben, SW Germany. *Eur. J. Mineral.*, **22**, 285-292.
- Irving A.J., Frey F.A. (1984) Trace element abundance in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacrysts genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1201-1221.
- Johnston A.D., Stout J.H. (1984) Compositional variation of naturally occurring rhönite. *Amer. Mineral.*, **70**, 1211-1216.
- Kennedy D., Wasserburg G., Heard H., Newton R. (1962) The upper three-phase region in the system SiO₂-H₂O. *Amer. J. Sci.*, **260**, 501-521.
- Kogarko L., Kurat G., Ntaflou T. (2001) Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 577-587.
- Kowabata H., Hanui T., Chang Q., Kimura J.-I., Nichols A.R.L., Tatsumi Y. (2011) The petrology and geochemistry of Saint Helena alkali basalt: evaluation of the oceanic crust-recycling model of HIMU OIB. *J. Petrol.*, **52**, 791-838.
- Kuo L.C., Kirpatrick R.J. (1985) Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of peridotite-bearing basaltic magmas. *J. Geol.*, **93**, 691-700.
- Kyle P., Price R. (1975) Occurrences of rhönite in alkali lavas of the McMurdo volcanic group, Antarctica, and Dunedin volcano, New Zealand. *Amer. Mineral.*, **60**, 722-728.
- Lang B., Steinitz G. (1989) K-Ar dating of Mesozoic magmatic rocks in Israel: A review. *Israel J. Earth Sci.*, **38**, 89-103.
- Lopez M., Pompilio M., Rotolo S.R. (2006) Petrology of some amphibole-bearing volcanics of pre-Ellitico period (102–80 ka), Mt. Etna. *Periodico di Mineralogia*, **75**, 151-166.
- Messiga B., Bettini E. (1990) Reaction behavior during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral.*, **2**, 125-144.
- Miller C., Zanetti A., Thoni M., Konzett J., Klotzli U. (2012) Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: textural and geochemical evidence for peridotite-melt reactions. *Lithos*, **128-131**, 11-26.
- Nelson S.T., Montana A., 1992. Sieve-textures plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Amer. Mineral.*, **77**, 1242-1249.
- Nielson J., Nakata J. (1994) Mantle origin and flow sorting of megacryst – xenolith inclusion in mafic dikes of Black Canyon, Arizona. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **1541**, 41 p.
- Rankenburg K., Lassiter J., Brey G. (2004) Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameron vole: chain –

- constrains on magma genesis and crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 129-144.
- Ribbe P. (1960) An X-ray and optical investigation of the peristerite plagioclases. *Amer. Mineral.*, **45**, 626-644.
- Righter K., Carmichael I.S.E. (1993) Mega-xenocrysts in olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. *Amer. Mineral.*, **78**, 1230-1245.
- Ringwood A.E. (1975) Origin and petrology of the Earth's mantle. McGraw-Hill, 618 p.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of thephrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Shaw C.S.J. (1999) Dissolution of clinopyroxene in basanite magma between 0.4 and 0.2 GPa: further implications for the origin Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 114-132.
- Shaw S.J.S., Eyzaguirre J. (2000) Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany. *Lithos*, **50**, 75-95.
- Shaw S.J.S., Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E. (1998) Mechanism of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 354-370.
- Shulze D. (1987) Megacrysts from alkali volcanic rocks. *Mantle xenoliths (ed. P.H. Nixon)*, 443-451.
- Snelling A.A. (2007) Rapid ascent of basalts magmas. *Acts and Facts*, **36**, 10.
- Stein M., Katz A. (1989) Composition of the subcontinental lithosphere beneath Israel: Inferences from peridotitic xenoliths. *Israel J. Earth Sci.*, **38**, 75-87.
- Tsuchiyama A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and origin of crusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1-19.
- Tsuchiyama A. (1986) Melting and dissolution kinetics: application to partial melting and dissolution of xenoliths. *J. Geophys. Res.*, **91**(B9), 9395-9406.
- Upton B.G.J., Finch A.A., Słaby E. (2009) Megacrysts and salic xenoliths in Scottish alkali basalt derivatives of deep crustal and small-melt fractions from upper mantle. *Miner. Mag.*, **73**, 943-956.
- Vapnik Y. (2005) Melt and fluid inclusions and thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel. *Israel J. Earth Sci.*, **54**, 15-28.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Villaseca C., Ancochea E., Orejana D., Jeffries T.E. (2010) Composition and evolution of the lithospheric mantle in Central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. *Petrological evolution of the European lithospheric mantle (Eds: M. Coltorti, H. Downes, M. Grégoire, S.Y. O'Reilly)*. Geol. Soc., London, Spec. Publ., **337**, 125-151.
- Wang Y., Han B., Griffin W.L., Zhang L., Shu G. (2012) Post-entrainment mineral – magma interaction in mantle xenoliths from Inner Mongolia, Western North China craton. *J. Earth Sci.*, **23**, 54-76.
- Wilkinson J.F.G. (1975) Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill Nandewar Mountains, New Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkali volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**, 235-262.

REFERENCES

- Agafonov L.V., Kutolin V.A., Lesnov F.P. (1978) Influence of basaltic magma on xenoliths of ultramafic and mafic rocks, and relative stability of minerals in basaltic melt. *Materialy po petrologii i mineralogii ultraosnovnykh i osnovnykh porod* [Materials on petrology and mineralogy of ultramafic and mafic rocks]. Novosibirsk, Nauka Publ., 67-84. (In Russian)
- Arai S., Abe N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *Amer. Mineral.*, **80**, 1041-1047.
- Arzilli F., Carroll M.R. (2013) Crystallization kinetic of alkali feldspars in cooling and decompression induced crystallization experiments in trachytic melt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **166**, 1011-1027.
- Baer G., Heimann A., Eshet Y., Weinberger R., Musset A., Sherwood G. (1995) The Saharonim Basalt: A Late Triassic – Early Jurassic intrusion in south-eastern Makhtesh Ramon. *Isr. J. Earth Sci.*, **44**, 1-10.
- Ban M., Witt-Eickschen G., Klein M., Seck H. (2004) The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: incongruent break down of amphibole. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **148**, 511-523.
- Barns S., Roeder P. (2001) The range of spinel composition in Terrestrial mafic and ultramafic rocks. *J. Petrol.*, **42**, 2279-2302.
- Binns R., Duggan M., Wilkinson J. (1970) High pressure megacryst in alkaline lavas from northeastern South Wales with chemical analyses. *Amer. J. Sci.*, **269**, 132-168.
- Boivin P. (1980) Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels. *Bull. Minéral.*, **103**, 491-502.
- Bonen D., Perlman I., Yelin J. (1980) The evolution of trace element concentrations in basic rocks from Israel and their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 397-414.
- Brearley M., Scarfe C.M. (1986) Dissolution rates of upper mantle minerals in alkali basalt melt at high pressure: an experimental study and implications for ultramafic xenoliths survival. *J. Petrol.*, **27**, 1157-1182.
- Carpenter R., Edgar A., Thibault Y. (2002) Origin of spongy textures in clinopyroxenes and spinel from mantle xenoliths, Hessian Depression, Germany. *Mineral. Petrol.*, **74**, 149-162.
- Chepurov A.I., Zhimulev E.I., Agafonov L.V., Sonin V.M., Chepurov A.A., Tomilenko A.A. (2013) The stability of ortho- and clinopyroxenes, olivine, and garnet in kimberlitic magma. *Geol. Geofiz.*, **54**(4), 533-544. (In Russian)
- Dal Negro A., Manoli S., Secco L., Piccirillo E.M. (1989) Megacrystic clinopyroxenes from Victoria (Australia): crystal chemical comparisons of pyroxenes from high and low pressure regimes. *Eur. J. Mineral.*, **1**, 105-121.
- Dobosi G., Downes H., Emdey-Istin A., Jenner J. (2003) Origin of megacrysts and pyroxenite xenoliths from the Pliocene alkali basalts of the Pannonian basin (Hungary). *J. Mineral. Geochem.*, **178**, 217-237.
- Ehrenberg S. (1982) Petrogenesis of garnet lherzolite and megacrystalline nodules from the Thumb, Navajo volcanic field. *J. Petrol.*, **23**, 507-547.
- Evans S., Nash W. (1979) Petrogenesis of xenoliths-bearing

- ing basalts from southeastern Arizona. *Amer. Mineral.*, **64**, 249-267.
- Eyal M., Becker A., Samoilov V. (1996) Mt. Arod – an Early Cretaceous basanitic volcano with a fossil lava lake. *Israel J. Earth Sci.*, **45**, 31-38.
- Fershtater G., Yudalevich Z. (2017) Mantle metasomatism and magma formation in continental lithosphere: data on xenoliths in alkali basalts from Makhtesh Ramon, Negev desert, Israel. *Petrology*, **25**, 181-205.
- Fershtater G.B., Yudalevich Z.A., Khiller V.V. (2016) Xenoliths in alkaline basaltoids of Makhtesh Ramon (Negev, Israel) as indicators of mantle metasomatism and magma genesis. *Litosfera*, (3), 5-26. (In Russian)
- Francis D. (1991) Some implications of xenoliths glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **108**, 175-180.
- Garfunkel Z., Katz A. (1967) New magmatic features in Makhtesh Ramon, southern Israel. *Geol. Mag.*, **104**, 608-629.
- Geguzin Ya.E. (1987) *Zhivoy kristall* [Living crystal]. Moscow: Nauka Publ., 192 p. (In Russian)
- Goryainov P.M., Ivanyuk E.G. (2010). Energetic percolation, as a reason of self-organization of lithospheric complexes. "Problemy geologii poleznykh iskopaemykh i metallogenii". Mezhdunarodnaya konferentsiya ["Problems of geology of ore deposits and metallogeny". International conference]. Moscow, 205. (In Russian)
- Grapes R.H., Keller J. (2010) Fe²⁺-dominant rhönite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaisersuhl volcanic complex, Upper Rhine Graben, SW Germany. *Eur. J. Mineral.*, **22**, 285-292.
- Irving A.J., Frey F.A. (1984) Trace element abundance in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacrysts genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1201-1221.
- Johnston A.D., Stout J.H. (1984) Compositional variation of naturally occurring rhönite. *Amer. Mineral.*, **70**, 1211-1216.
- Kennedy D., Wasserburg G., Heard H., Newton R. (1962) The upper three-phase region in the system SiO₂-H₂O. *Amer. J. Sci.*, **260**, 501-521.
- Kogarko L., Kurat G., Ntaflou T. (2001) Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **140**, 577-587.
- Kowabata H., Hanui T., Chang Q., Kimura J-I., Nichols A.R.L., Tatsumi Y. (2011) The petrology and geochemistry of Saint Helena alkali basalt: evaluation of the oceanic crust-recycling model of HIMU OIB. *J. Petrol.*, **52**, 791-838.
- Kuo L.C., Kirpatrick R.J. (1985) Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of peridotite-bearing basaltic magmas. *J. Geol.*, **93**, 691-700.
- Kutolin V.A., Agafonov L.V., Chepurov A.I. (1976) Relative stability of olivine, pyroxenes, and garnet in basaltic magma and composition of the upper crust. *Dokl. Akad. Nauk*, **321**(5), 1218-1221. (In Russian)
- Kyle P., Price R. (1975) Occurrences of rhönite in alkali lavas of the McMurdo volcanic group, Antarctica, and Dune-din volcano, New Zealand. *Amer. Mineral.*, **60**, 722-728.
- Lang B., Hebeda E., Priem H., Steinitz G., Verdumen E. (1988) K-Ar and Rb-Sr Ages of Early Cretaceous Magmatic Rocks from Makhtesh Ramon, Southern Israel. *Israel J. Earth Sci.*, **37**, 65-72.
- Lopez M., Pompilio M., Rotolo S.R. (2006) Petrology of some amphibole-bearing volcanics of pre-Ellitico period (102 – 80 ka), Mt. Etna. *Periodico di Mineralogia*, **75**, 151-166.
- Messiga B., Bettini E. (1990) Reaction behavior during kelyphite and symplectite formation: a case study of mafic granulites and eclogites from the Bohemian Massif. *Eur. J. Mineral.*, **2**, 125-144.
- Miller C., Zanetti A., Thoni M., Konzett J., Klotzli U. (2012) Mafic and silica-rich glasses in mantle xenoliths from Wau-en-Namus, Libya: textural and geochemical evidence for peridotite-melt reactions. *Lithos*, **128-131**, 11-26.
- Miyashiro A. (1976). *Metamorfizm I metamorficheskie poyasa* [Metamorphism and metamorphic belts]. Moscow, Mir Publ., 535 p. (In Russian)
- Nelson S.T., Montana A., 1992. Sieve-textures plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *Amer. Mineral.*, **77**, 1242-1249.
- Nielson J., Nakata J. (1994) Mantle origin and flow sorting of megacryst – xenolith inclusion in mafic dikes of Black Canyon, Arizona. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **1541**, 41 p.
- Ostrovskii N.Yu., Mishina G.P., Povilaitis V.M. (1959) P-T projection of SiO₂-H₂O system. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **126**(3), 645-646. (In Russian)
- Rankenburg K., Lassiter J., Brey G. (2004) Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameron vole: chain-constraints on magma genesis and crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **147**, 129-144.
- Ribbe P. (1960) An X-ray and optical investigation of the peristerite plagioclases. *Amer. Mineral.*, **45**, 626-644.
- Righter K., Carmichael I.S.E. (1993) Mega-xenocrysts in olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. *Amer. Mineral.*, **78**, 1230-1245.
- Ringwood A.E. (1975) Origin and petrology of the Earth's mantle. *McGraw-Hill*, 618 p.
- Samoilov V., Vapnik Ye. (2007) Fractional melting – the determining factor in the origin of thephrite-basanite-nephelinite rock suite: evidence from western Makhtesh Ramon, Israel. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **184**(2), 181-195.
- Sharygin V.V., Kotai K., Sabo Ch., Timina T.Ju., Terek K., Vapnik Ye., Kuz'min D.V. (2011) Rhönite in alkaline basalts: silicate melt inclusions in olivine phenocrysts. *Geol. Geofiz.*, **52**(11), 1695-1717. (In Russian)
- Shaw C.S.J. (1999) Dissolution of clinopyroxene in basanite magma between 0.4 and 0.2 GPa: further implications for the origin Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **135**, 114-132.
- Shaw S.J.S., Eyzaguirre J. (2000) Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany. *Lithos*, **50**, 75-95.
- Shaw S.J.S., Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E. (1998) Mechanism of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **132**, 354-370.
- Shulze D. (1987) Megacrysts from alkali volcanic rocks. *Mantle xenoliths* (ed. P.H. Nixon), 443-451.
- Snelling A.A. (2007) Rapid ascent of basalts magmas. *Acts and Facts*, **36**, 10.
- Stein M., Katz A. (1989) Composition of the subcontinental lithosphere beneath Israel: Inferences from peridotitic xenoliths. *Israel J. Earth Sci.*, **38**, 75-87.
- Tsuchiyama A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of crusty plagioclase in andesites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**, 1-19.

- Tsuchiyama A. (1986) Melting and dissolution kinetics: application to partial melting and dissolution of xenoliths. *J. Geophys. Res.*, **91**(B9), 9395-9406.
- Upton B.G.J., Finch A.A., Slaby E. (2009) Megacrysts and salic xenoliths in Scottish alkali basalt derivatives of deep crustal and small-melt fractions from upper mantle. *Miner. Mag.*, **73**, 943-956.
- Vapnik Y. (2005) Melt and fluid inclusions and thermobarometry of mantle xenoliths in Makhtesh Ramon, Israel. *Israel J. Earth Sci.*, **54**, 15-28.
- Vapnik Y., Sharygin V., Samoilov V., Yudalevich Z. (2007) The petrogenesis of basic and ultrabasic alkaline rocks of western Makhtesh Ramon, Israel: melt and fluid inclusion study. *Inter. J. Earth Sci.*, **96**, 663-684.
- Villaseca C., Ancochea E., Orejana D., Jeffries T.E. (2010) Composition and evolution of the lithospheric mantle in Central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. *Petrological evolution of the European lithospheric mantle* (Eds M. Coltorti, H. Downes, M. Grégoire, S.Y. O'Reilly). Geol. Soc., London, Spec. Publ., **337**, 125-151.
- Wang Y., Han B., Griffin W.L., Zhang L., Shu G. (2012) Post-entrainment mineral – magma interaction in mantle xenoliths from Inner Mongolia, Western North China craton. *J. Earth Sci.*, **23**, 54-76.
- Wilkinson J.F.G. (1975) Ultramafic inclusions and high pressure megacrysts from a nephelinite sill Nandewar Mountains, New Wales, and their bearing on the origin of certain ultramafic inclusions in alkali volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **51**, 235-262.
- Yudalevich Z.A., Fershtater G.B., Eyal M. (2014) Magmatism of Makhtesh Ramon: geology, geochemistry, petrogenesis (natural reserve of Har Ha-Negev, Israel). *Litosfera*, **3**, 70-92. (In Russian)

УДК: 552.511:551.2:553.81

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-743-757

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ФЛЮИДОЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЕВЫХ СТРУКТУР (УРАЛЬСКИЙ ТИП)

© 2018 Л. Н. Шарпенюк, Л. И. Лукьянова, О. В. Петров

*Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ) 199106, Санкт-Петербург, В.О., Средний пр., 74,
email: Lyudmila_sharpenok@vsegei.ru*

Поступила в редакцию 26.12.2017 г., принята к печати 06.06.2018 г.

Геолого-петрологическая модель формирования алмазоносных флюидоэксплозивных брекчиевых образований представляет собой формализованную систему признаков ряда однотипных структур Приуральской и Западно-Уральской зон Пермского края. Модель отражает основные закономерности строения этих структур, вещественного состава пород и условий их становления. Охарактеризованы региональная и локальная геологические позиции алмазоносных образований и свойственные полям их развития геофизические параметры. Показана необходимость шлихо-минералогических и геохимических исследований при проведении поисковых работ по выявлению алмазоносных объектов. Это позволит установить специфику минеральных ассоциаций и геохимических аномалий, свойственных регионам развития этих образований. Приведена детальная характеристика геологической структуры, к которой приурочено наиболее полно изученное месторождение Ефимовское. На примере этого месторождения показана форма брекчиевых тел и полифазное их строение, отражена специфика текстур и структур пород. Особое внимание уделено петрографической характеристике всех разновидностей флюидоэксплозивных брекчий (ФЭБ), в различной мере сочетающихся обломочный, протоматматический и новообразованный флюидогенный материал. Приведена характеристика и специфика минеральных зерен различного происхождения, многие из которых насыщены газовой-жидкими включениями, обладают блоковым погасанием, а в кварце – планарными элементами. Подчеркнуты различия в алмазоносности пород, принадлежащих к разновидностям последовательных фаз формирования флюидогенных брекчиевых образований. Рассматриваемая в статье модель позволит при изучении вновь выявленных брекчиевых образований с ограниченным числом параметров прогнозировать недостающие их признаки, а также оценочные параметры в отношении возможной алмазоносности.

Ключевые слова: геолого-петрологическая модель, Приуральская и Западно-Уральская зоны Пермского края, алмазоносные флюидоэксплозивные брекчиевые структуры, месторождение Ефимовское, петрографическая и минералогическая характеристики брекчий, алмазоносность

GEOPETROLOGICAL MODEL OF FORMATION DIAMOND-BEARING FLUID-EXPLOSIVE BRECCIA STRUCTURES (URALS TYPE)

Lyudmila N. Sharpenok, Lyudmila I. Lukianova, Oleg V. Petrov

*A.P. Karpinsky All-Russian Geological Institute, 74 V.O., Srednii Av., St.Petersburg, 199106 Russia,
e-mail: Lyudmila_sharpenok@vsegei.ru*

Received 26.12.2017, accepted 06.06.2018

Geopetrological model of diamond-bearing fluid-explosive breccia formations is a well-structured system of the features that are typical of several similar formations in the Cis-Ural and West Ural areas of the Perm Krai. The model reflects a number of basic common factors in these structures' morphology, their rock composition and the conditions for their formation. Regional and local geological positions featuring diamond-bearing formations as well as the parameters common for their widespread formation areas are characterized. The necessity of mineralogical and geochemical studies of black sand, while prospecting for diamond-bearing targets is highlighted. This will help identify specific mineral associations and geochemical anomalies typical of these widespread formation areas. The description of the geological structure, which the best-studied Efimov deposit, is given in detail. The description of this deposit is used as an example of illustrating the shape of breccia bodies and their polyphase structure, as well as describing their texture and rock structure specifics. Particular attention is paid to the petrographic characteristics of all kinds of fluid-explosive breccias, which to a different extent contain clastic, protomagmatic and newly formed fluidogenic material. The paper gives the characteristics and specifics of mineral grains of various origin, many of which are abundant in gas-liquid inclusions, characterized by block extinction, while quartz possess planar elements. Brought into focus are the differences in the diamond bearing capacity

Для цитирования: Шарпенюк Л.Н., Лукьянова Л.И., Петров О.В. (2018) Геолого-петрологическая модель формирования алмазоносных флюидоэксплозивных брекчиевых структур (уральский тип). *Литосфера*, **18**(5), 743-757. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-743-757

For citation: Sharpenok L.N., Lukianova L.I., Petrov O.V. (2018) Geopetrological model of formation diamond-bearing fluid-explosive breccia structures (urals type). *Litosfera*, **18**(5), 743-757. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-743-757

of rocks belonging to different successive evolution phases of fluid breccia formations. The model considered in the paper will make it possible in the course of studies of newly discovered breccia structures with a limited number of parameters to predict their missing features and assessment criteria with respect to possible beneficial mineralization.

Key words: *geopetrological model, the Cis-Urals and West Urals areas of the Perm Krai, diamond-bearing fluid-explosive breccia formations, the Efimov deposit, petrographic and mineralogical characteristics of breccias, diamond potential*

ВВЕДЕНИЕ

Прототипом флюидоэксплозивных образований уральского типа являются алмазоносные брекчии и образованные ими структуры, развитые в приуральской и западно-уральской частях Пермского края. Здесь к настоящему времени выявлено 19 таких объектов (2 месторождения и 17 проявлений) с суммарной прогнозно-ресурсной базой в 5270 тыс. карат. Модель подготовлена на основе наиболее изученных месторождений и проявлений Ефимовского, Рыбьяковского, Вишерского и Яйвинского районов. Для этих объектов при проведении поисковых работ была получена документация естественных обнажений, горных выработок, керна буровых скважин и добычных карьеров. Кроме того, для полноты модели привлечен материал по другим объектам этого края (Малая Порожная, Южная Рассольная, Илья-Вож, Волынка и др.), а также по аналогичным объектам некоторых других регионов России и зарубежья [Алмазоносные..., 2011].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВИШЕРСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

В тектоническом плане исследуемые рудные районы находятся на стыке крупных тектонических структур Урала, Тимана и восточной окраины Восточно-Европейской платформы. В геологоструктурном отношении они приурочены к алмазоносной Западно-Уральской мегазоне, расположенной между Предуральским краевым прогибом и Центрально-Уральской мегазоной. Западно-Уральская структура сложена преимущественно осадочными образованиями палеозоя и в меньшей мере – докембрия, сложно дислоцированными, надвинутыми к западу и, в свою очередь, перекрытыми крупными аллохтонами, перемещенными из Центрально-Уральской мегазоны. Она характеризуется присутствием архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, что установлено по геофизическим данным и подтверждено глубоким бурением. По геофизическим параметрам земная кора зоны относится к внутрикратонному подтипу, сформированному в архее–раннем протерозое [Берлянд, 2007]. Фундамент сложен глубоко метаморфизованными и дислоцированными осадочными и магматическими породами архея и нижнего протерозоя. Он имеет глыбово-блоковое строение с интен-

сивной раздробленностью глубинными разломами, в том числе сдвиговыми и надвиговыми, и залегает на глубине 4–6 км [Гринсон, 1971].

Рассматриваемый для примера Вишерский район, как и другие алмазоносные районы Пермского Предуралья, приурочен к краевым пограничным частям платформы с жестким неглубоко залегающим докембрийским фундаментом, усложненным активно подвижными зонами [Лукьянова и др., 1997, 2005; Берлянд, 2007; Петров и др., 2012]. Он характеризуется градиентными зонами гравитационного поля – отрицательными гравиметрическими аномалиями, в том числе специфическими зонами в виде “цепочек” отрицательных прерывистых аномалий, а также аномалиями эндогенного теплового потока. К гравиметрическим аномалиям добавляется качественный геомагнитный признак, свойственный району, – наличие субвертикальных неоднородностей на петромагнитных и плотностных разрезах с локальными магнитными аномалиями небольшой интенсивности (3–20 нТл). Они выявляются методом спектрально-пространственного анализа геомагнитных полей вдоль профилей и, как показали исследования в Вишерском и Яйвинском районах [Петрова, Мавричев, 2004; Алмазоносные..., 2011], предположительно связаны с флюидоэксплозивными алмазоносными породами. “Следы” продвижения по ослабленным зонам с глубины к поверхности флюидогенного материала, содержащего ксеногенные обломки разнообразного состава, также отражаются в петромагнитном разрезе в виде неоднородностей намагниченности. Детальные геофизические работы (гравиразведка м-ба 1:10 000 и электроразведка методом ВЭЗ) показали, что флюидоэксплозивные брекчиевые тела в поле силы тяжести характеризуются отрицательными аномалиями, часто фиксирующими линейные зоны. На геоэлектрических разрезах “глинизированные” (аргиллизитовые) разновидности брекчий имеют значения ρ_k 200–600 Ом·м, а “песчанистые”, существенно кварцевые разновидности – 900–1500 Ом·м.

К характеристике алмазоносных районов следует добавить результаты следующих специфических исследований.

– Выявление индикаторных для поисков алмазов “шлихо-минералогических ассоциаций” [Жуков и др., 1978]. Они характеризуются постоянным присутствием в различных количественных соотношениях лимонита, гематита, кианита, ставро-

лита, турмалина, рутила, корунда, пирропа, пиропальмандина, хромшпинелидов, шпинели и самородных металлов. Гранулометрическим признаком этих ассоциаций является их разнородность, а морфогенетической особенностью – постоянное присутствие округлых зерен (сферитов) с гладкой блестящей и тонкошероховатой (корродированной) поверхностью (лимонит, гематит, карбонаты).

– Установление по первичным и вторичным ореолам рассеяния геохимических аномалий таких элементов, как Co, Ni, Cr, Se, Be, Ba, Ti, Pb, Zn, As, Y, Ag.

По региональной геолого-структурной позиции для алмазоносных районов характерны следующие показатели.

1. Значительные мощности перекрывающего фундамента осадочного чехла (4.0–7.0 км) и земной коры (от 35–40 до 45–50 км).

2. Градиентные зоны гравитационного поля (отрицательные гравиметрические аномалии, в том числе специфические зоны в виде “цепочек” отрицательных прерывистых аномалий), а также аномалии эндогенного теплового потока.

3. Раздробленность фундамента зонами глубинных разломов, благоприятными для проникновения в земную кору эндогенных флюидов, а также присутствие на пути продвижения флюидного вещества к поверхности так называемых структурных “ловушек”, особенно перспективных для разгрузки флюидов. Среди них участки пересечения глубинных разломов; участки примыкания разломов к бортам крупных структур опускания (авлакогенов) или поднятий докембрийских комплексов; зоны сместителя надвигов, тяготеющие к контактам разновозрастных (докембрийских и палеозойских) комплексов; ядра антиклиналей и крупные формы понижения рельефа, осложненные зонами дробления.

4. Проявление на определенных этапах развития подвижной системы эпейрогенических движений различной направленности и амплитуды, способствующих продвижению и внедрению глубинных флюидов.

5. Широкое развитие в чехле следующих осадочных отложений: *песчаных* – благоприятной среды для локализации внедряющихся флюидов с образованием пластовых тел, жил, штокверковых зон и других брекчиевых структур; *алевроитоглинистых*, являющихся экраном, препятствующим движению флюидов к поверхности и способствующих их концентрации в закрытой системе.

6. Проявления в районе магматизма основного и ультраосновного составов, что является косвенным признаком возможного обнаружения алмазоносных брекчий, поскольку с этими породами предполагается некая сопряженность – унаследованная парагенетическая связь при отсутствии генетической.

7. Повышенная алмазоносность территории и обнаружение в регионе преимущественно криво-

гранных округлых (уральский или бразильский тип) алмазов в сочетании со специфическими геохимическими и минералогическими аномалиями.

Основная и самая крупная тектоническая структура Вишерского алмазоносного района – Полюдовско-Колчимский антиклинорий, ограниченный с юго-запада и северо-востока глубинными крутопадающими разломами, проявленными в геофизических полях и перекрытыми аллохтонными пластинами крупных надвигов и сдвиго-надвигов различных возрастов (рис. 1). Ядро антиклинория – карбонатные и терригенные отложения верхнего рифея и венда, крылья сложены породами палеозоя, в основании которого залегают кварцевые песчаники и конгломераты верхнего ордовика или карбонатные породы верхнего силура. Необходимо отметить, что совокупность разломов создает клавишное строение региона, образованное сетью субпараллельных сбросо-сдвиговых структур. В узлах пересечения разломов, осложненных зонами дробления, развивается сетчатая система трещиноватости – ослабленные зоны, которые служат путями проникновения продуктов эндогенных процессов, в том числе переноса и переотложения рудного вещества и внедрения магмы с образованием плагиоперидотит-эссекситовых и долеритовых гипабиссальных образований, а также алмазоносных флюидоэксплозивных пород.

В составе Полюдовско-Колчимского антиклинория обособляются две крупные антиклинали: на северо-западе – Колчимская, на юго-востоке Тулым-Парминская, разделенные синклинальной седловиной. Ядра антиклиналей образованы карбонатными и терригенными довольно интенсивно смятыми породами нижнего рифейско-ордовикского структурного яруса платформенного чехла, погружающимися на северо-восток с осложнениями взбросо-сбросового и сдвиго-надвигового характера. В крыльях антиклиналей залегают палеозойские (силур–пермь) также терригенно-карбонатные слабо дислоцированные отложения верхнего структурного яруса чехла. На юго-западе и северо-востоке антиклинорий ограничен глубинными разломами. Они проявлены в физических полях, однако в большинстве случаев перекрыты палеозойскими отложениями, в том числе и по надвигам. Именно вдоль этих глубинных разломов расположены (или проецируются на них) проявления алмазоносных флюидоэксплозивных брекчиевых образований. Лишь единичные из них тяготеют к оперяющим разломам более низкого порядка.

Флюидоэксплозивные образования наиболее изученного Ефимовского месторождения приурочены к северо-восточной части Колчимской антиклинали. Здесь терригенные вендские отложения погружаются с осложнениями сдвигового характера под положо залегающие терригенно-карбонатные отложения

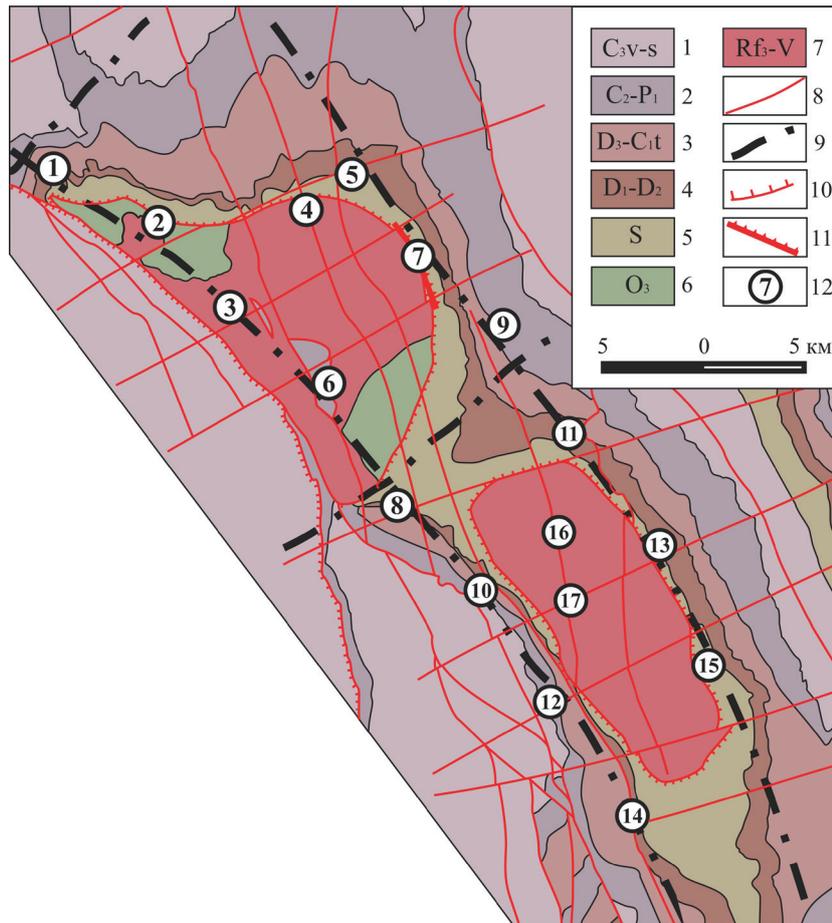


Рис. 1. Геолого-структурная схема Полюдовско-Колчимского антиклинория [Алмазозносные..., 2011].

1–5 – отложения палеозойского этажа: 1 – визейско-серпуховские, 2 – среднекаменноугольно-нижнепермские, 3 – верхнедевонско-турнейские, 4 – нижне-среднедевонские, 5 – силурийские; 6–7 – отложения рифейско-нижнепалеозойского этажа: 6 – ордовикские, 7 – рифейско-вендские; 8 – тектонические нарушения; 9 – региональные глубинные разломы, скрытые под вышележащими отложениями; 10 – границы структурно-тектонических этажей; 11 – фрагмент колчимского надвига; 12 – рудные узлы: 1 – Сторозhevский, 2 – Ключевской, 3 – Дресвяная степь, 4 – Чурочинский, 5 – Жалинский, 6 – Буркочимский, 7 – Ефимовский, 8 – Светлинский, 9 – Вольнский, 10 – Ильявожский, 11 – Водораздельный, 12 – Полуденно-колчимский, 13 – Кочешорский, 14 – Северо-Колчимский, 15 – Верхнетулымский, 16 – Быстринский, 17 – Нижнекочешорский.

Fig. 1. Geological and structural scheme of the Poludovsko-Kolchimsky anticlinorium [Almazonosnye..., 2011].

1–5 – Paleozoic sediments: 1 – Visean-Serpukhovian, 2 – Middle Carboniferous-Lower Permian, 3 – Upper Devonian-Tournaisian, 4 – Lower to Middle Devonian, 5 – Silurian; 6–7 Riphean-Lower Paleozoic sediments: 6 – Ordovician, 7 – Riphean-Vendian; 8 – Tectonic faults; 9 – Regional deep faults hidden under overlying sediments; 10 – Boundaries of structural tectonic levels; 11 – Fragment of the Kolchimsky thrust; 12 – Ore clusters: 1 – Storozhevsky, 2 – Klyuchevskoy, 3 – Dresvyanaya Steppe, 4 – Churochinsky, 5 – Zhalinsky, 6 – Burkochimsky, 7 – Efimovsky, 8 – Svetlinsky, 9 – Volynsky, 10 – Il'yavozhsky, 11 – Vodorazdelny, 12 – Poludennokolchimsky, 13 – Kocheshorsky, 14 – Severo-Kolchimsky, 15 – Verkhnetulymsky, 16 – Bystrinsky, 17 – Nizhnekocheshorsky.

силура–карбона (рис. 2). Граница между ними тектоническая – по зоне Колчимского надвига северо-западного простирания с пологим (17°) северо-восточным падением сместителя, что установлено буровыми работами. Кроме того, северо-восточнее Колчимского надвига участок месторождения тяготеет к отрезку скрытого Ишковского сброса с крутым (75–80°) восточным падением сместителя и вертикальной амплитудой перемещения 40–60 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СТРУКТУР И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ФЛЮИДОЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (ФЭБ)

Положение флюидогенных брекчий на приведенной схеме свидетельствует о том, что флюидоэксплозии происходили вдоль зон названных крупных тектонических нарушений, в том числе вдоль

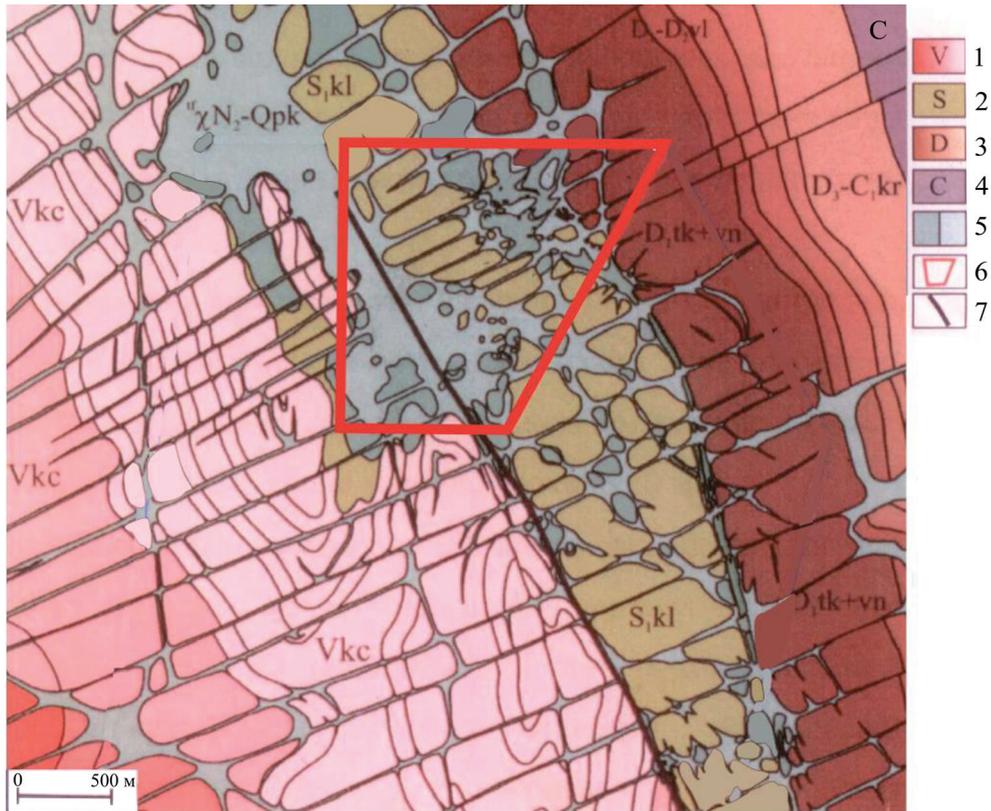


Рис. 2. Геологическая схема района Ефимовского месторождения (И.П. Тетерин и др. Отчет , ЗАО “Пермгеологодобыча” за 2009 г).

1 – вендская система (V kc – кочешорская свита, нижняя и верхняя толщи), 2 – силурийская система (S kl – колчимская свита), 3 – девонская система (D₁tk + vn – такатинская и ванышкинская свиты, D₁-D₂vl – волынская толща, D₃-C₁kr – кремнистая толща), 4 – карбоновая система (C – западноуральская свита); 5 – флюидоэксплозивные брекчии (темно-серое – полудоско-колчимский комплекс, светло-серое – ефимовский комплекс); 6 – контур Ефимовского месторождения; 7 – фрагмент Колчимского надвига.

Fig. 2. Geological scheme of the Efimov field (by I.P.Teterin et al., unpublished report “Permgeologodobycha”, 2009).

1 – the Vendian system (V kc – Cochoshorian Formation, lower and upper strata); 2 – the Silurian system (Skl – Kolchime Fm); 3 – the Devonian system (D₁tk + vn – Takatinskaya and Vanyashin Fm, D₁-D₂vl – the Volynian stratum, D₃-C₁kr – siliceous stratum); 4 – Carboniferous system (C – West-Uralian Fm); 5 – fluid-explosive breccias; 6 – contour of the Efimov deposit; 7 – fragment of the Kolchimbic thrust.

межформационных надвигов. Используя все возможные пути продвижения к поверхности и проникновения во вмещающие породы, флюиды в результате эксплозий сформировали брекчиевые тела дайко-, силло-, конусо- и жилообразные, иногда штокверковые. Наиболее многочисленные дайкообразные тела приурочены к крутопадающим разломам преимущественно северо-восточного простирания (см. рис. 2) при мощности от 100 до 500 м. Однако Ефимовское месторождение образовано главным образом двумя субпластовыми и силлообразными телами, инъецирующими сместители надвигов северо-западного простирания, мощностью от первых до 70 м при протяженности до 7 км. Они сопряжены преимущественно с Колчимским надвигом, разделены толщей нижнесилурийских доломитов и прорваны дайкообразными телами брекчий. Разме-

ры брекчиевых тел, изредка имеющих конусообразную форму, колеблются от долей метра до 400 м и более, и они обычно образуют дайко-, силло- и жилообразные апофизы в цокольные породы, создающие сложную штокверковую форму.

Контакты брекчиевых тел обычно нечеткие, размытые, так как слабо насыщенные обломками центральные части тел обогащаются ими к их периферии и, наконец, сменяются аутигенными брекчиями по породам рамы. Кроме того, всему разнообразию флюидогенных брекчиевых тел свойственны неровные контуры стенок тел и древовидные разветвления, апофизы и прожилки, мощность которых, постепенно уменьшаясь, часто достигает 1–2 мм при протяженности в десятки см (рис. 3).

По размерам тела брекчий также разнообразны, однако подавляющее большинство из них измеряет-



Рис. 3. Различные формы брекчиевых тел флюидоэксплозивного происхождения [Алмазоносные,... 2011].

Fig. 3. Different forms of fluid-explosion breccias [Almazonosnye..., 2011].

ся в среднем в поперечнике до десятков м при протяженности до 2 км; на глубину они прослеживаются, как правило, до 200–300, редко до 500–600 м. Слагающие эти тела ФЭБ (все разнообразие которых на Урале и в некоторых других регионах часто принято называть “туффизитами”) – весьма специфические, имеющие пятнисто-пестро-желтовато-, зеленовато- или серовато-бурую окраску. Макроскопически они имеют облик глинистых, песчано-глинистых, песчанистых, конгломератовидных пород с неравномерно рассеянными обломками и иногда неявно проявленной слоистостью, флюидальностью. Обломки содержатся в них в различном количестве (от 20 до 60–70%), разнообразные по размеру (от долей мм до нескольких м), составу (обычно полимиктовые) и форме.

Важным признаком алмазоносных брекчий является, несомненно, характер обломков. Как и во всех брекчиях, в них постоянно присутствуют и порой преобладают угловатые обломки. Они, как правило, в той или иной степени подвержены, в связи с эксплозивными процессами, фрагментации, дезинтеграции. Однако спецификой именно флюидогенных брекчий, в частности пород Ефимовского месторождения, является то, что в них, наряду с угловатыми обломками, практически постоянно присутствуют округленные и округлые “обломки”, иногда со скорлуповатой отдельностью. Эти “обломки” получили свою форму не в результате окатывания, как в осадочных породах, а в условиях нахождения в мобильной твердо-газовой струе, производящей абразивную, галтовочную их обработку. Кроме того, во флюидоэксплозивных брекчиях присутствуют дезинтегрированные “теневые” обломки, а также обломки минеральных зерен с микровзрывной их фрагментацией, отражающей резкое декомпрессионное падение давления, что является их надежным диагностирующим признаком. Отмечаются в рассматриваемых брекчиях так-

же ударные преобразования обломков – проявление главным образом в зернах обломочного кварца планарно-деформационных элементов, иногда ударного двойникования, веерную трещиноватость, изменений показателей преломления и др. По составу среди обломков преобладают литокласты (терригенных и карбонатных пород) и их минеральные составляющие (в основном кварц, реже полевые шпаты, доломит). Постоянно присутствуют также обломки метаморфических пород фундамента, чуждые вмещающим породам, и пород чехла, захваченные и вынесенные флюидным потоком. Характер границ обломков со связующей массой различен: может быть как четким, так и размытым – коррозионным или реакционным. Пограничные зоны обломков интенсивно трещиноваты, заполнены по трещинкам цементирующей массой или газово-жидкими включениями, поскольку они являются зонами наиболее сильных сингенетичных их преобразований. В ряде случаев обломки в целом могут быть замещены флюидогенной минеральной ассоциацией или перекристаллизованы.

Облик ФЭБ с разнообразными обломками дополняется постоянным присутствием (в разных соотношениях) минеральных зерен различного происхождения. Одни из них – минералы, например кварц, образовавшиеся при регенерации или гранулировании обломочных зерен, другие – новообразованные. Последние (кварц, карбонаты, биотит, мусковит, гематит, гетит и др.) кристаллизуются главным образом на завершающей стадии формирования брекчий и не деформированы, если они не испытали воздействия повторной эксплозии; часто они идиоморфны и не содержат газово-жидких включений. Кроме того, флюидным потокам свойствен сброс в формирующиеся брекчии (экстракция при декомпрессии) рудных ингредиентов флюида, что приводит к минерализации, в том числе алмазоносности [Эндогенные..., 2018].

Характерным признаком алмазонасных брекчий является также присутствие в них протоматмических минералов и магматических минеральных обособлений (ксенолитов?) – “отторженцев” из порождающей флюид среды. Эти минералы и обособления редки, во многих случаях замещены минеральной ассоциацией, аналогичной цементу брекчий, и в этом случае диагностируются по морфологии зерен и обособлений или выявляются в составе тяжелой фракции пород. В целом в алмазонасных брекчиях установлены флогопит, оливин (серпентин), пироксены, псевдолейцит, лейкоксен, пироп (иногда в келифитовой кайме), пикроильменит, хромшпинелид и другие минералы, что позволяет предполагать глубинный, возможно мантийный, источник флюида. В шлифах эти минералы встречаются редко, в основном на участках с порфиритовыми структурами, в пределах которых брекчий, в соответствии с классификацией, приобретают облик магматогенно-флюидогенных.

Протоматмические минеральные зерна в различной степени замещены калиевым полевым шпатом, гидрослюдой, кварцем, карбонатом, пиритом или иллит-сметкитовым агрегатом, часто преобладающим в связующей массе породы. Кроме того, в последнее время в них установлены линзовидно-струйчатые обособления магматической лампроитовой составляющей, близкой по составу к орэндитам, мадупитам [Лукьянова, Шарпенко, 2004]. Микронзондовое изучение связующей массы этих брекчий, проведенное в шлифах, а также ее изучение рентгенофазовым анализом позволило установить в ней микролиты санидина (10–300 мкм), количество которых иногда достигает 5% массы, а состав соответствует составу санидина лампроитов [Лукьянова и др., 2005].

Алмазная ассоциация минералов в уральских ФЭБ – это алмаз, пироп, хромшпинель, пикроильменит, хромсодержащий диопсид, муассанит, самородные Pt, Hg, Cu, Bi, оксидные (Mn-Fe-Ti) и силикатные сферулы и шлаки, кимберлитовый циркон, флоренсит, сенаит [Чайковский, 2004]. Алмазы этой ассоциации обладают специфическими чертами, объединяющими их с алмазами Бразилии, Юго-Запада Африки и Северо-Востока Якутии. Среди них преобладают кривогранные додекаэдры со сглаженным рельефом, сильным блеском, высокой прозрачностью, бесцветны, реже с очень легким золотистым, розовым или зеленовато-голубым цветом; около 80% из них – ювелирные камни.

В целом характеризуемые алмазонасные брекчии имеют, как правило, неоднородный брекчиево-такситовый облик при отсутствии в большинстве случаев сортировки обломочного материала. В то же время в них наряду с пятнисто-атакситовой отмечаются близкие к эвтакситовой пятнисто-полосчатая, полосчатая (псевдослоистая) и флюидальная текстуры. В одних случаях они обуслов-

лены сортировкой, но не седиментационной, а кинетическим перераспределением материала, в других – дифференциацией взвешенных во флюиде включений по их величине и концентрации при ламинарном течении твердо-газового потока или растаскиванием дезинтегрированных обломков по направлению течения флюидной массы с образованием вытянутых слоев, постепенно сливающихся с цементом. Наконец, как атакситовые, так и близкие к эвтакситовым текстуры могут быть обусловлены сосуществованием во флюиде обособлений или струй несмешиваемых фаз. Раскristализация этих фаз при эксплозивных явлениях приводит к пятнистому или ориентированному, потокообразному расположению составляющих флюида. Таким образом, именно эмульсионная природа флюида обуславливает пятнистые, линзовидно-полосчатые или флюидальные текстуры ФЭБ, в том числе – игнимбритовидные или даже лавовидные.

Между всеми структурными разновидностями часто отмечаются нечеткие границы, переходы. Так, в случае последовательного увеличения в связующей массе кварц-слюдистых, иллит-сметкитовых “струек” туфовидная брекчия постепенно приобретает игнимбритовидный облик. Характерны также резорбционные и реакционные взаимоотношения связующей массы с минеральными зернами (признаки многоактных проявлений флюидной фазы), а также гранулирование и перекристализация минералов, чаще всего кварца. Очень важным и практически постоянным признаком этих брекчий являются также высокая пористость и газонасыщенность пород и содержащихся в их составе кластов и минералов.

Как и породы в целом, неоднородна и связующая масса флюидогенных брекчий, состоящая из флюидогенного цемента, содержащего то или иное количество тонкообломочной фракции. Как правило, в ней сочетаются, перемежаются самые различные структуры – наиболее часто встречающаяся туфовидная (иногда ее называют песчанистой, “туффизитовой”, “пепловой”), реже отмечаются полосчато-флюидальная, флюидальная, игнимбритовидная, лавовидная и др.

Для флюидогенных брекчиевых образований закономерно, что в пределах единых тел и даже в пределах одного шлифа сочетаются различные структурно-вещественные разновидности (генерации) брекчий, между которыми наряду с постепенными, нечеткими, расплывчатыми переходами часто устанавливаются инъективные взаимоотношения. Это свидетельствует о полиимпульсном их становлении, а взаимоотношения между генерациями отражают становление близких по времени, но, скорее всего, последовательных импульсов флюидоэксплозивного процесса. Возможна также смена эксплозивных проявлений пневматолитовыми, пневматолит-метасоматическими и гидро-

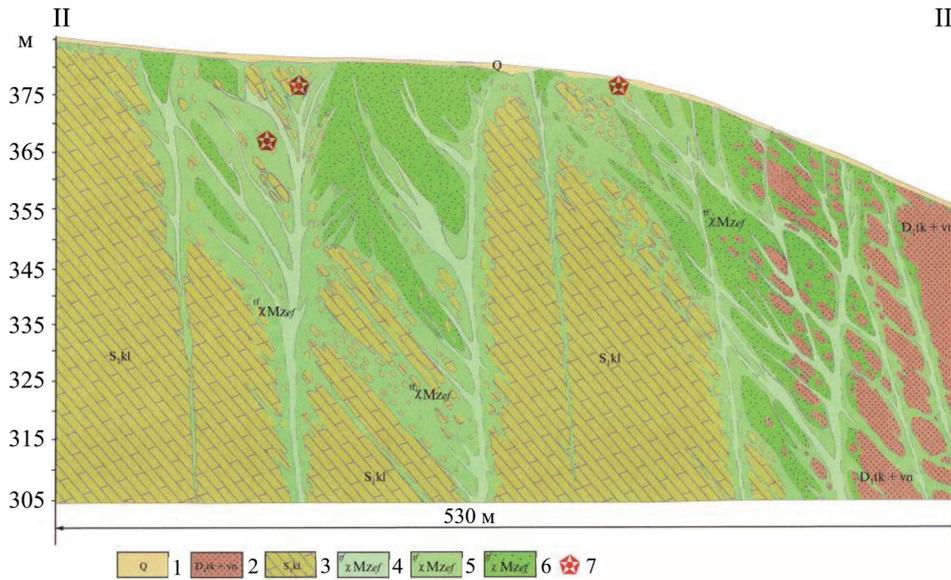


Рис. 4. Геологический разрез северного участка месторождения Ефимовского [Алмазоносные..., 2011].

1 – четвертичные отложения (глины, щебень и глыбы коренных пород); 2 – такатинская и ваяшквинская свиты девона (песчаники); 3 – колчимская свита силура (доломиты); 4–6 – ефимовский комплекс: 4 – аргиллизитовые ФЭБ третьей фазы, 5 – ФЭБ второй фазы, 6 – ФЭБ первой фазы; 7 – находки алмазов.

Fig. 4. Geological section of the northern section of the Yefimovskoye deposit [Almazonosnye ..., 2011].

1 – Quaternary deposits (clays, crushed stone and lumps of bedrock); 2 – Takatin and Vanyashkin Devonian formations (sandstones); 3 – Kolchinskaya suite of Silurian (dolomite); 4–6 – Efimov complex: 4 – argillite fluid-free explosive breccias of the third phase, 5 – fluidsexplosive breccias of the second phase, 6 – fluidsexplosive breccias of the first phase; 7 – finds of diamonds.

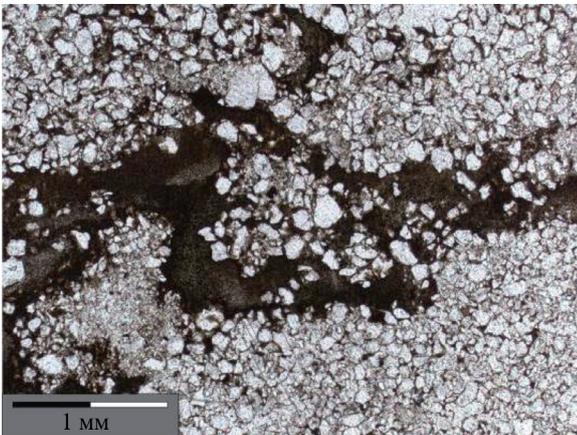


Рис. 5. Обломки апопесчаниковой брекчии, сцементированные связующей массой первой генерации и заключенные в цемент второй генерации.

Fig. 5. Debris of apo-sand breccia, cemented by a first-generation bonding mass and enclosed in second-generation cement.

термально-метасоматическими, в том числе доломитизацией.

Геологическое картирование и большой объем горных работ, проведенных на отдельных участках проявления алмазоносных брекчиевых образований,

показали, что их внутреннее строение неоднородно. Так, если исключить из рассмотрения аутигенные брекчии по вмещающим породам (песчаникам, карбонатным и др.), то в составе отдельных тел (например, северного участка Ефимовского месторождения) установлено не менее трех основных генераций пород (с внутренними фациальными, а иногда и фазовыми разновидностями), различающихся вещественным составом, текстурно-структурными особенностями и, наконец, алмазоносностью (рис. 4).

В раннюю фазу флюидоэксплозивного процесса сформировались насыщенные обломками полимодальные (мелко-крупнообломочные) туфовидные ФЭБ. Разноразмерные обломки девонских песчаников и силурийских доломитов погружены в связующую массу, состоящую из осколков мелко- и тонкообломочной фракции, сцементированных зернисто-волокнистым кварц-слюдистым цементом. С этими брекчиями сопряжена низкая и весьма неравномерная алмазоносность.

Связующая масса этих брекчий может иметь две генерации. Для первой характерно заполнение слюдисто-глинистым агрегатом пространства между кристаллокластами кварца. Связующая масса второй генерации включает в себе как обломки отдельных кристаллов, так и брекчии с цементом первой генерации (рис. 5). Она имеет также слюдисто-глинистый состав при повышенном со-

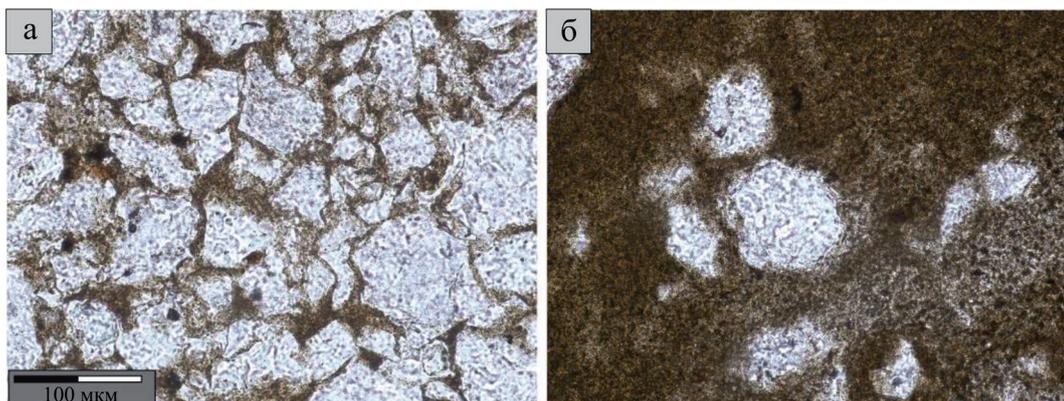


Рис. 6. Зерна кварца различной морфологии, заключенные в цементирующую массу первой (а) и второй (б) генераций.

Fig. 6. Grains of quartz of different morphology, enclosed in the cementing mass of the first (a) and second (б) generations.

держании тонкочешуйчатого серицита и значительном количестве рудного минерала (окислы и гидроокислы железа).

Необходимо отметить, что кристаллокласты кварца, объединенные связующей массой первой генерации, имеют преимущественно угловатые грани. Отличительной чертой аналогичных зерен, но уже сосредоточенных в связующей массе второй генерации, является преобладание в ограничении скругленных форм (рис. 6).

Границы зерен кварца сильно корродированы, нередко наблюдаются реакционные взаимоотношения с цементирующей массой (рис. 7). Относительно крупные обломки кварца разбиты системой различно ориентированных трещин, по которым часто развиваются цепочки газожидких включений. Как крупные, так и относительно более мелкие кристаллокласты кварца обладают в большинстве случаев волнистым или блоковым погасанием.

Во вторую фазу эксплозивного процесса (см. рис. 7) образовались брекчии, умеренно и неравномерно насыщенные обломками цокольных пород брекчиевой и более мелкой размерности и минеральных зерен, сцементированных смектит-гидрослюдистой флюидогенной минеральной ассоциацией.

Обломки пород имеют различную морфологию. Широко распространены литокластические образования со скругленными, а иногда расплывчатыми или постепенными по отношению к связующей массе границами. Формирование такого рода границ у литокластов обусловлено проникновением минералов цемента по трещинам различного характера: как сформировавшихся при процессах брекчирования, так и по первичным трещинам напластования и слоистости, с замещением минералов брекчированных осадочных пород. Среди агре-

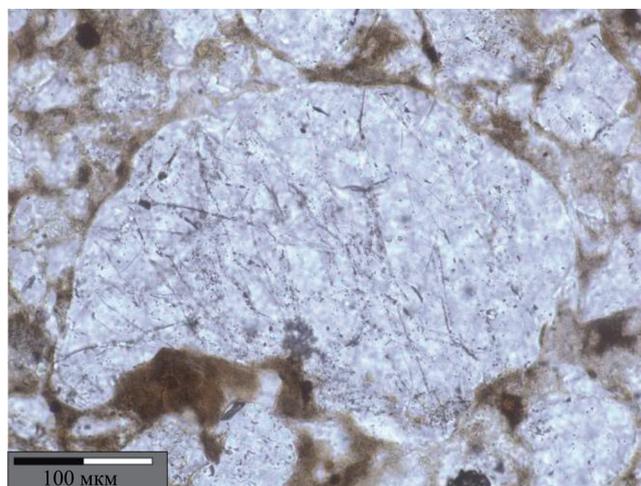


Рис. 7. Зерно кварца со скругленными корродированными границами, разбитое системой различно ориентированных трещин с развитыми по ним цепочками газожидких включений.

Fig. 7. Grain of quartz with rounded corroded boundaries, broken by a system of differently oriented cracks with gas-liquid inclusions.

гатов, развивающихся по обломкам пород, преобладают кварц-серицит-глинистый (в случае замещения кварцевых песчаников, реже аргиллитов) и глинисто-рудный (в случае замещения обломков, предположительно основных эффузивных пород), в котором из рудных минералов доминируют окислы и гидроокислы железа (рис. 8).

Брекчии характеризуются довольно значительным распространением кристаллокластов, заключенных в цементирующую массу. Среди обломков кристаллов наиболее часто встречаются зерна кварца. Они имеют в большинстве случаев скруг-

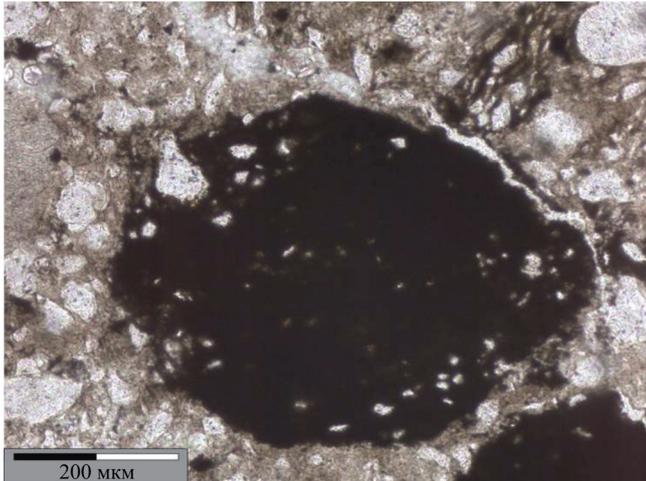


Рис. 8. Кристаллокласт (оливин), замещенный агрегатом рудных минералов.

Fig. 8. Crystalloclast (olivine), replaced by an aggregate of ore minerals.

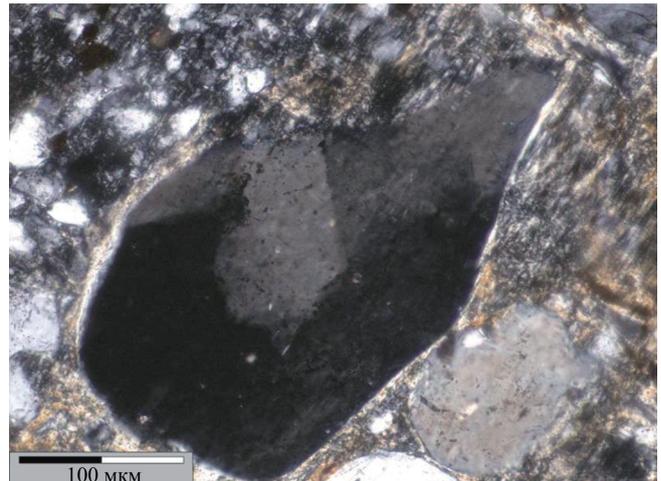


Рис. 9. Зерно кварца с отчетливо выраженным блоковым погасанием.

Fig. 9. Grain of quartz with distinctive block extinction.

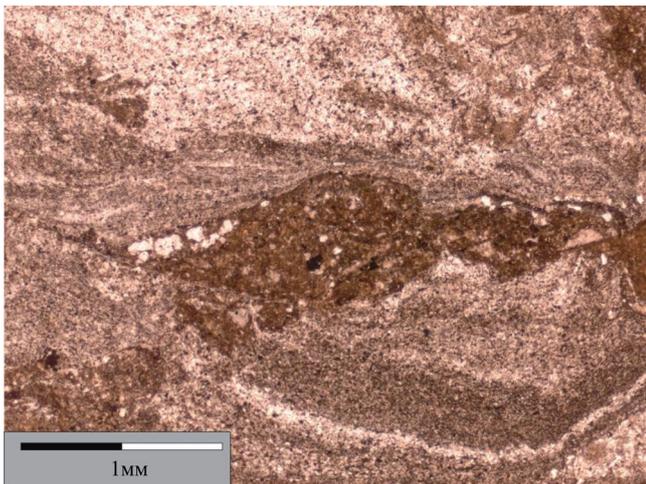


Рис. 10. Обломок породы в “обтекающей” связующей массе.

Fig. 10. A fragment of rock in the “flowing” binding mass.

ленные в значительной степени корродированные границы. Многие, особенно крупные, зерна минерала разбиты различно ориентированной системой трещин, по которым наблюдается развитие газожидких включений. Практически все кристаллокласты кварца обладают блоковым погасанием и многие – планарными элементами (рис. 9).

Брекчии этой генерации характеризуются максимальной для Ефимовского месторождения алмазонасностью, но так же, как и для ранних брекчий, неравномерной. Форма продуктивных тел многообразна. Среди них встречены простые и сложные

линзы, гнезда, крутопадающие столбы, состоящие из гнездо- и линзообразных обособлений, жилы и инъекции неправильной формы. В некоторых детально изученных телах установлено до 5–7 разновидностей брекчий как с фазовыми, так и фациальными взаимоотношениями. Достоверно оценить алмазонасность каждой из них не представляется возможным, однако максимальные содержания алмазов тяготеют к нижним частям силла.

Завершающая стадия формирования силлообразного тела брекчий Ефимовского месторождения фиксируется образованием очень плотных аргиллизитовых пород с небольшим количеством ксеногенного материала. Алмазонасность этих пород крайне низкая.

Литокласты, погруженные в кварц-слюдистоглинистую цементирующую массу, составляют от общего объема брекчий не более 30–35%. Среди обломков пород преобладают аргиллиты и алевролиты, относительно редко встречаются кварцевые песчаники. Весьма широким распространением пользуются литокласты удлиненного облика со скругленными плавными, часто нечеткими границами (рис. 10). Наиболее плавные переходы наблюдаются между связующей массой и обломками аргиллитов, которые, по-видимому, в значительной степени замещены минералами цемента в ходе процессов флюидизации.

Кристаллокласты в этих брекчиях присутствуют редко. Среди них преобладают разноразмерные обломки зерен кварца, имеющие в большинстве случаев скругленные корродированные границы. Довольно часто наблюдаются цепочки зерен кварца, ориентированные вдоль структур течения. Отдельные зерна кварца часто разбиты различно ориенти-

рованными трещинами, по которым развиваются цепочки газовой-жидких включений, и обладают явно выраженным блоковым погасанием.

Цементирующая масса – это тонкозернистый кварц-серицит-глинистый агрегат с довольно значительными вариациями в минеральном составе и хорошо выраженными следами течения. В число минералов связующей массы входят как новообразованные минералы (серицит, новообразованный кварц, отчасти глинистые минералы), так и тонко дробленные обломки зерен, образованные в процессе брекчирования. Относительно редко на общем мелко-тонкозернистом фоне цемента выделяются отдельные довольно крупные, во многих случаях сильно изогнутые новообразованные зерна биотита и мусковита. Значительное и весьма неравномерное развитие в связующей массе имеют тонкодисперсные агрегаты рудных минералов с преобладанием окислов и гидроокислов железа.

В брекчиях главным образом первой и второй фаз брекчиеобразования в связующей массе наряду с новообразованными минералами и обломочным материалом в шлифах иногда устанавливаются протемагматические минералы. Из них наиболее распространенным является циркон. В большинстве случаев это обломки отдельных зерен, реже – индивиды минерала с идиоморфным ограничением призматического или длиннопризматического облика. По литературным данным [Жуков и др., 1978; Алмазоносные..., 2011], в протолочных и шлиховых пробах для флюидоэксплозивных образований Ефимовского месторождения выделен довольно широкий спектр протемагматических минералов, однако в шлифах эти минералы встречаются крайне редко и в значительной степени подвержены вторичным изменениям, что крайне усложняет их диагностику.

Химические характеристики ФЭБ имеют некоторую специфику. Поскольку эти породы представляют собой аддитивный результат взаимодействия и сосуществования составляющих различного происхождения, то о химизме алмазоносных ФЭБ можно судить лишь в сравнительном аспекте. Исследования химических особенностей этих пород Вишерского района Урала [Ланда, Лукьянова, 2003; Алмазоносные..., 2011] показали их двойственный характер. Будучи по ряду параметров сходными с верхнекоровыми образованиями, что обусловлено прежде всего присутствием в них абсорбированного вещества вмещающих пород, они в то же время обладают определенными чертами, отражающими глубинное их происхождение и сходство с породами, отнесенными, например, в Центральной Италии к мадупитовым лампроитам. С ними их роднят повышенные содержания титана, фосфора, магния, калия, рассеянных и редкоземельных элементов, специфические особенности распределения петрогенных элементов, РЗЭ и тугоплавких литофилов. Уровень отношений индикаторных элементов (Rb/Sr, U/Th и др.), а также характер изменчивости содержаний элементов показаны на ряде диаграмм [Алмазоносные..., 2011].

В целом рассматриваемые ФЭБ имеют калиевую специфику. При этом содержание калия в них коррелируется с содержанием титана, фосфора, хрома, марганца, железа, иногда бария, стронция и ванадия. Кроме того, породы, как правило, аномально обогащены кремнием и рудными минералами, что, согласно представлениям Ф.А. Летникова [1992], является результатом эффекта исключительно высокой экстракции кремнекислоты и рудных минералов из флюида. Таким образом, петрогеохимические признаки рассматриваемых брекчиевых пород не однозначно, но относительно и в зависимости от состава присутствующей в них составляющих магматического происхождения, в том числе протемагматических минералов (флогопита, псевдолейцита, санидина, оливина, пироксенов, щелочных амфиболов, хромшпинелидов и др.), позволяют судить о составе и глубинности первичного источника флюида, порождающего брекчии.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФЛЮИДОЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ

Приведенная в кратком изложении разносторонняя вещественная характеристика алмазоносных ФЭБ Западного Урала и инъективный характер образованных ими тел (в закрытой системе) позволили ее исследователям обосновать не только эндогенное их происхождение, но и глубинный (мантийный?) источник флюидопотока. Этот поток сформировался в результате эксплозий флюидов, близких по составу их магматическим (породным и минеральным) составляющим – лампроитам [Лукьянова, Шарпенко, 2004].

Очевидно, что формирование алмазоносной флюидной термодинамической системы [Жуков, 2000] происходило в нестабильных *PT*-условиях. Эти условия существовали как при ее зарождении на глубинном (мантийном?) уровне, так и при последующей ее эволюции и становлении на коровом и приповерхностном уровнях. Нестабильность *PT*-условий в порождающей эти брекчии термодинамической системе на мантийном уровне обусловили, прежде всего, дискретность среды кристаллизации барофильных минералов, в частности алмазов. В соответствии с этим процессы преимущественного их роста в расплаве чередовались с преобладанием растворения. Это приводило к образованию кристаллов с зональным распределением плоскогранных и кривогранных форм [Шафрановский, 2001]. Кривогранный габитус алмаза – более устойчивая форма при доминировании в среде кристаллизации процессов растворения. Именно это предопределило резкое преобладание во флюидогенных алмазоносных брекчиях относительно крупных криво-

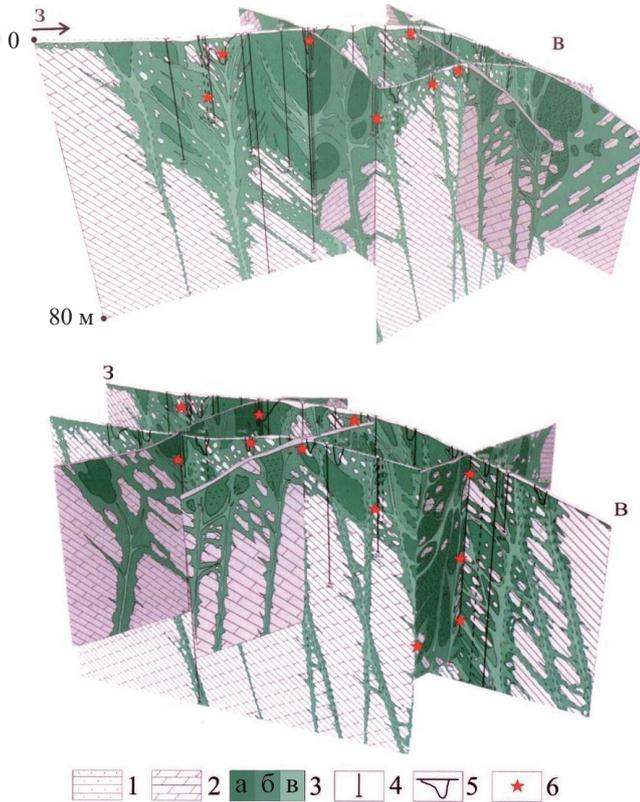


Рис. 11. Трехмерная модель северной части Ефимовского месторождения [Коротченкова, 2012] по материалам [Петухов, Тетерин, 2007].

1 – песчаники такатинской свиты; 2 – доломиты колмчинской свиты; 3 – флюидоэксплозивные брекчии: а – первой фазы, б – второй фазы, в – третьей фазы; 4 – скважины; 5 – экскаваторные канавы; 6 – находки алмазов.

Fig. 11. Three-dimensional model of the northern part of the Efimov deposit [Korotchenkova, 2012] based on materials [Petukhov, Teterin, 2007].

1 – sandstones of the Takatin suite; 2 – dolomites of the Kolmchinskaya suite; 3 – fluid emf breccias: а – the first phase, б – the second phase, в – the third phase; 4 – boreholes; 5 – excavating ditches; 6 – diamond finds.

гранных алмазов (уральский или бразильский тип) при незначительном содержании плоскогранных кристаллов. Таким образом, обнаружение на исследуемой территории кривогранных алмазов – прямой качественный критерий выявления алмазоносных флюидогенных брекчиевых образований.

Дальнейшее развитие флюидной термодинамической системы было сопряжено с пульсационным продвижением флюидного потока в периодически повторяющихся условиях растяжения на подкоровом и коровом уровнях. В этих условиях специфический поток, представлявший собой твердо-жидко-газовую фазу, по глубинным разломам, сопровождаемым в активных подвижных зонах сложной системой сдвигово-надвиговых на-

рушений, продвигался к земной поверхности. Это продвижение при чередовании процессов растяжения и сжатия также имело пульсационный характер, обусловивший существование множества, часто тончайших (до волосовидных) апофиз во вмещающие породы при обязательном их дроблении (рис. 11).

Жидко-газовые фазы флюида были экстракционно-пневмолитически преобразованы при эксплозиях главным образом в минеральные массы, а также в новообразованные зерна минералов. Минеральные массы цементируют первичные протоматматические минеральные образования, в том числе псевдоморфозы по ним, захваченные при эксплозии разнообразными ксенолитами и минеральными зернами, формируя в результате ФЭБ. Повторные импульсы этих явлений приводят к образованию сложных алмазоносных структур.

Приведенные выше характеристики типовой рудоносной брекчиевой алмазоносной структуры позволяют обосновать рабочую геолого-петрологическую модель, основные составляющие которой представлены в табл. 1.

ВЫВОДЫ

Модель формирования флюидоэксплозивной алмазоносной структуры включает в себя следующие основные элементы:

- положение алмазоносной структуры в зоне краевой пограничной части древней платформы, а также нахождение ее в зоне сопряжения двух крупных структур (тиманской и уральской) объясняет значительное развитие процессов тепло- и массопереноса вещества и общего высокоэнергетического состояния системы, ведущего к формированию расплав-флюидных образований на верхнемантийном или нижнекоровом уровнях;

- раздробленность фундамента глубинными разломами, в том числе сдвиговыми и надвиговыми, развитие многочисленных разрывных нарушений в породах платформенного чехла; они обуславливают значительное поступление глубинных твердо-газово-жидких флюидных потоков к поверхности, где вследствие существования структурных ловушек, смешения флюида с низкотемпературными метеоритными водами и его взаимодействия с перекрывающими породами происходят эксплозивные процессы, приводящие к формированию флюидоэксплозивных структур;

- компрессионные и декомпрессионные явления, приводящие к дроблению обломков вмещающих пород, твердых составляющих флюидного потока, минеральных зерен различного происхождения и брекчий предшествующих фаз с образованием флюидогенных брекчиевых пород со специфическим эксплозивно-экстракционно-пневмолитовым минералообразованием;

Таблица 1. Основные признаки алмазонасных флюидоэксплозивных брекчиевых образований
 Table 1. The main characteristics of diamondiferous fluid-explosive breccia formations

Алмазонасные брекчиевые образования	Признаки – критерии						Примеры месторождений и проявлений
	Геолого-структурные		Геофизические	Вещественные		Минерализация	
	Региональные	Локальные		Петрографические	Минералогические		
ФЭБ закрытых эксплозивных флюидов, пространственно "отрван-ных" от источника флюидов (Уральский тип)	1. Приуроченность к краевым частям древних платформ, осложненных подвижными зонами	1. Широкое развитие разрывных нарушений, повышенная трещиноватость пород	1. Региональные неоднородности	Крайне неоднородный облик пород: туфовидные и аргиллизитовые брекчии, часто конгломератовидные, песчанистые.	Индикаторная "шило-минералогическая ассоциация": лимонит, гематит, кинит, ставролит, турмалин, рутил, корунд, пироп-альмандин, шпинели, самородные металлы.	1. Аномально повышенные содержания коррелируемых Ni, Mn, Zl, Pb, Cd, Ag, Y, Yb. Из перечисленных элементов сочетания Ni, Mn, Zl и Pb – оптимальный показатель алмазонасности.	Ефимовское, Малая Порожная, Рыбьяковское, Илья-Вож, Волынка (Пермский Край); Лузский район Ленинградской области; провинция Минас-Жерайс, Бразилия
	2. Раздробленность фундамента глубинными разломами, в т.ч. свдвиго-надвиговыми	2. Несогласные залегания пород, перерывы в осадконакоплении	2. Аномалии эндогенного теплового потока. Близ вертикальные неоднородности на петромагнитных и плотностных разрезах со слабыми локальными магнитными аномалиями (3–20 нТл)	Структуры брекчиевая, атакситовая, со слюдистостью, кварцево-глинистым, аргиллизитовым и туфовидным цементом. Разнообразные ксенокласты, в том числе "глубинных", с признаками взрывного дробления.	Постоянное присутствие (лимонита, гематита, корундов, пиропов, барита минералов марганца, единичные диопсиды, роговой обманки. Присутствуют также пиропы, алмазы, микроильмениты, хромдиопсиды, хромшпинелиды	2. Калиевая петрохимическая специфика. Корреляция содержания K_2O с Ti, P, Sr, Mn и Fe	
ФЭБ открытых эксплозивных флюидов, пространственно "отрван-ных" от источника флюидов (Уральский тип)	3. Широкое развитие в чехле песчаных, глинистых и карбонатных отложений	4. Россыпи криволинейных алмазов	II. Локальные неоднородности	Брекчиевые тела в поле сильной тяжести характеризуются отрицательными аномалиями. На геотрических разрезах аргиллизитовые брекчии имеют $\rho_k = 200-600$ Ом·м, существенно кварцевые разновидности – 900–1500 Ом·м	Брекчиевые тела в поле сильной тяжести характеризуются отрицательными аномалиями. На геотрических разрезах аргиллизитовые брекчии имеют $\rho_k = 200-600$ Ом·м, существенно кварцевые разновидности – 900–1500 Ом·м		

– полифазное (полиимпульсное) развитие брекчиевого комплекса, взаимодействие флюида с цокольными породами, метеоритными водами и веществом высокоминерализованных рассолов приводили к формированию трех типов флюидо-эксплозивных брекчий с различной степенью алмазности: ранние – средне-крупнообломочные кристалло-литокластические брекчий с малым количеством цемента (апопесчаниковые брекчий); зрелые – мелко-среднеобломочные литокристаллокластические полифазальные брекчий (“песчанисто-глинистые”) со значительным количеством связующей массы, состоящей из слюдисто-кварц-глинистого цемента и обломков тонкой фракции пород и минералов; поздние – мелко-тонкообломочные, преимущественно кристаллокластические аргиллизитовые брекчий; для брекчий первого типа устанавливается слабо проявленная алмазность, наиболее богаты алмазами флюидо-эксплозивные брекчий второго типа, в брекчий третьего типа алмазы практически отсутствуют.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья (2011). (Отв. ред.: О.В. Петров, Н.В. Межеловский, Л.И. Лукьянова). М.; СПб.: ГЕОКАРТ6, GEOS, ВСЕГЕИ, 240 с.
- Берлянд Н.Г. (2007). Глубинное строение литосферы Урала. СПб.: ВСЕГЕИ, 255 с.
- Гринсон А.С. (1971) Глубинное строение области сочленения структур Русской платформы, Тимана и Урала по геолого-геофизическим данным (в связи с поисками скрытых проявлений основного – ультраосновного магматизма). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 20 с.
- Жуков В.В. (2000) Классификация месторождений алмазов по морфогенетическим признакам кристаллов. Тез. докл. Всерос. съезд геологов и науч.-практич. конф.: *Геологическая служба и минерально-сырьевая база России*. Кн. 2, СПб.: ВСЕГЕИ, 253-254.
- Жуков В.В., Литинская И.А., Маркова И.Б. Шлихо-минералогические ассоциации терригенных образований Северо-Востока Сибирской платформы. *Геология прибрежных зон моря*. Сб. науч. тр. НИИГА, Л., 1978, 70-87.
- Коротченкова О.В. (2012) Ефимовское месторождение алмазов: геология, типоморфные минералы и локальный контроль алмазности. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 18 с.
- Ланда Э.А., Лукьянова Л.И. (2003) О геохимических особенностях туффзитов Красновишерского района (Северный Урал). *Геохимия*, (2), 162-171.
- Летников Ф.А. (1992) Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 230 с.
- Лукьянова Л.И., Жуков В.В., Кириллов В.А., Кузнецов Г.П., Кузнецов Н.С., Ланда Э.А., Лобкова Л.П., Морозов Г.Г., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я., Тетерин И.П., Шаденков Е.М. (2000) Субвулканические эксплозивные породы Урала – возможные коренные источники алмазных россыпей. *Регион. геология и металлогения*, (12), 134-157.
- Лукьянова Л.И., Ланда Э.А., Шафрановский Г.И. (2005) Алмазоносные породы зоны сочленения Урала и Сибирской платформы. *Регион. геология и металлогения*, (26), 103-114.
- Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Маревичев А.М., Казак А.П., Жуков В.В. (1997) Коренные источники алмазов на Урале. *Регион. геология и металлогения*, (7), 88-97.
- Лукьянова Л.И., Шарпенюк Л.Н. (2004) Лампроитовые алмазоносные флюидиты Урала. *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Матер. XIV геол. съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 50-52.
- Петров О.В., Лукьянова Л.И., Проскурнин В.Ф. (2012) Проблема поисков коренных источников алмазов в зонах сочленения платформ и складчатых областей. *Регион. геология и металлогения*, (50), 64-72.
- Петрова А.А., Мавричев В.Г. (2004) Геомагнитный метод прогноза коренных месторождений алмазов на примере Красновишерского района. *Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: Прошлое, настоящее и будущее (Алмазы-50)*. Мат.-практ. конф. СПб: ВСЕГЕИ, 261-263.
- Петухов С.Н., Тетерин И.П. (2007) Отчет о геологическом изучении (поиски и оценка) россыпных и коренных месторождений алмазов на “Рассольнинско-Дресвянском” участке недр в Красновишерском районе Пермской области. Пермь, Фонд ЗАО “Пермгеологодобыча”.
- Чайковский И.И. (2004) Петрология и минералогия эксплозивно-грязевого вулканизма Волго-Уральской алмазоносной субпровинции. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 48 с.
- Шафрановский Г.И. (2001) Новые данные по морфологии алмазов из Красновишерского района. Мат.-лы Всерос. совещ. Сыктывкар, 148-149.
- Эндогенные рудоносные брекчиевые образования. Методические рекомендации по выявлению эндогенных брекчиевых образований различных генетических типов и оценке их потенциальной рудоносности применительно к задачам Госгеокарт (2018). (Отв. ред.: Л.Н. Шарпенюк). СПб.: ВСЕГЕИ, 104 с.

REFERENCES

- Almazonosnye flyuidno-eksplozivnye obrazovaniya Permskogo Priural'ya* (2011). (Eds O.V. Petrov, N.V. Mezhelovskii, L.I. Luk'yanova) [Diamond-bearing fluid-explosive formations of the Permian Cis-Urals (Eds O.V. Petrov, N.V. Mezhelovsky, L.I. Luk'yanova)]. Moscow; St.Petersburg, GEOKART, GEOS, VSEGEI Publ., 240 p. (In Russian)
- Berlyand N.G. (2007) *Glubinnoe stroenie litosfery Urala* [Deep structure of the Ural Lithosphere]. St.Petersburg: VSEGEI Publ., 255 p. (In Russian)
- Chaikovskii I.I. (2004) *Petrologiya i mineralogiya eksplozivno-gryazeвого vulkanizma Volgo-Ural'skoi almazonosnoi subprovintsii*. Dis. ... dokt. geol.-min. nauk [Petrolology and Mineralogy of Explosive-mud Volcanism in the Volga-Ural Diamond-bearing Subprovince. Dr. geol and min. sci. diss. Syktyvkar, 48 p.
- Endogennyye rudosnosnyye brekchiyevyye obrazovaniya. Metodicheskiye rekomendatsii po vyyavleniyu endogennykh brekchiyevykh obrazovaniy razlichnykh geneticheskikh tipov i otsenke ikh potentsial'noy rudosnosnosti*

- osnosti primenitel'no k zadacham Gosgeol'kart (2018). (Eds L.N. Sharpenok) [Endogenic ore-bearing breccias. Methodological recommendations on the identification of endogenic breccias of different genetic types and their potential ore-bearing evaluating in relation to the tasks of State Geological Mapping (Eds L.N. Sharpenok)]. St.Petersburg, VSEGEI Press, 104 p. (In Russian)
- Grinson A.S. (1971) *Glubinnoe stroenie oblasti sochleneniya struktur Russkoi platformy, Timana i Urala po geologo-geofizicheskim dannym (v svyazi s poiskami skrytykh proyavlenii osnovnogo-ul'traosnovnogo magmatizma)*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Deep structure of the joint area of the Russian platform, Timanian and Uralian structures from geological and geophysical data (in terms of search for concealed mafic-ultramafic magmatism occurrences). Cand. geol. and min. sci. diss.]. Leningrad, 20 p. (In Russian)
- Korotchenkova O.V. (2012) *Efimovskoe mestorozhdenie almazov: geologiya, tipomorfnye mineraly i lokal'nyi kontrol' almazonosnosti*. Dis. kand. geol.-min. nauk [Efimovskoye diamond deposit: geology, typomorphic minerals and local diamond potential control. Cand. geol. and min. sci.]. Syktyvkar, 18 p. (In Russian)
- Landa E.A., Luk'yanova L.I. (2003) On geochemical features of tuffizite in the Krasnovishersky District (Northern Urals). *Geokhimiya*, (2), 162-171. (In Russian)
- Letnikov F.A. (1992) *Sinergetika geologicheskikh system [Synergetics of Geological Systems]*. Novosibirsk, Nauka Publ., 230 p. (In Russian)
- Luk'yanova L.I., Landa E.H.A., Shafranovskii G.I. (2005) Diamond-bearing rocks of the Urals and the Siberian Platform joint zone. *Region. Geol. Metallogeny*, **26**, 103-114. (In Russian)
- Luk'yanova L.I., Lobkova L.P., Mareichev A.M., Kazak A.P., Zhukov V.V. (1997) Bedrock diamond sources in the Urals. *Region. Geol. Metallogeny*, (7), 88-97. (In Russian)
- Luk'yanova L.I., Sharpenok L.N. (2004) Lamproite diamond-bearing fluidites of the Urals. *Geologiya i mineral'nye resursy Evropeiskogo Severo-Vostoka Rossii*. Mater. XIV geol. s'ezda Respubliki Komi. T. IV. [Geology and mineral resources of European North-Eastern of Russia. Proc. XIV Geol. Conference Komi Republic]. Syktyvkar, 50-52. (In Russian)
- Luk'yanova L.I., Zhukov V.V., Kirillov V.A., Kuznetsov G.P., Kuznetsov N.S., Landa E.A., Lobkova L.P., Morozov G.G., Ostroumov V.R., Rybal'chenko A.Ya., Teterin I.P., Shadenkov E.M. (2000) Subvolcanic explosive rocks of the Urals as possible bedrock sources of diamond placers. *Region. Geol. Metallogeny*, (12), 134-157. (In Russian)
- Petrov O.V., Luk'yanova L.I., Proskurnin V.F. (2012) The problem of searching for primary diamond sources in junction zones of platforms and fold areas. *Region. Geol. Metallogeny*, **50**, 64-72. (In Russian)
- Petrova A.A., Mavrichev V.G. (2004) Geomagnetic method for forecasting primary diamond deposits: Case study of the Krasnovishersky District. *Effektivnost' prognozirovaniya i poiskov mestorozhdenii almazov: Proshloe, nastoyashchee i budushchee (Almazy-50)*. Mat-ly nauch.-praktich. konf. [Efficiency of diamond deposits forecasting and exploration: past, present and future (Diamonds-50). Scientific and Practical Conference Proceedings]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 261-263. (In Russian)
- Shafranovskii G.I. (2001) New data on the morphology of diamonds from the Krasnovishersky District. *Mat-ly Vseros. soveshch.* [Proc. All-Russian Conf.] Syktyvkar, 148-149. (In Russian)
- Zhukov V.V. (2000) Classification of diamond deposits from morphogenetic features of crystals. *Geologicheskaya sluzhba i mineral'no-syr'evaya baza Rossii*. Tez. dokl Vseros. s'ezda geologov i nauch.-praktich. konf. Kn. 2 [Geological Survey and the Mineral Base of Russia. Abstracts All-Russian Congress of Geologists and Scientific and Practical Conference. B. 2]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 253-254. (In Russian)
- Zhukov V.V., Litinskaya I.A., Markova I.B. (1978) Mineralogical associations of terrigenous formations in the North-East of Siberian platform. *Geologiya pribrezhnykh zon morya* [Geology of the coastal zones of the sea]. Leningrad, NIIGA Publ., 70-87. (In Russian)

УДК 553.493+552.33(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-758-773

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ РУДНЫХ НИОБИЕВЫХ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА (ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКИЙ КАРБОНАТИТ- МИАСКИТОВЫЙ КОМПЛЕКС, ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2018 г. И. Л. Недосекова¹, В. А. Коротеев¹, Б. В. Беляцкий², В. В. Шарьгин^{3,4},
Е. Н. Лепехина², С. В. Прибавкин¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: vladi49@yandex.ru

²ВСЕГЕИ, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний проспект, 74

³Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, г. Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3

⁴Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

Поступила в редакцию 26.12.2018 г., принята к печати 15.03.2018 г.

Проведено U-Pb датирование минералов группы пирохлора из редкометалльных месторождений ильмено-вишневогорского комплекса Южного Урала. Для измерения возраста отдельных кристаллов пирохлора была использована новая методика локального U-Pb датирования на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II, разработанная в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). U-Pb датирование высокоурановых пирохлоров (с содержанием окислов урана более чем 2.5 мас. %) проводилось с помощью лазерной абляции и масс-спектрометра с ИСП-МС (DUV-19 и LA-ICP MS). U-Pb система изученных образцов пирохлора свидетельствует о многоэтапном формировании редкометалльной ниобиевой минерализации ильмено-вишневогорского комплекса. Наиболее древний возраст (378 ± 4.9 млн лет) фиксируется изотопными U-Pb системами уранпирохлоров ранних карбонатитов Потанинского месторождения. Этот этап рудообразования, возможно, отражает завершающие стадии кристаллизации щелочно-карбонатитовой магматической системы. Следующие этапы рудообразования широко проявлены на Вишневогорском (230 ± 1.5 млн лет) и позднее на Потанинском (217.2 ± 1.9 млн лет) месторождениях и, вероятно, связаны с ремобилизацией и переотложением щелочно-карбонатитового и редкометалльного вещества на пост-коллизийном этапе эволюции карбонатитовых комплексов Урала.

Ключевые слова. U-Pb датирование, минералы группы пирохлора, ильмено-вишневогорский комплекс, Урал

U-Pb DATING OF NIOBIUM ORE MINERALS OF THE PYROCHLOR GROUP (ILMENO-VISHNEVOGORSKY CARBONATITE-MIASKITE COMPLEX, SOUTH URALS)

Irina L. Nedosekova¹, Viktor A. Koroteev¹, Boris V. Belyatsky², Viktor V. Sharygin^{3,4},
Elena N. Lepechina², Sergei V. Pribavkin¹

¹A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016 Russia, e-mail: vladi49@yandex.ru

²A.P. Karpinsky VSEGEI, 74 Sredny av., St. Petersburg, 199106 Russia

³V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, 3 Akad. Koptug av., Novosibirsk, 630090 Russia

⁴Novosibirsk State University, 2 Pirogov st., Novosibirsk, 630090 Russia

Received 26.12.2018, accepted 15.03.2018

U-Pb dating of the pyrochlore-group minerals from the Nb-rare metal ore deposits of ilmeny-vishnevogorsky carbonatite-miaskite complex of the Ural fold region was carried out. To date the individual pyrochlore crystals were used a new technique of local U-Pb SHRIMP-II dating which was developed at the CIR VSEGEI (St. Petersburg). In the case of high-U pyrochlore (with more than 2.5 wt % UO₂) a laser ablation and ICP-MS method was applied for U-Pb-dating. The studied isotope pyrochlore system indicates a multi-stage formation of rare metal niobium mineralization. The earliest age of ore formation (378 ± 4.9 Ma) is fixed by U-pyochlore isotope systems of Potanino deposit. This stage of ore formation is probably associated with the final stages of the alkaline-carbonatite magmatic system crystallization. The next stages of ore formation (230 ± 1.5 Ma) are widely manifested in Vishnevogorsk and later on the Potanino deposit (217.2 ± 1.9 Ma) and were probably related to remobilization and redeposition of alkaline-carbonatite and rare metal substances.

Keywords: U-Pb dating, pyrochlore-group minerals, Ilmeny-Vishnevogorsk complex, the Urals

Для цитирования: Недосекова И.Л., Коротеев В.А., Беляцкий Б.В., Шарьгин В.В., Лепехина Е.Н., Прибавкин С.В. (2018) U-Pb датирование рудных ниобиевых минералов группы пирохлора (ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскитовый комплекс, Южный Урал). *Литосфера*, **18**(5), 758–773. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-758-773

For citation: Nedosekova I.L., Koroteev V.A., Belyatsky B.V., Sharygin V.V., Lepechina E.N., Pribavkin S.V. (2018) U-Pb dating of niobium minerals from pyrochlore group (ilmeno-vishnevogorsk carbonatite-miaskite complex, of the Southern Urals). *Litosfera*, **18**(5), 758–773. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-5-758-773

Acknowledgements

The work was performed under the RFBR project No. 17-05-00154 and theme of St. task IGG, UB of RAS

ВВЕДЕНИЕ

Датирование рудной минерализации и процессов рудогенеза, несмотря на развитие аналитических методов изотопной геохронологии, остается непростой задачей. Лучшим минералом-геохронометром, как известно, является циркон, но происхождение циркона, если он и присутствует в рудах, не всегда определено, иногда он имеет ксеногенное происхождение. Минералы группы пирохлора $(Ca, Na, U, Th, REE, Sr, Ba, \text{вакансия})_2 (Nb, Ti, Ta)_2 O_6 (F, OH, O)$, как минералы, содержащие достаточно высокие концентрации урана и тория, могут быть геохронологической альтернативой циркона и использоваться для датирования процессов рудообразования. Хотя пирохлор как геохронометр не получил широкого распространения из-за высокой метамиктности кристаллической структуры [Lumpkin, Ewing, 1995], разнообразия вторичных изменений и неустойчивости уран-торий-свинцовой системы [Pöml et al., 2007], тем не менее решить задачу датирования различных генераций пирохлора и использовать пирохлор в качестве минерала-геохронометра стало возможным благодаря современным методам локального анализа изотопных систем. Возможности локального изотопного анализа отдельных фаз и доменов минеральных зерен позволяют выбрать подходящие для датирования участки кристаллов пирохлора [Wetzel et al., 2010]. В мировой практике работы по датированию пирохлоров единичны, но они есть, причем это возможно реализовать несколькими аналитическими методами – на вторично-ионном масс-спектрометре (SIMS) [Wetzel et al., 2010] и с помощью лазерной абляции с ИСП [Millonig et al., 2012, 2013; Bracciali et al., 2013; Deng et al., 2013].

Все минералы группы пирохлора имеют относительно высокую долю обыкновенного (нерадиоогенного) свинца (Pb_c) по сравнению с радиоогенным (и, соответственно, низкие величины отношения изотопов $^{206}Pb/^{204}Pb$), так как, в отличие от циркона, в состав пирохлора в кристаллографическую позицию А входят двухвалентные катионы, в том числе кальций и свинец. Доля обыкновенного свинца в пирохлорах иногда составляет десятки процентов и является крайне высокой и не типичной для используемых внутрилабораторных и международных геохронологических стандартов при локальных методах анализа. Так, среди наиболее широко распространенных датироваемых минералов – циркон, бадделеит, монацит, апатит – легче подобрать стандарты с минимальным содержанием

обыкновенного свинца. Вместе с тем при точном и аккуратном измерении изотопного состава Pb , а также правильной коррекции на состав обыкновенного (нерадиоогенного) Pb результирующая воспроизводимость получаемых геохронологических данных достигает $\pm 2\%$ и обеспечивает удовлетворительное совпадение возрастных оценок SIMS с данными других изотопно-геохронологических методов (изотопное разбавление с ТИМС – ID-ТИМС, лазерная абляция с масс-спектрометрией в индуктивно-связанной плазме).

Для оценки возраста и длительности формирования редкометальной минерализации нами было проведено изотопное U-Pb датирование рудных ниобиевых минералов Вишневогорского и Потанинского ниобиевых месторождений, связанных с ильмено-вишневогорским карбонатит-миаскиновым комплексом, расположенным в Уральской складчатой области.

Ильмено-вишневогорский комплекс (ИВК) является прототипом линейных карбонатитовых комплексов – самостоятельного формационного типа карбонатитов, связанных с линейными зонами щелочного метасоматоза и сиенит-нефелин-сиенитовым магматизмом. Их происхождение до сих пор является дискуссионным [Левин и др., 1997; Mitchell, 2005; Расс и др., 2006; Недосекова и др., 2009, 2010, 2012, 2016; Иванов и др., 2010; Иванов, 2011; Русин и др., 2012; Nedosekova et al., 2013; Багдасаров, 2014]. Наименее изученными вопросами остаются проблемы возраста и генезиса редкометальной (Zr-Nb-REE) рудной минерализации и ее соотношения с различными магматическими фазами, постмагматической эволюцией, а также с процессами метаморфизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИЛЬМЕНО- ВИШНЕВОГОРСКОГО МИАСКИТ- КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Ильмено-вишневогорский миаскиит-карбонатитовый комплекс находится на стыке Южного и Среднего Урала, в Восточно-Уральской мегазоне, которая наряду с Тагило-Магнитогорской и Зауральской мегазонами образует Восточный (палеоостроводужный) сектор Урала, представляющий собой сложный тектонический коллаж океанических, островодужных и коллизионных комплексов с блоками микроконтинентов [Пучков, 2010]. Восточно-Уральская мегазона отличается широким распространением гранитоидов и гнейсов и

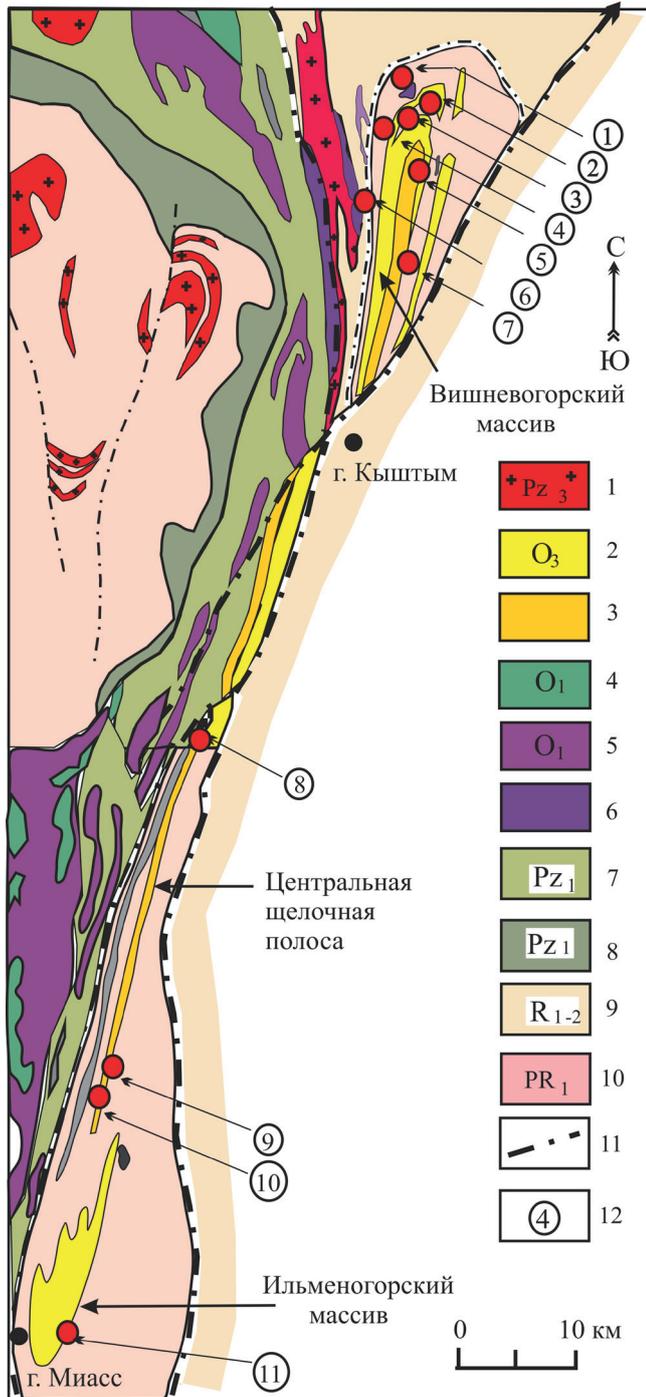


Рис. 1. Схема геологического строения ильмено-вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса по материалам [Левин и др., 1997; Золов и др., 2004].

1 – граниты (Pz_3); 2, 3 – ильмено-вишневогорский комплекс (O_3); 2 – миаскиты Вишневогорского и Ильменогорского массивов, 3 – зоны метасоматитов, карбонатитов, силикатно-карбонатных пород Центральной щелочной полосы; 4 – габбро офиолитовой формации (O_1); 5 – гипербазиты офиолитовой формации (O_1); 6 – метаяльтрабазиты булдымского комплекса ($PR?$); 7 – вулканогенно-осадочные образования Тагил-Магнитогорского мегасинклиория (Pz_1); 8 – сланцы

гранато-слюдяные и эклогиты восточной периферии Уфалейского срединного массива (Pz_1); 9 – плагиосланцы и кварциты обрамления Сысертско-Ильменогорского срединного массива ($R_{1,2}$); 10 – плагиогнейсы, гранитные мигматиты, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты Сысертско-Ильменогорского и Уфалейского срединных массивов ($PR_{1,2}$); 11 – тектонические разломы и несогласия; 12 – основные месторождения и рудопроявления Nb и PЗЭ, связанные с карбонатитами (цифры в кружках): 1 – Булдымское (Nb и PЗЭ); 2, 3 – Вишневогорское (Nb) (2 – зона 125; 3 – зона 140, 147); 4 – Спирихинское (PЗЭ); 5 – Светлинское (Nb); 6 – Каганское (PЗЭ); 7 – Потанинское (Nb); 8 – Увильдинское (Nb); 9 – Байдашевское (Nb); 10 – Ишкульское (Nb); 11 – Ильменское, копь 97 (Nb и PЗЭ).

Fig. 1. Geological scheme of the Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline-carbonatite complex according to [Levin et al., 1997; Zolov et al., 2004].

1 – granites (Pz_3); 2, 3 – Ilmeny-Vishnevogorsk complex (O_3); 2 – miaskites of Vishnevogorsk and Ilmenogorsk massifs, 3 – metasomatites, carbonatites, silicate-carbonate rocks of the Central alkaline band; 4 – ophiolite gabbro (O_1); 5 – ophiolite peridotites (O_1); 6 – Buldym metaultrabasites ($PR?$); 7 – volcanogenic-sedimentary rocks of Tagil-Magnitogorsk megasynclinorium (Pz_1); 8 – garnet-mica shale and eclogites of the eastern margin of the Uphalei middle massif (Pz_1); 9 – plagioclase shale and quartzites of the Sysertsksk-Ilmenogorsk middle massif frame ($R_{1,2}$); 10 – plagiogneisses, granite migmatites, crystalline schists, amphibolites, quartzites of Sysertsksk-Ilmenogorsk and Uphalei middle massifs ($PR_{1,2}$); 11 – tectonic faults and nonconformities; 12 – Nb and REE main ore deposits and occurrences related with carbonatites (numbers in circles): 1 – Buldym (Nb and REE); 2, 3 – Vishnevogorsk (Nb) (2 – 125 zone; 3 – 140 and 147 zones); 4 – Spirikhinskoe (REE); 5 – Svetlinskoe (Nb); 6 – Kaganskoe (REE); 7 – Potanino (Nb); 8 – Uvil'dinskoe (Nb); 9 – Baidashevskoe (Nb); 10 – Ishkul'skoe (Nb); 11 – Ilmenskoe, dig 97 (Nb and REE).

присутствием микроконтинентальных блоков докембрийской(?) кристаллической коры (Талдыкский, Мурзинско-Адуйский, Кайрактинский, отчасти Сысертско-Ильменогорский и др.).

Ильмено-вишневогорский комплекс залегает в осевой части Сысертско-Ильменогорского антиклинория, в нижнепротерозойских породах селянкинской, ильменогорской и вишневогорской толщ (PR_1), в субмеридиональной (коллизийной) структуре и имеет протяженность с севера на юг более 100 км при максимальной ширине 4–6 км (рис. 1). Он включает два относительно крупных (20–25 × 6 км) интрузивных массива миаскитов – Вишневогорский и Ильменогорский, многочисленные пластовые и дайковые тела миаскитов, сиенитов и миаскит-пегматитов, пластовые и жильные тела карбонатитов, а также мощные зоны фенитизации во вмещающих породах вишневогорской и ильменогорской свит. Массивы миаскитов соединяются между собой Центральной щелочной полосой, сложенной фенитами, полевошпатовыми метасоматитами, мелкими телами миаскитов, сиенитов, меланократовыми карбонатно-силикатными породами и карбонатитами.

Карбонатиты с рудной ниобиевой минерализацией широко развиты в северной части комплекса – в апикальной части Вишневогорского массива миаскитов и в “седловидной” залежи миаскитов (Вишневогорское месторождение ниобия), а также встречаются в корневой части массива (рудопоявление Пургино) (см. рис. 1). Карбонатиты образуют пластообразные, дайкообразные и жильные тела (мощностью до 10 м и протяженностью сотни метров), формируя рудную зону протяженностью 4 км и шириной 30 м (рудная зона 147, Вишневогорское ниобиевое месторождение). Наиболее богатая рудная зона этого месторождения (зона 140) приурочена к северному сателлитному телу миаскитов (“седловидной залежи”), которое залегает в замке вишневогорской антиклинали, в 50 м к северу от Вишневогорского массива, и сложена системой субпараллельных жил карбонатитов, альбититов и миаскитовых пегматоидов. Карбонатиты встречаются также в фенитовом ореоле Вишневогорского интрузива – в фенитизированных породах вишневогорской свиты, образуя штокверки и жильные тела выполнения.

Ранние карбонатиты (сёвиты I), залегающие в виде шпиров и пластообразных тел преимущественно в корневой части Вишневогорского интрузива, имеют кальцитовый состав и содержат нефелин, полевые шпаты, биотит, а также акцессорные циркон, чернобурый пирохлор (гатчеттолит), ильменит, апатит и др. Поздние карбонатиты (сёвиты II) широко развиты в апикальной части Вишневогорского массива, часто приурочены к замкам складок, образуют крупнозернистые, лейкократовые обособления и жилы в миаскитах и ранних карбонатитах, сложенные кальцитом и крупными кристаллами (до n см) фторапатита, красного и желтовато-бурого пирохлора, ильменита, биотита, пирротина, пирита. Поздние карбонатиты в экзоконтактовых фенитовых ореолах миаскитовых интрузивов также представлены крупнозернистыми кальцитовыми жилами и содержат пироксен (эгирин-авгит), красно-бурый пирохлор, апатит, ильменит, титанит.

Многочисленные месторождения и рудопоявления пирохлорсодержащих карбонатитов установлены и разведаны в Центральной щелочной полосе (см. рис. 1). Самое крупное из месторождений – Потанинское месторождение ниобия – находится в восточном контакте Центральной щелочной полосы, образуя линейную, иногда штокверковидную зону в миаскитах и фенитах протяженностью около 15 км и мощностью до 40 м. Кроме того, здесь известны Ишкульское, Байдашевское, Увильдинское и Светлоозерское рудопоявления [Левин и др., 1997] (см. рис. 1).

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Первые Rb-Sr и U-Pb изотопно-геохронологические данные для пород ильмено-вишнево-

горского комплекса были получены в 70–80-х гг. XX в. Для миаскитов ильмено-вишневогорского комплекса построены породные Rb-Sr изохроны с возрастом 446 ± 12 млн лет (O_3) (Ильменогорский массив) и 436 ± 31 (S_1), 478 ± 55 млн лет (O_1) (Вишневогорский массив), которые были интерпретированы как возраст внедрения и кристаллизации миаскитовых магм на завершающих этапах рифтогенеза в нижнем–верхнем ордовике (O_1 – O_3) [Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983]. При этом было установлено, что минеральные Rb-Sr изохроны для миаскитов соответствуют возрасту 245 ± 8 млн лет, который был соотнесен с возрастом метаморфизма.

U-Pb датирование цирконов из миаскитов ильмено-вишневогорского комплекса, полученных методом изотопного разбавления, показало нижнесилурийские возраста: 434 ± 15 млн лет [Крамм и др., 1993] и 422 ± 10 млн лет [Чернышев и др., 1987]. При датировании цирконов локальными методами (SHRIMP и лазерная абляция) получен диапазон возрастов от нижнего силура до верхнего девона: возраст цирконов миаскит-пегматитов, миаскитов и малиньитов Ильменогорского массива – 432 ± 3.7 (S_1), 419 ± 7 (S_2), 417 ± 7 (S_2), 383 ± 14 (D_3) млн лет соответственно [Краснобаев и др., 2010a, 2014], возраст цирконов карбонатитов Вишневогорского массива – 419 ± 20 млн лет [Краснобаев и др., 2010b] и 417 ± 3 млн лет (S_2) [Недосекова и др., 2010, 2012, 2016].

Кроме того, U-Pb изотопные системы цирконов ильмено-вишневогорского комплекса фиксируют более поздние процессы метаморфизма, сопровождающиеся потерей радиогенного Pb, с возрастом 261 ± 14 млн лет [Чернышев и др., 1987] и 279 ± 10 млн лет (P) [Краснобаев и др., 2010a]. Значительное количество зерен цирконов миаскитов и миаскит-пегматитов при U-Pb датировании локальными методами показали пермские возраста: 269 ± 6 и 251 ± 6 млн лет соответственно [Краснобаев и др., 2014], так же как и Rb-Sr минеральные изохроны, полученные ранее [Кононова и др., 1979; Kramm et al., 1983].

Sm-Nd минеральная изохрона для карбонатитов Вишневогорского массива, построенная по 5 аналитическим точкам (минеральным фракциям кальцита, биотита, апатита, пирохлора и валовой пробе), показала нижнесилурийский возраст 425 ± 44 млн лет (S_1), фиксируя карбонатитовый магматический этап функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы [Недосекова, Беляцкий, 2012]. Кроме того, для карбонатитов седловидной залежи миаскитов была получена Sm-Nd минеральная изохрона с возрастом 388 ± 50 млн лет (конец D_2) [Иванов и др., 2010], вероятно отражающая наиболее поздний завершающий этап становления ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса.

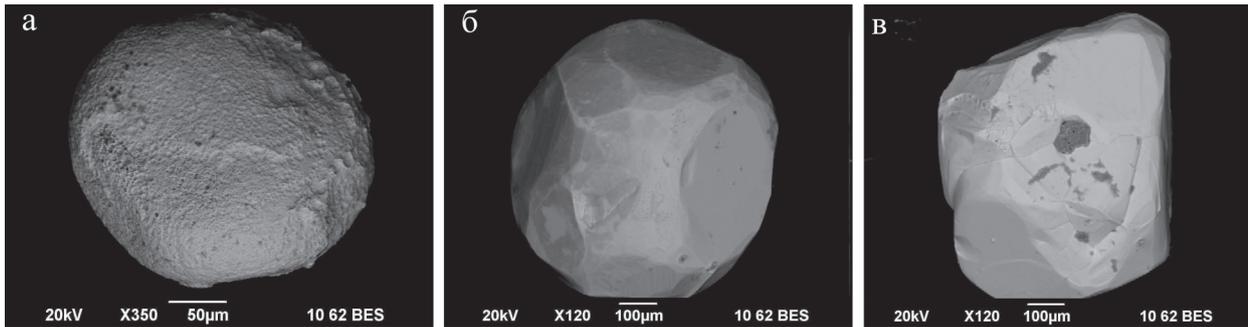


Рис. 2. Особенности морфологии пирохлоров ильмено-вишневогорского комплекса: уранпирохлор из ранних карбонатитов, Увильдинское Nb-рудопоявление (а); Sr-REE-содержащий пирохлор из поздних карбонатитов, Вишневогорское Nb-месторождение (б, в).

Fig. 2. Morphological features of pyrochlores from Ilmeny-Vishnevogorsky complex: uranpyrochlore of early carbonatite, Uvildinskoe Nb-occurrences (a); Sr-REE-containing pyrochlores of late carbonatite, Vishnevogorsky Nb-deposit (б, в).

Таким образом, данные U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd геохронологии щелочных пород и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса свидетельствуют о многостадийном магмообразовании на этапе палеозойской активизации (≈ 440 – 390 млн лет), а также о масштабных процессах щелочного метасоматоза и пегматитообразования на этапе герцинской орогении (≈ 350 – 250 млн лет) и последующего постколлизийного растяжения (≈ 250 – 240 млн лет).

РУДНАЯ НИОБИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В ильмено-вишневогорском комплексе известно более 10 месторождений и рудопоявлений ниобия, циркония и редких земель (см. рис. 1). Вишневогорское месторождение – первое в России, на котором велась промышленная добыча ниобиевого сырья, – связано с пирохлорсодержащими карбонатитами в апикальной части Вишневогорского миаскитового интрузива. В породах Центральной щелочной полосы разведаны Потанинское ниобиевое месторождение, Светлоозерское, Байдашевское, Ишкульское, Увильдинское рудопоявления, также связанные с карбонатитами [Левин и др., 1997; Золоев и др., 2004].

Рудная ниобиевая минерализация редкометалльных месторождений ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса представлена минералами надгруппы пирохлора: собственно пирохлором, Уранпирохлором (гатчеттолитом), бетафитом, а также Ta-, PЗЭ- и Sr-содержащими разновидностями группы пирохлоров. Реже встречаются такие минералы, как ильменорутит, колумбит, ферсмит, чевкинит-(Ce) [Еськова, Назаренко, 1960; Еськова и др., 1964; Ефимов и др., 1985; Левин и др., 1997; Недосекова, Прибавкин, 2015; Недосекова и др., 2017].

Основными рудными минералами карбонатитовых месторождений ильмено-вишневогорского

комплекса являются минералы группы пирохлора. Пирохлор присутствует во многих разновидностях пород – в миаскитах и сиенитах, особенно в их пегматоидных разностях, в миаскит-пегматитах, сиенит-пегматитах, карбонатитах и щелочных метасоматитах (альбититах, фенитах, слюдитах и др.). В наиболее значительных количествах пирохлор встречается в карбонатитах как ранних, так и поздних стадий карбонатитообразования (сёвитах I и II соответственно) в Вишневогорском миаскитовом массиве и в породах Центральной щелочной полосы [Левин и др., 1997; Золоев и др., 2004; Недосекова, 2007; Недосекова и др., 2009, 2017].

В миаскитах и сиенитах пирохлор представлен октаэдрическими кристаллами темно-бурого, иногда оранжевого цвета размером 0.01–0.1 мм. В пегматоидных разностях размеры пирохлора увеличиваются до 0.5 см, а в пегматитах – до нескольких сантиметров. Распределение пирохлора неравномерное: в пегматитах и альбититах он образует струевидные скопления и мелкую рассеянную вкрапленность (размеры кристаллов от 2–3 мм до нескольких сантиметров). В силикокарбонатитах (меланократовых карбонатно-силикатных породах) и в ранних карбонатитах (сёвитах I) пирохлор образует мелкие зерна черного и зеленовато-черного цвета (U-пирохлор) (рис. 2а). В поздних карбонатитах (сёвитах II) пирохлор образует октаэдрические и кубооктаэдрические кристаллы размером 0.05–1.5 см красно-бурого и желтого цвета (рис. 2б, в), в которых присутствуют реликты раннего (черного) пирохлора со следами растворения и преобразования. Внутреннее строение кристаллов пирохлора поздних карбонатитов иллюстрирует рис. 3а–е: в ядрах кристаллов иногда сохраняются реликты черного U-(Ta)-содержащего пирохлора, окруженные промежуточной зоной U-содержащего гидратированного пирохлора, а периферическая часть кристалла сложена светлым Sr-содержащим пирохлором (см. рис. 3д).

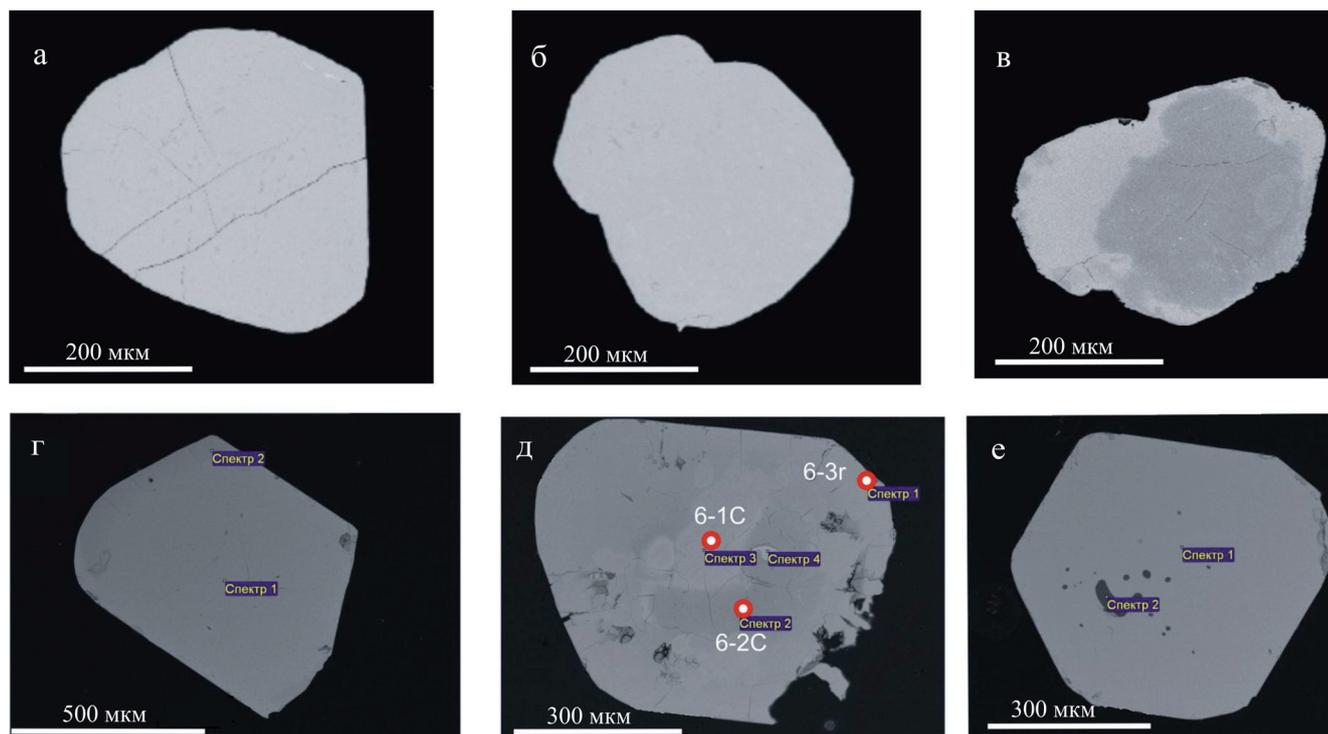


Рис. 3. Морфология и внутреннее строение кристаллов пироклора из карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса (обр. 331, сёвит II, Вишневогорское месторождение), изображение в отраженных электронах (BSE).

Точки анализов соответствуют приведенным в табл. 1.

Fig. 3. Morphology and internal structure of pyrochlore crystals from carbonatites of the Ilmeny-Vishnevogorsk complex (sample 331, Sevite II, Vishnevogorsk deposit), BSE-image.

Analysis number corresponds to those denoted in Table 1.

В ильмено-вишневогорском комплексе установлены несколько минералов группы пироклора, формирование которых связано с определенными эволюционными стадиями функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы и метаморфических преобразований комплекса [Недосекова и др., 2017]. Согласно последней номенклатуре группы пироклора (надгруппа пироклора) (на основе преобладающего катиона или аниона в позициях B = Nb, Ti, Ta; A = Ca, Na, REE, Y, Sr, Ba, Mn, Mg, U, Th и Y = O, OH, F) [Atencio et al., 2010], пироклолы ильмено-вишневогорского и буддымского комплексов могут быть классифицированы как U-(Ta)-содержащие оксикальциопироклолы (или уран-пироклолы, по [Hogarth, 1977]) и фторкальциопироклолы (в том числе Ta-, PЗЭ_с- и Sr-содержащие разновидности). Среди U- и Sr-содержащих разновидностей встречаются кенопироклолы (с вакансией в позиции A более 50% по отношению к катионам этой позиции). Составы пироклолов представлены на тройных диаграммах, характеризующих заполнение A, B и Y позиций (рис. 4).

U-(Ta)-содержащие оксикальциопироклолы (15–24 мас. % UO₂, 1–14 мас. % Ta₂O₅) встреча-

ются в ранних высокотемпературных карбонатитах (сёвитах I) и силикокарбонатитах Центральной щелочной полосы (Потанинское месторождение, Увильдинское рудопроявление) [Левин и др., 1997; Недосекова и др., 2009]. Этот тип пироклолов, вероятно, образуется раньше, чем другие, на позднематематической стадии кристаллизации, о чем свидетельствуют реликты U-содержащего пироклора в более поздних генерациях Sr-содержащего пироклора из поздних карбонатитов (сёвитов II) [Левин и др., 1997] (см. рис. 3в, д).

Фторкальциопироклолы с максимальными содержаниями Nb₂O₅ (65–69 мас. %), с наиболее стехиометричными составами и низкими содержаниями микропримесей широко развиты в полевошпатовых жилах и в поздних кальцитовых карбонатитах в седловидной залежи миаскитов Вишневогорского массива. Этими пироклолами сложены основные рудные зоны Вишневогорского месторождения (рудные зоны 140 и 147), встречаются они также и на Потанинском месторождении.

Ta-содержащие разновидности фторкальциопироклолов (1.5–5.0 мас. % Ta₂O₅; 0–4.2 мас. % UO₂) образуются в нефелиновых пегматитах в апикаль-

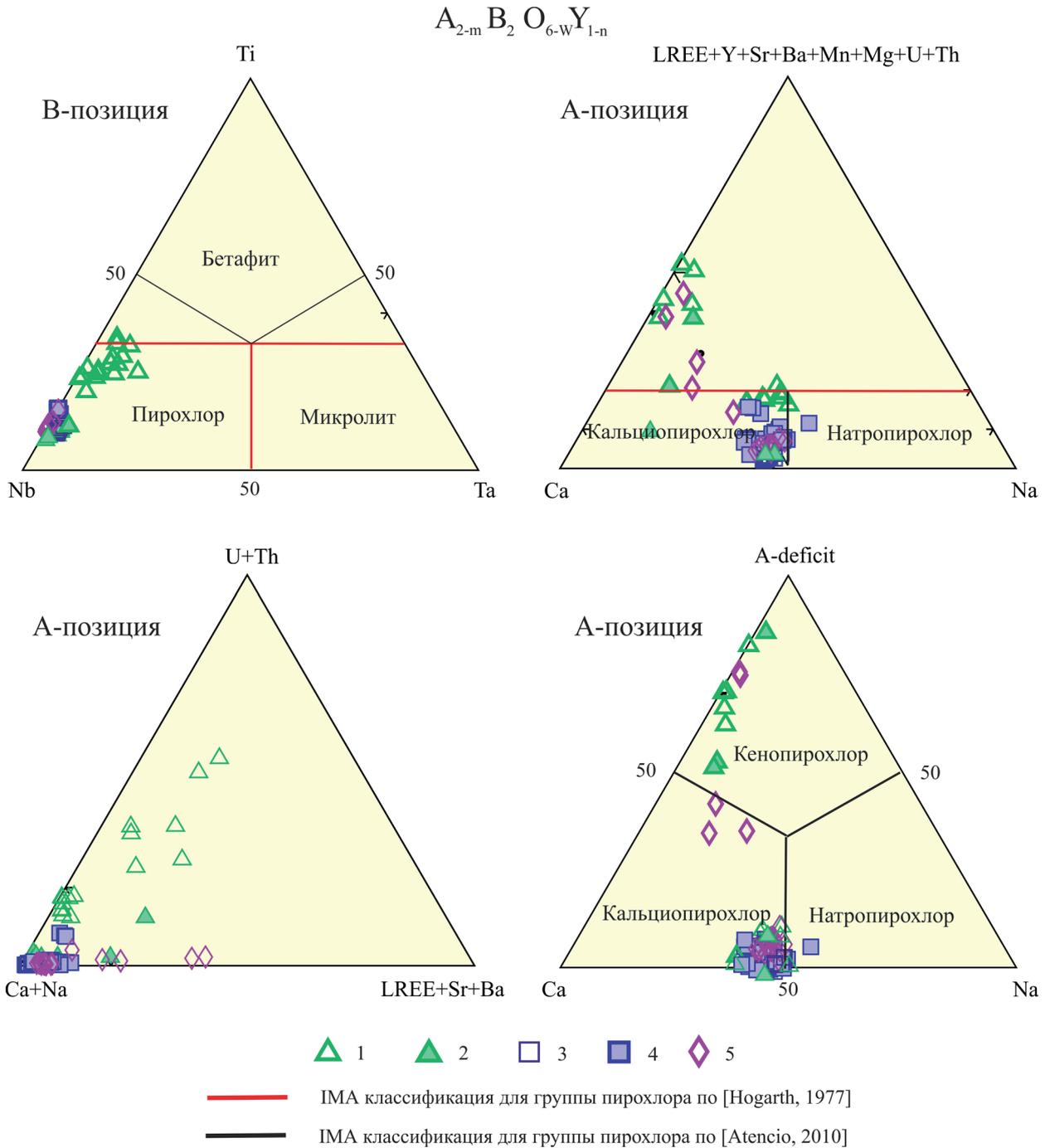


Рис. 4. Состав пирохлоров на треугольных диаграммах, отражающих заполнение В- и А-позиций в структуре пирохлора (ф. ед.).

1 – U-(Ta)-содержащие оксикальциопирохлоры, 2 – Ta-содержащие фторкальциопирохлоры, 3 – фторкальциопирохлоры, 4 – P3Э-Sr-содержащие фторкальциопирохлоры, 5 – Sr-P3Э-содержащие фторкальциопирохлоры.

Fig. 4. Triangle composition diagrams for pyrochlore reflected occupation of B- and A-sites in the pyrochlore structure (pfu).

1 – U-(Ta)-containing oxicalciopyrochlores, 2 – Ta-containing fluorcalciopyrochlores, 3 – fluorcalciopyrochlores, 4 – REE-Sr-containing fluorcalciopyrochlores, 5 – Sr-REE-containing fluorcalciopyrochlores.

ной части Вишневогорского массива (рудная зона 147), а также встречаются в карбонатах Потанин-

ского месторождения. Этот пирохлор формируется на пегматитовой стадии кристаллизации.

Sr- и P3Э-содержащие фторкальциопироклоры (3–6 мас. % LREE₂O₃, 1.5–4.5 мас. % SrO) широко распространены в поздних карбонатитах (сёвитах II) и в экзоконтактных фенитах Вишневогорского и Потанинского месторождений. Эти разновидности пироклора образуют кристаллы октаэдрической и кубооктаэдрической формы (см. рис. 2 и 3г, е) с признаками метасоматического роста, а также образуют каймы вокруг U-содержащих реликтовых (?) ядер пироклора (см. рис. 3в, д). Вероятно, что формирование этих разновидностей пироклоров происходит на завершающих стадиях (позднекарбонатитовой и сиенит-пегматитовой) эволюции комплекса, а также может быть связано с этапом метаморфических преобразований коллизионной стадии.

МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Химический состав пироклоров и эшинитов ИВК был изучен на микрозонде САМЕВАХ в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, при 60 нА и 20 кВ, при размере пучка зонда 2 мкм (аналитик В.В. Шарыгин) и на микрозонде Cameca-100 в ИГГ УрО РАН (аналитик Д.В. Замятин).

U-Pb датирование высокоурановых пироклоров проводилось с помощью лазерной абляции и масс-спектрометра с ИСП-МС (DUV-19 и LA-ICP MS). Для датирования пироклоров с содержанием окислов урана менее чем 2.5% была использована методика локального U-Pb датирования отдельных кристаллов пироклора на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II, разработанная в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Детальное описание методики приведено в работе [Лепехина и др., 2016]. Измерения U-Th-Pb изотопных отношений и концентрации элементов в пироклорах, а также калибровка стандарта производились на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург). Поскольку кристаллохимически пироклор существенно отличается от циркона, на этапе, предворяющем собственно аналитические измерения уран-свинцовых отношений в пироклорах нашей коллекции, экспериментально были подобраны оптимальный режим и последовательность регистрации ионных токов элементов с учетом возможных изобарных наложений и состава матрицы минерала, разработана схема измерительного протокола и расчета U-Pb возрастов. Локальное датирование пироклора сопровождалось детальным определением химического состава кристаллов на микроуровне.

В качестве внутрилабораторного стандарта использовался пироклор-331 из сёвитов II Вишневогорского массива, который характеризуется относительной площадной геохимической однородностью с возрастом 230 ± 1.3 млн лет и содержанием

U 1500 ± 365 г/т. Регулярный, на протяжении 10 месяцев, масс-спектрометрический анализ пироклора-331 демонстрирует приемлемый для стандарта разброс получаемых $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношений при использовании метода калибровки по линейной зависимости $\ln(\text{Pb}/\text{U})$ от $\ln(\text{UO}/\text{U})$. Измеренные $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения пироклоров нормализовались по значению 0.0363, которое соответствует возрасту 230 млн лет (по модели [Stacey, Kramers, 1975]). Погрешность измерения изотопных отношений при количестве анализов в среднем 10–15 за сессию для стандарта варьирует в интервале 1–2% (2σ). Концентрация ^{238}U в анализируемых образцах пироклоров оценивалась относительно усредненного содержания урана в пироклоре-331 (≈ 1500 г/т). Поправка измеренного изотопного состава Pb на нерадиогенный свинец вносилась, исходя из модельного состава Pb_c, на соответствующий возраст про модели Стейси–Краммерса [Stacey, Kramers, 1975]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) рассчитывались на уровне 1σ, а погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на рис. 5–7 на уровне 2σ. Обработка первичных данных масс-спектрометрического анализа и построение графиков с конкордией по полученным изотопным отношениям осуществлялись с использованием программ SQUID и ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003].

U-PB ДАТИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА ИВК И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами изучена U-Th-Pb изотопная система трех химически охарактеризованных образцов пироклоров ИВК, формирующихся на различных стадиях рудообразования: а) из ранних карбонатитов (U-(Ta)-оксикальциопироклор, обр. К-37-95, сёвиты I, Потанинское месторождение), б) из поздних карбонатитов (Ta-содержащий фторкальциопироклор, обр. К-43-62, сёвиты II, Потанинское месторождение), в) из поздних карбонатитов (P3Э-Sr-содержащий фторкальциопироклор, обр. 331, сёвиты II, Вишневогорское месторождение). Представительные анализы исследованных образцов пироклоров (характеризующие центр и край кристаллов) и их пересчет на кристаллохимическую формулу приведены в табл. 1. Оптические изображения и изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE) разновидностей пироклоров показаны на рис. 2, 3.

Для использования в качестве изотопно-геохимического и геохронологического стандарта, как упоминалось ранее, был выбран образец пироклора-331 Вишневогорского месторождения. Этот пироклор классифицируется, согласно [Atencio et al., 2010], как Sr-P3Э-содержащий (1.5–4.5 мас. % SrO и 1.0–2.5 мас. % LREE) фторкальциопироклор. Образуется он в поздних карбонатитах (сёвиты II) – в биотит-кальцитовых карбонатитах с апатитом, иль-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и формулы (ф. ед.) минералов группы пирохлора ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса, Урал**Table 1.** Compositions (wt %) and formulae (a.p.f.u.) of the pyrochlore-group minerals from ilmeno-vishnevogorsky carbonatite-miaskite complex, Urals

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Обр. К37-95				Обр. К43-62				Обр. 331							
	Точки анализа															
	2c	2r	8c	4r alt	2	3	5	9	1-1c	1-2r	7-1c	7-2r	6-1c*	6-2c alt*	6-3r*	8-1c
Nb ₂ O ₅	38.72	39.58	45.60	50.42	63.83	61.66	62.03	63.44	65.58	60.23	66.59	65.64	60.33	52.08	59.26	66.98
Ta ₂ O ₅	4.02	4.20	4.37	4.39	2.12	3.53	2.92	2.30	0.02	0.27	0	0.13	0.31	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	12.50	12.06	9.48	7.95	4.32	4.89	4.60	4.47	4.23	5.06	3.33	4.52	4.45	4.42	3.51	3.24
SiO ₂	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	4.99	0.00	0.00	1.58	0.00	0.00	0.00
UO ₂	22.11	21.00	16.43	12.44	0.08	1.80	0.83	0.00	0.16	0.57	0.19	0.21	3.72	3.72	0.85	0.2
ThO ₂	0.78	0.80	0.59	1.11	2.05	1.59	1.97	2.26	0.56	0.78	0.63	0.61	0.3	0.53	0.59	0.46
Fe ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.81	0.06	0.07	0.07	0.07	0.03	1.59	0.04	0	1.52	1.69	1.5	0.02
Y ₂ O ₃	0.12	0.10	0.05	0.07	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.1	0.04	0.13	0.11	0.1	0	0.03	0.15
La ₂ O ₃	0.31	0.41	0.44	0.61	0.32	0.22	0.59	0.14	0.51	1.49	0.22	0.54	0.37	0.7	1.08	0.68
Ce ₂ O ₃	0.72	1.02	1.11	1.82	0.88	0.82	1.33	0.56	1.43	4.52	0.96	1.42	1.52	2.42	2.98	1.96
Nd ₂ O ₃	0.94	0.95	0.95	0.94	0.38	0.26	0.37	0.12	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0	0.74	0.00	0.00	0.21	0.42	0.5	0.04
MgO	0.03	0.01	0.01	0.02	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	но	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
CaO	11.06	10.65	11.08	6.65	15.48	15.47	15.03	16.07	14.98	6.69	15.04	14.37	11.68	6.04	12.24	13.2
BaO	0.00	0.00	0.00	0.14	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0	1.58	0.06	0	0.77	2.39	0.73	0
SrO	0.28	0.31	0.46	0.44	0.56	0.39	0.47	0.47	1.53	4.4	1.02	1.44	1.97	5.01	3.27	1.8
PbO	0.91	0.91	0.53	0.50	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.18	0.46	0.19	0.33	0.48	0.31	0.05	0.46
Na ₂ O	5.11	5.40	5.79	0.16	6.55	6.51	6.53	6.48	6.99	0.35	7.12	6.98	3.64	0.05	2.09	6.71
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.57	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	н.о	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
F	1.44	1.51	1.38	1.65	5.25	4.74	4.86	5.21	4.58	0.50	4.29	4.43	2.76	0.24	2.13	4.21
Total	99.04	99.04	98.25	90.71	101.87	101.95	101.59	101.58	100.89	94.26	99.81	100.73	95.71	80.02	90.81	100.11
O = F ₂	0.61	0.64	0.58	0.69	2.21	2.00	2.05	2.19	1.93	0.21	1.81	1.87	1.16	0.10	0.90	1.77
Total	98.44	98.41	97.67	90.02	99.67	99.95	99.55	99.39	99.0	94.0	98.0	98.9	94.55	79.92	89.9	98.3
Формулы рассчитаны на 2 катиона в В-позиции (ф. ед.)																
Позиция В																
Nb	1.250	1.270	1.425	1.491	1.764	1.712	1.734	1.753	1.804	1.460	1.845	1.793	1.632	1.673	1.753	1.850
Ta	0.078	0.081	0.082	0.078	0.035	0.059	0.049	0.038	0.000	0.004	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000
Ti	0.672	0.644	0.493	0.391	0.199	0.226	0.214	0.205	0.194	0.204	0.153	0.205	0.200	0.236	0.173	0.149
Fe ³⁺	0.000	0.004	0.000	0.040	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.064	0.002	0.000	0.068	0.090	0.074	0.001
Sum В	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Позиция А																
Ca	0.847	0.810	0.820	0.466	1.014	1.018	0.996	1.052	0.977	0.268	0.987	0.930	0.749	0.460	0.858	0.864
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.384	0.000	0.000	0.011	0.025	0.028	0.002
Mg	0.003	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	Н.о.	0.034	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Ba	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.001	0.000	0.018	0.067	0.019	0.000
Sr	0.011	0.013	0.018	0.017	0.020	0.014	0.017	0.017	0.054	0.137	0.036	0.050	0.068	0.206	0.124	0.064
Pb	0.018	0.017	0.010	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.007	0.003	0.005	0.008	0.006	0.001	0.008
Na	0.708	0.743	0.776	0.020	0.776	0.775	0.783	0.768	0.825	0.036	0.846	0.817	0.422	0.007	0.265	0.795
K	0.001	0.001	0.001	0.048	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y	0.004	0.004	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.004	0.004	0.003	0.000	0.001	0.005
LPЗЭ	0.051	0.061	0.063	0.080	0.035	0.029	0.052	0.018	0.043	0.118	0.027	0.043	0.0415	0.081	0.0975	0.059
U	0.351	0.332	0.253	0.181	0.001	0.025	0.011	0.000	0.002	0.007	0.003	0.003	0.050	0.059	0.012	0.003
Th	0.013	0.013	0.009	0.017	0.029	0.022	0.028	0.031	0.008	0.010	0.009	0.008	0.004	0.009	0.009	0.006
Sum А	2.007	1.996	1.953	0.847	1.875	1.883	1.887	1.886	1.915	0.767	1.916	1.861	1.374	0.920	1.414	1.806
F	0.325	0.339	0.302	0.341	1.015	0.921	0.950	1.007	0.881	0.085	0.831	0.846	0.522	0.054	0.441	0.813

Примечание. Химический состав минералов группы пирохлора определен: 1–8 – на микрозонде САМЕВАХ в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск, аналитик В.В. Шарьгин); 9–16 – на микрозонде Самеса-100 в ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик Д.В. Замятин); alt – изменен; с – центр кристалла, r – край кристалла. Н.о – не определялся. *Зерно пирохлора с реликтами ранних генераций.

1, 2, 3 – U-(Ta)-содержащий оксикальциопирохлор; 4 – U-(Ta)-содержащий гидропирохлор (обр. К-37-95, севит I, Потанинское месторождение, ИВК); 5–8 – Ta-содержащий фторкальциопирохлор (обр. К-43-62, севит II, Потанинское месторождение, ИВК); 9–16 – (обр. 331, севит II, Вишневогорское месторождение, ИВК): 9, 11, 12, 16 – Sr-(PЗЭ)-содержащий фторкальциопирохлор; 10 – Sr-(PЗЭ)-содержащий кенопирохлор; 13 – реликты U-содержащего пирохлора (ядро зерна 6-1c, обр. 331), 14 – U-содержащий гидропирохлор (средняя зона зерна 6-2c, обр. 331); 15 – Sr-(PЗЭ)-содержащий фторкальциопирохлор (кайма зерна 6-3r, обр. 331) (см. рис. 3).

Note. Compositions of the pyrochlore-group minerals was determined: 1–8 – on the microprobe CAMEBAX in the IGM SB RAS (Novosibirsk, analyst V.V. Sharygin); 9–16 – on the microprobe Cameca-100 in the IGG, UD RAS (Ekaterinburg, analyst D.V. Zamyatin); alt – changed; c – the center of the crystal, r – the rim of the crystal. H.o – not determined. *Pyrochlore grain with early generation relics. 1, 2, 3 – U-(Ta)-containing oxycalcipyrochlore; 4 – U-(Ta)-containing hydropyrochlore (sample K-37-95, Sövit I, Potaninskoye deposit, IVC); 5–8 – Ta-containing fluorcalcipyrochlore (sample K-43-62, Sövit II, Potaninskoye deposit, IVC); 9–16 – (sample 331, Sövit II, Vishnevogorskoye deposit, IVC); 9, 11, 12, 16 – Sr-(REE)-containing fluorcalcipyrochlore; 10 – Sr-(REE)-containing ksenopyrochlore; 13 – relics of U-containing pyrochlore (grain core 6-1c, sample 331), 14 – U-containing hydropyrochlore (middle zone of grain 6–2c, sample 331); 15 – Sr-(REE)-containing fluorcalcipyrochlore (rim of grains 6-3r, sample 331) (see Fig. 3).

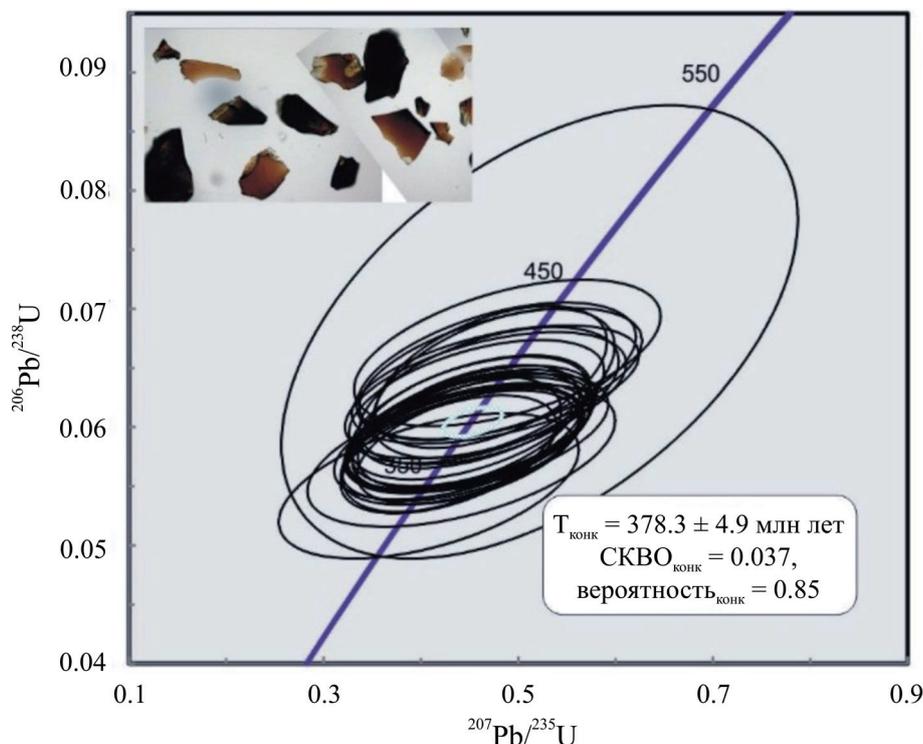


Рис. 5. U-Pb-диаграмма уранпирохлора по результатам локального анализа методом ЛА ИСП-МС (приведены только конкордантные анализы), обр. 37-95 из карбонатитов Потанинского месторождения, ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал.

На врезке представлены внешние формы датированных зерен (в проходящем свете). Здесь и на рис. 6, 7: размеры эллипсов ошибок при 2σ .

Fig. 5. U-Pb-diagram on laser ablation ICP-MS uranpyrochlore data (only concordant analyses are viewed), sample 37-95 from carbonatites of the Potanino ore deposit, Il'meny-Vishnevogorsk complex.

Insert shows external forms of dated grains (transparent light). Here and on Figs 6,7 – error ellipses are 2σ .

менитом, пирротинном, пиритом (апикальная часть Вишневогорского массива миаскитов). Пирохлор образует крупные и мелкие октаэдрические кристаллы и зерна бурого, светло-бурого (почти желтого) и красно-бурого цвета.

Уран-свинцовый изотопный анализ этого пирохлора как локальными методами (SHRIMP-II, лазерная абляция с ИСП-МС), так и методом изотопного разбавления с применением хроматографического разделения элементов и термо-ионной масс-спектрометрии показал удовлетворительную сходимость результатов. Так, датировки различных зерен пирохлора-331 двумя локальными методами отличаются не более чем на 0.5–1.0 млн лет,

а оценки содержания урана варьируют в пределах 30% (SHRIMP-II и лазерная абляция с ИСП-МС). Коррекция измеренного изотопного состава Pb внутрилабораторного стандарта пирохлора на изотопный состав нерадиогенной компоненты проводилась по составу свинца в сингенетичном пирохлору кальците (минерале-акцепторе Pb с высоким соотношением Pb/U), а также по соответствующим параметрам модельной кривой [Stacey, Kramers, 1975] эволюционного развития изотопного состава свинца Земли 230 млн лет назад: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.851$, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.082$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.35$. В пределах полученной погрешности возрастные и концентрационные характеристики зерен этого пирохло-

Таблица 2. Характеристика состава и U-Th-Pb изотопной системы минералов группы пироклора ниобиевых месторождений ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал)**Table 2.** Composition and U-Th-Pb isotope system of the pyrochlore-group minerals from Nb-deposits of Ilmeno-Vishnevogorsky carbonatite-miaskite complex (the Southern Urals)

№ обр	Вмещающая порода	Хим. тип пироклора по [Atencio, 2010]	Состав пироклора (основные компоненты в мас. %)	Характеристика U-Th-Pb системы пироклора	U-Pb возраст пироклора, млн лет
K37-95*	Сёвиты I	Потанинское Nb месторождение, Центральная щелочная полоса U-(Ta)-содержащий оксикальциопироклор	Na ₂ O – 4.6 CaO – 9.1 Nb ₂ O ₅ – 42.5 (PbO+ThO ₂ +UO ₂) – 20	[U]: 130000-240000 Th/U: 0.3-0.9	378.3 ± 4.9 n = 28
K43-62	Сёвиты II		Ta-содержащий фторкальциопироклор Na ₂ O – 8.4 CaO – 14.6 Nb ₂ O ₅ – 60.7 (PbO+ThO ₂ +UO ₂) – 2	[U]: 300-2800 Th/U: 8.6-92.0 ²⁰⁶ Pb _c : 25-68 %	216 ± 5.0 n = 15
331	Сёвиты II	Вишневогорское Nb месторождение Sr-содержащий фторкальциопироклор	Na ₂ O – 8.5 CaO – 13.1 Nb ₂ O ₅ – 65.1 (PbO + ThO ₂ + UO ₂) – 1	[U]: 620-4700 Th/U: 0.7-5.2 ²⁰⁶ Pb _c : 9-39 %	230 ± 1.5 n = 40

Примечание. Для датирования отдельных кристаллов пироклора с содержанием окислов урана менее чем 2.5% была использована методика локального U-Pb датирования на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II, разработанная в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Детальное описание методики приведено в работе [Лепехина и др., 2016]. *U-Pb датирование урансодержащего пироклора (с содержанием окислов урана более, чем 2.5%) выполнено с помощью метода лазерной абляции и масс-спектрометрии в индуктивно связанной плазме; n – количество анализов, [U] – содержание урана (г/т), рассчитанное относительно концентрации урана (1500 г/т) внутрилабораторного стандарта пироклор-331, ²⁰⁶Pb_c – относительная доля нерадиогенного свинца. Детали химического состава см. в табл. 1.

Note. U-Pb dating of pyrochlore (with a uranium oxide content of less than 2.5%) was performed using the method of ID-TIMS on the secondary ion mass spectrometer SHRIMP-II, developed at VSEGEI (St. Petersburg). A detailed description of the technique in [Lepikhina et al., 2016]. *U-Pb dating of uranium-containing pyrochlore (with a content of uranium oxides of more than 2.5%) was performed using the method of laser ablation and mass spectrometry in inductively coupled plasma; n – number of analyzes, [U] – the concentration of U (ppm) calculated in regards to the concentration of U (1500 ppm) in the in-house standard pyrochlore-331; ²⁰⁶Pb_c is the relative portion of nonradiogenic Pb. Details of the chemical composition see in Table 1.

ра воспроизводятся удовлетворительно и для дальнейших U-Pb измерений коллекции образцов пироклора был принят возраст внутрилабораторного стандарта “пироклор-331” 230 ± 1.3 млн лет, а содержание U – 1500 ± 365 г/т.

Используя возрастные и концентрационные характеристики пироклора-331, U-Pb отношения коллекции пироклоров редкометалльных месторождений карбонатитовых комплексов Урала измерялись относительно U/Pb отношений зерен пироклора-331, измеряемых в той же сессии в качестве калибровочного стандарта. Несмотря на существенные вариации в содержании урана (от 300 г/т до 1.9 %), тория (от 1400 г/т до 3 %) и высокой доли нерадиогенного свинца (от 9 до 65% ²⁰⁶Pb), уран-свинцовые изотопные системы изучаемых фторкальциопироклоров оказались практически ненарушенными, а возраст в пределах погрешности – конкордантным. Относительно высокие содержания радиогенного свинца (²⁰⁶Pb_{rad} = 14–300 г/т) обеспечили низкую погрешность единичных измерений изотопных отношений и воспроизводимость результатов, кото-

рая в пересчете на возраст приводит к погрешности конкордантных оценок на уровне 1–6 млн лет. Результаты U-Th-Pb изотопного анализа пироклоров представлены в табл. 2 и на рис. 5–7.

Уранпироклоры, формирующиеся на ранних стадиях карбонатитообразования в сёвитах I Центральной щелочной полосы (обр. K-37-95, U-(Ta)-оксикальциопироклор, Потанинское месторождение), характеризуются частично нарушенной U-Pb изотопной системой и имеют возраст 378.3 ± 4.9 млн лет (см. рис. 5). Обнаруженное нарушение замкнутости изотопной системы этих пироклоров отражает не только повышенную степень метамиктизации кристаллической структуры минерала из-за высокого содержания радиоактивных U и Th, но и воздействие поздних процессов, связанных с постколлизией рудно-метасоматической стадией эволюции комплекса 220–250 млн лет назад.

Для Sr-P3Э-содержащего пироклора (обр. 331, фторкальциопироклор) из сёвитов II Вишневогорского месторождения, как уже упоминалось выше, получен возраст 230 ± 1.5 млн лет (см. рис. 6).

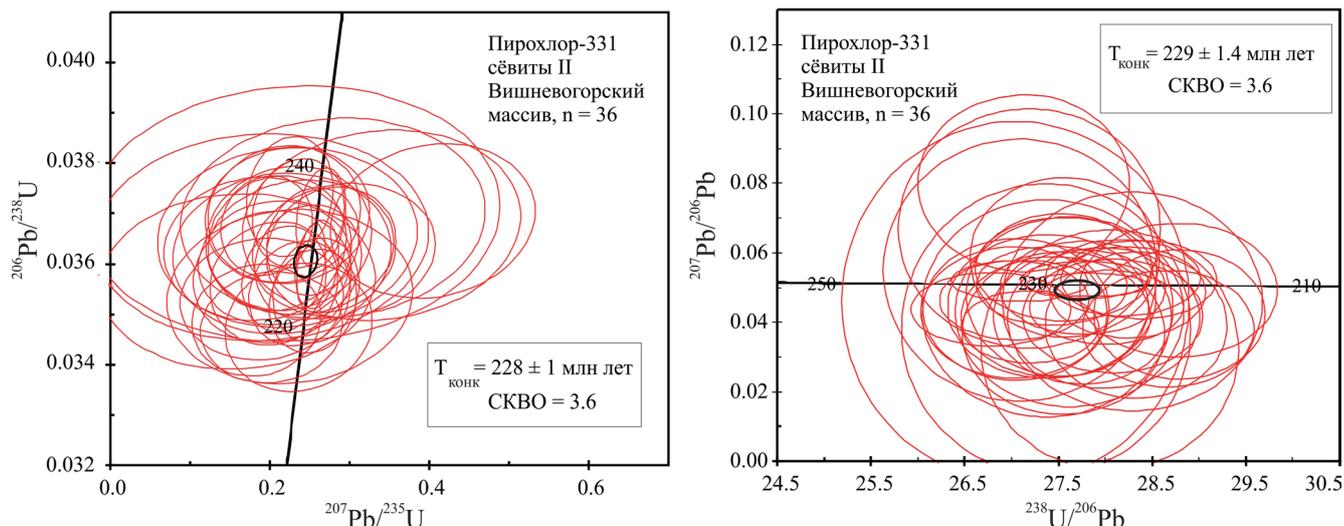


Рис. 6. U-Pb диаграмма с конкордией по результатам SHRIMP-II анализа пирохлора (обр. 331) из поздних карбонатитов Вишневогорского ниобиевого месторождения, ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал.

Fig. 6. U-Pb concordia diagram with pyrochlore SHRIMP-II data, sample 331 from carbonatites of the Vishnevogorsk Nb-ore deposit, Ilmeny-Vishnevogorsky complex.

Наиболее молодой возраст показали Ta-содержащие фторкальциопирохлоры поздних карбонатитов Потанинского месторождения (обр. К-43-62) – 216 ± 5 млн лет (см. табл. 2, рис. 7).

Таким образом, U-Pb система изученных образцов пирохлора свидетельствует о многоэтапном формировании Nb-редкометалльной минерализации ИВК.

Наиболее ранний этап рудообразования (378 ± 4.9 млн лет) фиксируется изотопными U-Pb системами U-(Ta)-пирохлоров Потанинского месторождения и, возможно, связан с первичной кристаллизацией щелочно-карбонатитовой магматической системы [Краснобаев и др., 2010а, 2014; Недосекова и др., 2010, 2014; Иванов и др., 2010; Недосекова, 2012]. U-Pb системы цирконов ИВК также фиксируют близкий возрастной кластер – 383 ± 14 млн лет [Краснобаев и др., 2010а]. Наиболее близкий возраст $388 + 50$ млн лет показала Sm-Nd минеральная изохрона для карбонатитов самой богатой рудной зоны Вишневогорского месторождения (рудной зоны 140, “седловидная залежь” миаскитов) [Иванов и др., 2010], который, вероятно, отражает завершающие стадии функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы и один из основных этапов рудообразования на Вишневогорском ниобиевом месторождении.

Следующие этапы рудообразования широко проявлены на Вишневогорском (230 ± 1.5 млн лет) и позднее на Потанинском (217.2 ± 1.9 млн лет) месторождениях. Близкий возраст 245 ± 8 млн лет (T_2) показывают Rb-Sr минеральные изохроны для миаскитов, который был соотнесен с этапом метаморфических преобразований ИВК [Кононова и др.,

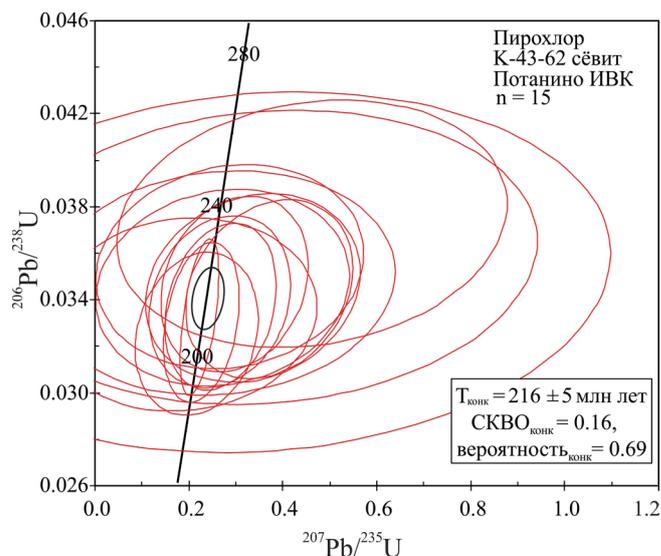


Рис. 7. U-Pb диаграмма с конкордией по результатам SHRIMP-II анализа пирохлора (обр. К-43-62) из карбонатитов Потанинского месторождения, ильмено-вишневогорский комплекс, Южный Урал.

Fig. 7. U-Pb concordia diagram with SHRIMP-II data for pyrochlore (sample K-43-62) of carbonatites from the Potanino ore deposit, Ilmeny-Vishnevogorsky complex.

1979; Kramm et al., 1983]. Возрасты, связанные с этапом позднеколлизийного метаморфизма [Пучков, 2010], также фиксируются U-Pb изотопными системами цирконов миаскитов – 269 ± 6 , 279 ± 10 млн лет [Краснобаев и др., 2010а, 2014] – и цирконов карбонатитов ИВК – 279 ± 10 млн лет [Краснобаев

и др., 2010б], 280 ± 8 (Недосекова и др., 2014). Значительная часть цирконов миаскит-пегматитов имеет возраст 251 ± 6 млн лет, подтверждающий, что процессы пегматитообразования и редкометалльного рудообразования в пегматитах ИВК связаны с позднеколлизийным и постколлизийным этапами развития Уральской складчатой области.

Таким образом, формирование ниобиевых руд происходило как на завершающем этапе функционирования щелочно-карбонатитовой магматической системы (≈ 380 – 390 млн лет назад), так и на постколлизийном этапе (≈ 230 – 250 млн лет назад) становления карбонатитовых комплексов Урала. Поздние этапы рудообразования в ильмено-вишневогорском комплексе, вероятно, связаны с ремобилизацией и переотложением щелочно-карбонатитового и редкометалльного вещества. Рудный процесс (образование пирохлора из обогащенного HFSE флюида) связан с масштабными процессами щелочного метасоматоза и пегматитообразования и завершал процессы преобразований пород карбонатитовых комплексов на позднеколлизийном и постколлизийном этапах становления Уральской складчатой области (≈ 280 – 220 млн лет).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что использование U-Pb изотопной системы пирохлора для датирования редкометалльной минерализации, по крайней мере в локальном варианте, оказывается вполне успешным даже в случае высокоурановых разновидностей минерала. Более того, применение минералого-парагенетического анализа пирохлора, сопровождающего и предваряющего уран-свинцовые аналитические работы, позволяет успешно корректировать варианты применяемого аналитического метода (лазерная абляция, вторично-ионный микрозонд) и проинтерпретировать корректную интерпретацию получаемых геохронологических данных. Очевидно, что редкометалльная ниобиевая минерализация ильмено-вишневогорского комплекса формировалась в течение относительно длительного временного интервала – от 380 до 220 млн лет – и ее развитие сопровождало различные этапы становления и преобразования магматических комплексов. При этом рудный потенциал минерализации также эволюционировал со временем: если на ранних этапах преимущественно формировались высокоурановые разновидности пирохлора, основного рудного минерала, то РЗЭ-Sr высоко-Nb разновидности в основном связаны с поздними стадиями метасоматической перекристаллизации.

Работа выполнена по проекту РФФИ № 17-05-00154 и темы государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590028-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багдасаров Ю.А. (2014) О некоторых условиях образования карбонатитов линейно-трещинного типа. *Литосфера*, (4), 113-119.
- Еськова Е.М., Жабин А., Мухитдинов Г. (1964) Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 319 с.
- Еськова Е.М., Назаренко И.И. (1960) Пирохлор Вишневых гор, его парагенетические ассоциации и особенности химического состава. *Вопросы геологии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов Тр. ИМГРЭ*, 4, 33-50.
- Ефимов А.Ф., Еськова Е.М., Лебедева С.И., Левин В.Я. (1985) Типохимизм акцессорного пирохлора в породах щелочного комплекса Урала. *Геохимия*, (2), 202-208.
- Золотов К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. (2004) Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, ОАО УГСЭ, 336 с.
- Иванов К.С. (2011) О природе карбонатитов Урала. *Литосфера*, (1), 20-33.
- Иванов К.С., Вализер П.М., Ерохин Ю.В., Погромская О.Э. (2010) О генезисе карбонатитов складчатых поясов (на примере Урала). *Докл. АН*, 435(2), 218-222.
- Кононова В.А., Донцова Е.И., Кузнецова Л.Д. (1979) Изотопный состав кислорода и стронция Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса и вопросы генезиса миаскитов. *Геохимия*, (12), 1784-1795.
- Крамм У., Чернышев И.В., Грауэрт Б., Кононова В.А., Брёкер В. (1993) Типология и U-Pb систематика цирконов: изучение цирконов в нефелиновых сиенитах Ильменских гор, Урал. *Петрология*, 1(5), 536-549.
- Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилов В.Н., Немов А.Б., Бушарина С.В. (2014) Цирконология пегматитов Ильменских гор. *Докл. АН*, 457(4), 455.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н., Медведева Е.В. (2010а) Цирконология амфиболовых миаскитов Ильменогорского массива (Южный Урал). *Докл. АН*, 430(2), 227-231.
- Краснобаев А.А., Русин А.И., Вализер П.М., Бушарина С.В. (2010б) Цирконология кальцитовых карбонатитов Вишневогорского Массива (Южный Урал). *Докл. РАН*, 431(3), 1-4.
- Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.И., Киселев А.П. (1997) Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 274 с.
- Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Шевченко С.С., Сергеев С.А. (2016) Особенности U-Pb датирования пирохлора из щелочно-ультраосновного полифазного массива Ковдор (Сев. Карелия): изотопно-геохимические характеристики эволюции состава минералов группы пирохлор. *Регион. геология и металлогения*, (67), 86-94.
- Недосекова И.Л. (2007) Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского комплекса (Ю. Урал, Россия). *Геология руд. месторождений*, 49(2), 146-164.
- Недосекова И.Л. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): геохимические и Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и

- Lu-Hf изотопные данные. *Литосфера*, (5), 77-95.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В. (2010) Источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса по данным Lu-Hf изотопии в цирконах. *Докл. АН*, **435**(2), 234-239.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В. (2012) Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Ю. Урал): изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Lu-Hf данные. *Докл. АН*, **446**(1), 71-76.
- Недосекова И.Л., Белоусова Е.А., Беляцкий Б.В. (2014) U-Pb возраст и Lu-Hf изотопные системы цирконов Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса, Южный Урал. *Литосфера*, (5), 19-32.
- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. (2016) Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (Ильмено-Вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **57**(6), 1135-1154.
- Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. (2009) Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия). *Геология руд. месторождений*, **51**(2), 157-181.
- Недосекова И.Л., Замятин Д.А., Удоратина О.В. (2017) Рудная специализация карбонатитовых комплексов Урала и Тимана. *Литосфера*, **17**(2), 60-77.
- Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. (2015) Рудная ниобиевая минерализация редкометалльных месторождений и рудопроявлений Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса (Южный Урал). *Ежегодник-2014*. Вып. 162. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 175-183.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Расс И.Т., Абрамов С.С., Утенков У.В. (2006) Роль флюидов в петрогенезисе карбонатитов и щелочных пород: геохимические индикаторы. *Геохимия*, (7), 692-711.
- Русин А.И., Вализер П.М., Краснобаев А.А., Банева Н.Н., Медведева Е.В., Дубинина Е.В. (2012) Природа гранат-анортит-клинопироксен-амфиболовых пород ильменогорского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, (1), 91-109.
- Чернышев И.В., Кононова В.А., Крамм У., Грауерт Б. (1987) Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам. *Геохимия*, (3), 323-338.
- Atencio D., Andrade M.B., Christy, Giere R., Kartashov P.M. (2010) The pyrochlore supergroup of minerals: nomenclature. *Canad. Miner.*, **48**, 673-698.
- Braccialli L., Parrish R.R., Horstwood M.S.A., Condon D.J., Najman Y. (2013) U-Pb LA-(MC)-ICP-MS dating of rutile: New reference materials and applications to sedimentary provenance. *Chem. Geol.*, **347**, 82-101.
- Deng X.-D., Li J.-W., Zhao X.-F., Hu H., Selbyc D., Souza Z.S (2013) U-Pb isotope and trace element analysis of columbite-(Mn) and zircon by laser ablation ICP-MS: implications for geochronology of pegmatite and associated ore deposits. *Chem. Geol.*, **344**, 1-11.
- Hogarth D.D. (1977) Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Amer. Mineral.*, **62**, 403-410.
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. (1983) Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. *J. Geol.*, **91**, 427-435.
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA. Spec. Pub. **1a**, 75 p.
- Lumpkin G.R., Ewing R.C. (1995) Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup. *Amer. Miner.*, **80**, 732-743.
- Millonig L.J., Gerdes A., Groat L.A. (2012) U-Th-Pb geochronology of meta-carbonatites and meta-alkaline rocks in the southern Canadian Cordillera: a geodynamic perspective. *Lithos*, **152**, 202-217.
- Millonig L.J., Gerdes A., Groat L.A. (2013) The effect of amphibolite facies metamorphism on the U-Th-Pb geochronology of accessory minerals from meta-carbonatites and associated meta-alkaline rocks. *Chem. Geol.*, **353**, 199-209. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.10.039
- Mitchell R.H. (2005) Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *Canad. Mineral.*, **43**, 2049-2068.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatsky B.V., Bayanova T.B. (2013) Origin and evolution of the Il'meny-Vishnevogorsky carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Mineral. Petrol.*, **107**, 101-123.
- Pöml P., Menneken M., Stephan T. Niedermeier DDR, Geisler T., Putnis A. (2007), Stephan T. (2007) Mechanism of hydrothermal alteration of natural self-irradiated and synthetic crystalline titanite-based pyrochlore. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **71**, 3311-3322.
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 207-221.
- Wetzel F., Schmitt A.K., Kronz A., Worner G. (2010) In situ ²³⁸U-²³⁰Th disequilibrium dating of pyrochlore at sub-millennial precision. *Amer. Miner.*, **95**, 1353-1356.

REFERENCES

- (1985). Typochemistry of accessory pyrochlore in rocks of the alkaline complex of the Urals. *Geokhimiya*, (2), 202-208.
- Es'kova E.M., Nazarenko I.I. (1960) Pyrochlor of Cherry Mountains, its paragenetic associations and features of the chemical composition. *Voprosy geologii, geokhimii i genezisa mestorozhdenii redkih ehlementov* [Questions of geology, geochemistry and genesis of deposits of rare elements]. Proc. IMGRE, **4**, 33-50. (In Russian)
- Es'kova E.M., Zhabin A., Mukhitdinov G. (1964) *Mineralogiya i geokhimiya redkikh elementov Vishnevyykh gor* [Mineralogy and geochemistry of rare elements of the Cherry Mountains]. Moscow, Nauka Publ., 319 p. (In Russian)
- Hogarth D.D. (1977) Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Amer. Mineral.*, **62**, 403-410.
- Ivanov K.S. (2011) About the nature of Ural carbonatites. *Litosfera*, (1), 20-33. (In Russian)
- Ivanov K.S., Valizer P.M., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. i dr. (2010) On the genesis of carbonatites of the fold belts (on the example of the Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(2), 218-222. (In Russian)
- Kononova V.A., Dontsova E.I., Kuznetsova L.D. (1979) The isotopic composition of oxygen and strontium of the Ilmen-Vishnevogorsk alkaline complex and the genesis of miaskites. *Geokhimiya*, (12), 1784-1795. (In Russian)
- Kramm U., Blaxland A.B., Kononova V.A., Grauert B. (1983) Origin of the Ilmenogorsk-Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, USSR, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: a Rb-Sr study. *J. Geol.*, **91**, 427-435.
- Kramm U., Chernyshev I.V., Grauert B., Kononova V.A., Breker V. (1993) Typology and U-Pb systematics of zircons: the study of zircons in the nepheline syenites of the Ilmen mountains, the Urals. *Petrologiya*, **1**(5), 536-549. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Lepekhina E.N., Medvedeva E.V. (2010a) Zirconology of amphibole miaskites of the Ilmenogorsk massif (South Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **430**(2), 227-231. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Valizer P.M., Busharina S.V. (2010b) Zirconology of calcite carbonatites of the Vishnevogorsk Massif (Southern Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **431**(3), 1-4. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Valizer P.M., Anfilogov V.N., Nemov A.B., Busharina S.V. (2014) Zirconology of pegmatites of the Ilmeny mountains. *Dokl. Akad. Nauk*, **457**(4), 455. (In Russian)
- Lepekhina E.N., Antonov A.V., Belyatskii B.V., Rodionov N.V., Berezhnaya N.G., Shevchenko S.S., Sergeev S.A. (2014) Features of U-Pb pyrochlore dating from the alkaline-ultrabasic polyphase massif Kovdor (North. Karelia): isotope-geochemical characteristics of the evolution of the composition of pyrochlore group minerals. *Region. geologiya i metallogeniya*, (67), 86-94. (In Russian)
- Levin V.Ya., Ronenson B.M., Samkov V.S., Levina I.A., Sergeev N.I., Kiselev A.P. (1997) *Shchelochno-karbonatitovye komplekсы Urala* [Alkali-carbonatite complexes of the Urals]. Ekaterinburg, Uralgeolkom Publ., 274 p. (In Russian)
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA. Spec. Pub., **1a**, 75 p.
- Lumpkin G.R., Ewing R.C. (1995) Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: pyrochlore subgroup. *Amer. Mineralog.*, **80**, 732-743.
- Millonig L.J., Gerdes A., Groat L.A. (2012) U-Th-Pb geochronology of meta-carbonatites and meta-alkaline rocks in the southern Canadian Cordillera: a geodynamic perspective. *Lithos*, **152**, 202-217.
- Millonig L.J., Gerdes A., Groat L.A. (2013) The effect of amphibolite facies metamorphism on the U-Th-Pb geochronology of accessory minerals from meta-carbonatites and associated meta-alkaline rocks. *Chem. Geol.*, **353**, 199-209. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.10.039
- Mitchell R.H. (2005) Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *Canad. Mineral.*, **43**, 2049-2068.
- Nedosekova I.L. (2007) New data on carbonatites of the Ilmeny-Vishnevogorsk complex (the Southern Urals, Russia). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **49**(2), 146-164. (In Russian)
- Nedosekova I.L. (2012) Age and sources of the Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline complex (the Southern Urals): geochemical and Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotopic data. *Litosfera*, (5), 77-95. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V. (2010) Sources of the substance of the Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline complex according to Lu-Hf isotopic data in zircons. *Dokl. Akad. Nauk*, **435**(2), 234-239. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Sharygin V.V., Belyatskii B.V., Baynova T.B. (2013) Origin and evolution of the Ilmeny-Vishnevogorsk carbonatites (Urals, Russia): insights from trace-elements compositions, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Mineral. Petrol.*, **107**, 101-123.
- Nedosekova I.L., Belousova E.A., Belyatskii B.V. (2014) U-Pb age and Lu-Hf isotopic systems of zircons of the Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline carbonatite complex, Southern Urals. *Litosfera*, (5), 19-32. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belyatskii B.V. (2012) Age and sources of the substance of the Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline complex (the Southern Ural): Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb and Lu-Hf isotope data. *Dokl. Akad. Nauk*, **446**(1), 71-76. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Belyatskii B.V., Belousova E.A. (2016) Rare elements and isotopic composition of hafnium as indicators of the genesis of zircon during the evolution of the alkali-carbonatite magmatic system (Ilmeny-Vishnevogorsk complex, Urals, Russia). *Geol. Geofiz.*, **57**(6), 1135-1154. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Vladykin N.V., Pribavkin S.V., Bayanova T.B. (2009) Ilmeny-Vishnevogorsk miaskite-carbonatite complex: origin, ore content, sources of matter (Urals, Russia). *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **51**(2), 157-181. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Zamyatin D.A., Udoratina O.V. (2017) Ore specialization of carbonatite complexes of the Urals and Timan. *Litosfera*, **17**(2), 60-77. (In Russian)
- Nedosekova I.L., Pribavkin S.V. (2015) Ore niobium mineralization of rare-metal deposits and ore occurrences of Ilmeny-Vishnevogorsk alkaline carbonatite complex (Southern Urals). *Ezhegodnik-2014. IGG UrO RAN*, **162**, 175-183. (In Russian)
- Pöml P., Menneken M., Stephan T., Niedermeier DDR, Geisler T., Putnis A. (2007) Mechanism of hydrothermal alteration of natural self-irradiated and synthetic crys-

- talline titanite-based pyrochlore. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71, 3311-3322.
- Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural'ya* (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Urals (Current problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russian)
- Rass I.T., Abramov S.S., Utenkov U.V. (2006) The role of fluids in the petrogenesis of carbonatites and alkaline rocks: geochemical indicators. *Geokhimiya*, (7), 692-711. (In Russian)
- Rusin A.I., Valizer P.M., Krasnobaev A.A., Baneva N.N., Medvedeva E. V., Dubinina E.V. (2012) Nature of garnet-anorthite-clinopyroxene-amphibole rocks of the Ilmenogorsk complex (South Ural). *Litosfera*, (1), 91-109. (In Russian)
- Stacey J.S., Kramers J.D. (1975) Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 207-221.
- Wetzel F., Schmitt A.K., Kronz A., Worner G. (2010) In situ ^{238}U - ^{230}Th disequilibrium dating of pyrochlore at sub-millennial precision. *Amer. Mineral.*, 95, 1353-1356.
- Zoloev K.K., Levin V.Ya., Mormil' S.I., Shardakova G.Yu. (2004) *Minerageniya i mestorozhdeniya redkikh metallov, molibdena, vol'frama Urala* [Minerageny and deposits of rare metals, molybdenum, tungsten of the Urals]. Ekaterinburg, 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 А4, текст статьи представляется в формате Word for Windows шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал одинарный, левое поле – 25 мм); принимаются также хроника и рецензии (не более 0.2 авт. л.). Рисунки, таблицы и фотографии прилагаются отдельно.

2. Рукопись должна быть скомпонована в следующем порядке: 1) индекс УДК; 2) название статьи; 3) инициалы и фамилии авторов; 4) полное название учреждений, в которых выполнялось исследование, с указанием почтового адреса и e-mail; 5) аннотация объемом 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 рубрикации. 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: <http://lithosphere.ru>

AUTHOR'S GUIDE

The materials of the article are sent by e-mail: lithosphere@igg.uran.ru. Paper materials in 2 copies – by post (simple parcel post) at 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620016. Editorial board of the “Lithosphere”.

“Lithosphere” publishes papers in Russian and English.

1. The journal accepts manuscripts for the publication of scientific articles up to 2 author's sheets (16 pages of A4 format, size 12 pt, 1.0 intervals, left margin – 25 mm); “Lithosphere” accepts also chronicles and reviews (no more than 0.2 auth. sh.). Figures, tables and photographs are attached separately.

2. The manuscript must be accompanied by: 1) sending to the journal from the authors department; 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, b), etc. must be written in straight letters without a space: (Fig. 1b). For maps, you must specify the scale and denote the meridian. Vector drawings should be presented in the format of the program in which they are made (it is recommended Corel Draw), if the program differs from Corel Draw, then it is necessary to additionally save the drawing files in JPG and TIF format. In the same formats (JPG, TIF) photographic materials are presented.

Tables. Each table in the paper version is placed on a separate page. The column headings are written with a capital letter. Repeated inscriptions are replaced with quotation marks: “–”, the numbers in the columns are repeated. Notes and footnotes with the asterisks under the tables are typed in a straight print, at the end put a point. After the asterisk is not dashed, and the first word is written with a capital letter. The place of the first reference to each table (and figure) should be marked in the text in the left field. The tables, like text, are given in the format Word for Widows.

For more detailed information with the rules for authors, please contact the official website: <http://lithosphere.ru>

ЛИТОСФЕРА Том 18 № 5

Сентябрь–Октябрь 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 Л.К. Мальшевой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 92	Подписано в печать 02.11.2018	Формат 60 × 84 ¹ / ₈
Печать офсетная	Усл. печ. л. 15.9	Уч.-изд. л. 15.9
	Тираж 250	Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620016, ул. Акад. Вонсовского, 15

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru