МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2017 **№ 1**

Зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере
массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия
(свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-66443 от 14 июля 2016 г.)

Томский государственный университет
2017

ISSN 2542-1379
ISSN (online) 2541-9943

Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет. Сайт: http://journals.tsu.ru/geo/

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: **Эрнст Р.Э.**, профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада.
E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca

Заместитель главного редактора: **Врублевский В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия.
E-mail: vasvr@yandex.ru

Ответственный секретарь: **Асочакова Е.М.**, канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Гордиенко И.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
Гутак Я.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского государственного индустриального университета СибГИУ, Новокузнецк, Россия
Евсеева Н.С., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия
Земцов В.А., д-р геогр. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия
Изох А.Э., д-р геол.-минерал. наук, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
Конторович А.Э., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
Коротеев В.А., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия
Кузьмин М.И., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия
Парначев В.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия
Поздняков А.В., д-р геогр. наук, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
Поляков Г.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
Ревердатто В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
Рихванов Л.П., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия
Савичев О.Г., д-р геогр. наук профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия
Сазонов А.М., д-р геол.-минерал. наук, профессор Сибирского федерального университета, Красноярск, Россия
Скляров Е.В., д-р геол.-минерал. наук, чл.–корр. РАН, Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
Соломина О.Н., д-р геогр. наук, чл.-кор. РАН, директор Института географии РАН, Москва, Россия
Худолей А.К., д-р геол.-минерал. наук, профессор Санкт-Петербургского государственного университета, г. Санкт-Петербург, Россия
Цыганков А.А., д-р геол.-минерал. наук, Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия
Чернышов А.И., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия
Шварцев С.Л., д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского политехнического университета, Томск, Россия
Ярмолюк В.В., д-р геол.-минерал. наук, академик РАН, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoor Consultansy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания
Гутиеррес-Алонсо Г., профессор Университета Саламанки, Саламанка, Испания
Покровский О.С., ведущий научный сотрудник обсерватории Миди-Пиренейз Национального центра научных исследований, Тулуза, Франция
Чамберлейн К.Р., профессор, Университет Вайоминг, Ларами, США
Чан Чонг Хоа, Геологический институт Вьетнамской Академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам
Эрнст А.А., профессор, Гамбургский университет, Гамбург, Германия

РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Гертнер И.Ф., канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Горбатенко В.П.,** д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Гринев О.М.,** канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Катунин Д.А.,** канд. филол. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Краснова Т.С.,** канд. геол.-минерал. наук, начальник научного управления, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лещинский С.В.,** д-р геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Лычагин Д.В.,** д-р физ.-мат наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Ромашова Т.В.,** канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Севастьянов В.В.,** д-р геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Татьянин Г.М.,** канд. геол.-минерал. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия; **Хромых О.В.,** канд. геогр. наук, Томский государственный университет, Томск, Россия.

© Томский государственный университет, 2017

Founder –Tomsk State University

"Geosphere Research"
International standard serial edition number: 2542-1379
Languages: Russian, English
Publication are non-commercial basis (FREE)
Open access
Contacts: 36 Lenin Avenue, Tomsk, Russia, 634050. Tomsk State University. Faculty of Geology and Geography; http://journals.tsu.ru/geo

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief: **Richard E. Ernst,** Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada.
E-mail: Richard.Ernst@Carleton.ca
Deputy Editor-in-Chief: **Vassily V. Vrublevskii,** Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Russia
E-mail: vasvr@yandex.ru
Executive Editor: **Evgeniya M. Asochakova,** Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Assistant Professor, Tomsk State University, Russia
E-mail: ev.asochakova@gmail.com

Gordienko I.V., Corresponding Member of RAS, Geological Institute SB RAS, Ulan-Ude, Russia
Gutak Ya.M., Professor of the Siberian State Industrial University, Novokuznetsk, Russia
Evseeva N.S., Professor of the Tomsk State University, Russia
Zemtsov V.A., Professor of the Tomsk State University, Russia
Izokh A.E., Professor, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
Kuzmin M.I., Member of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia
Parnachov V.P., Professor of the Tomsk State University, Russia
Pozdnyakov A.V., Professor, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
Polyakov G.V., Corresponding Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
Reverdatto V.V., Member of RAS, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS. Novosibirsk, Russia
Rikhvanov L.P., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Russia
Savichev O.G., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Russia
Sazonov A.M., Professor of the Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia
Sklyarov E.V., Corresponding Member of RAS, Institute of the Earth Crust SB RAS, Irkutsk, Russia
Solomina O.N., Corresponding Member of RAS, Director of the Geography Institute RAS, Moscow, Russia
Khudoley A.K., Professor of the St. Petersburg University, Russia
Tsygankov A.A., Director of the Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia
Chernyshov A.I., Professor of the Tomsk State University, Russia
Shvartsev S.L., Professor of the Tomsk Polytechnic University, Russia
Yarmolyuk V.V., Member of RAS, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK
Gabriel Gutierrez-Alonso, Professor of the Salamanca University, Spain
Pokrovsky O.S., Leading Scientist, the Observatory Midi-Pyrénées of CNRS, Toulouse, France
Tran Trong Hoa, Chief Scientist, Geological Institute of the Vietnam Academy of Sciences and Technologies, Hanoi, Vietnam
Chamberlain K.R., Research Professor, Department of Geology & Geophysics, University of Wyoming, Laramie, USA
Ernst A.A., Professor of the Hamburg University, Germany

EDITORIAL COUNCIL

Gertner I.F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Gorbatenko V.P.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Grinev O.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Katunin D.A.**, Cand. Sci. (Philol.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Krasnova T.S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Leshchinskiy S.V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Lychagin D.V.**, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Romashova T.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Sevast'yanov V.V.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor of the Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Tat'yanin G.M.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Tomsk State University, Tomsk, Russia; **Khromykh O.V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Tomsk State University, Tomsk, Russia

СОДЕРЖАНИЕ

Редакторская колонка 6

Волкова Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов М.В. Глаукофаниты Чарской зоны (СВ Казахстан): природа протолита, P–T параметры и возраст метаморфизма 7

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Геохимические и изотопные (O, Sr, Nd) свидетельства взаимодействия мантийных и коровых магм при формировании базальт-андезит-трахит-риолитовой серии Батеневского поднятия Минусинского прогиба 16

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Роль земной мантии в развитии вулканизма океанских островов в раннем палеозое (по данным геохимии OIB юго-востока Горного Алтая) 28

Крук Н.Н., Изох А.Э., Куйбида М.Л., Крук Е.А. Геохимия осадочных пород чемальской свиты (Горный Алтай): вклад в проблему природы среднекембрийского магматизма западной части Центральной Азии 39

Рихванов Л.П., Арбузов С.И., Батулзий Даш. Новые данные по геохимии онгонитов 50

Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный Lu-Hf состав циркона и геохимия палеопротерозойских гранитоидов Бирюсинского блока (юго-запад Сибирского кратона) 60

Хромых С.В., Котлер П.Д., Соколова Е.Н. Механизмы мантийно-корового взаимодействия на поздних стадиях развития Алтайской коллизионной системы герцинид 73

CONTENTS

Editor's note 6

Volkova N.I., Khlestov V.V., Sukhorukov V.P., Travin A.V., Yudin D.S., Khlestov M.V. Glaucophanites of the Chara Zone, NE Kazakhstan: protolith nature, P–T parameters, and metamorphic age 7

Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V. Geochemical and isotope (O, Sr, Nd) evidence for interaction of mantle and crustal magmas in basalt-andesite-trachyte-rhyolite series, Batenevo Rise, Minusa Basin 16

Vrublevskii V.V., Krupchatnikov V.I., Gertner I.F. The role of earth mantle in the development of early Paleozoic oceanic islands volcanism (for the geochemical data of OIB from SE Altai Mountains) 28

Kruk N.N., Izokh A.E., Kuibida M.L., Kruk E.A. Geochemistry of sedimentary rocks of Chemal formation (Gorny Altai): a contribution to the problem of the nature of Middle-Cambrian magmatism in the Western Part of Central Asia 39

Rihvanov L.P., Arbuzov S.I., Batulzii Dash. New data on geochemistry of ongonites 50

Turkina O.M., Priyatkina N.S. Lu–Hf isotope composition of zircon and geochemistry of Paleoproterozoic granites of Birjusa Terrane (South-Western Siberian Craton) 60

Khromykh S.V., Kotler P.D., Sokolova E.N. Mechanisms of mantle-crust interaction at the late stages of evolution of Hercynian Altai collision system 73

РЕДАКТОРСКАЯ КОЛОНКА

В декабре 2016 года на геолого-географическом факультете Национального исследовательского Томского государственного университета состоялась VIII Всероссийская петрографическая конференция «Петрология магматических и метаморфических комплексов». В ней приняли участие около 100 специалистов из восьми стран (Россия, Канада, Испания, США, Китай, Вьетнам, Бразилия, Казахстан).

В представленных докладах были обсуждены структурно-вещественные особенности, вопросы геохронологии, минерагении и происхождения литосферных комплексов Европы, Азии, Северной и Южной Америки.

Принимая во внимание актуальность исследований, редакционная коллегия журнала решила посвятить этот выпуск отдельным материалам конференции, рекомендованным оргкомитетом. Мы надеемся, что их содержание и обсуждение будет способствовать развитию современного естествознания.

Главный редактор журнала,
профессор ***Р.Э. Эрнст***

DOI: 10.17223/25421379/2/1

Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 7–15

УДК 550.424:552.16

ГЛАУКОФАНИТЫ ЧАРСКОЙ ЗОНЫ (СВ КАЗАХСТАН): ПРИРОДА ПРОТОЛИТА, P–T ПАРАМЕТРЫ И ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Н.И. Волкова[1, 2], В.В. Хлестов[1, 3], В.П. Сухоруков[1, 3], А.В. Травин[1, 2, 3], Д.С. Юдин[1, 3], М.В. Хлестов[1]

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
[3] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Представлены результаты петрологических исследований метаморфизованных подушечных базальтов Чарской зоны, СВ Казахстан. «Подушки» сложены массивными глаукофанитами – породами, состоящими на 75–80% из глаукофана. Геохимическое изучение глаукофанитов показало, что их протолитами являлись N-MORB базальты. Оценки P–T параметров метаморфизма глаукофанитов составляют 460–480°C и 9–11 кбар. Ar–Ar изотопный возраст глаукофанита (~ 448 млн лет) свидетельствует о позднеордовикском метаморфизме этих пород.

Ключевые слова: *глаукофанит, метаморфизм, подушечный базальт, Ar–Ar изотопный возраст, Чарская зона, СВ Казахстан.*

Введение

Неотъемлемой частью офиолитовых разрезов являются подушечные базальты, однако довольно часто они наблюдаются и в составе субдукционно-аккреционных комплексов, несмотря на полное или частичное их замещение метаморфическими ассоциациями глаукофансланцевой или эклогитовой фаций [Kullerud et al., 1990; Gao et al., 2000; van der Straaten et al., 2008; Волкова и др., 2008, 2016; Ravna et al., 2010]. Среди многочисленных включений высокобарических пород (эклогиты, гранат-барруазитовые, барруазитовые и катофоритовые амфиболиты, эклогиты и метачерты) в серпентинитовом меланже Чарской зоны СВ Казахстана [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Волкова и др., 2016] нами был обнаружен экзотический блок подушечных базальтов, метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации. В данной работе приведены результаты петролого-минералогического и изотопно-геохимического изучения этого уникального геологического объекта.

Описание обнажения

Блок метаморфизованных пиллоу-лав (рис. 1, *а*, *б*) представляет собой отдельно стоящее скальное образование, которое отчетливо выделяется своим видом и темной окраской на фоне травянистой степи и имеет размеры 30×20×8 м. Этот блок сложен вытянутыми, часто ассиметричными пиллоу размером от 50 см до 2,5 м в длину и отношением продольной оси к поперечнику от 3,0 до 4,5. «Подушки» плотно упакованы между собой, практически «припаяны» друг к другу, с минимальным количеством межподушечного материала. У подножья скалы разбросаны отдельные пиллоу, отломанные от скалы, а также находятся несколько глыб пород, отличающихся от подушечных базальтов зеленоватым цветом и, как будет показано ниже, химическим и минералогическим составом.

Петрография и состав минералов

«Подушки» блока сложены ***глаукофанитами*** – плотными массивными породами (рис. 1, *в, г*), состоящими на 75–80% из глаукофана: Na_B = 1,65–1,80; Mg# = 0,65–0,83; $Al^{VI} > Fe^{3+}$ (табл. 1). Никаких признаков сланцеватости не наблюдается. Структура пород нематогранобластовая. Между идиоморфными лейстами натрового амфибола располагаются эпидот с $X_{Fe} = Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$ = 0,11–0,14; фенгит с содержанием Si = 3,38–3,41 ф.е., альбит, хлорит. В небольших количествах присутствуют кварц и сфен. Внутри отдельных пиллоу наблюдается петельчатая система эпидотовых (эпидот + магнезиорибекит ± хлорит) прожилков.

Резко отличаются по минеральному составу породы, найденные у подножия блока. ***Гранат-эгирин-авгитовая порода*** (рис. 1, *д*; табл. 2, обр. 18/1) – зеленоватая плотная массивная порода, слагающая отдельную глыбу диаметром около 1 м у подножия обнажения метаморфизованных пиллоу-лав. Зеленоватый цвет обусловлен фибробластовым клинопироксеном, слагающим основную массу породы, на фоне которого выделяются мелкие (20–50 мкм) идиоморфные зерна граната и крупные фиолетовые эвгедральные кристаллы натрового амфибола.

Клинопироксен представлен эгирин-авгитом с содержанием жадеитового и эгиринового компонентов (12–24 и 27–40% соответственно). Гранат характеризуется высокими содержаниями спессартинового компонента (24–48%), альмандина (31–43%) и гроссуляра (18–25%); содержание пиропового компонента составляет 2,7–4,3%.

© Волкова Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов М.В., 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/2

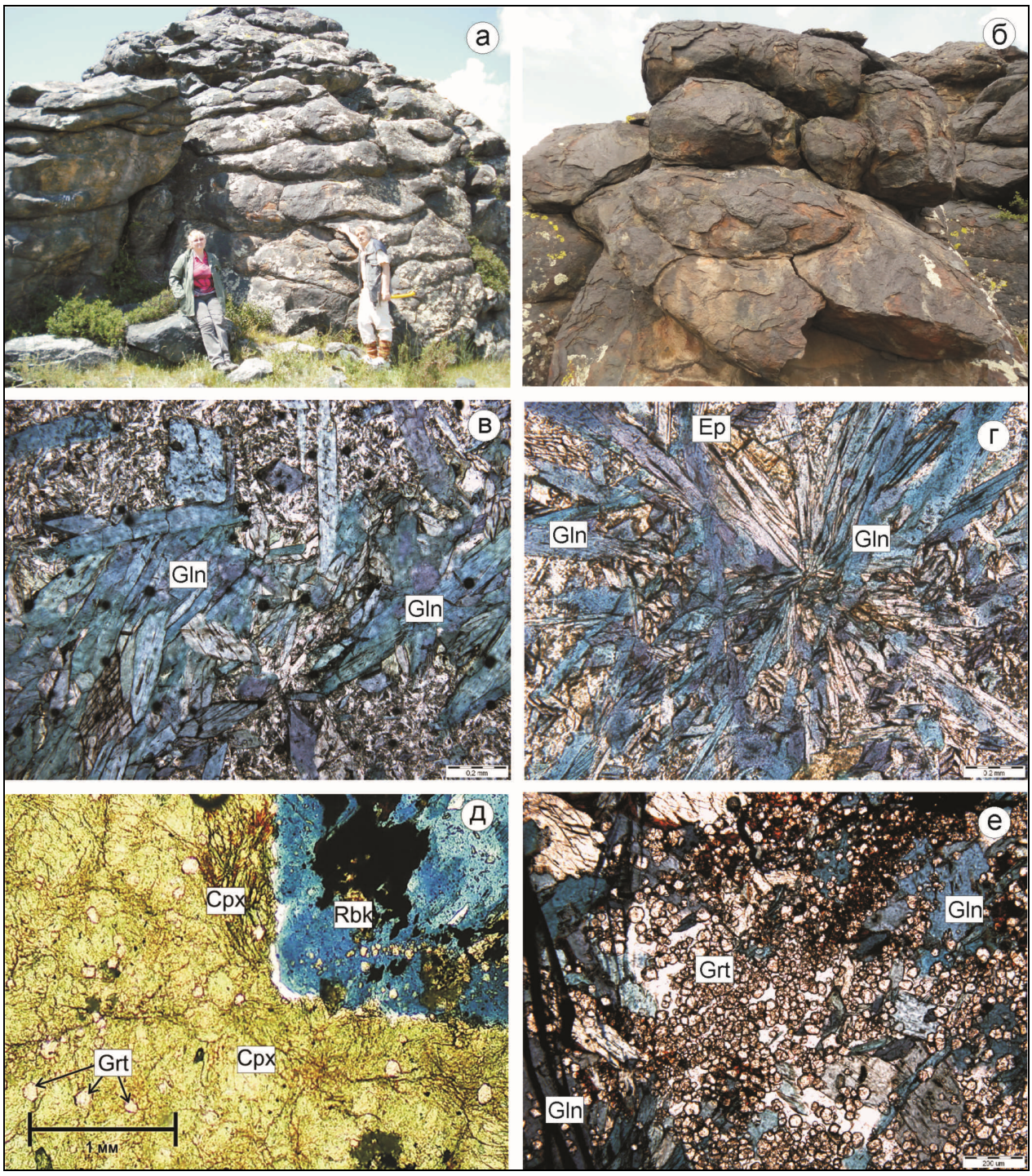

Рис. 1. Блок метаморфизованных подушечных базальтов и фотографии шлифов
а – общий вид; *б* – фрагмент; *в, г* – массивный глаукофанит; *д* – гранат-эгирин-авгитовая порода; *е* – гранатовый глаукофанит

Fig. 1. Block of metamorphosed pillow basalts and photos of thin sections
a – general view; *b* – fragment; *c, d* – massive glaucophanite; *d* – garnet-aegirine-augite rock; *e* – garnet glaucophanite

Наблюдаются широкие вариации составов граната как между зернами, так и в пределах одного зерна. Зональность граната проявляется в резком уменьшении содержаний спессартина и увеличении содержаний альмандина и пиропа от центра к краю кристаллов. Содержание гроссуляра при этом или немного уменьшается к краю зерна, или остается практически на одном уровне. Узкие внешние зоны натрового амфибола представлены рибекитом (Mg# = 0,4–0,5; Na_B = 1,72–1,82), а центральные участки – магнезиорибекитом (Mg# = 0,5–0,7; Na_B = 1,55–1,75). В породе также встречаются в небольшом количестве (1–2 об. %) зерна эпидота, пластинки фенгита. Из акцессорных минералов присутствует сфен.

Таблица 1

Представительные анализы минералов из метаморфизованных пиллоу-базальтов (глаукофанитов) Чарской зоны

Table 1

Representative analyses of minerals from metamorphosed pillow-basalts (glaucophanites) of the Chara zone

№ обр.	6-1					6-3				5-1				
Минерал	*Gln*	*Mg-Rb*	*Cpx*	*Phe*	*Ep*	*Gln*	*Gln*	*Phe*	*Ab*	*Gln*	*Gln*	*Phe*	*Ep*	*Ab*
SiO_2	56,69	55,59	53,51	51,28	37,57	56,05	56,60	51,67	69,11	56,90	56,96	51,95	38,69	71,78
TiO_2	0,09	0,05	0,05	0,35	0,30	0,07	0,07	0,31	0,03	0,08	0,07	0,20	0,05	0,00
Al_2O_3	6,69	6,33	3,70	25,97	21,70	7,59	6,87	25,57	20,23	7,93	7,17	26,32	21,21	19,62
Cr_2O_3	0,05	0,08	0,56	0,08	0,06	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,05	0,10	0,07	0,02
FeO*	15,11	15,34	14,70	5,54	13,07	14,61	14,77	5,23	0,10	13,22	14,34	4,34	13,97	0,08
MnO	0,22	0,27	0,33	0,03	0,56	0,21	0,26	0,02	0,01	0,19	0,24	0,03	0,50	0,02
MgO	10,36	10,50	6,78	3,42	0,07	10,21	10,90	3,60	0,02	10,21	10,46	3,58	0,03	0,00
CaO	1,54	1,30	11,60	0,05	22,72	1,40	1,72	0,02	0,06	1,97	1,99	0,02	22,19	0,05
Na_2O	6,31	6,63	7,06	0,28	0,07	6,67	6,32	0,20	10,04	6,31	6,38	0,30	0,02	9,44
K_2O	0,06	0,04	0,02	9,89	0,01	0,03	0,04	10,12	0,05	0,02	0,02	0,18	0,00	0,03
Сумма	97,11	96,13	98,31	96,90	96,13	96,86	97,58	96,79	99,69	96,89	97,69	95,89	96,71	101,04
Si	7,932	7,870	1,998	3,409	3,218	7,864	7,864	3,435	3,005	7,975	7,940	3,442	3,318	3,062
Ti	0,009	0,005	0,01	0,018	0,019	0,008	0,008	0,015	0,001	0,008	0,007	0,010	0,003	0,000
Al	1,103	1,056	0,163	2,034	2,190	1,255	1,125	2,003	1,037	1,310	1,178	2,055	2,143	0,986
Cr	0,005	0,009	0,016	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	0,001	0,007	0,006	0,005	0,004	0,001
Fe^{3+}	0,828	0,964	0,334	0,000	0,343	0,758	0,908	0,000	0,002	0,409	0,600	0,000	0,213	0,001
Fe^{2+}	0,937	0,849	0,125	0,307	0,077	0,953	0,806	0,290	0,000	1,138	1,069	0,240	0,237	
Mn	0,027	0,033	0,011	0,002	0,040	0,025	0,030	0,001	0,000	0,022	0,028	0,002	0,036	0,001
Mg	2,159	2,214	0,377	0,339	0,009	2,134	2,256	0,356	0,001	2,131	2,172	0,353	0,004	0,000
Ca	0,231	0,197	0,464	0,003	2,084	0,210	0,256	0,001	0,003	0,296	0,297	0,001	2,038	0,002
Na	1,711	1,819	0,511	0,036	0,012	1,813	1,701	0,025	0,846	1,714	1,723	0,039	0,003	0,780
K	0,010	0,008	0,001	0,838	0,001	0,006	0,007	0,858	0,003	0,004	0,004	0,780	0,000	0,001
Mg#	0,697	0,723	0,751			0,691	0,737			0,652	0,670			

Примечания. *Σ FeO + Fe_2O_3. Условные обозначения минералов в таблице и тексте – по [Kretz, 1983]. Расчёт Fe^{3+} производился на основе 6 кислородов и 4 катионов для пироксена, 23 кислородов и 13 катионов (за исключением K, Na и Ca) – для амфиболов, 11 кислородов и 7 катионов – для фенгита, 12,5 O и 8 катионов – для эпидотов, 8 кислородов – для плагиоклазов. Составы минералов определены на рентгеновском микроанализаторе Jeol JXA-8100 в Институте геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН (аналитик Е.Н. Нигматулина).

Таблица 2

Представительные анализы минералов из гранатового глаукофанита (8) и гранат-эгирин-авгитовой породы (18/1)

Table 2

Representative analyses of minerals from garnet glaucophanite (8) and garnet-aegirine-augite rock (18/1)

№ обр.	8							18/1						
Минерал	*Grt-c*	*Grt-r*	*Grt-c*	*Grt-r*	*Gln*	*Ab*	*Kfs*	*Grt-c*	*Grt-r*	*Grt-c*	*Grt-r*	*Cpx*	*Cpx*	*Phe*
SiO_2	37,51	37,70	37,51	37,84	53,75	69,44	65,78	37,54	37,47	37,61	37,78	54,45	54,44	51,38
TiO_2	0,15	0,07	0,15	0,08	0,08	0,01	0,01	0,15	0,08	0,15	0,08	0,04	0,03	0,30
Al_2O_3	19,05	19,98	18,75	19,80	6,55	19,76	18,90	20,03	19,72	19,51	19,78	3,74	4,61	25,42
Cr_2O_3	0,04	0,03	0,24	0,05	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,17	0,00	0,03	0,03	0,03
FeO*	10,90	27,40	11,06	26,38	18,75	0,19	0,23	15,61	22,16	15,34	19,88	13,46	15,12	5,76
MnO	21,62	5,70	21,57	6,79	0,29	0,02	0,03	17,11	10,46	17,05	12,12	0,95	0,74	0,05
MgO	0,51	0,98	0,51	1,03	8,47	0,00	0,00	0,93	1,06	0,87	0,87	7,40	6,12	3,43
CaO	8,18	7,52	8,41	7,67	2,34	0,02	0,02	8,34	8,75	8,34	9,03	14,02	11,10	0,02
Na_2O	0,05	0,05	0,03	0,05	6,25	10,76	0,10	0,06	0,04	0,04	0,05	6,05	7,76	0,15
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,10	0,06	13,68	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	9,67
Сумма	98,00	99,44	98,22	99,68	96,63	100,26	98,77	99,83	99,75	99,08	99,60	100,14	99,95	96,20
Si	3,090	3,058	3,087	3,061	7,756	3,012	3,025	3,026	3,023	3,058	3,050	2,003	1,994	3,437
Ti	0,009	0,004	0,009	0,005	0,009	0,000	0,000	0,009	0,005	0,009	0,005	0,001	0,001	0,015
Al	1,849	1,910	1,818	1,888	1,114	1,010	1,024	1,902	1,875	1,869	1,882	0,162	0,199	2,003
Cr	0,003	0,002	0,015	0,003	0,006	0,001	0,001	0,002	0,001	0,011	0,000	0,001	0,001	0,001
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,861	0,003	0,004	0,037	0,076	0,000	0,015	0,058	0,260	
Fe^{2+}	0,750	1,855	0,760	1,782	1,398	0,000	0,000	1,014	1,417	1,041	1,325	0,153	0,101	0,322
Mn	1,508	0,391	1,503	0,465	0,036	0,001	0,001	1,168	0,714	1,174	0,829	0,029	0,023	0,003
Mg	0,063	0,118	0,062	0,124	1,821	0,000	0,000	0,111	0,127	0,106	0,105	0,406	0,334	0,342
Ca	0,722	0,653	0,741	0,665	0,362	0,001	0,001	0,720	0,756	0,726	0,781	0,552	0,435	0,001
Na	0,007	0,008	0,004	0,007	1,748	0,904	0,009	0,010	0,006	0,007	0,007	0,431	0,551	0,020
K	0,000	0,000	0,001	0,001	0,019	0,003	0,802	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,825
Mg#	0,077	0,060	0,075	0,065	0,538			0,099	0,082	0,092	0,073	0,725	0,768	

Примечания. Те же, что и в табл. 1.

Гранатовый глаукофанит (рис. 1, *е*; табл. 2, обр. 8) сложен хаотически ориентированными лейстами голубого амфибола (глаукофана-магнезиорибекита: Na_B = 1,55–1,74; Mg# = 0,54–0,61; $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$ = 0,38–0,53) и обильными скоплениями очень мелких (10–30 мкм) зерен граната. Зональность этих мельчайших гранатов выражена в резком снижении концентрации спессартинового компонента (табл. 2) и увеличении содержаний альмандина, а также в существенном увеличении содержаний пиропа и некотором снижении содержаний гроссуляра от центра к краю кристаллов. Так, например, для одного зерна были зафиксированы следующие вариации состава: центр – Alm 17%, Grs 25%, Sps 54%, Py 1,5%; край – Alm 60%, Grs 22%, Sps 11%, Py 4,0%. Кроме того, в породе присутствуют альбит, единичные зерна калиевого полевого шпата и стильпномелан с высоким содержанием MnO (3,9–4,3 мас. %).

Химический состав пород

По химическому составу глаукофаниты, слагающие пиллоу (табл. 3), отвечают низкомагнезиальным (Mg# = = 29–37) умеренно титанистым (TiO_2 = 1,5–1,7 мас. %) толеитовым базальтам с содержанием SiO_2 = 49,2–51,1 мас. %, Al_2O_3 = 12,2–14,7; ΣFe_2O_3 = 11,7–14,7; MgO = 5,8–7,5; Na_2O = 2,4–3,1. По сравнению с базальтами N-MORB они содержат больше K_2O (2,1–3,9 мас. %) и меньше CaO (4,1–6,5 мас. %).

Таблица 3

Химический состав метаморфизованных подушечных базальтов Чарской зоны

Table 3

Chemical compositions of the metamorphosed pillow basalts of the Chara zone

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	5-1	5-4	6-1	6-4	6-5	7c	7r	7g	8	18/1
SiO_2, мас. %	49,37	50,21	49,83	50,11	50,71	51,98	49,50	49,88	47,52	50,66
TiO_2	1,62	1,52	1,55	1,71	1,70	1,71	1,08	1,23	2,54	1,08
Al_2O_3	13,85	13,32	12,18	14,69	14,02	11,69	12,98	12,39	9,55	6,45
Fe_2O_3	13,48	13,58	14,68	11,69	11,90	14,51	14,56	14,54	**19,36**	**21,04**
MnO	0,17	0,17	0,19	0,18	0,18	0,18	0,18	0,18	**2,46**	**0,94**
MgO	7,41	7,53	6,12	5,77	6,33	8,18	7,46	8,21	5,15	4,49
CaO	4,78	4,13	6,46	5,78	5,25	3,32	6,07	5,55	7,49	8,89
Na_2O	2,55	2,75	3,10	2,72	2,59	3,40	2,61	2,67	2,99	6,10
K_2O	3,28	3,15	2,53	3,91	3,87	2,11	2,30	2,31	0,34	0,06
P_2O_5	0,27	0,11	0,13	0,14	0,13	0,07	0,38	0,75	0,85	0,26
П.п.п.	3,23	3,56	3,28	3,34	3,45	2,88	2,89	2,34	1,70	0,02
Сумма	100,03	100,04	100,06	100,03	100,12	100,03	100,00	100,05	99,96	100,00
Rb, ppm	68	76	63	99	85	42	43	46	7	5
Cs	0,45	0,65	0,51	0,75	0,57	0,31	0,31	0,37	0,8	0,33
Sr	75	75	325	143	113	41	141	76	131	44
Ba	297	258	449	649	676	227	261	204	96	18
Th	0,43	0,43	0,35	0,40	0,34	0,25	0,32	0,21	3,57	1,24
U	0,34	0,18	0,57	0,40	0,34	0,11	0,18	0,21	3,35	1,00
Nb	3,8	3,8	5,0	4,9	4,1	3,4	2,2	2,9	6,1	3,4
Ta	0,23	0,20	0,28	0,23	0,23	0,20	0,14	0,14	0,34	0,30
Zr	92	98	96	112	96	106	49	67	122	43
Hf	2,6	2,3	2,4	2,6	2,8	2,8	1,5	1,8	2,8	1,1
La	5,9	4,5	4,1	3,2	4,3	1,4	3,7	2,9	52,9	16,3
Ce	14,6	12,6	10,5	9,7	12,6	4,8	11,8	8,3	88,3	27,1
Pr	2,29	2,34	1,84	1,80	2,12	1,02	2,34	1,53	17,06	5,19
Nd	11,9	11,2	9,2	9,4	11,4	5,7	12,2	7,6	73,9	21,2
Sm	4,0	3,6	2,9	3,0	4,0	1,9	4,3	2,5	20,0	4,8
Eu	1,47	1,32	1,23	1,23	1,52	0,52	1,48	0,79	6,31	1,18
Gd	5,6	4,7	3,9	4,0	5,3	2,5	5,8	3,5	17,8	5,8
Tb	1,00	0,93	0,77	0,85	0,97	0,45	1,00	0,65	3,00	0,96
Dy	6,4	5,7	4,9	5,6	6,5	2,6	7,0	3,9	16,1	6,4
Ho	1,42	1,18	1,05	1,22	1,42	0,54	1,45	0,85	3,14	1,76
Er	4,0	3,4	3,1	3,8	4,2	1,6	4,2	2,5	9,19	5,61
Tm	0,59	0,52	0,48	0,60	0,62	0,28	0,66	0,41	1,50	0,78
Yb	3,9	3,2	3,1	3,8	4,0	1,9	4,1	2,6	9,1	4,7
Lu	0,57	0,48	0,48	0,57	0,59	0,29	0,60	0,40	1,35	0,77
Y	38	44	39	46	40	17	41	28	118	47

Примечания. Анализы 1–8 – метаморфизованные подушечные базальты (глаукофаниты): 1–2 – пиллоу-I (1 – край, 2 – центр пиллоу); 3–5 – пиллоу-II (3 – край, 4, 5 – центр пиллоу); 6–8 – пиллоу-III (6 – центр, 7–8 – край пиллоу). Анализ 9 – гранатовый глаукофанит; 10 – гранат-эгирин-авгитовая порода. Анализы образцов на петрогенные элементы выполнены методом РФА в ИГМ СО РАН (аналитик Л.Д. Холодова). Редкие элементы определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения с магнитным сектором ELEMENT фирмы Finnigan MAT (Германия) в ИГМ СО РАН (аналитик И.В. Николаева).

Глаукофаниты демонстрируют LREE-деплетированные кривые распределения редких земель (рис. 2, *а*) с La_N = 7,6–15,8 (редко 4,5–5,2); Yb_n = 11,8–21,2; $(La/Yb)_n$ = 0,58–0,96 (иногда 0,21–0,26). $(La/Sm)_N$ варьирует от 0,59 (0,23–0,27) до 0,89, а $(Gd/Yb)_N$ – от 0,85 до 1,22. Иногда наблюдаются слабые отрицательные (0,79) или положительные (1,12) европиевые аномалии. На N-MORB-нормированной мультиэлементной диаграмме (рис. 2, *б*) глаукофаниты демонстрируют в целом плоские спектры, за исключением Ba, Rb, Cs, U, K и Sr, которые считаются подвижными при субдукционном метаморфизме и/или подводном изменении базальтов [Bebout, 2007]. В целом, геохимические характеристики этих пород наиболее близки к таковым для базальтов типа N-MORB.

Проведенные исследования показали практическое отсутствие геохимической зональности в отдельных пиллоу. Исключение составляют только их самые краевые участки, которые характеризуются повышенными (примерно в 1,5 раза) содержаниями La и Ce.

Гранат-эгирин-авгитовая порода и гранатовый глаукофанит (см. табл. 3) резко отличаются по химическому составу от метаморфизованных подушечных базальтов (глаукофанитов). Они характеризуются очень высокими содержаниями железа (21 и 19 мас. % Fe_2O_3) и марганца (0,94 и 2,46 мас. % MnO соответственно). При этом в гранатовом глаукофаните отмечаются также высокие содержания титана (2,54 мас. % TiO_2) и фосфора (0,85 мас. % P_2O_5), а гранат-эгирин-авгитовая порода содержит мало глинозема (6,45 мас. %) и калия (0,06 мас. % K_2O) и много натрия (6,1 мас. % Na_2O). Наблюдаемые особенности химического состава этих пород, по-видимому, являются следствием циркуляции горячих гидротермальных растворов, богатых железом и марганцем.

В отличие от метаморфизованных подушечных базальтов, гранат-эгирин-авгитовая порода и гранатовый глаукофанит характеризуются более высокими содержаниями редких земель (табл. 3; рис. 2, *а*), а кривые распределения РЗЭ имеют отрицательный наклон (La_N = 52,4 и 170,7; Yb_N = 22,4 и 43,4; $(La/Yb)_N$ = 2,3 и 3,2 соответственно). Спектр РЗЭ для гранат-эгирин-авгитовой породы демонстрирует заметный Eu минимум (Eu/Eu* = 0,68), на кривой распределения РЗЭ гранатового глаукофанита Eu минимума нет. В целом, спектры этих пород напоминают некоторые типы E-MORB базальтов.

Спайдерграммы гранат-эгирин-авгитовой породы и гранатового глаукофанита (рис. 2, *б*) демонстрируют слабо отрицательные наклоны кривых распределения. Для них наблюдаются минимумы по Rb, K, Sr, Ba, Sr, Zr, Hf, Ti и максимумы по LREE и U. Кроме того, гранатовые глаукофаниты характеризуются значительно более высокими содержаниями средних и тяжелых РЗЭ, Y и P по сравнению с глаукофанитами метаморфизованных подушечных базальтов и типичными N-MORB (в 3–7 раз).

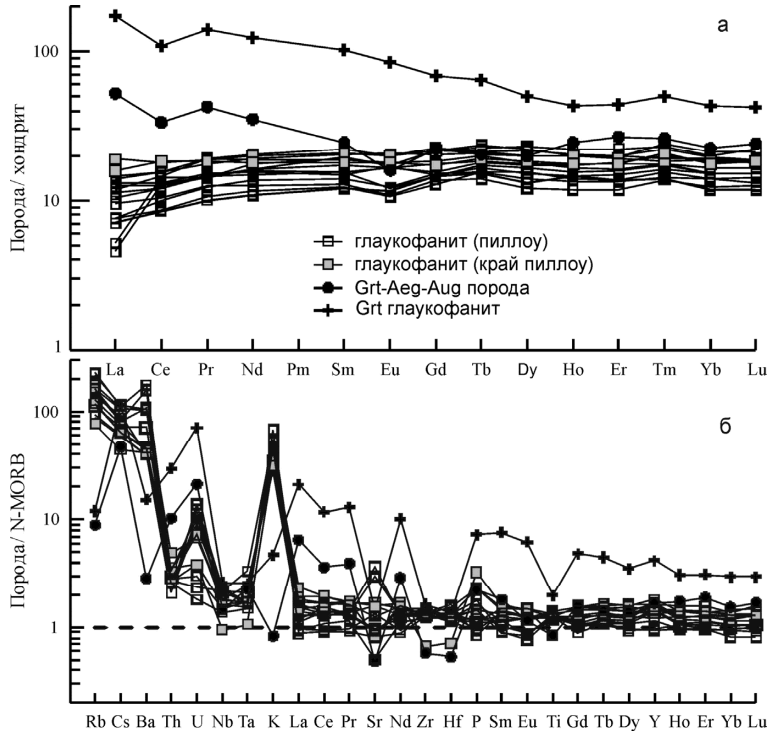

Рис. 2. Спектры РЗЭ (*а*) и спайдерграммы (*б*) глаукофанитов, гранатового глаукофанита и гранат-эгирин-авгитовой породы Чарской зоны

Fig. 2. REE spectra (*a*) and spidergrams (*b*) of glaucophanites, garnet glaucophanite, and garnet-aegirine-augite rock of the Chara zone

P–T условия метаморфизма

Оценки P–T условий метаморфизма глаукофанитов, рассчитанные с использованием программы THERMOCALC [Holland, Powell, 1998], составляют 458–482°C и 9,1–10,8 кбар при достаточно больших ошибках определения: ± 53–81°C и ± 1,2–1,6 кбар. В гранат-эгирин-авгитовой породе оценки температур были получены с использованием гранат-клинопироксенового термометра [Ravna, 2000], который учитывает влияние Fe^{3+}. Поскольку гранаты в этой породе резко зональные, определения проводились только по краевым участкам минералов. Тем не менее мы получили широкий диапазон температур 455–511°C при давлении P = 10 кбар.

Возраст метаморфизма

Возраст высокобарического метаморфизма подушечных базальтов Чарской зоны определялся $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопным методом по валовой пробе глаукофанита. График ступенчатого нагрева глаукофанита (рис. 3) показывает хорошее плато с возрастом 448,1±4,0 млн лет и демонстрирует возможность использования подобных пород для изотопных определений. Полученная дата указывает на позднеордовикский возраст глаукофансланцевого метаморфизма подушечных базальтов и хорошо согласуется с $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастами (450–444 млн лет), полученными ранее по фенгиту и барруазиту из гранат-барруазитовых амфиболитов [Волкова и др., 2008] и эклогитов [Волкова и др., 2016].

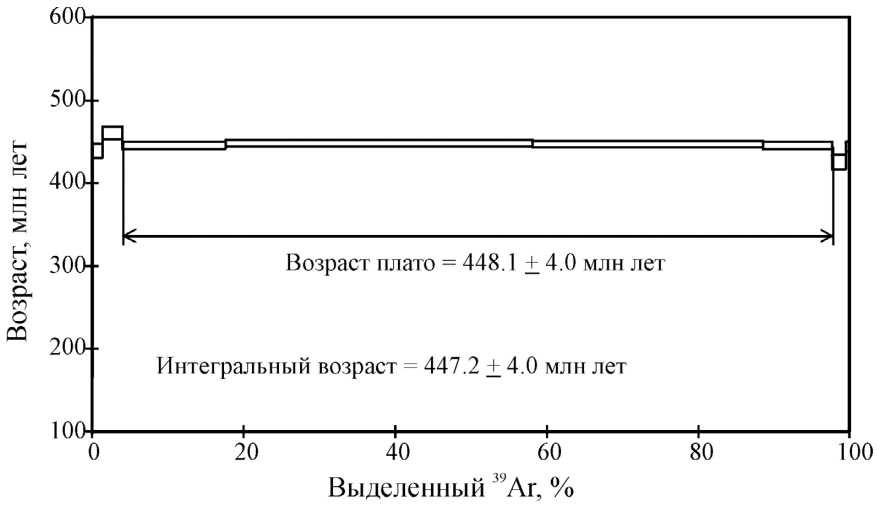

Рис. 3. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирования глаукофанита Чарской зоны (по валовой пробе породы)

Fig. 3. Results of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of glaucophanite of the Chara zone (on whole rock)

Обсуждение результатов

Чарская сдвиговая зона протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан и является главной структурой, разделяющей образования Сибирского и Казахстанского континентов [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Буслов и др., 2003]. В осевой части Чарской зоны располагается Чарский офиолитовый пояс, который представляет собой мегамеланж, включающий расчлененные офиолиты, блоки вулканических, метаморфических и осадочных пород в серпентинитовом матриксе. Высокобарические метаморфические породы Чарской зоны отражают наиболее ранний субдукционный этап развития этого региона. Следует отметить, что наибольшим распространением среди них пользуются гранат-барруазитовые, барруазитовые, реже катофоритовые амфиболиты [Волкова и др., 2008]. Довольно редко здесь встречаются и эклогиты [Добрецов, 1974; Ермолов и др., 1981; Волкова и др., 2016], которые при подъеме, по-видимому, замещались ретроградными ассоциациями апоэклогитовых амфиболитов вследствие интенсивного взаимодействия с флюидами, циркулирующими в зоне субдукции. Поэтому единственный в Чарской зоне блок пиллоу-базальтов, сохранивших подушечную структуру и метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации (т.е. при более низких температурах по сравнению с барруазитовыми амфиболитами и эклогитами), представляет несомненный интерес для петрологического изучения.

Проведенное нами петрогеохимическое изучение метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны

позволяет утверждать, что их протолитами были базальты типа N-MORB, от которых глаукофаниты отличаются более высокими содержаниями K_2O и пониженными CaO. Обогащение океанических базальтов K (Rb и Cs) может происходить как в результате взаимодействия с морской водой, так и при субдукционном метаморфизме [Bebout, 2007]. Вынос Ca из исходных пород мог осуществляться при взаимодействии флюид – порода за счет разложения основного плагиоклаза и клинопироксена. Такие примеры выноса Ca из стекловатых подушечных базальтов при их взаимодействии с морской водой описаны при изучении пород океанического дна Индийского океана [Greenough et al., 1990].

В отношении редких элементов отличия глаукофанитов Чарской зоны от N-MORB заключаются в повышенных содержаниях Rb, Cs, Ba, U и варьирующих содержаниях Sr. Считается [Bebout, 2007], что в результате взаимодействия с морской водой базальты обогащаются Ba на порядок меньше по сравнению с Rb, Cs, K. Однако рассматриваемые глаукофаниты обогащены Ba в той же степени, что и этими щелочными элементами. Поэтому можно предположить, что обогащение Ba происходило и при субдукционном метаморфизме. Тренды увеличения содержания Rb, Cs, Sr и U в океанических базальтах в результате взаимодействия с морской водой и HP/LT метаморфизма практически идентичны [Bebout, 2007], поэтому мы не можем сделать однозначного вывода, с каким из этих процессов связано обогащение глаукофанитов данными элементами.

Таким образом, проведенные исследования метаморфизованных пиллоу-лав Чарской зоны показали лишь небольшие изменения валового состава их протолитов, которые могут быть связаны не с глаукофансланцевым метаморфизмом, а унаследованы от подводного изменения исходных пород, что привело в целом к сохранению геохимических характеристик базальтов океанического дна.

В то же время описываемые в данной работе другие метабазиты (гранат-эгирин-авгитовая порода и гранатовый глаукофанит) существенно отличаются по петрохимическому и редкоэлементному составам от базальтовых протолитов, что может быть связано с воздействием на эти породы горячих гидротермальных растворов, богатых железом и марганцем, по аналогии с образованием железо-марганцевых корок или конкреций при подводном вулканизме. Чрезвычайная пестрота составов и очень высокие градиенты концентраций химических компонентов в мельчайших кристаллах граната из этих пород определенно свидетельствуют об исключительной кратковременности метаморфо-метасоматического этапа эволюции вулканитов. Об этом также говорит и сохранность всей пиллоу-постройки в целом, не искаженной сколько-нибудь существенно наложенными процессами деформации.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопное датирование показало, что возраст эксгумации глаукофанитов составляет около 448 млн лет и совпадает в пределах точности анализа со временем эксгумации других высокобарических метабазитов Чарской зоны [Волкова и др., 2008; Волкова и др., 2016], что говорит об их практически одновременном подъеме из зоны субдукции.

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0330-2016-00), при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-35-20267) и Министерства образования и науки Российской Федерации в *рамках программы приоритетного развития Томского государственного университета (проект ВИУ, СИ 4, мероприятие 4.1.2, 8.1).*

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.

Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология и возраст // Геохимия. 2008. Т. 46, № 4. С. 422–437.

Волкова Н.И., Симонов В.А., Травин А.В., Ступаков С.И., Юдин Д.С. Эклогиты Чарской зоны, СВ Казахстан: новые геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2016. Т. 54, № 2. С. 224–230.

Волкова Н.И., Хлестов В.В., Сухоруков В.П., Хлестов М.В. Геохимия метаморфизованных пиллоу-базальтов Чарской зоны, СВ Казахстан // Доклады Академии наук. 2016. Т. 467, № 4. С. 440–444.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск : Наука, 1974. 430 с.

Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Кленина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. Алма-Ата : Наука КазССР, 1981. С. 103–178.

Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 260. P. 373–393.

Gao J., Klemd R., Liu S. Eclogitization of glaucophanites by fluid infiltration // Science in China (Series D-Earth Sci.). 2000. V. 43. P. 144–155.

Greenough J.D., Fryer B.J., Robinson, P.T. Geochemical effects of alteration on mafic rocks from Indian Ocean Site 706 // Proc. ODP, Sci. Results, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / ed. by R.A. Duncan, J. Backman, L.C. Peterson et al. 1990. P. 85–92.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Am. Mineral. 1983. V. 68. P. 277–279.

Kullerud K., Stephens M.B., Zachrisson E. Pillow lavas as protoliths for eclogites: evidence from a late Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105 (1). P. 1–10.

Ravna E.J.K. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg geothermometer: An updated calibration // J. Metamorphic Geol. 2000. V. 18. P. 211–219.

Ravna E.J.K., Andersen T.B., Jolivet L., De Capitani C. Cold subduction and the formation of lawsonite eclogites – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica // J. Metamorphic Geol. 2010. V. 28 (4). P. 381–395.

van der Straaten F., Schenk V., John T., Gao J. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid-rock interaction in the subduction channel // Chemical Geology. 2008. V. 255. P. 195–219.

Авторы:
Волкова Нина Ивановна, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: nvolkova@igm.nsc.ru
Хлестов Владимир Васильевич, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, доцент, Новосибирский государственный университет, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.
Сухоруков Василий Петрович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
Травин Алекей Валентинович, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией изотопно-аналитических методов, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
Юдин Денис Сергеевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
Хлестов Михаил Владимирович, инженер, лаборатория рентгеноспектральных методов анализа, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Geosphere Research, 2017, 1, 7–15. DOI: 10.17223/25421379/2/2

N.I. Volkova[1, 2], V.V. Khlestov[1, 3], V.P. Sukhorukov[1, 3], A.V. Travin[1, 2, 3], D.S. Yudin[1, 3], M.V. Khlestov[1]

[1] Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia
[2] National Research Center Tomsk State University, Tomsk, Russia
[3] Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

GLAUCOPHANITES OF THE CHARA ZONE, NE KAZAKHSTAN: PROTOLITH NATURE, P–T PARAMETERS, AND METAMORPHIC AGE

New petrologic data for metamorphosed pillow basalts composing a unique block located within a serpentine mélange of the Chara Zone, NE Kazakhstan, are presented. The pillows are composed of massive glaucophanite, i.e. rock containing 75–80 vol. % of glaucophane. The typical mineral assemblage is sodic amphibole + epidote + albite + phengite + quartz + sphene. Very interesting rocks, which are also metamorphosed under blueschist facies conditions, were found at the foot of the block: (I) garnet-aegerine-augite rock composing of fibroblast clinopyroxene (aegirine-augite), smallest (20–50 μm) euhedral garnet grains, and large violet crystals of magnesioriebeckite-riebeckite; (II) garnet glaucophanite composing of randomly oriented laths of blue amphibole and abundant clusters of very small (10–30 μm) garnet crystals. Garnet grains in both the rocks are characterized by high spessartite contents reaching to 48–60 % and sharp zoning expressed in decreasing of spessartite and increasing of almandine and pyrope contents from core to rim. The geochemistry of glaucophanites in the Chara Zone suggests that the protoliths of these rocks were oceanic basalts of the N-MORB type. Elevated concentrations of K, Rb, Cs, and lower Ca in glaucophanites may be related not to blueschist metamorphism, but rather they may be inherited from underwater alteration of parental basalts. This study shows a practical absence of geochemical zoning in individual pillows with the exception of their outermost rims that are enriched in La and Ce (1,5 times). P-T metamorphic conditions of the glaucophanites were calculated to be 460–480°C and 9 to 11 kbar. $^{40}Ar/^{39}Ar$ metamorphic age of the glaucophanite obtained on whole rock is estimated to be ~ 448 Ma and is closely similar to the metamorphic ages of other HP/LT metabasites in the Chara Zone, which suggests the practically simultaneous exhumation of the rocks from the subduction zone. Garnet-aegirine-augite rock and garnet glaucophanite differ significantly in their major and trace element composition from metamorphosed pillow basalts (glaucophanites). Particularly, they are characterized by very high iron (21 and 19 wt. % of Fe_2O_3) and manganese (0,94 and 2,46 wt. % of MnO, respectively) contents. This may be due to interaction of the rock protoliths with hot hydrothermal solutions rich in iron and manganese, by analogy with the formation of ferromanganese crusts and nodules during submarine volcanism. The extreme high gradients of concentrations of chemical components in the smallest crystals of garnet from these rocks definitely testify to the exceptional short duration of metamorphic-metasomatic stage in the evolution of the volcanic rocks. This is also confirmed by safety of all pillow construction as a whole, not distorted significantly by superimposed deformation processes.

Keywords: *glaucophanite, metamorphism, pillow basalt, Ar–Ar age, Chara Zone.*

REFERENCES

Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave J., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.K. Role of strike-slip faulting in Late Paleozoic–Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan regions // Russian Geology and Geophysics. 2003. V. 44. № 1–2. pp. 41–71.

Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V., Vladimirov A.G., Khomyakov V.D. High-pressure rocks in the serpentinite mélange of the Chara Zone, eastern Kazakhstan: geochemistry, petrology, and age // Geochemistry International. 2008. V. 46. № 4. pp. 386–401.

Volkova N.I., Simonov V.A., Travin A.V., Stupakov S.I., Yudin D.S. Eclogites in the Chara Zone, NE Kazakhstan: New Geochemical and Geochronological Data // Geochemistry International. 2016. V. 54. № 2. pp. 208–214.

Volkova N.I., Khlestov V.V., Sukhorukov V.P., Khlestov M.V. Geochemistry of Metamorphosed Pillow Basalts of the Chara Zone, NE Kazakhstan // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 467. Part 2. pp. 350–354.

Dobretsov N.L. *Glaukofanslantsevye i eklogit-glaukofanslantsevye kompleksy SSSR* [Glaucophane Schists and Eclogite–Glaucophane Schists in the USSR]. Novosibirsk: Nauka, 1974. 430 p. In Russian

Ermolov P.V., Dobretsov N.L., Polyanskii N.V., et al. *Ofiolity Charskoi zony* [Ophiolites in the Chara Zone] // Ophiolites. Alma-Ata: Nauka KazSSR, 1981. pp. 103–178. In Russian

Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 260. pp. 373–393.

Gao J., Klemd R., Liu, S. Eclogitization of glaucophanites by fluid infiltration // Science in China (Series D-Earth Sci.). 2000. V. 43. pp. 144–155.

Greenough J.D., Fryer B.J., Robinson, P.T. Geochemical effects of alteration on mafic rocks from Indian Ocean Site 706. // Proc. ODP, Sci. Results, 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program) / Ed: Duncan R.A., Backman J., Peterson L.C. et al. 1990. pp. 85–92.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. pp. 309–343.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // Am. Mineral. 1983. V. 68. pp. 277–279.

Kullerud K., Stephens M.B., Zachrisson E. Pillow lavas as protoliths for eclogites: evidence from a late Precambrian-Cambrian continental margin, Seve Nappes, Scandinavian Caledonides // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 105 (1). pp. 1–10.

Ravna E.J.K. The garnet-clinopyroxene Fe^{2+}-Mg geothermometer: An updated calibration // J. Metamorphic Geol. 2000. V. 18. pp. 211–219.

Ravna E.J.K., Andersen T.B., Jolivet L., De Capitani C. Cold subduction and the formation of lawsonite eclogites – constraints from prograde evolution of eclogitized pillow lava from Corsica // J. Metamorphic Geol. 2010. V. 28(4). pp. 381–395.

van der Straaten F., Schenk V., John T., Gao J. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid–rock interaction in the subduction channel // Chemical Geology. 2008. V. 255. pp. 195–219.

Authors:

Volkova Nina Iv., Cand. Sci. (Geol.-Miner), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: nvolkova@igm.nsc.ru

Khlestov Vladimir V., Cand. Sci. (Geol.-Miner), Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Associate Professor, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Sukhorukov Vasilii P., Cand. Sci. (Geol.-Miner), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Travin Alexei V., Dr. Sci. (Geol.-Min.), Head of Isotopic Laboratory, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Yudin Denis S., Cand. Sci. (Geol.-Miner), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Khlestov Mikhail V., Engineer, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 16–27

УДК 552.3(571.5)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ (O, Sr, Nd) СВИДЕТЕЛЬСТВА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-ТРАХИТ-РИОЛИТОВОЙ СЕРИИ БАТЕНЕВСКОГО ПОДНЯТИЯ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

А.А. Воронцов[1, 2], В.В. Ярмолюк[3]

[1] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия
[2] Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия
[3] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Рассмотрены вопросы образования ранне-среднедевонских вулканических толщ быскарской серии Батеневского поднятия Минусинского прогиба. Вулканическая ассоциация представлена породами широкого диапазона составов от базальтов до риолитов. Установлено, что изменения составов пород подчиняются законам фракционирования только в диапазоне составов базальт – трахиандезит – трахит (47,7–64,5 мас. % SiO_2). Геохимические характеристики пород диапазона SiO_2 = 65–74 мас. % отвечают продуктам смешения дифференциатов мантийных магм с анатектическими коровыми выплавками, состав которых представляют риолиты (~ 77 мас. % SiO_2).

Ключевые слова: *Минусинский прогиб, рифтогенез, девонский вулканизм, редкие элементы, изотопы, фракционирование, контаминация, магматические источники.*

Введение

Минусинский прогиб является одной из крупнейших структур девонской Алтае-Саянской рифтовой системы и охватывает территорию около 100 000 км^2. Прогиб возник в пределах раннепалеозойской (каледонской) области Центрально-Азиатского складчатого пояса спустя 70–80 млн лет после завершения орогенических процессов в ее пределах. Образование прогиба было сопряжено с вулканической активностью, что определило доминирование вулканических пород в строении выполняющих его ранне-среднедевонских толщ [Лучицкий, 1960]. Толщи вулканических пород, как правило, залегают со структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте. Они обнажаются на бортах прогиба и в пределах поднятий, одним из которых является Батеневское. В его строении участвуют породы широкого диапазона составов: умеренно-высокотитанистые и низкотитанистые базальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты и риолиты. В последние годы был получен большой объем геологической, геохимической и изотопной (O, Sr, Nd, Pb) информации по составу пород дифференцированной вулканической ассоциации Батеневского поднятия, что позволило рассмотреть вопросы ее происхождения.

Методы исследований

Вулканические толщи Батеневского поднятия изучались комплексом методов: петрографических, петрохимических, геохимических и изотопных.

Петрографические и петрохимические характеристики магматических пород базируются на результатах изучения 90 образцов и проб, которые охватывают все известные в изученном районе петрографические разновидности. Содержания петрогенных элементов (табл. 1) были определены в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по методике [Афонин, Гуничева, Пискунова, 1984].

Редкие элементы (табл. 1) определены методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН Байкальского аналитического центра на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan MAT. Измерения проводились при стандартных операционных условиях для данного прибора. Для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности в течение процедуры съемки спектров использован внутренний стандарт Rh. Для градуирования при расчетах содержаний элемента в пробе использованы многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1, -2, -4, SPEX, США). Пробоподготовка для пород основного и среднего составов осуществлялась открытым кислотным разложением, для кислых вулканитов – сплавлением с метаборатом лития.

Для изотопного анализа кислорода использовались полевые шпаты без следов вторичных изменений (в виде осколков) общим весом 1,5–2,5 мг.

Измерения выполнены в Геологическом институте БНЦ СО РАН на газовом масс-спектрометре Finnigan MAT 253 с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт – образец).

© Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/3

Таблица 1

Составы представительных пород девонской магматической ассоциации Батеневского поднятия

Table 1

Compositions of representative rocks of Devonian igneous assemblage of Batenevo Rise

Компонент	БАТ1/12	БАТ1/25	БАТ1/32	БАТ3/4	БАТ3/23	БАТ4/2	БАТ4/5	БАТ4/9	БАТ4/10	БАТ4/11	БАТ4/12	БАТ5/8	БСК1/5
SiO_2	74,07	64,51	69,65	49,02	48,66	68,52	69,39	51,06	54,95	53,30	64,03	62,60	76,63
TiO_2	0,31	0,94	0,57	1,60	1,56	0,41	0,50	1,51	1,40	1,42	1,03	0,83	0,21
Al_2O_3	11,23	15,73	14,44	18,00	17,45	15,22	14,67	17,54	16,90	17,26	14,94	16,39	11,59
Fe_2O_3*	2,78	5,61	3,82	9,85	11,63	3,09	3,68	10,57	8,52	8,32	5,85	5,13	2,15
MnO	0,03	0,14	0,13	0,16	0,19	0,17	0,06	0,18	0,14	0,16	0,14	0,12	0,03
MgO	0,29	0,57	0,23	3,69	4,59	0,50	0,31	3,30	2,46	3,01	0,75	1,75	0,29
CaO	0,53	1,13	0,68	8,29	9,31	1,53	1,16	8,73	7,08	7,46	3,12	3,07	1,00
Na_2O	4,69	6,35	5,05	4,53	3,41	5,06	5,65	3,29	3,60	3,56	4,15	4,37	3,75
K_2O	2,34	3,04	4,80	1,65	1,01	4,05	3,80	1,33	2,23	2,05	3,10	3,26	3,28
P_2O_5	0,10	0,21	0,11	0,62	0,45	0,08	0,07	0,46	0,65	0,66	0,25	0,28	0,07
П.п.п.	3,55	1,78	0,60	2,44	1,90	1,32	0,68	2,03	2,00	2,74	2,64	2,05	0,91
Сумма	99,90	99,99	100,07	99,85	100,15	99,95	99,97	99,99	99,92	99,92	99,99	99,86	99,92
к.агп	0,80	0,76	0,93			0,80	0,84				0,64		0,82
$\delta^{18}O$, ‰ (ПШ)	13,8	12	13,4	9,1	8,5	13,5	13,2	8,8	8,8	8,7	11,9	9,8	14,2
Rb	38	57	98,0	39	17	89	92	32	63	51	95	104	58
Ba	1479	837	521	804	380	1478	575	431	646	926	1290	820	1232
Sr	229	341	178	1118	727	375	282	683	672	675	409	763	149
Zr	179	392	480	168	145	353	486	201	263	259	374	269	161
Nb	9,8	22	24	10,8	7,3	21	28	11,0	14,8	15	24	16	13
Hf	4,27	9,4	11,3	4,09	3,60	9,5	13,3	4,95	6,3	6,3	10,2	6,3	4,2
Ta	1,32	1,27	1,54	0,64	0,36	1,38	1,89	0,66	0,89	0,87	1,47	1,19	1,15
Y	12,2	47	55	34	32	44	61	35	39	37	46	29	10
Th	12,2	9,8	13,5	3,18	2,22	10,1	14,0	4,72	9,8	9,4	11,1	12,8	9,6
U	5,2	2,75	3,48	1,42	0,84	2,78	3,94	1,48	3,09	2,98	3,09	3,53	2,56
Pb	13,8	14,1	19	5,3	4,81	9,8	17	8,1	11,3	12,4	9,6	18	5
La	26	55	69	35	26	53	48	34	53	52	57	44	12
Ce	51	120	146	78	63	114	99	75	117	114	124	91	25
Pr	5,3	15	19	9,7	7,9	13,4	11,3	9,2	13,6	13,3	14,3	10,8	3,2
Nd	20	60	69	42	34	54	46	39	56	55	59	41	12
Sm	3,42	11,8	12,7	8,3	7,1	9,6	8,9	7,8	10,7	10,4	11,1	7,4	2,2
Eu	0,74	3,16	2,31	2,56	2,19	2,30	1,81	2,24	2,84	2,90	2,89	1,66	0,49
Gd	2,75	10,9	11,3	8,3	7,1	9,7	9,8	7,8	10,2	9,7	11,4	6,2	2,0
Tb	0,40	1,77	1,91	1,28	1,13	1,38	1,58	1,28	1,58	1,52	1,57	0,84	0,35
Dy	2,53	9,7	10,9	6,7	6,2	8,2	10,3	6,8	7,8	7,5	9,3	6,2	1,9
Ho	0,50	2,10	2,45	1,32	1,26	1,62	2,28	1,39	1,56	1,51	1,78	1,17	0,43
Er	1,44	5,5	6,4	3,72	3,58	4,94	7,1	3,98	4,25	4,21	5,2	3,42	0,8
Tm	0,22	0,87	1,05	0,54	0,52	0,74	1,04	0,59	0,63	0,62	0,75	0,48	0,19
Yb	1,50	5,6	6,8	3,61	3,46	5,0	7,2	3,90	4,18	4,14	5,1	3,12	1,3
Lu	0,25	0,92	1,13	0,53	0,50	0,80	1,14	0,57	0,61	0,60	0,80	0,47	0,23

Примечание. Окислы – в мас. %, элементы – в г/т; Fe_2O_3* – общее железо; к.агп – коэффициент агпаитности.

Подготовка образцов для определения величин $\delta^{18}O$ проводилась лазерным фторированием в присутствии реагента BrF_5 по методу, опубликованному в работе [Kuzmin, Yarmolyuk, Kravchinsky, 2010]. В комплект аппаратуры входила установка MIR 10–30 системы нагрева лазером CO_2 мощностью 100 вт и длиной волны 10,6 мкм, позволяющим разогревать анализируемые минералы до 1000°С, а также вакуумная магистраль для очистки выделенного кислорода и окончательного его концентрирования. Расчеты $\delta^{18}O$ были выполнены относительно международных стандартов NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Внутренний контроль осуществлялся регулярными измерениями UWG-2 (гранат), а также внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин $\delta^{18}O$ находилась на уровне $(1\sigma) \pm 0{,}2‰$.

Изотопные измерения стронция и неодима (табл. 2) выполнены в ЦКП ИНЦ СО РАН Байкальского аналитического центра на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 с использованием активатора $Ta_2O_5 \cdot nH_2O$ в смеси кислот $HF : HNO_3 : H_3PO_4$ (1 : 1 : 1) [Ярмолюк, Кузьмин, Воронцов, 2013]. Для контроля использованы стандарты ВНИИМ-Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70801±20) и INd-1 ($^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,5121003±104). Для измеренных партий проб получены значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70802 ± 1; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512115 ± 10.

Таблица 2

Изотопный состав стронция и неодима в базальтоидах девонских вулканических ассоциаций Батеневского поднятия

Table 2

Sr–Nd isotopic composition of basaltoids of devonian volcanic assemblages of Batenevo Rise

Порода	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт
Индекс	БАТ1/6	БАТ 3/5	БАТ 3/23	БАТ 4/11	БАТ 4/13
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0,704752	0,705120	0,704850	0,705772	0,705607
±2σ	0,000015	0,000016	0,000015	0,000013	0,000015
ε Sr(395)	7,0	5,7	6,0	7,0	8,0
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0,512662	0,512663	0,512691	0,512597	0,512635
±2σ	0,000006	0,000004	0,000007	0,000007	0,000005
ε Nd(395)	3,7	4,5	4,7	3,4	4,0

Величины $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS. Значения εNd и εSr вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512638; $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,1967; $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0,7045; $^{87}Sr/^{86}Sr$ = = 0,0816 [Ярмолюк, Коваленко, 2003].

$^{40}Ar–^{39}Ar$ изотопно-геохронологические исследования проводились на оборудовании ИГМ СО РАН по методике, которая описана в работе [Травин и др., 2009].

Строение вулканического поля Батеневского поднятия

Батеневское поднятие, являющееся восточным отрогом Кузнецкого Алатау, в сочетании с Беллыкским поднятием Восточного Саяна разделяет две крупные впадины Минусинского прогиба – Чебаково-Балахтинскую и Сыда-Ербинскую. Вулканические породы сохранились на восточном фланге поднятия, где распространены на площади более 600 кв. км. Вулканическая толща имеет суммарную мощность до 700 м и с угловым несогласием залегает на кембро-ордовикском фундаменте. В свою очередь она перекрывается с размывом осадочными отложениями живетского яруса [Лучицкий, 1960, Ратанов, 1974]. Строение толщи можно разделить на три серии потоков. Нижнюю серию образуют потоки афировых стекловатых и мелкозернистых базальтов и базальтовых трахиандезитов. Лавы перемежаются с туфами, туфобрекчиями и туфолавами, песчаниками и алевролитами (с растительными остатками), конгломератами, реже известняками. Отдельные лавовые потоки выделяются в рельефе куэстами, высота которых позволяет оценить мощность потоков в пределах 5–15 м. Среднюю серию потоков составляют породы широкого диапазона составов: базальты, трахиандезиты и более редкие трахиты и трахидациты, слагающие потоки мощностью 5–20 м. В этой серии лав отмечаются маломощные (0,5–2 м) прослои и линзы красноцветных песчаников, алевролитов и известняков. Верхнюю часть разрезов толщи, вскрытую в центральной части вулканического поля, слагают субгоризонтальные тела риолитов и трахидацитов, местами разделенные небольшими выходами базальтов. На разных стратиграфических уровнях распространены силлы долеритов. В строении разрезов рассматриваемой части Батеневского поднятия объемы пород сокращаются с ростом кремнекислотности. Так, на долю пород основного состава приходится около 50% общего объема, на долю трахиандезитов ~ 35%, трахитов и трахидацитов ~ 10%, трахириодацитов и риолитов ~ 5%.

Тренды изменения составов пород Батеневского поднятия

На петрохимических диаграммах (рис. 1), на которых в качестве индекса дифференциации взяты содержания SiO_2, породы комплекса связаны между собой эволюционными зависимостями с изменениями трендов распределения точек составов при значении 64,5 мас. % SiO_2. Этот перегиб, как будет показано ниже, важен для понимания механизмов формирования всей магматической ассоциации.

Выделяются две группы пород в интервале составов от 47,7 до 55 мас. % SiO_2. Одна представлена умеренно-высокотитанистыми разновидностями, относительно обогащенными P_2O_5 и $Fe_2O_{3общ}$, другая – низкотитанистыми, обедненными этими компонентами, но относительно обогащенными Al_2O_3 и CaO. На графиках фигуративные точки составов этих групп формируют два тренда, очевидно, отвечавших разным путям фракционирования. Эволюция расплавов умеренно-высокотитанистых базальтоидов очевидно происходила при фракционировании апатита, титаномагнетита и оливина. В результате в расплаве снижалось содержание P_2O_5, TiO_2, MgO, $Fe_2O_{3общ}$, $MgO/Fe_2O_{3общ}$ при росте SiO_2 (от 49,6 до 54 мас. %) и Al_2O_3 (от 14,8 до 16,2 мас. %). Низкотитанистые расплавы, очевидно, эволюционировали в результате фракционирования оливина и плагиоклаза, что вело к понижению в них содержаний MgO, $Fe_2O_{3общ}$, $MgO/Fe_2O_{3общ}$ и Al_2O_3 на фоне накопления Ti и P.

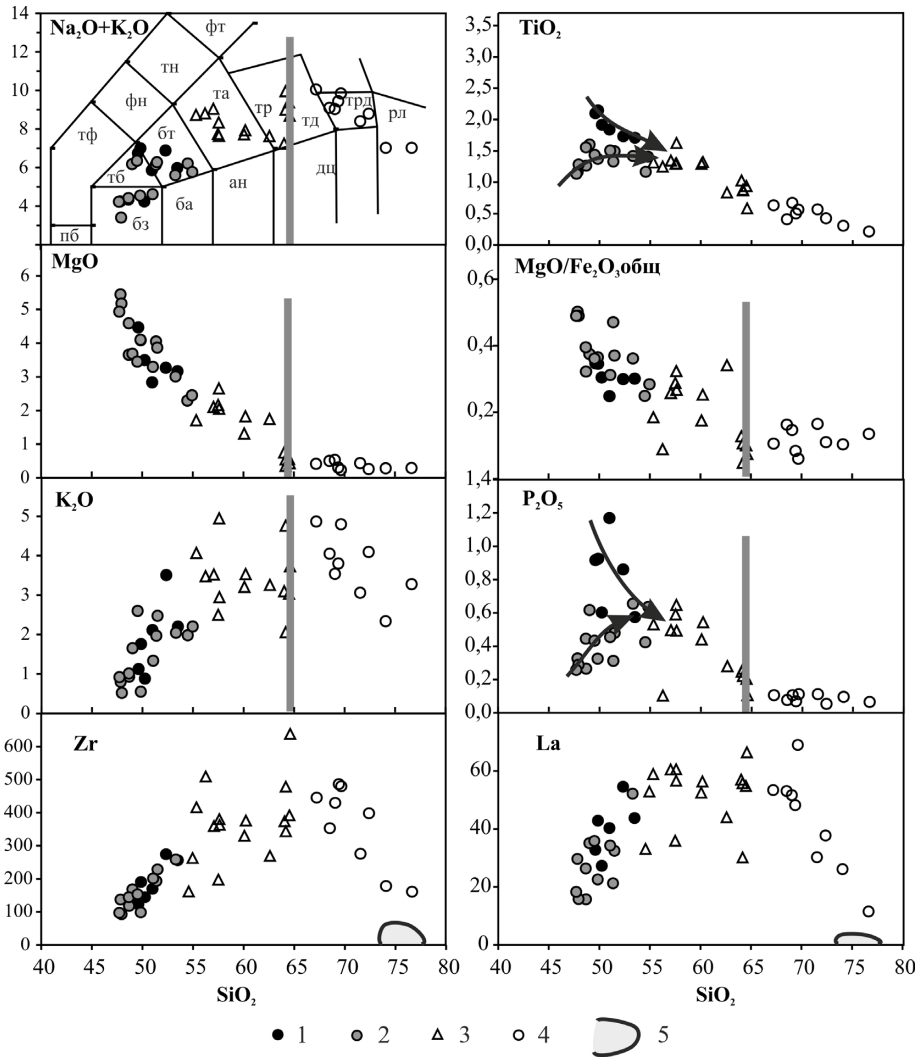

Рис. 1. Распределение петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) относительно SiO_2 (мас. %) в вулканической ассоциации на Батеневском поднятии

1–4: породы вулканической ассоциации на Батеневском поднятии (*1, 2* – базальты, долериты, трахибазальты и низкокремнистые базальтовые трахиандезиты: *1* – умеренно-высокотитанистые, *2* – низкотитанистые, *3* – базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты и трахиты, *4* – трахидациты и риолиты); *5* – поле составов анатектических гранитоидов по [Литвиновский и др., 2005]. TAS классификация по [Петрографический кодекс… 2009], названия полей: пб – пикробазальты, бз – базальты, ба – базальтовые андезиты, ан – андезиты, дц – дациты, рл – риолиты, тб – трахибазальты, бт – базальтовые трахиандезиты, та – трахиандезиты, тд – трахидациты, тф – тефриты, фн – фонотефриты, тн – тефрифонолиты, фт – фонолиты. Вертикальная линия разделяет составы пород с базальт-трахитовым и трахидацит-риолитовым трендами эволюции. Стрелки отражают направление изменения составов расплавов базальтов с разными содержаниями TiO_2

Fig. 1. Distribution of petrogenic oxides (wt %) and rare elements (ppm) in relation to SiO_2 (wt %) of volcanic assemblage of Batenevo Rise

1–4: volcanic assemblage rocks at Batenevo rise (*1, 2* – basalts, dolerites, trachybasalts and low-silicon basaltic trachyandesites: *1* – medium-high-titanian, *2* – low-titanian, *3* – basaltic trachyandesites, trachyandesites and trachytes, *4* – trachydacites and rhyolites); *5* – anatectic granitoids field according to [Litvinovskiy et al., 2005]. TAS classification is given by [Petrograficheskiy kodeks… 2009], names of the fields are: пб – picrobasalts, бз – basalts, ба – basaltic andesites, ан – andesites, дц – dacites, рл – rhyolites, тб – trachybasalts, бт – basaltic trachyandesites, та – trachyandesites, тд – trachydacites, тф – tephrites, фн – phonotephrites, тн – tephriphonolites, фт – phonolites. Vertical bar partitions compositions of rocks with basalt-trachytic and trachydacite-rhyolitic evolution trends. Arrows show trends of composition changes of basaltic melts with various TiO_2 contents

---

На уровне составов трахиандезитов (55 мас. % SiO_2) обе группы породообразующих расплавов приобретают общие характеристики. Последующая их эволюция до трахитовых составов (64,5 мас. % SiO_2) протекала согласованно и вела к уменьшению в расплавах содержаний TiO_2, P_2O_5, $Fe_2O_{3общ}$ и к росту K_2O. Смена составов, очевидно, протекала в соответствии с боуэновским трендом кристаллизации минералов и контролировалась фракционированием титаномагнетита, апатита и магнезиально-железистых темноцветных силикатов. Составы трахитов лежат на продолжении указанного тренда. Однако в

них с ростом содержания SiO_2 до 65 мас. % возрастает дисперсия содержаний ряда петрогенных окислов и редких элементов. Вариации окислов составляют (в мас. %): суммы щелочей от 7,2 до 10,0 (в том числе K_2O – от 2 до 4,8), TiO_2 – от 0,58 до 1,03, P_2O_5 – от 0,11 до 0,27, CaO – от 1,1 до 3,1, MgO – от 0,44 до 1,75, Al_2O_3 – от 14,4 до 16,4.

Составы пород группы трахириодациты – риолиты образуют свой тренд. Породы этого тренда, наиболее близкие по составу к предельным трахитам, отличаются от последних минимальными содержаниями CaO, MgO, P_2O_5, которые с ростом SiO_2 остаются более или менее постоянными. Отличает этот тренд также то, что с ростом SiO_2 в породах снижаются содержания щелочных элементов и глинозема, а величина MgO/Fe_2O_3 приобретает тенденции к росту. Эти отличия указывают на то, что кислые вулканиты имеют свои закономерности развития, отличающие их от продуктов последовательной дифференциации базальтовых магм.

Более выразительно различные тренды изменения составов в породах Батеневского поднятия прослеживаются на графиках распределения редких элементов относительно кремнезема. Так, базальт-трахитовый ряд составов характеризуется прямой корреляцией между содержаниями несовместимых элементов (La, Yb, Y, Rb, Zr) и SiO_2, что типично для последовательно дифференцированных магматических серий. Этот тренд нарушается в трахитах при значениях SiO_2 около 63–65 мас. %. Принципиально иное поведение элементов демонстрируют составы трахириодацитов и риолитов. В них отмечаются обратные соотношения между содержаниями редких элементов и содержанием SiO_2, что подтверждает отмеченные выше закономерности распределения породообразующих элементов. Следует отметить, что пограничная зона между этими двумя разными трендами (SiO_2 ~ 65 мас. %) выделяется наиболее широким разбросом содержаний как петрогенных, так и несовместимых элементов, что, по-видимому, отражает механизмы взаимодействия трахитовых расплавов с расплавами трахидацит-риолитового ряда.

Магматические источники

Анализ геохимических данных свидетельствует о разных механизмах образования магм, участвовавших в формировании базальт-трахиандезит-трахитового и трахириодацит-риолитового рядов пород, слагающих дифференцированную ассоциацию Батеневского поднятия. Можно полагать, что различие в составе соответствующих им пород прямо связано с различными источниками материнских расплавов. Один из них, несомненно, отвечал источнику основных пород и их дифференциатов, другой контролировал образование кислых пород.

Все основные породы на Батеневском поднятии обогащены редкими литофильными, в том числе редкоземельными элементами по сравнению с базальтами островных дуг типа IAB (рис. 2). По содержанию Rb, Th, U, редкоземельных элементов (REE), Sr, P они близки к составу базальтов типа OIB. В то же время от последних они отличаются более низкими содержаниями высокозарядных элементов Nb, Ta по отношению к La (среднее $(Ta/La)n$ ~ 0,33), в меньшей степени – Zr, Hf и Ti, а также повышенными содержаниями Ba и Sr. Следует отметить различия геохимических характеристик низкотитанистых и умеренно-высокотитанистых базальтов. Первые из них относительно беднее практически всеми несовместимыми элементами, за исключением бария и стронция.

Трахиандезиты и трахиты Батеневского поднятия по сравнению с базальтами обладают более высокими содержаниями высокозарядных элементов Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf. С ростом содержания SiO_2 породы обогащаются Rb, легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых (значение $(La/Yb)n$ достигает 7,65), в них проявляется дефицит P и Ti, Sr и Eu.

Все это указывает на ведущую роль кристаллизационной дифференциации и, в частности, на фракционирование плагиоклаза при образовании этих пород. Риолиты (SiO_2 > 74 мас. %) обеднены несовместимыми элементами. В этом отношении они близки к среднему составу верхней континентальной коры, от которой отличаются более низкими содержаниями фосфора, титана и тяжелых редких земель. По сравнению с ними трахириодациты (SiO_2 от 65 до 74 мас. %) обогащены практически по всему спектру несовместимых элементов. Содержания последних растут в них с уменьшением SiO_2, и в целом эта группа кислых вулканитов приближается по геохимическим характеристикам к трахитам, отличаясь от них более низкими содержаниями фосфора и титана.

Для характеристики источников магматизма и рассмотрения возможности их взаимодействия при образовании вулканической серии была использована система канонических отношений несовместимых элементов [Коваленко и др., 2007]. На графиках распределения отдельных элементов, а также их парных отношений (рис. 3) составы пород Батеневского поднятия выстраиваются в последовательность, претерпевающую излом на составах трахитов. На графиках типа Th/La – Zr (La, Th, Ta) рост содержания отдельных элементов в ряду базальт – трахит следует рассматривать прежде всего как результат фракционирования. Одновременный рост Th/La означает, что процессы фракционирования сопровождались контаминацией продуктов дифференциации коровым веществом.

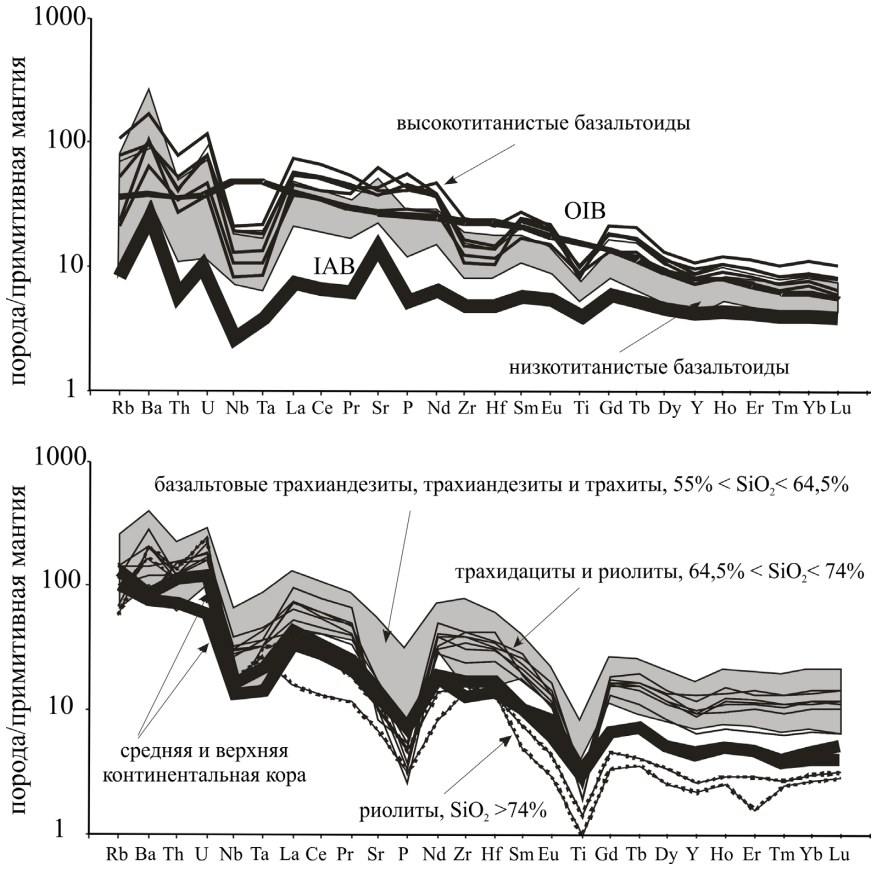

Рис. 2. Спайдер-диаграммы для пород вулканической ассоциации на Батеневском поднятии
Составы базальтов океанических островов OIB по [Rudnick, Gao, 2003], базальтов островных дуг IAB по [Birk, Allegre, 1978], средней и верхней континентальной коры по [Sharp, 1990]

Fig. 2. Spidergrams for the Batenevo Rise volcanic assemblage rocks
Oceanic island basalts (OIB) compositions are given by [Rudnick, Gao, 2003], island arc basalts (IAB) compositions are given by [Birk, Allegre, 1978], middle and upper continental crust compositions are given by [Sharp,1990]

Составы базальтов Батеневской ассоциации, особенно умеренно-высокотитанистых базальтов, в основном лежат в поле значений, характерных для источников подлитосферной мантии. Некоторая часть составов низкотитанистых базальтов прослеживается в сторону составов коры и IAB. В еще большей степени в сторону коровых источников смещены трахиандезиты и трахиты. При этом амплитуда смещения коррелирует с ростом содержания SiO_2 в породах. Выявленные закономерности поведения несовместимых элементов, а также их парных отношений в ряду базальты – трахиты, очевидно, следует связывать с фракционированием базальтовых расплавов во внутрикоровых камерах при одновременной контаминации продуктов дифференциации коровым веществом.

Что касается группы кислых пород, объединяющей трахириодациты и риолиты, то на графиках типа Th/La – Zr(Th) распределение их составов подчиняется обратной корреляционной зависимости, определяющей уменьшение содержаний несовместимых элементов (в том числе REE относительно Th) с ростом SiO_2. Соответствующий тренд прослеживается из области значений, свойственных трахитам, в область значений анатектических коровых гранитов, в качестве эталона которых взяты анатектические гранит-пегматиты Западного Забайкалья [Литвиновский и др., 2005]. На диаграммах корреляции парных отношений несовместимых элементов трахириодациты целиком сосредоточены в поле значений, типичных для континентальной коры, и имеют значительные перекрытия с составами трахитов. Высококремнистые риолиты смещены в сторону составов модельных анатектических гранитов и, соответственно, более высоких отношений Th/La.

Подобное поведение составов пород дифференцированной ассоциации Батеневского поднятия свидетельствует о двух ведущих источниках расплавов, принявших участие в ее образовании. Это прежде всего мантийные источники, определившие формирование дифференцированной серии базальт – трахиандезит – трахит, которое происходило с участием коровой контаминации.

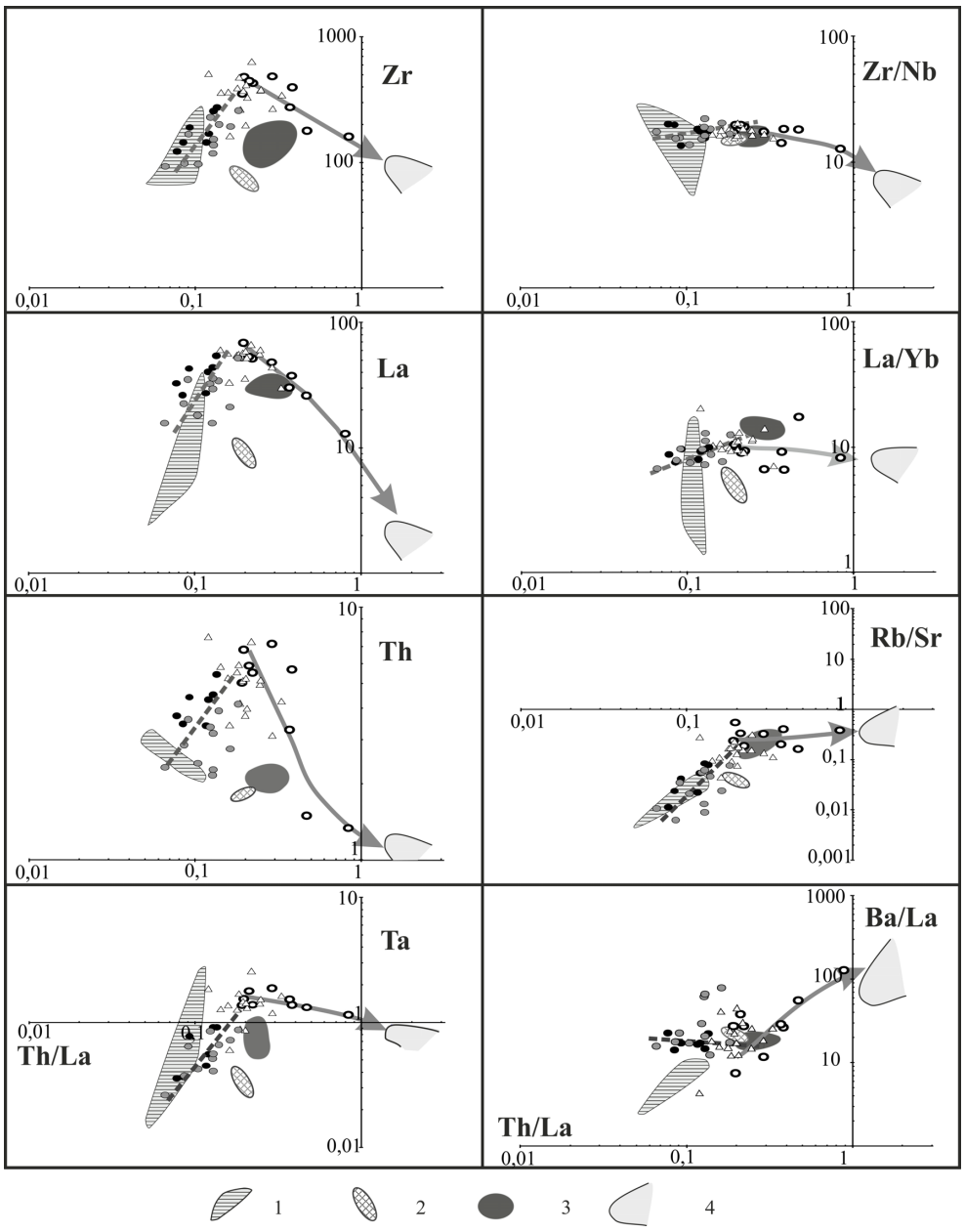

Рис. 3. Положение составов пород вулканической ассоциации на Батеневском поднятии на диаграммах парных отношений несовместимых элементов

1 – поле составов мантийных источников (N-MORB, E-MORB, OIB) по [Rudnick, Gao, 2003]; *2* – поле средних составов базальтов островных дуг и активных континентальных окраин по [Birk, Allegre, 1978]; *3* – поле составов средней и верхней континентальной коры по [Sharp, 1990]; *4* – поле составов анатектических гранитоидов по [Литвиновский и др., 2005]; остальные см. рис. 1. Стрелками показаны тренды изменения составов расплавов в ряду базальты – трахиты (пунктирные) и в ряду трахириодациты – риолиты (сплошные)

Fig. 3. Compositions of volcanic assemblage rocks from the Batenevo Rise at diagrams of incompatible elements pair ratios

1 – field of mantle source compositions (N-MORB, E-MORB, OIB), according to [Rudnick, Gao, 2003]; *2* – field of average compositions of island arcs and active continental margins basalts, according to [Birk, Allegre, 1978]; *3* – field of middle and upper continental crust compositions, according to [Sharp, 1990]; *4* – field of anatectic granitoids compositions according to [Litvinovskiy et al., 2005]; for the other ones see fig. 1. Arrows point to trends of melts compositions changes within basalts – trachytes (stipple line) and trachyrhyodacites – rhyolites (full line) ranges

Источником анатектических риолитовых магм служила кора, взаимодействие которых с трахитовыми расплавами (крайними продуктами дифференциации мантийных магм) привело к образованию промежуточных продуктов – трахириодацитов. Этот вывод вполне согласуется с данными, полученными при изучении изотопного состава кислорода в полевых шпатах вулканических пород Батеневского поднятия (рис. 4).

Здесь также видны два тренда вариаций составов. Один из них отвечает ряду базальт –трахиандезит – трахит. Полевые шпаты базальтов и трахиандезитов и умеренно кислых трахитов имеют более или менее стабильный изотопный состав кислорода и характеризуются значениями $\delta^{18}O$ = 8,5–9,1‰, в целом типичными для плагиоклазов щелочно-габброидных интрузий региона [Покровский, 2000].

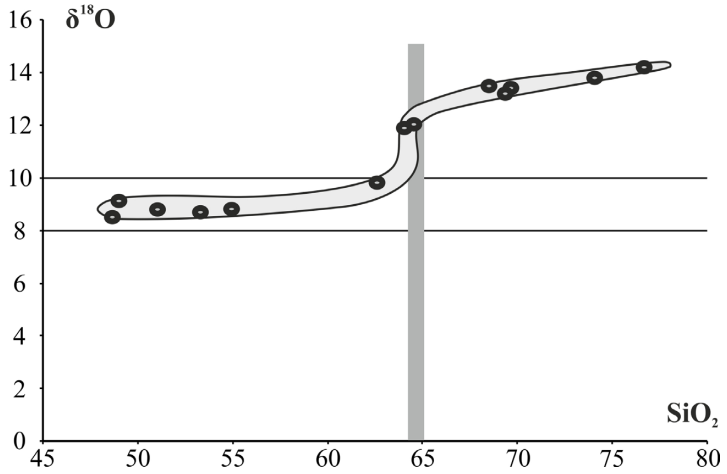

Рис. 4. Вариации изотопного состава кислорода в полевых шпатах вулканитов Батеневского поднятия в зависимости от содержания SiO_2 в материнских породах

Fig. 4. Isotopic composition of oxygen in feldspars from volcanites of the Batenevo Rise in dependence of SiO_2 content in maternal rocks

В полевых шпатах кислых трахитов изотопный состав кислорода резко возрастает от 9,8 до 12‰ $\delta^{18}O$ и затем в ряду трахит – трахириодацит – риолит последовательно растет до величины 14,2‰ $\delta^{18}O$ пропорционально с ростом содержания SiO_2 в породах. Эти два тренда достаточно четко обрисовывают, во-первых, два крайних источника расплавов вулканической ассоциации: один, отвечающий составу базальтов ($\delta^{18}O$ = 8,5–9,1‰), и второй, соответствующий продукту корового плавления ($\delta^{18}O$ = 14‰); во-вторых, два разных направления эволюции соответствующих расплавов. Базальтовые магмы в основном были фракционированы до трахитовых составов при незначительных изменениях изотопной системы, тогда как анатектические расплавы смешивались с трахитовыми, формируя породы промежуточного изотопного состава. Необходимо отметить, что, как было показано выше, состав мантийного источника базальтов Батеневской ассоциации также был неоднороден. Его продуктами стали базальты с разными (повышенными и пониженными) содержаниями TiO_2, которые характеризовались разными трендами дифференциации при эволюции их до трахиандезитов.

Проведенные исследования изотопного состава Sr и Nd в базальтах этих двух групп подтвердили их вполне значимые различия (рис. 5).

В целом они попадают в поле изотопных составов вулканических пород Минусинских впадин. На Батеневском поднятии базальты с содержанием TiO_2> 1,6 мас. % характеризуются относительно более деплетированным составом ($\varepsilon Nd(395)$ = 4,5–4,7 и $\varepsilon Sr(395)$ = 6,7–6) по сравнению с низкотитанистыми базальтами ($\varepsilon Nd(395)$ = 3,4–4 и $\varepsilon Sr(395)$ = 7–9).

При сравнении с другими вулканическими ассоциациями Минусинского прогиба можно отметить, что участвующие в их строении базальты с повышенными содержаниями TiO_2 в целом характеризуются более низкими содержаниями радиогенного стронция ($\varepsilon Sr(395) < 7$). Вероятно, обогащение базитов рифтовой области радиогенным стронцием отражает степень контаминации расплавов в источнике карбонатным веществом, субдуцированным в раннепалеозойский этап развития региона. Имеющиеся изотопные данные пока единичны, но, по-видимому, позволяют говорить о меньшей контаминации расплавов с повышенными содержаниями титана относительно расплавов низкотитанистых базитов.

Эволюция магматизма

Геологические и петрогеохимические данные свидетельствуют о направленном развитии магматизма в ходе формирования вулканической ассоциации Батеневского поднятия. Выделяются три этапа с разными сериями пород и составами их магматических источников.

Для раннего этапа характерны абсолютное преобладание высокоглиноземистых базальтов с пони-

женным содержанием титана и спорадические проявления высокотитанистых базальтов.

Второй этап представлен вулканитами, составы которых вверх по разрезу систематически обогащались содержанием SiO_2. На этом этапе формировалась гомодромная субщелочная серия, включающая в себя базальты, долериты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты и трахиты.

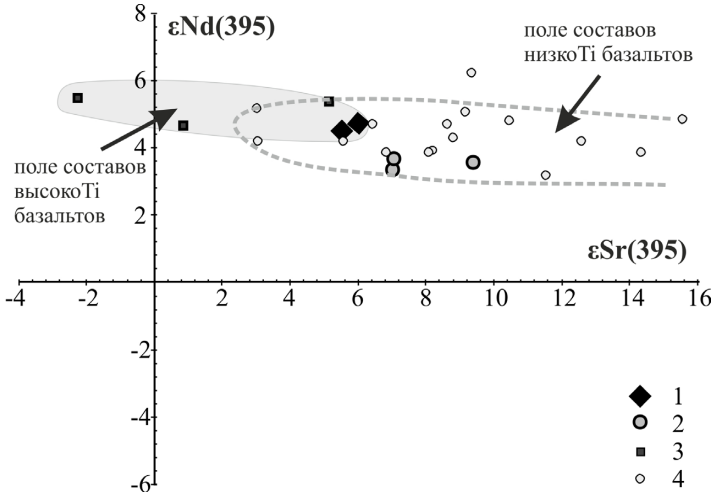

Рис. 5. Изотопный состав базальтов Батеневского поднятия на диаграмме εSr(t) – εNd(t), где t = 395 млн лет

1–2 – базальты Батеневского поднятия: *1* – умеренно-высокотитанистые базальты, *2* – низкотитанистые; *3–4* – базальты Минусинского прогиба по [Воронцов и др., 2013]: *3* – высокотитанистые, *4* – низкотитанистые

Fig. 5. Isotopic composition of basalts of the Batenevo Rise at εSr(t) – εNd(t) diagram, t = 395 Ma

1–2 – Batenevo Rise basalts: *1* – medium-high-titanian basalts, *2* – low-titanian basalts; *3–4* – basalts of Minusinsk Basin, according to [Vorontsov et al., 2013]: *3* – high-titanian ones, *4* – low-titanian ones

Для пород типичны последовательное уменьшение содержаний MgO, $Fe_2O_{3общ}$, TiO_2, CaO, P_2O_5, связанное с фракционированием темноцветных и рудных минералов, и накопление редких несовместимых элементов в наиболее кремнекислых трахитовых (62,6–64,5 мас. % SiO_2) дифференциатах. Эта серия отражает дифференциацию материнских базальтовых магм в периферических очагах, в которых смешивались расплавы из разных мантийных источников. Один из них продуцировал низкотитанистые высокоглиноземистые расплавы, обедненные высокозарядными Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U. Другой стал источником умеренно-высокотитанистых базальтов, которые отличались более высокими содержаниями HSFE. Базальты обоих типов распространены по всей части этой дифференцированной серии пород, свидетельствуя об их совместном участии в ее образовании.

Заключительный этап связан с развитием трахидацит-риолитовой серии и продолжением эпизодического формирования низкотитанистых базальтов. По сравнению с трахитами базальт-трахитовой последовательности, породы трахидацит-риолитовой серии характеризуются более низкими содержаниями La, Rb, Yb, Zr, Nb, Ta, причем степень снижения последних растет пропорционально росту содержания SiO_2. Этим они отличаются от кислых производных дифференцированных базальт-трахириолит-комендитовых серий Алтае-Саянской рифтовой области, которые характеризуются последовательным накоплением таких элементов вплоть до появления в них рудных концентраций [9]. Изменения составов в породах Батеневского поднятия связаны с разными механизмами их формирования. Дифференциация базитовых магм доходит только до трахитовых расплавов. Она прерывалась в результате появления в магматической системе анатектических кислых магм, которые взаимодействовали с трахитовыми расплавами, образуя промежуточные по геохимическим характеристикам продукты. Представления о смешении мантийных базальтовых и коровых кислых магм находят подтверждение в изотопном составе кислорода полевых шпатов, кристаллизовавшихся на всех этапах эволюции расплавов.

Модель формирования дифференцированной серии

Как было показано ранее в работах [Воронцов и др., 2011; Воронцов и др., 2013], Минусинский прогиб сформировался в связи с процессами раннедевонского рифтогенеза, охватившими Алтае-Саянскую область, которая в это время представляла пассивную окраину Сибирского континента. В результате в регионе во внутриплитных условиях возникла система грабенов и впадин, удаленная от края кон-

тинента более чем на 500 км. Это стало основанием для того, чтобы связать магматизм Алтае-Саянской рифтовой области и, в частности, Минусинских впадин с активностью мантийного плюма [Ярмолюк и др., 2006]. Его участие в образовании дифференцированной вулканической серии Батеневского поднятия представляется в следующем виде.

Магмы мантийного плюма взаимодействовали с литосферной мантией региона, метасоматически переработанной и обогащенной водой в ходе раннепалеозойской (каледонской) аккреции [Фор, 1989; Kelemen et al., 2003; Гордиенко, 2006; Добрецов, Буслов, 2007; Руднев, 2010; Буслов, 2011; Метелкин и др., 2012; Владимиров и др., 2013]. Плавление последней, поэтому, дало продукты, близкие к тем, которые образуются в зонах субдукции, но обогащенные относительно последних по всему спектру несовместимых элементов. Такие высокоглиноземистые базальтовые магмы поступали на поверхность, но, кроме того, локализовались во внутрикоровых промежуточных камерах. В них расплавы дифференцировались до трахитовых составов при одновременной незначительной контаминации коровым материалом, что нашло отражение в геохимических характеристиках последовательных продуктов дифференциации. Этап эволюции расплавов в периферических камерах зафиксирован продуктами второго этапа излияний. Одновременно с этими процессами под тепловым и флюидным воздействием базитовых и дифференцируемых магм происходили подплавление надкровельных участков магматических камер и накопление анатектических коровых расплавов. Последние взаимодействовали с дифференциатами базитовых магм, образуя в результате широкую гамму переходных разновидностей между трахитами и риолитами. После исчерпания исходно базитовых магм периферических камер анатектические расплавы поступали на поверхность в виде крупных экструзивных тел, завершая формирование вулканической серии. Все эти процессы протекали при тепловом и вещественном воздействии мантийного плюма, о чем свидетельствуют высокотитанистые базальты, проявления которых отмечаются на ранних – средних этапах эволюции магм в периоды формирования базальт-андезит-трахитовой ассоциации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 16-05-00181) и Научной школы «Химическая геодинамика» НШ 9638.2016.5.

ЛИТЕРАТУРА

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск : Наука, 1984. 228 с.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 441, № 4. С. 514–520.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины Алтае-Саянской рифтовой области: геологические, геохимические, изотопные Sr–Nd характеристики и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. 2007. Т. 15, № 5. С. 361–396.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Занвилевич А.Н., Шадаев М.Г., Никифоров А.В., Посохов В.Ф. Источники и условия формирования гранитных пегматитов Ошурковского щелочно-монцонитового массива, Забайкалье // Геохимия. 2005. № 12. С. 1251–1270.

Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М. : Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 883–899.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 194 с.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М. : Наука, 2000. 226 с.

Ратанов Л.С. Строение и история формирования девонского осадочно-вулканогенного комплекса Минусинского прогиба : автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1974. 22 с.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области : автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2010. 32 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 50, № 11. С. 1181–1199.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М. : Мир, 1989. 589 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410, № 5. С. 657–663.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 12. С. 1831–1850.

Birk J. L., Allegre C.J. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb–^{86}Sr method // Earth Planet Sci. Lett. 1978. V. 39, № 1. P. 37–51.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust // Treatise on Geochemistry / executive editors H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003. V. 3.18. P. 594–649.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. P. 1353–1357.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry / executive editors H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier Ltd., 2003. V. 3.1. P. 1–56.

Авторы:

Воронцов Александр Александрович, доктор геолого-минералогических наук, заместитель директора по научной работе, зав. лабораторией геохимии основного и ультраосновного магматизма, Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, профессор, кафедра полезных ископаемых, геологический факультет, Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия. E-mail: voront@igc.irk.ru

Ярмолюк Владимир Викторович, академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией редкометалльного магматизма, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Geosphere Research, 2017, 1, 16–27. DOI: 10.17223/25421379/2/3

A.A. Vorontsov[1, 2], V.V. Yarmolyuk[3]

[1] A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry, SB RAS, Irkutsk, Russia
[2] Irkutsk State University, Irkutsk, Russia
[3] Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

GEOCHEMICAL AND ISOTOPE (O, Sr, Nd) EVIDENCE FOR INTERACTION OF MANTLE AND CRUSTAL MAGMAS IN BASALT-ANDESITE-TRACHYTE-RHYOLITE SERIES, BATENEVO RISE, MINUSA BASIN

The paper discusses the formation of the Early-Middle Devonian volcanic sequences of the Byskar Group of Batenevo Rise in the Minusa basin. The volcanic association includes the rocks of a wide compositional range from basalt to rhyolite. According to geological and petrochemical data the volcanic association of the Batenevo Rise displays a directed evolution of magmatism. Three stages demonstrating different rock series and different compositions of their magmatic sources have been identified.

The earlier stage demonstrates a predominance of high-alumina basalts with lower titanium content. It is also characterized by a sporadic occurrence of high-titanium basalts.

The second stage includes volcanics that are systematically SiO_2-saturated in the upper sequence. The homodromic subalkaline series including basalts, dolerites, trachybasalts, basaltic trachyandesites and trachytes was formed during the second stage. This series reflects the differentiation of parental basaltic magmas in periphery chambers where the melts from different mantle sources were mixed. One of the sources produced low-titanium, high-alumina basalts, depleted in high-field strength elements Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U. Another was a source for moderately-high titanium basalts that were different by higher HSFE contents. The Sr and Nd isotope data obtained for basalts of these two groups also suggest the significant difference of their sources.

The final stage is related to trachyte-rhyolite series. As compared with trachyte's of the basalt-trachyte series the rocks from the trachydacite-rhyolite series demonstrate lower La, Rb, Yb, Zr, Nb, Ta contents. Moreover, the degree of decrease of the latter increases proportionally to their SiO_2 growth.

Thus, changes in compositions of rocks of the Batenevo Rise are related to different mechanisms of their formation. The differentiation of basite magmas goes only to trachyte melts. It was interrupted as a result of occurrence of anatectic felsic magmas which interacted with trachyte melts in the magmatic system giving rise to products being intermediate by geochemical characteristics. The melting of mantle basalt and crustal felsic magmas is supported by oxygen isotope composition of feldspar crystallized at all stages of melt evolution.

Keywords: *Minusa basin, Devonian volcanic sequences, differentiation of basite magma, magmatic sources*.

REFERENCES

Afonin V.P., Gunicheva T.N., Piskunova L.F. *Rentgenofluorestsentnyy silikatnyy analiz* [X-ray fluorescence silicate analysis]. Novosibirsk: Nauka, 1984. 228 p. In Russian

Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian foldbelt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. № 1. pp. 52–71.

Vorontsov A.A., Fedoseev G.S., Andryushchenko S.V., Pakhol'chenko Yu.A. Sources of Devonian magmatism in the Minusa trough based on geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of basites // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 441. № 2. pp. 1649–1655.

Vorontsov A.A., Fedoseev G.S., Andryushchenko S.V. Devonian volcanism in the Minusa basin in the Altai-Sayan area: geological, geochemical, and Sr–Nd isotopic characteristics of rocks // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. № 9. pp. 1283–1313.

Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Mekhonoshin A.S., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions // Petrology. 2013. V. 21. № 2. pp. 158–180.

Gordienko I.V. Geodynamic evolution of Late Baikalides and Paleozoids in the folded periphery of the Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. 2006. V. 47. № 1. pp. 51–67.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia// Russian Geology and Geophysics. 2007. V. 48. № 1. pp. 71–82.

Kovalenko V.I., Girnis A.V., Yarmolyuk V.V., Naumov V.B., Dorofeeva V.A. Average compositions of magmas and mantle sources of mid-ocean ridges and intraplate oceanic and continental settings estimated from the data on melt inclusions and quenched glasses of basalts // Petrology. 2007. V. 15. № 4. pp. 335–368.

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Shadaev M.G., Posokhov V.F., Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V. Sources of material and genesis of granitic pegmatites of the Oshurkovskii alkaline monzonite Massif, Transbaikalia // Geochemistry International. 2005. № 12. pp. 1149–1167.

Luchitskiy I.V. *Vulkanizm i tektonika devonskikh vpadin Minusinskogo mezhgornogo progiba* [Volcanism and tectonics of the Devonian basins of the Minusa intermountain basin]. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1960. 276 p. In Russian

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazanskiy A.Yu. Tectonic evolution of the Siberian Paleocontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: paleomagnetic record and reconstructions // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. № 7. pp. 675–688.

Petrograficheskiy kodeks. Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya [Petrographic Code. Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formation]. St-Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 2009. 194 p. In Russian

Pokrovskiy B.G. *Korovaya kontaminatsiya mantiynykh magm po dannym izotopnoy geokhimii* [Crustal contamination of mantle magmas according to isotope geochemistry]. Moscow: Nauka, 2000. 226 p. In Russian

Ratanov L.S. *Stroenie i istoriya formirovaniya devonskogo osadochno-vulkanogennogo kompleksa Minusinskogo progiba* [The structure and history of the formation of the Devonian sedimentary-volcanogenic complex of the Minusa basin] // Avtoref. dis. … kand. geol.-min. nauk. Tomsk, 1974. 22 p. In Russian

Rudnev S.N. *Rannepaleozoyskiy granitoidnyy magmatizm Altae-Sayanskoy skladchatoy oblasti* [Early Paleozoic granitoid magmatism of the Altai-Sayan folded region] // Avtoref. dis. … doktora geol.-min. nauk. Novosibirsk, 2010. 32 p. In Russian

Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. Thermochronology of The Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal Area // Geochemistry International. 2009. V. 47. № 11. pp. 1107–1124.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian fold belt // Petrology. 2003. V. 11. № 6. pp. 504–531.

For G. *Osnovy izotopnoy geologii* [Fundamentals of isotope geology]. Moscow: Mir. 1989. 589 p. In Russian

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P., Rytsk E.Yu., Kozakov I.K., Kotov A.B., Sal'nikova E.B. Early stages of the Paleoasian Ocean formation: Results of geochronological, isotopic, and geochemical investigations of Late Riphean and Vendian-Cambrian complexes in the Central Asian Foldbelt// Doklady Earth Sciences. 2006. V. 411. № 8. pp. 1184–1189.

Yarmolyuk V.V., Kuz'min M.I., Vorontsov A.A. West pacific-type convergent boundaries and their role in the formation of the Central Asian fold belt // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. № 12. pp. 1831–1850.

Birk J.L., Allegre C.J. Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the 87Rb-86Sr method // Earth Planet Sci. Lett. 1978. V. 39. № 1. pp. 37–51.

Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust // Treatise on Geochemistry, Executive Editors Holland H.D., Turekian K.K. 2003, Elsevier Ltd. V. 3.18. pp. 594–649.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. pp. 29–59.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides: Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. V. 54. pp. 1353–1357.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry, Executive Editors Holland H.D., Turekian K.K., Elsevier Ltd. 2003. V. 3.1. pp. 1–56.

Author's:

Vorontsov Aleksander A., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Laboratory of Geochemistry of Basic and Ultrabasic Magmatism, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Professor, Department of Minerals, Geological Faculty of the Irkutsk State University, Irkutsk, Russia. E-mail: voront@igc.irk.ru

Yarmolyuk Vladimir V., Member of RAS, Head of the Laboratory of Rare Metal Magmatism, Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

УДК 552.11:552.3:550.4 (571.151)

РОЛЬ ЗЕМНОЙ МАНТИИ В РАЗВИТИИ ВУЛКАНИЗМА ОКЕАНСКИХ ОСТРОВОВ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ (по данным геохимии OIB юго-востока Горного Алтая)

В.В. Врублевский, В.И. Крупчатников, И.Ф. Гертнер

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

В юго-восточной части Горного Алтая (р. Ирбисту) среди раннепалеозойских метафлишоидов горноалтайской серии проявлены высокотитанистые К-субщелочные (TiO_2 3–4; Na_2O+K_2O 3,4–7,7 мас. %; K_2O/Na_2O до 1,8–2,2) базальты. По уровню обогащения большинством LILE и HFSE (Rb 30–40, Ba 240–377, Zr 350–485, Nb 55–100, REE 190–300 г/т) и фракционирования лантаноидов (La/Yb ≈ 12–14), величине индикаторных отношений (Nb/U 45–56; Th/La 0,11–0,13; Th/Nb 0,07–0,08; Rb/Nb 0,31–0,54; Ba/Nb 3–4,7; La/Nb 0,57–0,64) вулканиты сопоставимы с производными OIB-магматизма, имеющего внутриплитную плюмовую природу. Широкие вариации изотопного состава Nd и Sr ($\varepsilon_{Nd}T$ 1,7–5,0; $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ 0,7026–0,7039, $\varepsilon_{Sr}T$ от –18 до +0,1) позволяют предположить гетерогенность источников мантийного базальтового расплава и исключить его взаимодействие с супракрустальным материалом. Об этом же свидетельствуют первичные отношения изотопов свинца $^{206}Pb/^{204}Pb$ 17,75–17,85, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15,48–15,49, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37,35–37,62. Рассматривается вероятность магмогенерации в условиях смешения вещества умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM 1) мантии, но без участия HIMU-домена, нередко инициирующего OIB-вулканизм. Установленное в породах распределение LREE и HREE могло быть вызвано 7–8%-ным равновесным плавлением модельного гранатового лерцолита мантии, которое приводило к возникновению родоначальной магмы наподобие среднего OIB. Допускаются присутствие в источнике незначительного количества шпинели или смешение расплавов перидотита разного состава.

Ключевые слова: *вулканизм океанских островов, геохимия рассеянных элементов и изотопов Nd–Sr–Pb, мантия, генерация базальтовых магм, Горный Алтай.*

Введение

Базальтовый магматизм океанических островов (OIB = Ocean Island Basalts) обычно связывают с деятельностью мантийных плюмов, проплавляющих океанскую литосферу на разных стадиях ее развития [Condie, 2001; Hofmann, 2003; Stracke et al., 2005]. Предполагается, что наблюдаемое разнообразие OIB обусловлено гетерогенностью глубинных источников вещества, а благодаря изолированной позиции проявлений OIB в морских бассейнах их коровая контаминация существенно ограничена. Участие подобных образований в строении древних складчатых областей свидетельствует об океанической эпохе зарождения протоорогенных структур, происходивших процессах внутриплитной геодинамической активности и эволюции земной мантии.

В этом отношении показательным примером является Центрально-Азиатский подвижный пояс (ЦАПП), который обрамляет с юга докембрийский Сибирский кратон и обычно рассматривается как супертеррейн, сформированный примерно 500 млн лет назад в период закрытия Палеоазиатского океана. В связи с происходившими процессами аккреции океанической литосферы в составе пояса фиксируются фрагменты спрединговых хребтов, островных дуг, подводных плато и вулканических островов. В его северо-западной части среди каледонид Кузнецко-Алтайского тектонического блока нередко отмечаются останцы палеосимаунтов, содержащие метабазальты наподобие OIB [Добрецов и др., 2004; Волкова и др., 2005; Сафонова и др., 2008; 2011; Safonova et al., 2011; Врублевский и др. 2016]. Совместно с офиолитами рифея–кембрия они рассматриваются как реликты океанической литосферы на активной окраине Сибирского палеоконтинента.

На юго-востоке Горного (Русского) Алтая в бассейне р. Ирбисту (район Чуйской впадины) нами изучен еще один небольшой по размерам (~ 500 × 700 м) тектонизированный фрагмент покрова базальтов, геохимически сходных с OIB [Крупчатников и др., 2011]. Приуроченность вулканитов к метафлишоидным отложениям горноалтайской серии позволяет условно считать их кембрийскими образованиями. Породы обладают преимущественно массивным плагиопорфировым обликом с элементами миндалекаменного и брекчиевидного строения. Установленные особенности редкоэлементного и изотопного состава Nd, Sr, Pb базальтов позволяют предполагать гетерогенный источник родоначальной магмы OIB со смешением вещества умеренно деплетированной и обогащенной мантии, а также частичное плавление ее модельного протолита, сопоставимого с гранатовым лерцолитом.

Аналитические методы

Содержания петрогенных и редких рассеянных элементов в базальтах измерены методами рентгенофлуоресцентного анализа (РФА, энергодисперсионный спектрометр Oxford ED2000, спектрометр ARL–9900 XL) и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной

© Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф., 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/4

плазмой (ICP–MS, масс-спектрометр высокого разрешения Agilent 7500cx) в Аналитических центрах ТГУ (г. Томск), ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Изотопный состав Sm–Nd и Rb–Sr изучен на масс-спектрометрах Finnigan MAT–262 и МИ 1201–Т в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) по стандартной методике. Величина эпсилон и первичные изотопные отношения неодима и стронция рассчитаны на возраст 500 млн лет (современный CHUR $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}512638$; $^{147}Sm/^{144}Nd = 0{,}1967$), UR ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7045$; $^{87}Rb/^{86}Sr = 0{,}0827$). Концентрации Rb и Sr определены изотопным разбавлением с точностью 1%. Среднее по стандарту La Jolla $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}511828$ (N=9). $^{87}Sr/^{86}Sr$ нормализовано к значению 0,710235 по NBS SRM–987.

Изотопный Pb–Pb анализ проводился на приборных MC–ICP–MS-комплексах Nu Instruments Plasma (Nu 021) в Тихоокеанском центре изотопных и геохимических исследований Университета Британской Колумбии, Канада и Neptune в ИГЕМ РАН (г. Москва). Измерения эталонированы по NBS SRM 981 $^{208}Pb/^{204}Pb = 36{,}7202 \pm 58$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15{,}4999 \pm 20$; $^{206}Pb/^{204}Pb = 16{,}9431 \pm 21$ (N = 19).

Таблица 1

Химический состав базальтов в бассейне р. Ирбисту

Table 1

Chemical composition of basalts, Irbistu River basin

Компонент	8034	8049	30106	ИРБ-3
SiO_2	46,90	45,98	48,20	48,49
TiO_2	3,93	3,81	3,24	3,69
Al_2O_3	18,51	17,82	17,70	18,83
Fe_2O_3	12,95	14,16	14,10	13,97
MnO	0,06	0,06	0,09	0,04
MgO	5,87	6,08	3,20	5,64
CaO	1,77	2,91	2,21	0,92
Na_2O	1,49	1,04	5,38	1,25
K_2O	2,22	2,31	2,28	2,31
P_2O_5	0,62	0,54	1,19	0,56
П.п.п.	5,24	4,89	2,46	4,68
Сумма	99,55	99,60	100,10	100,38
Sc	22	21	15	16
V	189	216	128	181
Cr	5	5	17	11
Ni	16	9	5	20
Co	29	32	27	21
Cs	1,5	0,94	1,1	0,5
Rb	43	38	31	27
Ba	372	377	302	241
Sr	87	74	122	78
Nb	79	81	101	54
Ta	4,5	5	5,2	3,9
Zr	424	431	485	352
Hf	9,9	11	10	7,4
Y	41	39	45	18
Th	5,3	6	6,6*	4,3
U	1,7	1,8	1,8*	1,7
Pb	2	1,4	2,4*	0,97
La	47	52	58	33
Ce	103	108	121	83
Pr	13	14	14	8,3
Nd	50	60	57	38
Sm	10	13	11	7,7
Eu	3,1	4,1	3,6	2,1
Gd	9,8	10	12	5,9
Tb	1,4	1,5	1,8	0,82
Dy	7,7	7,9	9	4,2
Ho	1,4	1,4	1,7	0,75
Er	3,3	3,7	4,1	2
Tm	0,44	0,48	0,55	0,28
Yb	2,4	2,8	3,4	1,7
Lu	0,32	0,37	0,51	0,25
ΣREE	253	279	298	188

Примечание. Оксиды – в мас. %, элементы – в г/т. Концентрации определены методом изотопного разбавления в ЦИИ Университета Британской Колумбии, г. Ванкувер, Канада.

Геохимические особенности базальтов

Петрогенные и редкие рассеянные элементы. Базальты, изученные в бассейне р. Ирбисту, по соотношению SiO_2 (~ 46–48,5 мас. %), ΣNa_2O+K_2O (~ 3,4–7,7 мас. %) и K_2O/Na_2O (до 1,8–2,2) соответствуют производным субщелочной калиевой серии (см. табл. 1, рис. 1).

Для пород характерны относительно небольшие концентрации MgO 3,2–6,1 мас. % (Mg# 31–47), CaO (0,9–2,9 мас. %), Cr (5–17 г/т), Ni (5–20 г/т) и Sc (15–22 г/т), что при повышенных содержаниях Al_2O_3 (17,7–18,8 мас. %) может свидетельствовать о раннем фракционировании оливина, клинопироксена, хромита. Уровень титанистости (3,2–3,9 мас. %), особенности накопления LILE и HFSE идентичны параметрам распределения химических элементов в среднем OIB (рис. 2, 3).

Вместе с тем при сходной степени фракционирования редких земель (ΣREE ~ 190–300 г/т; La_N/Yb_N 12–14) базальты отличаются дефицитом Sr (74–122 г/т) и более высокими U/Pb (до 0,85–1,8) и Ce/Pb (до 52–86), чем в OIB (~ 0,32 и ~ 25). Похожая отрицательная аномалия Sr наблюдается в раннепалеозойских глаукофановых сланцах Уймонской зоны Горного Алтая и расположенной южнее (на границе с Таримским кратоном) Западной Джунгарии, для которых в качестве протолита предполагаются геохимически сходные щелочные базальты OIB-типа [Волкова и др., 2005; Bo et al., 2016].

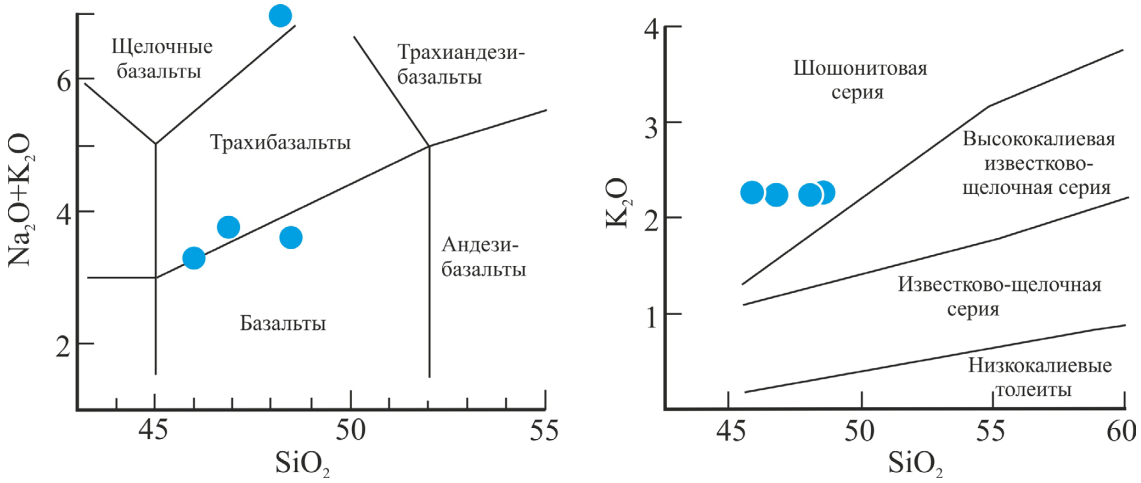

Рис. 1. Петрохимическая типизация базальтов бассейна р. Ирбисту, мас. %
Диаграммы TAS и SiO_2–K_2O приведены по Le Maître et al., 1989; Peccerillo, Taylor, 1976 [Врублевский и др., 2012]

Fig. 1. Petrochemistry of the Irbistu River basalts, wt %
TAS and SiO_2–K_2O diagrams are given according to Le Maître et al.; 1989, Peccerillo, Taylor, 1976 [Vrublevskii et al., 2012]

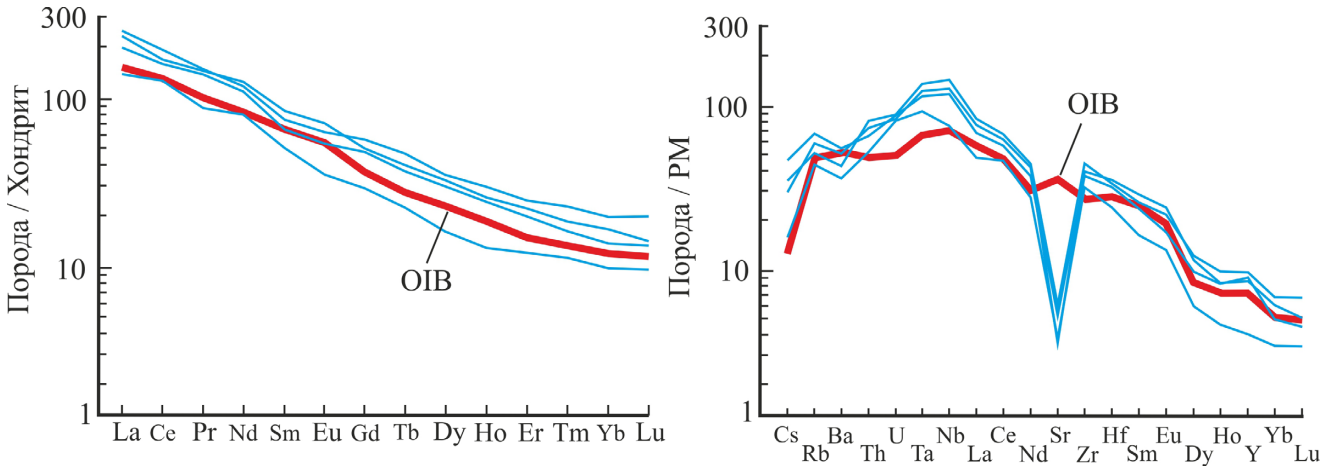

Рис. 2. Распределение редких и рассеянных элементов в базальтах бассейна р. Ирбисту
Состав хондрита, примитивной мантии (PM) и среднего OIB по [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 2. Chondrite- and primitive mantle normalized trace element diagrams of the Irbistu River basalts
Chondrite, primitive mantle (PM) and average OIB compositions are given according to [Sun, McDonough, 1989]

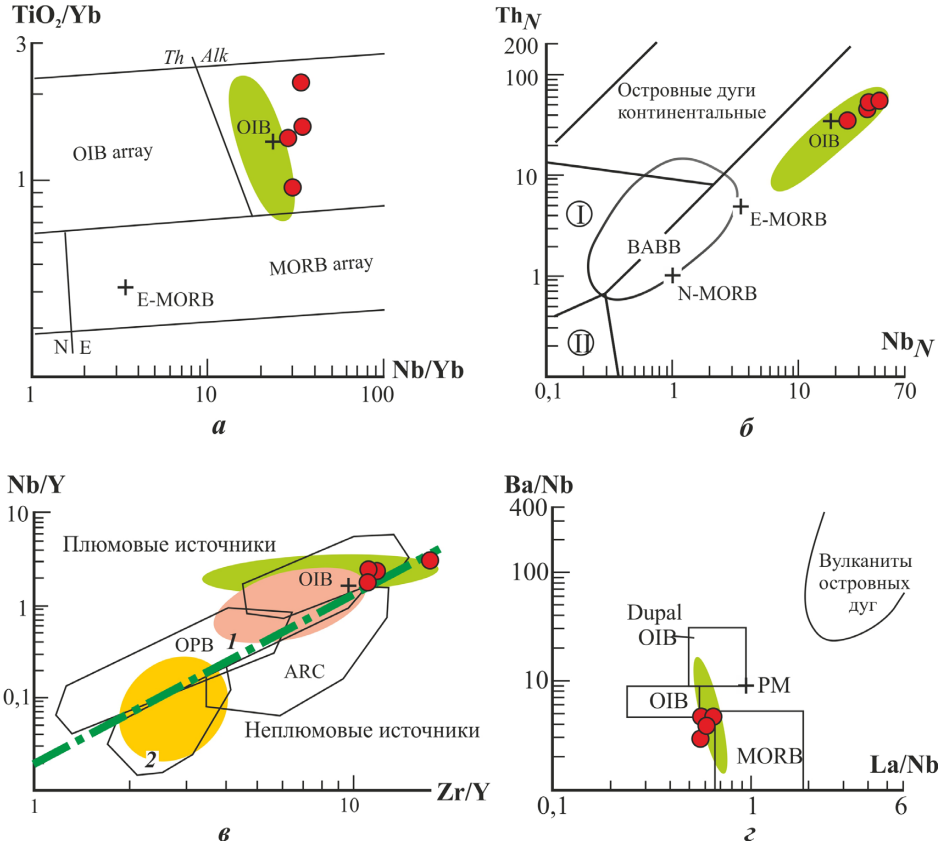

Рис. 3. Геохимические особенности базальтов различных геодинамических обстановок

Красные кружки – составы базальтов бассейна р. Ирбисту; область зеленого цвета – позднедокембрийские базальты OIB-типа Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2016]. *а* – TiO_2/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]: выделены толеитовые (*Th*) и щелочные (*Alk*) разновидности OIB, нормальные (N-MORB) и обогащенные (E-MORB) базальты срединно-океанических хребтов (крестами отмечены средние значения). *б* – Th_N – Nb_N [Saccani, 2015]: I–II – внутриокеанические зрелые (I) и юные (II) островные дуги; BABB (Back-Arc Basin Basalts) – базальты задуговых бассейнов; нормализация по N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. *в* – Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]: базальты океанических плато (OPB) и островных дуг (ARC); демаркация плюмовых и неплюмовых источников. Области *1–2*: преобладающие составы обогащенных (*1* – засурьинская, шельдянская, манжерокская свиты) и обедненных (*2* – засурьинская свита, вулканиты Курайской зоны) базальтов аккреционных комплексов Горного Алтая [Сафонова и др., 2008; 2011; Safonova et al., 2011; Гусев, 2014]. *г* – Ba/Nb – La/Nb [Bi et al., 2015]: состав примитивной мантии (PM) по [Weaver, 1991]

Fig. 3. Geochemical characteristics of the basalts from different geodynamic settings

Red points – compositions of the Irbistu River basalts; green field – late Precambrian OIB-type basalts of Kuznetsk Alatau [Vrublevskii et al., 2016]. *a* – TiO_2/Yb – Nb/Yb [Pearce, 2008]: tholeiitic (*Th*) and alkaline (*Alk*) kinds of OIB, normal (N-MORB) and enriched (E-MORB) basalts of mid-ocean ridges (crosses mark average values) are distinguished. *b* – Th_N – Nb_N [Saccani, 2015]: I–II – intraoceanic mature (I) and young (II) island arcs; BABB– Back-Arc Basin Basalts; normalized by N-MORB [Sun, McDonough, 1989]. *c* – Nb/Y – Zr/Y [Condie, 2005]: oceanic plateau basalts (OPB) and island arc ones (ARC); demarcation of plume and non-plume sources. Fields *1–2*: prevailing compositions of enriched (*1* – Zasuryin, Sheldyan, Mangerok suites) and depleted (*2* – Zasuryin suite, Kuray zone volcanites) basalts of accretionary complexes of Altai Mountains [Safonova et al., 2008; 2011; Safonova et al., 2011; Gusev, 2014]. *d* – Ba/Nb – La/Nb [Bi et al., 2015]: primitive mantle (PM) composition according to [Weaver, 1991]

Изотопный состав. По сравнению с небольшими, допустимыми для OIB вариациями содержаний редких и рассеянных элементов в породах первичные отношения изотопов Nd и Sr заметно меняются даже при малых размерах вулканического поля ($^{143}Nd/^{144}Nd_T$ 0,512082–0,512250; $\varepsilon_{Nd}T$ ~ 1,7–5,0; $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ 0,7026–0,7039; $\varepsilon_{Sr}T$ ~ от –18 до +0,1; табл. 2). Отличие базальтов по степени их деплетированности позволяет предположить участие в магмогенезисе разнородного мантийного вещества и исключить влияние верхнекоровой контаминации.

Два измеренных образца базальтов обладают практически одинаковым изотопным составом свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb_{in}$ 17,75–17,85; $^{207}Pb/^{204}Pb_{in}$ 15,48–15,49; $^{208}Pb/^{204}Pb_{in}$ 37,35–37,62). Он сопоставим с метеоритной геохроной и линией эволюции на уровне ~ 500–600 млн лет (табл. 3, рис. 4, *а, г*), что может свидетельствовать о формировании из одного родоначального расплава.

Таблица 2

Изотопный состав Nd и Sr в базальтах бассейна р. Ирбисту

Table 2

Nd–Sr isotopic composition for the Irbistu River basalts

Образец	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$, ±2σ	$(^{143}Nd/^{144}Nd)_T$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	Rb	Sr	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$, ±2σ	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$	$\varepsilon_{Sr}(T)$
	г/т						г/т					
8049	12,2	55	0,1342	0,512619 ± 5	0,512179	3,61	43,7	80,7	1,40395	0,71264 ± 10	0,70263	–18,2
30106	12,7	62,7	0,122067	0,512482 ± 4	0,512082	1,72	32,2	125	0,724273	0,70906 ± 19	0,70390	0,1
ИРБ-3	9,7	49,4	0,118255	0,512637 ± 9	0,512250	5,00	37,7	98,2	1,082877	0,71146 ± 17	0,70374	–2,1

Таблица 3

Изотопный состав свинца в базальтах, щелочных породах и карбонатитах Горного Алтая и Кузнецкого Алатау

Table 3

Pb isotopic composition for the basalts, alkaline rocks and carbonatites of the Gorny Altai and Kuznetsk Alatau

Местонахождение, массив	Образец, порода, минерал	U	Th	Pb	$^{206}Pb/^{204}Pb_m$	$^{207}Pb/^{204}Pb_m$	$^{208}Pb/^{204}Pb_m$	$^{206}Pb/^{204}Pb_{in}$	$^{207}Pb/^{204}Pb_{in}$	$^{208}Pb/^{204}Pb_{in}$
		г/т								
Горный Алтай										
Бассейн р. Ирбисту	30105, *Б*	1,69	5,44	1,87	22,946	15,784	42,703	17,754	15,487	37,349
	30106, *Б*	1,82	6,57	2,37	22,219	15,744	42,680	17,846	15,494	37,623
Эдельвейс	В-17, *ЩП*	2,83	4,44	3,53	24,215	15,896	40,312	19,672	15,637	38,021
	В-10, *К, Pyr*	0,078	0,007	1664	18,048	15,540	37,682	18,047	15,540	37,682
Кузнецкий Алатау										
Петропавловский	ПТ-14, *ПИ*	2,01	2,76	6,10	19,637	15,629	38,249	17,924	15,531	37,494
Горячегорский*	Г-11/7, *ПИ*	1,84	2,33	3,96	20,561	15,640	38,259	19,293	15,575	37,735
Кия-Шалтырский**	*Г*	0,61	0,71	2,61	18,993	15,581	38,005	18,048	15,529	37,650
	И	1,72	1,80	3,41	20,654	15,690	38,481	18,358	15,564	37,722
	У	0,97	1,00	1,25	21,671	15,754	38,930	18,339	15,572	37,829
	НС, KFsp	0,49	0,68	7,4	18,516	15,568	37,717	18,215	15,552	37,598
	Pyrr	0,011	0,016	2,2	18,210	15,550	37,599	18,187	15,549	37,590
	Pyrr	0,016	0,026	2,8	18,217	15,550	37,597	18,191	15,548	37,585

Примечание. Б – базальт, ЩП – щелочной клинопироксенит, Г – габбро, И – ийолит, У – уртит, ПИ – полевошпатовый ийолит, НС – нефелиновый сиенит, К – карбонатит, KFsp – калиевый полевой шпат, Pyr – пирит, Pyrr – пирротин. Изотопные отношения: *m* – измеренное, *in* – первичное (рассчитано на возраст 500 млн лет; * – 265 млн лет; ** – 400 млн лет).

На Pb/Pb-диаграммах породы наряду с некоторыми другими производными кембрийского магматизма Горного Алтая и сопредельного Кузнецкого Алатау локализованы в области MORB и вблизи среднего состава умеренно деплетированной мантии PREMA. Считается, что в качестве одного из компонентов аналогичное вещество (ε_{Nd} ~ 4; $^{87}Sr/^{86}Sr$ ~ 0,7038; $^{206}Pb/^{204}Pb$ ~ 18,3; $^{207}Pb/^{204}Pb$ ~ 15,5; $^{208}Pb/^{204}Pb$ ~ 37,7) могло непосредственно участвовать в инициации внутриплитного базитового вулканизма провинции Бассейнов и Хребтов в Северной Америке [Рассказов и др., 2005].

Обсуждение результатов

Гетерогенность источника вещества OIB. По существующим представлениям геохимические отличия базальтов океанских островов обусловлены участием в их петрогенезисе разнородного вещества мантии DMM, HIMU, EM I, EM II, FOZO, а также субдуцированной океанической коры и континентальных осадков (например: [Weaver, 1991; Hofmann, 2003; Stracke et al., 2003; 2005; Jackson et al., 2007]). Как важный регулирующий фактор рассматривается процесс рециклинга древней метасоматизированной литосферы под воздействием плюмов [Dickin, 2005; Pilet et al., 2005; Niu et al., 2012].

Внутриплитная природа изученных базальтов отчетливо проявлена в виде их обогащенности большинством несовместимых элементов подобно OIB (см. рис. 2, 3). Исключение представляет Sr-минимум, который может отражать свойство магматического источника. На его мантийное происхождение и отсутствие признаков взаимодействия расплава с материалом континентальной коры указывают высокое Nb/U (до 45–56) и одновременно пониженные значения $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ (см. рис. 4, *б*).

По величине соотношений Th/La (~ 0,11–0,13), Th/Nb (~ 0,07–0,08), Rb/Nb (~ 0,31–0,54), Ba/Nb (~ 3–4,7), La/Nb (0,57–0,64) и изотопов свинца породы обладают уровнем накопления химических элементов, сходным с MORB [Weaver, 1991] (также см. рис. 3, 4, *в–г*).

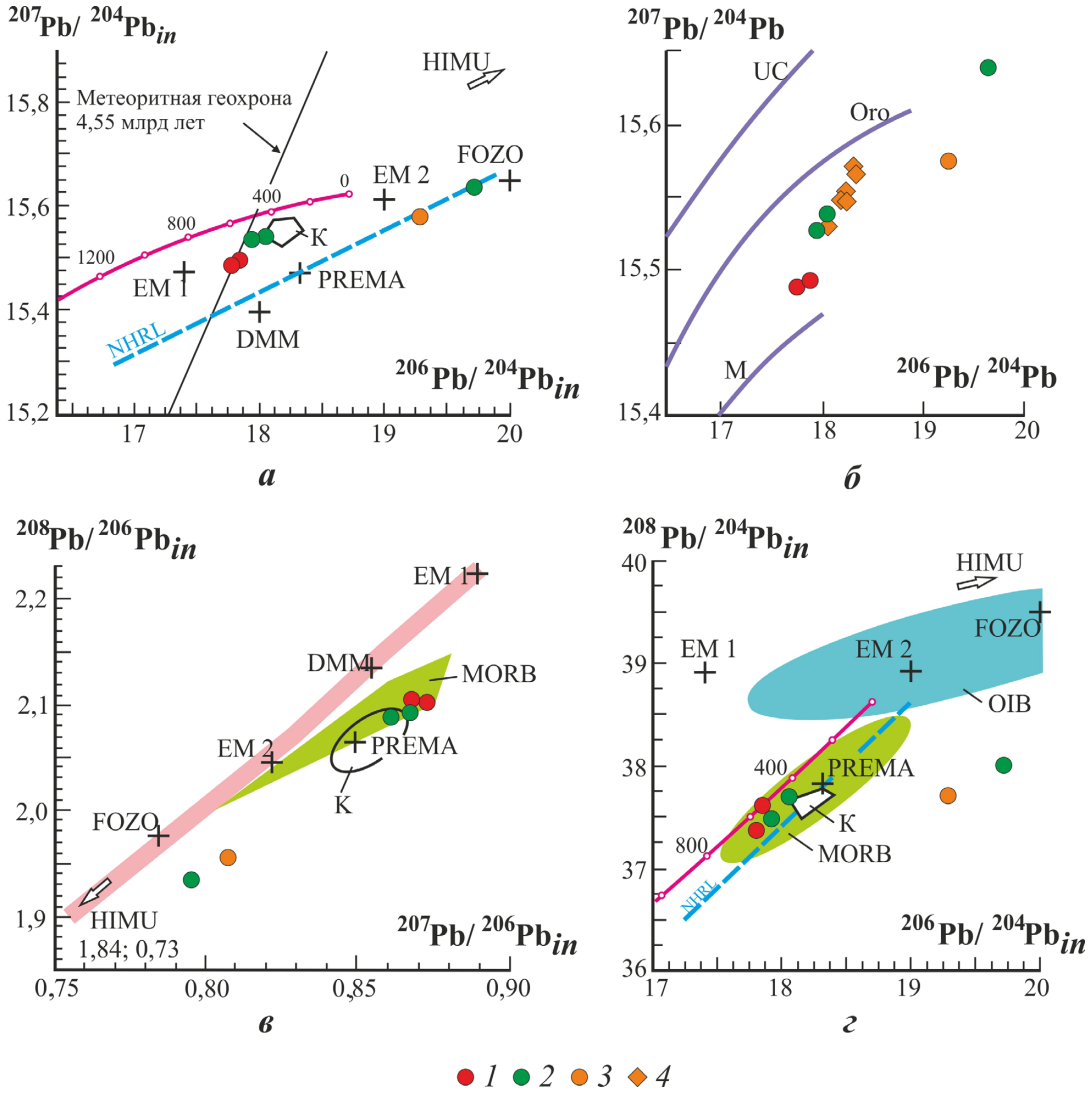

Рис. 4. Изотопный Pb–Pb состав базальтов, щелочных интрузий, карбонатитов Горного Алтая и Кузнецкого Алатау

1 – базальты бассейна р. Ирбисту; *2* – щелочные породы и пирит из карбонатитов (Т ~ 500–510 млн лет) Горного Алтая и Кузнецкого Алатау; *3–4* – щелочные породы и минералы (пирротин, К – полевой шпат) Горячегорского (3, Т ~ 265 млн лет) и Кия-Шалтырского (4, контур «К», Т ~ 400 млн лет) массивов Кузнецкого Алатау. Составы современных мантийных доменов PREMA, HIMU, FOZO, MORB/DMM, EM I, EM II, OIB, элементы плюмботектоники и изотопной эволюции свинца по [Armienti, Gasperini, 2007; Hart et al., 1992; Stacey, Kramers, 1975; Stracke et al., 2003; 2005; Zartman, Doe, 1981; Zartman, Haines, 1988; Zindler, Hart, 1986]. Сравнение проводилось с учетом возможной магмогенерации из аналогичных мантийных субстратов в разные геологические эпохи. NHRL – Northern Hemisphere Reference Line [Hart, 1984]. На диаграмме $^{207}Pb/^{204}Pb$ –$^{206}Pb/^{204}Pb$ (*б*) показаны кривые роста изотопных отношений в мантии и земной коре: UC = upper crust, Oro = Orogenic, M = Mantle [Zartman, Doe, 1981]

Fig. 4. Pb–Pb isotopic composition for the basalts, alkaline intrusions, carbonatites of the Gorny Altai and Kuznetsk Alatau

1 – Irbitsu River basin basalts; *2* – alkaline rocks and pyrite from carbonatites (T ~ 500–510 Ma) of Altai Mountains and Kuznetsk Alatau; *3–4* – alkaline rocks and minerals (pyrrhotine, K – feldspar) of Goryachegorsk (3, T ~ 265 Ma) and Kiya-Shaltyr (4, «K» contour, T ~ 400 Ma) massifs of Kuznetsk Alatau. Compositions of such modern mantle domains as PREMA, HIMU, FOZO, MORB/DMM, EM I, EM II, OIB, plumbotectonics elements and lead isotopic evolution are given according to [Armienti, Gasperini, 2007; Hart et al., 1992; Stacey, Kramers, 1975; Stracke et al., 2003; 2005; Zartman, Doe, 1981; Zartman, Haines, 1988; Zindler, Hart, 1986]. The comparison was carried out with taking into consideration of possible magma generation from similar mantle substrata at different epochs. NHRL – Northern Hemisphere Reference Line [Hart, 1984]. At the $^{207}Pb/^{204}Pb$ –$^{206}Pb/^{204}Pb$ diagram (*б*) graphs of isotopic ratios increase in mantle and crust are shown: UC = upper crust, Oro = Orogenic, M = Mantle [Zartman, Doe, 1981]

По некоторым из этих параметров они сопоставимы с производными позднедокембрийского OIB-магматизма Кузнецкого Алатау [Врублевский и др., 2016]. В близких по химизму вулканических ассоциациях Горного Алтая нередко наблюдаются вариации состава, также свидетельствующие о более раз-

нообразном магматическом протолите с заметным участием вещества MORB и OPB (см. рис. 3). Как правило, отмеченные особенности связывают с деятельностью мантийного плюма.

Несмотря на общность распределения редких и рассеянных элементов, базальты бассейна р. Ирбисту неоднородны по изотопному составу Nd и Sr даже по сравнению с полифазными щелочными интрузиями региона (рис. 5, *а*). Вместе с тем величины $\varepsilon_{Nd}T$ и $\varepsilon_{Sr}T$ варьируют в диапазоне мантийной последовательности, характерной для плюмовых образований, и сопоставимы, например, с интервалом для вулканитов Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая. Наблюдаемый разброс значений позволяет предположить гетерогенный источник базальтовой магмы, возникший при смешении вещества умеренно деплетированной (PREMA) и обогащенной (EM 1) мантии. Участие резервуара HIMU, нередко генерирующего OIB-магматизм, не подтверждается данными по изотопному составу свинца (см. рис. 4). В связи с вероятным существованием глубинного мультикомпонентного субстрата отметим, что для модельной верхней мантии SUMA (Statistical Upper Mantle Assemblage) допускается ее значительная неоднородность, которой может быть обусловлено все многообразие MORB и OIB [Meibom, Anderson, 2003].

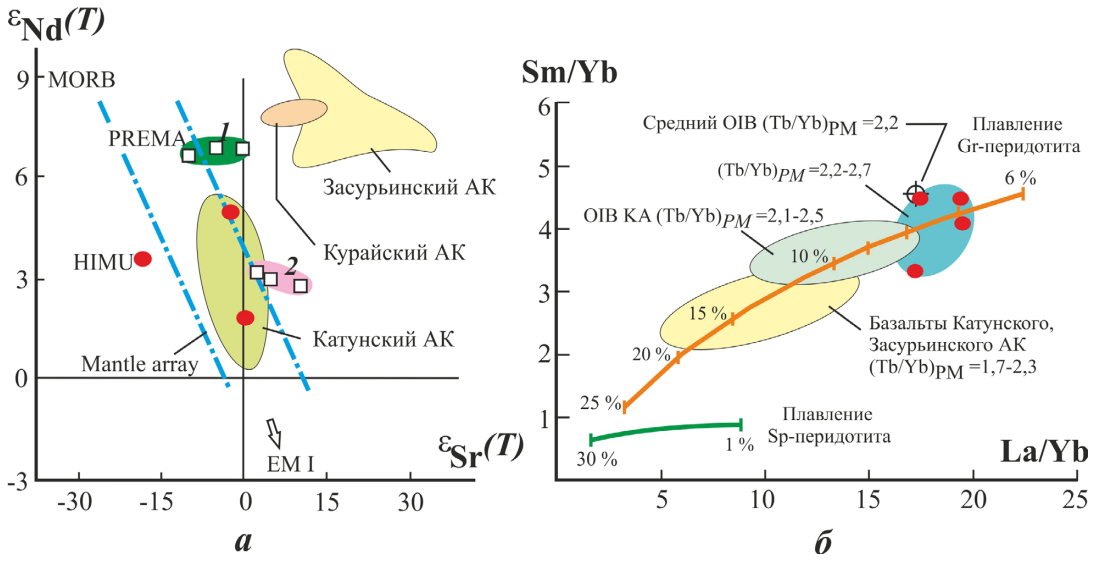

Рис. 5. Изотопная Nd–Sr систематика, состав и степень плавления магматического протолита базитовых пород

Красные эллипсы – базальты бассейна р. Ирбисту. *а* – диаграмма $\varepsilon_{Nd}T - \varepsilon_{Sr}T$. Контуры *1* и *2* – составы субщелочных-щелочных пород и карбонатитов комплекса эдельвейс (1, ~ 507 млн лет), Теранджикского плутона (2 ~ 247 млн лет) в Горном Алтае [Врублевский и др., 2012; Крупчатников и др., 2015]; показаны изотопные вариации в базальтах Курайского, Катунского, Засурьинского региональных аккреционных комплексов (АК) позднего докембрия – раннего палеозоя [Сафонова, 2008; Сафонова и др., 2011; Safonova et al., 2011]. Область Mantle array и положение резервуаров MORB, PREMA, HIMU, EM I обозначены в соответствии с их современными изотопными параметрами [Zindler, Hart, 1986]. *б* – диаграмма Sm/Yb – La/Yb [Xu et al., 2005]: на кривых плавления гранатового (Gr) и шпинелевого (Sp) модельных перидотитов отмечена доля (%) расплава. Коэффициент $(Tb/Yb)_{PM}$ [Wang et al., 2002] нормализован по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (см. текст). Средний OIB по [Sun, McDonough, 1989]; OIB KA – состав базальтов океанских островов Кузнецкого Алатау [Врублевский, Котельников, Крупчатников, 2016]. Базальты Катунского, Засурьинского АК (см. литературу к рис. 5)

Fig. 5. Nd–Sr isotope systematics (a), composition and melting degree of the magmatic protolithe for the mafic rocks

Red ellipses = Irbistu River basalts. *a* – $\varepsilon_{Nd}T - \varepsilon_{Sr}T$ diagram. 1 and 2 sections – compositions of subalkaline-alkaline rocks and carbonatites of Edelweiss complex (1, ~ 507 Ma), Terangik pluton (2 ~ 247 Ma) at Gorny Altai [Vrublevskii et al., 2012; Krupchatnikov, Vrublevskii, Kruk, 2015]; isotopic variations in basalts of late Precambrian and early Paleozoic Kuray, Katun, Zasuryin accretionary complexes (AK) are shown [Safonova, 2008; Safonova et al., 2011]. Mantle array section and MORB, PREMA, HIMU, EM I locations are given in accordance with their modern isotopic parameters [Zindler, Hart, 1986]. *b* – Sm/Yb – La/Yb diagram [Xu et al., 2005]: melt portions (%) are noted at garnet (Gr) and spinel (Sp) model peridotites melting graphs. $(Tb/Yb)_{PM}$ ratio [Wang et al., 2002] is normalized to primitive mantle composition [Sun, McDonough, 1989] (see in the text). Average OIB composition is given according to [Sun, McDonough, 1989]; OIB KA – composition of oceanic islands basalts of Kuznetsk Alatau [Vrublevskii, Kotelnikov, Krupchatnikov, 2016]. Katun, Zasuryin complexes basalts (see references for fig. 5)

Степень плавления и уровень глубинности мантийного магматического протолита. Согласно представлениям [Hofmann, 2003], генерация родоначальной OIB-магмы происходит при низкой степени

плавления материала пиролитовой мантии. На присутствие граната в модельном перидотите источника изученных базальтов могут указывать повышенные концентрации в них HREE (~ 16–33 г/т) и Y (18–45 г/т). Характер соотношений легких и тяжелых лантаноидов в породах позволяет предполагать, что магмообразование наподобие среднего OIB происходило в условиях ~ 7–8% равновесного плавления модельного гранатового лерцолита мантии (рис. 5, *б*). Как было показано ранее [Крупчатников, 2011], поведение редких элементов могло быть вызвано смешением расплавов перидотита разного состава или наличием исходного гранат-шпинелевого парагенезиса.

По существующим оценкам уровень субсолидусного фазового перехода шпинель – гранат в мантийных перидотитах соответствует глубине ~ 100 км и давлении ~ 30 кбар [Klemme et al., 2000; Robinson, Wood, 1998]. Предположительно, при плавлении гранатовых перидотитов их базальтовые производные будут обладать более высокими значениями $(Tb/Yb)_{PM} > 1{,}8$ в отличие от шпинелевых разновидностей [Wang et al., 2002]. В базальтах бассейна р. Ирбисту коэффициент $(Tb/Yb)_{PM}$ изменяется в интервале ~ 2,2–2,7, что может свидетельствовать о несколько большей глубине протолита по сравнению с OIB Кузнецкого Алатау при сходной степени плавления (см. рис. 5, *б*). Как видно на примере обогащенных вулканитов Катунского и Засурьинского аккреционных комплексов северной части Горного Алтая, условия зарождения (глубинность, доля расплавов, масштабы смешения вещества) материнских магм заметно отличаются даже для сближенных во времени и пространстве разновидностей OIB.

Таким образом, изученные базальты можно рассматривать как производные внутриплитного OIB-вулканизма, развитие которого, как и в Кузнецком Алатау, происходило под влиянием горячей точки на литосферу закрывающегося Палеоазиатского океана. В качестве регуляторов магматической эволюции предполагается не только гетерогенность самого плюма, но также состав, глубина и степень плавления мантийных протолитов. При этом допускается смешение глубинного вещества по типу PREMA + EM 1, а также 7–8%-ное парциальное плавление модельного гранатового лерцолита мантии.

Авторы благодарны сотрудникам ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты), аналитических центров ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), ТГУ (г. Томск), ИГЕМ РАН (г. Москва) и Университета Британской Колумбии (г. Ванкувер, Канада) за участие в исследованиях. Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки РФ и Томского государственного университета (проекты 1013, 8.1.14.2015).

ЛИТЕРАТУРА

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А. и др. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны – свидетельство ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика. 2005. Т. 46 (4). С. 367–382.

Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53 (8). С. 945–963.

Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И. Позднедокембрийский OIB-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканитов кульбюрстюгской свиты // Доклады Академии наук. 2016. Т. 469 (4). С. 457–460.

Гусев А.И. Метабазиты Алтая, близкие к мантийным базальтоидам Dupal-аномалии // Природные ресурсы Горного Алтая. 2014. № 18 (1–2). С. 13–23.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (12). С. 1381–1403.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Кривчиков В.А. Базальты OIB-типа бассейна р. Ирбисту, юго-восток Горного Алтая: свидетельство HIMU-компонента в магматическом источнике // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439 (5). С. 665–668.

Крупчатников В.И., Врублевский В.В., Крук Н.Н. Раннемезозойские лампроиты и монцонитоиды юго-востока Горного Алтая: геохимия, Sr–Nd изотопный состав, источники расплавов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56 (6). С. 1057–1079.

Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск : Изд-во ГЕО, 2005. 268 с.

Сафонова И.Ю. Геохимическая эволюция внутриплитного океанического магматизма Палеоазиатского океана от позднего неопротерозоя до раннего кембрия // Петрология. 2008. Т. 16 (5). С. 527–547.

Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49 (4). С. 335–356.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А. и др. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (4). С. 541–567.

Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // Journal of Petrology. 2007. V. 48 (4). P. 693–709.

Bi J.H., Ge W.C., Yang H. et al. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogensis and tectonic implications // Lithos. 2015. V. 234/235. P. 27–46.

Bo L., Bao-Fu H., Zhao X. et al. The Cambrian initiation of intra-oceanic subduction in the southern Paleo-Asian Ocean: Further evidence from the Barleik subductionrelated metamorphic complex in the West Junggar region, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 123. P. 1–21.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge : Cambridge Univ. Press, 2001. 305 p.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. N.Y. : Cambridge University Press, 2005. 492 p.

Hart S.R. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A, Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science. 1992. V. 256. P. 517–520.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on Geochemitry. Elsevier Ltd., 2003. V. 2. P. 61–101.

Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A.P., Staudigel H., Konter J., Blusztajn J., Kurz M., Russell M.A. The return of subducted continental crusr in Samoan lavas // Nature. 2007. V. 448. P. 684–687.

Klemme S., O'Neill H. StC. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 138. P. 237–248.

Meibom A., Anderson D.L. The statistical upper mantle assemblage // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 217. P. 123–139.

Niu Y., Wilson M., Humphreys E.R., O'Hara M.J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) // Episodes. 2012. V. 35 (2). P. 310–327.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Pilet S., Hernandez J., Sylvester P., Poujol M. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 148–166.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164 (1/2). P. 277–284.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 481–501.

Safonova I.Yu., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 191–207.

Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. P. 207–221.

Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. V. 4 (3). DOI 10.1029/2001GC000223.

Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // Geochemistry, geophysics, geosystems. 2005. V. 6 (5). P. 1–20.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / eds by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–345.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107 (B1). DOI: 10.1029/2001JB000209.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 104 (2–4). P. 381–397.

Xu Y.G., Ma J.L., Frey F.A., Feigenson M.D., Liu J.F. Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // Chemical Geology. 2005. V. 224. P. 247–271.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135–162.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bi-directional transport // Geochimica et cosmochimica acta. 1988. V. 52. P. 1327–1339.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.

Авторы:

Врублевский Василий Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, профессор, доцент кафедры динамической геологии, геолого-географический факультет, Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: vasvr@yandex.ru

Крупчатников Василий Иванович, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, геолого-географический факультет, Томский государственный университет, Томск, Россия

Гертнер Игорь Федорович, кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры петрографии, геолого-географический факультет, Томский государственный университет, Томск, Россия

Geosphere Research, 2017, 1, 28–38. DOI: 10.17223/25421379/2/4

V.V. Vrublevskii, V.I. Krupchatnikov, I.F. Gertner

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

THE ROLE OF EARTH MANTLE IN THE DEVELOPMENT OF EARLY PALEOZOIC OCEANIC ISLANDS VOLCANISM (for the geochemical data of OIB from SE Altai Mountains)

In southeastern part of Gorny Altai (Irbistu River), high-Ti K-subalkaline basalts (TiO_2 3–4; $Na_2O + K_2O$ 3,4–7,7 wt. %; K_2O/Na_2O up to 1,8–2,2) were found among Early Paleozoic metaflysch. Volcanics have similar level of enrichment in LILE and HFSE (Rb 30–40, Ba 240–377, Zr 350–485, Nb 55–100, REE 190–300 ppm), fractioning of lanthanides (La/Yb ≈ 12–14) , and number of indicator ratios (Nb/U 45–56; Th/La 0,11–0,13; Th/Nb 0,07–0,08; Rb/Nb 0,31–0,54; Ba/Nb 3–4,7; La/Nb 0,57–0,64) to derivatives of OIB magmatism with intraplate plume nature. Wide ranges of isotopic composition of Nd and Sr ($\varepsilon_{Nd}T$ 1,7–5,0; $^{87}Sr/^{86}Sr_T$ 0,7026–0,7039, $\varepsilon_{Sr}T$ from –18 to +0,1) suggest heterogeneity of sources of mantle basalt melt and absence of its interaction with supracrustal material. Primary ratios of Pb isotopes ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 17,75–17,85, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15,48–15,49, $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37,35–37,62) also indicate the above scenario. We are considering possibility of magma generation under conditions of PREMA mixing with EM 1, but without participation of HIMU component, which often initiates OIB volcanism. Distribution of LREE and HREE determined in the rocks could be caused by 7–8% equilibrium melting of standard garnet-bearing mantle lherzolite, which lead to generating of primary magma similar to middle OIB. Presence of insignificant amount of spinel in the source or mixing of peridotite with different composition is also possible.

Keywords: *oceanic islands volcanism, geochemistry of trace elements and Nd-Sr-Pb isotopes, mantle, generation of basaltic magmas, Gorny Altai.*

REFERENCES

Volkova N.I., Stupakov S.I., Tret'yakov G.A., et al. Blueschists from the Uimon zone as evidence for Ordovician accretionary-collisional events in Gorny Altai // Russian Geology and Geophysics. 2005. V. 46(4). pp. 361–378.

Vrublevskii V.V., Krupchatnikov V.I., Izokh A.E., Gertner I.F. The alkaline and carbonatitic rocks of Gorny Altai (Edel'veis complex) as indicators of Early Paleozoic plume magmatism in the Central Asian Fold Belt // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53(8). pp. 721–735.

Vrublevskii V.V., Kotelnikov A.D., Krupchatnikov V.I. Late Precambrian OIB Magmatism in the Kuznetsk Alatau, Siberia: Geochemical Features of the Kulbyurstyug Formation Volcanics // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 469(2). pp. 807–810.

Gusev A.I. *Metabasity Altaya, blizkie k mantiinym basal'toidam Dupal-anomalii* [Metabasites of Altai region are close to the mantle basaltoids Dupal-anomaly]// Prirodnye resursy Gornogo Altaya. 2014. V. 18 (1–2). pp. 13–23. In Russian

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Safonova I.Yu., Kokh D.A. Fragments of oceanic islands in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gorny Altai // Russian Geology and Geophysics. 2004. V. 45(12). pp. 1325–1348.

Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Gertner I.F., Krivchikov V.A. OIB–type basalts of the Irbistu River basin (Southeast Mountain Altai): evidence for the HIMU component in the magmatic source // Doklady Earth Sciences. 2011. V. 439(2). pp. 1127–1130.

Krupchatnikov V.I., Vrublevskii V.V., Kruk N.N. Early Mesozoic lamproites and monzonitoids of southeastern Gorny Altai: geochemistry, Sr–Nd isotope composition, and sources of melts // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56(6). pp. 825–843.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S., Ivanov A.V. *Radioizotopnaya geologiya v zadachakh i primerakh* [Radiogenic isotope geology in problems and examples]. Novosibirsk: Academic Publishing House «GEO», 2005. 268 p. In Russian

Safonova I.Yu. Geochemical evolution of intraplate magmatism in the Paleo-Asian Ocean from the Late Neoproterozoic to the Early Cambrian // Petrology. 2008. 2008. V. 16(5). pp. 492–511.

Safonova I.Yu., Simonov V.A., Buslov M.M., et al. Neoproterozoic basalts of the Paleo-Asian Ocean (Kurai accretionary zone, Gorny Altai, Russia): geochemistry, petrogenesis, and geodynamics // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49(4). pp. 254–271.

Safonova I.Yu., Buslov M.M., Simonov V.A., et al. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52(4). pp. 421–442.

Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // Journal of Petrology. 2007. V. 48(4). pp. 693–709.

Bi J.H., Ge W.C., Yang H., et al. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogensis and tectonic implications // Lithos. 2015. V. 234/235. pp. 27–46.

Bo L., Bao-Fu H., Zhao X., et al. The Cambrian initiation of intra-oceanic subduction in the southern Paleo-Asian Ocean: Further evidence from the Barleik subductionrelated metamorphic complex in the West Junggar region, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 123. pp. 1–21.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 305 p.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. pp. 491–504.

Dickin A.P. Radiogenic isotope geology. NY: Cambridge University Press, 2005. 492 p.

Hart S.R. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. pp. 753–757.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A, Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // Science. 1992. V. 256. pp. 517–520.

Hofmann A.W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on Geochemitry. Elsevier Ltd., 2003. V. 2. pp. 61–101.

Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A.P., Staudigel H., Konter J., Blusztajn J., Kurz M., Russell M.A. The return of subducted continental crusr in Samoan lavas // Nature. 2007. V. 448. pp. 684–687.

Klemme S., O'Neill H. StC. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 138. pp. 237–248.

Meibom A., Anderson D.L. The statistical upper mantle assemblage // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 217. pp. 123–139.

Niu Y., Wilson M., Humphreys E.R., O'Hara M.J. A trace element perspective on the source of ocean island basalts (OIB) and fate of subducted ocean crust (SOC) and mantle lithosphere (SML) // Episodes. 2012. V. 35(2). pp. 310–327.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. pp. 14–48.

Pilet S., Hernandez J., Sylvester P., Poujol M. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. pp. 148–166.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 164(1/2). pp. 277–284.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th–Nb and Ce–Dy–Yb systematics // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. pp. 481–501.

Safonova I.Yu., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. pp. 191–207.

Stacey J.C., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. V. 26. pp. 207–221.

Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2003. V. 4(3). DOI 10.1029/2001GC000223.

Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R. FOZO, HIMU, and rest of the mantle zoo // Geochemistry, geophysics, geosystems. 2005. V. 6(5). pp. 1–20.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. pp. 313–345.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // Journal of Geophysical Research. 2002. V. 107(B1). DOI 10.1029/2001JB000209.

Weaver B.L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // Earth and Planetary Science Letters. 1991. V. 104(2–4). pp. 381–397.

Xu Y.G., Ma J.L., Frey F.A., Feigenson M.D., Liu J.F. Role of lithosphere–asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton // Chemical Geology. 2005. V. 224. pp. 247–271.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. pp. 135–162.

Zartman R.E., Haines S.M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – A case for bidirectional transport // Geochimica et Cosmochimica acta. 1988. V. 52. pp. 1327–1339.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. pp. 493–571.

Authors:

Vrublevskii Vassily V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Dynamic Geology, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: vasvr@yandex.ru

Krupchatnikov Vassily Iv., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Scientific Researcher, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia

Gertner Igor F., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor Department of Petrography, Faculty of Geology and Geography, Tomsk State University, Tomsk, Russia

Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 39–49

УДК 552.3/.6

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЧЕМАЛЬСКОЙ СВИТЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): ВКЛАД В ПРОБЛЕМУ ПРИРОДЫ СРЕДНЕКЕМБРИЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Н.Н. Крук[1, 2], А.Э. Изох[1, 2], М.Л. Куйбида[1], Е.А. Крук[1]

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2] *Новосибирский государственный исследовательский университет, Новосибирск, Россия*

Приведены данные о петрографических и геохимических характеристиках осадочных пород чемальской свиты Катунской зоны Горного Алтая (рубеж раннего и среднего кембрия). Показано, что изученные породы сформированы во внутриокеанической обстановке, а практически единственным источником материала для них являлись базальты, соответствующие породам усть-семинской свиты. Таким образом, специфический магматизм, маркирующий инициальную стадию формирования крупной изверженной провинции, начался в конце раннего кембрия.

Ключевые слова: *геохимия осадочных пород, Горный Алтай, ранний палеозой, крупные изверженные провинции.*

Введение

В позднедокембрийской – раннепалеозойской геологической истории Алтае-Саянской складчатой области и Западной Монголии выделяются две дискретные эпохи тектогенеза: ранне- и позднекаледонская [Берзин и др., 1996; Добрецов, 2011; Крук и др., 2010]. Для первой эпохи (венд – ранний кембрий) было типично наличие океанических пространств с многочисленными внутриокеаническими поднятиями, систем островных дуг с бимодальным вулканизмом, пред-, меж- и задуговых бассейнов. Вторая эпоха (поздний кембрий – ранний ордовик) характеризовалась аккрецией островных дуг и внутриокеанических поднятий к окраине Сибирского континента, масштабным орогенезом, формированием метаморфических комплексов HT/LP типа, интенсивным базитовым и гранитоидным магматизмом [Владимиров и др., 2001; Руднев и др., 2004; Волкова, Скляров, 2007; Добрецов, Буслов, 2007].

Наименее изученным остается отрезок геологической истории, разделяющий эти две эпохи, соответствующий среднему кембрию. К этому моменту вулканическая активность в венд-раннекембрийских островодужных системах полностью прекратилась (за исключением Салаирской дуги). В западной части ЦАСП осадконакопление было угнетено, а магматическая активность представлена преимущественно ассоциациями повышенной щелочности [Шокальский и др., 2000; Врублевский и др., 2004]. В то же время на западной периферии (Горный Алтай, Западная Монголия) на этом рубеже формировались специфические вулканические и интрузивные ассоциации, природа которых до настоящего времени остается предметом постоянных дискуссий.

В Горном Алтае среднекембрийские вулканогенно-осадочные образования распространены в северной части Бийско-Катунского блока, где они выделены в усть-семинскую свиту [Винкман, 1958]. Геологическая позиция и вещественный состав вулканических пород детально охарактеризованы в ряде публикаций [Белоусов и др., 1969; Гибшер и др., 1997; Государственная... 2004; Зыбин, 2006; Сафонова и др., 2011]. До настоящего времени остались неясными ни точные временные рамки этого этапа, ни обстановка проявления магматической активности.

Объектом нашего исследования стали осадочные породы Бийско-Катунского блока, сформированные на рубеже раннего и среднего кембрия (улус-чергинская или чемальская свита). Петрографические, геохимические и изотопные данные, полученные по этим породам, позволили уточнить время магматических событий, оценить возможные источники кластического материала и таким образом ограничить возможные обстановки формирования вулканогенно-осадочных толщ.

Геологический очерк

Бийско-Катунский блок в современной геологической структуре представляет собой коллаж разновеликих тектонических фрагментов, отделенный сложной системой разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики от окружающих ранне- и позднекаледонских образований. Основание блока представлено позднерифейскими карбонатами баратальской серии, которые несогласно перекрыты венд (?)-раннекембрийскими толщами.

Последние, согласно данным [Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2004; Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2004; Сафонова и др., 2011], являются интенсивно деформированным фрагментом океанического острова. В современной структуре эти образования представляют собой серию тектонических пластин. Среди них диагностируются образования океанической коры

© Крук Н.Н., Изох А.Э., Куйбида М.Л., Крук Е.А., 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/5

(основания острова), собственно «тела» симаунта, отложения склоновых фаций и карбонатной «шапки».

Нижняя часть разреза (эсконгинская свита) сложена темно-серыми, черными массивными и слоистыми известняками, доломитами, силицилитами и глинисто-кремнистыми сланцами при подчиненной роли терригенных пород. В ряде разрезов отмечается обилие вулканических и пирокластических пород (афировые базальты и их туфы). Центральная часть палеосимаунта сложена афировыми и мелкопорфировыми (пироксен+плагиоклаз) базальтами манжерокской свиты. В нижней части ее разреза в подчиненном количестве присутствуют туфы, силицилиты, карбонатные и терригенные породы. Эффузивные и пирокластические разности слагают серии потоков, разделенных прослоями обломочных, кремнистых и карбонатных пород. Базальты характеризуются массивной, реже миндалекаменной текстурой. В порфировых разностях вкрапленники представлены лейстами плагиоклаза, реже – пироксена.

Отложения манжерокской свиты согласно наращивают разрез эсконгинской свиты и согласно же перерываются карбонатными отложениями чепошской свиты, которые соответствуют вершине океанического острова.

Склоновые фации включают базальты, петрографически аналогичные породам центральной части палеосимаунта, пестроцветные кремни, слоистые и массивные известняки, глинисто-кремнистые и терригенные породы. Отложения карбонатной «шапки» палеосимаунта (шашкунарская и чепошская свиты) сложены преимущественно серыми и темно-серыми плитчатыми и массивными известняками. В нижней части свиты в отдельных разрезах отмечаются пачки алевролитов, содержащих линзы и прослои кремнистых аргиллитов и кремней, а также отдельные линзы внутриформационных конгломератов и гравелитов.

Вулканические и вулканогенно-осадочные толщи усть-семинской свиты слагают обширный ареал в северной части Бийско-Катунского террейна, протягивающийся по обоим берегам Катуни от п. Усть-Сема до п. Едиган (рис. 1). Эти образования слагают несколько в разной степени эродированных палеовулканических построек (стратовулканов), наиболее крупные из которых расположены в окрестностях п. Усть-Сема, в приустьевой части р. Бийка и в низовьях р. Булухта [Гибшер и др., 1997; Государственная... 2004; Зыбин, 2006], а также серию субвулканических штоков, силлов и даек, секущих подстилающие вулканогенные и карбонатные отложения.

Возраст основного объема усть-семинской свиты соответствует среднему кембрию, что определяется находками в линзах известняков из средней части разреза (район р. Бийка и с. Еланда) трилобитов амгинского яруса среднего кембрия [Государственная... 2004]. В петротипическом Чепошском разрезе наблюдаются факты прорывания известняков чепошской свиты дайками диопсидсодержащих базальтов. Известняки дислоцированы с образованием пологих складок, падение в крыльях которых достигает 10–15°, а дайки вертикальны и не несут следов каких-либо деформаций.

Время начала магматизма дискуссионно. Большинство исследователей полагают, что породы усть-семинской свиты имеют исключительно среднекембрийский возраст [Винкман, 1958; Шокальский и др., 2000; Добрецов и др., 2004; Зыбин, 2006]. Однако ряд геологических фактов позволяет отнести начало формирования вулканических построек к концу раннего кембрия. К числу этих фактов относятся находки пластов диопсид-порфировых базальтов стратиграфически ниже карбонатных «шапок» чепошской свиты [Гибшер, 1997], а также присутствие в карбонатах конца раннего кембрия вулканических бомб диопсидпорфировых базальтов, характерных для усть-семинской свиты.

Литологически породы вулканической фации представляют собой массивные, брекчиевидные (преобладают), значительно реже миндалекаменные лилово-серые и серо-зеленые плагиоклаз-пироксен-порфировые и пироксен-порфировые базальты. Для них характерно наличие вкрапленников зеленого хромсодержащего диопсида. Количество вкрапленников резко варьирует, достигая в отдельных случаях почти половины объема породы. Реже в порфировых выделениях встречаются оливин, хромит и основной плагиоклаз (лабрадор-битовнит). Основная масса интерсертальная, реже гиалопилитовая, сложена основным плагиоклазом, пироксеном и разложенным стеклом.

Толщи усть-семинской свиты характеризуются резкой фациальной невыдержанностью: по мере удаления от центров вулканических построек наблюдается смена жерловых и прижерловых, преимущественно вулканических фаций склоновыми, в которых преобладают пирокластические породы, а затем – существенно туфо-терригенными и терригенными отложениями. Следует отметить, что в связи с интенсивными тектоническими деформациями и сложностью корреляции отдельных разрезов позиция осадочных толщ наиболее дискуссионна. Традиционно существенно терригенные толщи обособлялись в улус-чергинскую свиту, считавшуюся латеральным аналогом усть-семинской. В ходе последних картировочных работ [Государственная... 2004] этот стратон был упразднен: ряд осадочных разрезов включен в состав усть-семинской свиты, а большинство преимущественно осадочных толщ отнесено к чемальской свите верхов раннего кембрия. Эта точка зрения подтверждена находками в стратотипическом разрезе (район с. Улус-Черга) комплекса фауны, соответствующего обручевскому горизонту тойонского яруса раннего кембрия [Репина, Романенко, 1978]. Именно эти толщи и стали объектом нашего исследования.

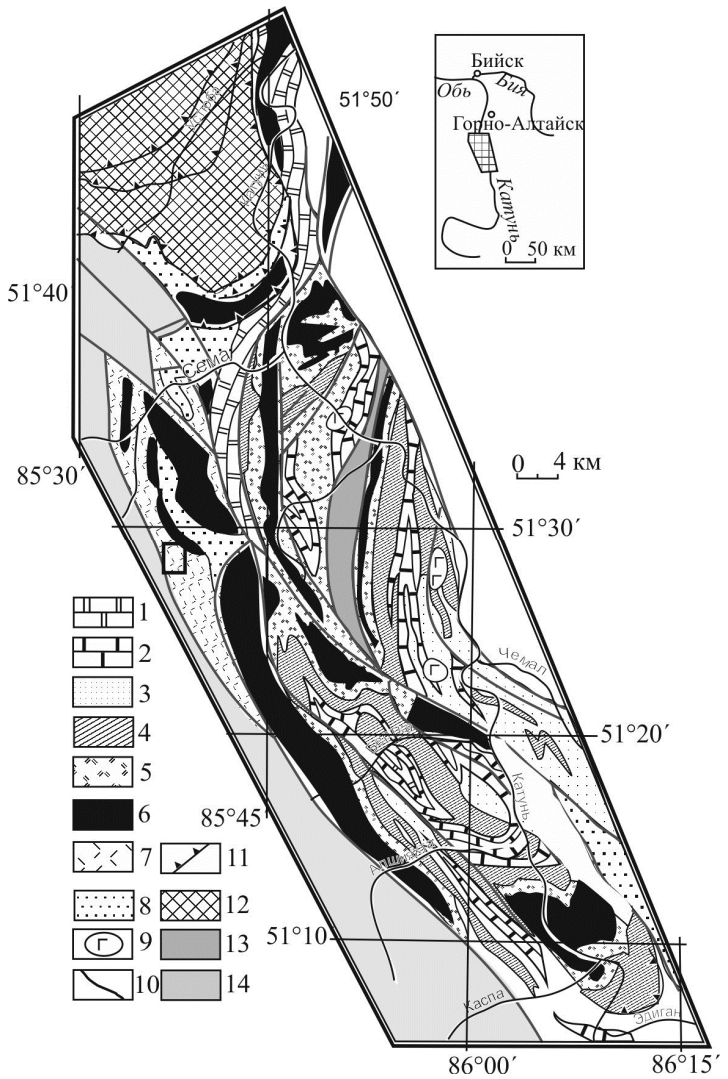

Рис. 1. Геологическая схема Чепошского магматического ареала Катунской зоны Горного Алтая по [Гибшер и др., 1997]

1–4 – баратальско-эсконгинско-манжерокский осадочно-вулканический комплекс венда – раннего кембрия: *1* – доломиты, *2* – известняки, *3* – кремнисто-карбонатные отложения; *4* – вулканиты; *5* – рифогенные карбонаты чепошской и шашкунарской свит второй половины раннего кембрия; *6* – вулканиты усть-семинской свиты среднего кембрия; *7* – вулканогенно-осадочные толщи чемальской (улус-чергинской) свиты конца раннего кембрия; *8* – терригенные отложения горноалтайской серии позднего кембрия – раннего ордовика; *9* – габброидные интрузии; *10–11* – разрывные нарушения: *10* – сдвиги, *11* – надвиги; *12* – вулканогенно-осадочные отложения Каимского аллохтона; *13* – ордовикские отложения (тремадок); *14* – девонские отложения. Черный прямоугольник на схеме – положение изученного разреза. На врезке – географическое положение ареала

Fig. 1. Geological scheme of Cheposh magmatic area of the Katun zone of Altai Mountains [Gibsher et al., 1997]

1–4 – Baratal-Eskongin-Mangerok Vendian – early Cambrian sedimentary-volcanic complex: *1* – dolomites, *2* – limestones, *3* – siliceous-carbonate sediments, *4* – volcanites; *5* – reef carbonates of Cheposh and Shashkunar suites of second half of early Cambrian, *6* – middle Cambrian volcanites of Ust-Semin suite, *7* – volcanogenic-sedimentary rocks of Chemal (Ulus-Chergin) suite of the end of early Cambrian, *8* – terrigenous sediments of late Cambrian – early Ordovician Gornoaltai series, *9* – gabbroid intrusions, *10–11* – disjunctive faults: *10* – strike-slip faults, *11* – thrust faults; *12* – volcanogenic-sedimentary rocks of Kaim allochthon; *13* – Ordovician (Tremadocian) sediments; *14* – Devonian sediments. Black rectangle – studied section location. Geographic position of the area is shown on the incut

Авторами было проведено изучение вулканогенно-осадочного разреза в левобережье р. Кукуя (вблизи устья р. Черная, около 5 км юго-западнее с. Улус-Черга). Разрез сложен преимущественно осадочными породами (песчаниками и алевролитами) с подчиненным количеством лито- и кристаллокластических туфов. Основное внимание было уделено изучению осадочных пород.

Результаты исследований

Осадочные породы в составе изученного разреза представлены зелено-серыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Петрографически песчаники характеризуются слабой сортировкой осадочного материала и малой степенью окатанности зерен. Среди обломков резко преобладают базальты,

присутствуют также фрагменты кристаллов зеленого диопсида, зерен плагиоклаза, крайне редко – замещенного оливина и рудных минералов. Цемент – преимущественно кремнистый и карбонатный. В некоторых образцах алевролитов фиксируется повышенная примесь кремнистого компонента.

Вещественный состав песчаников и алевролитов характеризуется низкой кремнекислотностью (46–53 мас. % SiO_2). Более высокие концентрации кремнезема встречены только в алевролитах, для которых при петрографических исследованиях установлена значительная примесь кремнистого материала. Также характерны невысокие концентрации титана (<0,9 мас. % TiO_2) и глинозема (< 16 мас. % Al_2O_3), повышенные – железа (до 12 мас. % Fe_2O_3). Содержания магния и кальция варьируют достаточно широко, в целом отражая состав обломочного материала.

Редкоэлементный состав пород (табл. 1) характеризуется варьирующими содержаниями «транзитных» (Sc – 40–100 г/т; Cr – 40–240 г/т), невысокими – высокозарядных (Y – 14–30 г/т; Zr – 40–160 г/т; Hf – 1–3,5 г/т; Ta – 0,07–0,12 г/т; Nb – 1,7–5,5 г/т) и редкоземельных (∑РЗЭ=27–87 г/т) элементов. Концентрации крупноионных элементов широко варьируют (Rb – 2–56 г/т; Sr – 200–540 г/т; Ba – 75–1000 г/т), вероятно, отражая не только первичный состав разрушавшихся пород, но и их преобразование при взаимодействии с морской водой. Породы имеют слабоасимметричные спектры распределения РЗЭ с (La/Yb)N = 1,5–2,6 практически без аномалии по европию. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы по Ta, Nb и, в меньшей степени, Ti, а также максимумы по Sr.

Обсуждение результатов

Проведенные исследования показали, что песчаники чемальской свиты имеют проксимальную природу, отличаются слабой сортировкой материала, а практически единственным источником кластического материала для них являлись породы базальтового состава. При этом, судя по петрографическим данным, по крайней мере одним из источников служили диопсид-порфировые базальты, соответствующие породам усть-семинской свиты. Это позволяет четко датировать начало этапа эндогенной активности базальтов усть-семинской свиты концом раннего кембрия, что согласуется с находками диопсидпорфировых базальтов под карбонатами чепошской свиты. Помимо указанных вулканитов кембрийские базальтоиды с Бийско-Катунского блока присутствуют в составе эсконгинской и манжерокской свит. Для того чтобы оценить количественное соотношение этих пород в источнике кластического материала, было проведено сравнение геохимических характеристик базальтов и осадочных пород.

Базальты эсконгинской свиты по составу близки к N-MORB. Они соответствуют породам нормальной щелочности, характеризуются невысокими концентрациями HFSE (Y – 13–29 г/т; Zr – 38–67 г/т; Hf – 1,3–3,3 г/т; Ta – 0,1–0,7 г/т; Nb – 1–2,6 г/т) и РЗЭ (28–46 г/т). Спектры распределения РЗЭ практически симметричные без аномалий по европию, на мультиэлементных диаграммах присутствуют слабые минимумы по Nb, Ta и Ti.

Базальты манжерокской свиты соответствуют преимущественно умеренно-щелочным разностям. Они обогащены Y (18–74 г/т), Zr (150–500 г/т), Hf (3,8–11,5 г/т), Ta (0,6–5,3 г/т), Nb (10–110 г/т) и РЗЭ (80–330 г/т). Спектры распределения РЗЭ асимметричные с $(La/Yb)_N$ = 2–20 без аномалии по европию, на мультиэлементных диаграммах отмечаются максимумы по Nb и Ta.

Базальты усть-семинской свиты неоднородны по химическому составу. По данным [Гибшер и др., 1997, Сафонова и др., 2011] среди них выделяются несколько петрохимических групп, различающихся по набору вкрапленников: низкоглиноземистые, умеренно-магнезиальные и низкотитанистые с вкрапленниками оливина и диопсида; глиноземистые с вкрапленниками плагиоклаза (лабрадора, битовнита), диопсида и титаномагнетита; титанистые афировые или диопсид-порфировые; магнезиальные, пересыщенные вкрапленниками хромдиопсида; калиевые трахибазальты – обычно афировые и бедные вкрапленниками разновидности. Общей чертой этих пород являются повышенные концентрации кальция, что позволяет отнести эти породы к анкаромитам.

Редкоэлементный состав базальтов характеризуется умеренными содержаниями «транзитных» (Sc – 28–54 г/т; Co 21–48 г/т), крупноионных (за исключением Sr, содержания которого варьируют от 300 до 770 г/т) и большинства высокозарядных (Y – 10–22 г/т; Zr – 30–115 г/т; Hf – 0,8–2,4 г/т) элементов. Для пород характерны нижекларковые концентрации РЗЭ (суммарно – 20–50 г/т), слабоасимметричные спектры их распределения с (La/Yb)N = 1–2,5 без аномалий по Eu. Характерно избирательное обеднение Nb и Ta (1–4 и 0,1–0,3 г/т соответственно), что приводит к появлению отрицательных аномалий на мультиэлементных диаграммах.

Сопоставление геохимических характеристик кембрийских базальтов Катунского ареала и изученных осадочных пород указывает на резкое преобладание в составе осадочных толщ материала пород усть-семинской свиты. Это подтверждается максимальным сходством редкоэлементных характеристик пород (см. столбцы 8–10 в таблице), невысокими концентрациями несовместимых элементов в песчаниках и алевролитах, избирательным обеднением Nb, Ta, Ti и обогащением Sr. В целом форма спектров распределения РЗЭ и мультиэлементных диаграмм

осадочных пород конформна таковым для базальтов усть-семинской свиты и отличается от типичных для пород эсконгинской и манжерокской (рис. 2).

Абсолютные содержания несовместимых элементов также близки; лишь в отдельных пробах песчаников (анализы 3–4 в таблице) установлены повышенные содержания легких РЗЭ, что может быть связано с перераспределением вещества в осадочном процессе.

Существенного влияния на редкоэлементные характеристики осадочных пород материала базальтов манжерокской и эсконгинской свит не устанавливается. Вероятно, доля их в источник кластического материала была невелика.

Содержания петрогенных компонентов (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в кембрийских осадочных и вулканических породах Северного Алтая

Contents of major components (wt %) and trace and REE (ppm) in Cambrian sedimentary and volcanic rocks of North Altai

№ пробы	04-53/6	8-04-54/1	8-04-54/2	8-04-55/1	8-04-54/4	8-04-54/5	8-04-54/6	$СР_{эс}$	$СР_{мн}$	$СР_{ус}$	$СР_{уб}$
№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	49,53	49,49	51,26	46,18	51,68	48,2	48,84	48,25	47,31	48,29	57,72
TiO_2	0,67	0,69	0,85	0,88	0,67	0,7	0,85	1	2,69	0,67	0,69
Al_2O_3	15,26	14,66	14,43	15,03	15,66	14,79	14,71	14,86	14,44	17,5	16,45
Fe_2O_3*	8,35	10,64	9,87	11,87	11,27	10,39	10,85	11,69	13,47	10,22	7,02
MnO	0,21	0,38	0,18	0,18	0,18	0,21	0,22	0,2	0,15	0,18	0,11
MgO	10,17	10,82	5,66	8,99	10,02	11,28	11,41	6,97	6	6,46	3,02
CaO	5,79	3,98	8,88	9,51	1,15	5,28	4,68	8,71	7,92	8,6	3,08
Na_2O	4,1	2,09	3,82	1,61	1,29	2,61	2,63	3,57	2,11	1,87	2,95
K_2O	1,13	2,72	1,98	2,41	3,21	2,52	1,91	1,08	2,05	2,15	1,96
P_2O_5	0,11	0,15	0,24	0,22	0,14	0,14	0,15	0,23	0,48	0,19	0,17
П.п.п.	4,78	4,57	3,27	3,5	4,98	3,36	4,21	3,26	3,11	4,08	5,56
Сумма	100,4	100,39	100,52	100,41	100,53	99,58	100,69	99,89	99,72	100,24	98,67
Sc	48	–	–	100	52	–	47	48	27	40	
V	175	252	44	199	216	211	–	–	–	–	
Cr	243	232	40,3	216	33	206	–	216	127	222	
Co	42	57	36	58	42	59	40	46	43	34	
Ni	233	184	50	145		160	–	–	–	–	
Rb	21	44	38	43	56	48	35	10	24	17	60
Sr	446	590	524	541	216	267	348	186	467	654	255
Y	15	17	28	24	19	17	19	22	33	16	31
Zr	40	38	89	50	35	40	48	59	234	66	134
Nb	1,8	2,	5,4	2,5	1,6	1,7	2,1	2	39,8	2,1	8,4
Cs	0,3	–	–	–	0,5	–	0,5	0,5	0,7	0,9	1,9
Ba	324	1680	680	435	1612	1016	638	416	356	414	748
La	2,89	3,85	13,89	7,46	5,16	3,62	4,57	4,91	27,61	4,17	14,99
Ce	7,37	9,49	28,92	16,66	10,45	8,66	11	12,13	61,4	9,84	34,22
Pr	1,17	1,49	4,21	2,54	1,58	1,39	1,77	–	3,72	–	4,63
Nd	5,72	6,94	17,35	11,79	7,37	7,11	8,21	8,1	32,48	6,01	18,58
Sm	1,66	2,06	3,79	3,09	2,26	2,08	2,45	2,57	8	1,96	4,2
Eu	0,53	0,64	1,2	0,94	0,73	0,67	0,64	1,03	2,63	0,77	0,85
Gd	2	2,75	4,14	3,94	2,45	2,51	2,84	3,33	8,51	2,93	4,01
Tb	0,36	0,43	0,65	0,6	0,45	0,42	0,48	0,58	1,21	0,43	0,69
Dy	2,23	2,69	3,97	3,76	2,84	2,57	2,77	–	6,58	2,68	4,13
Ho	0,46	0,58	0,88	0,76	0,6	0,57	0,57	–	1,11	0,48	0,89
Er	1,38	1,52	2,45	2,17	1,75	1,49	1,68	–	2,97	1,38	3,07
Tm	0,21	0,24	0,43	0,32	0,27	0,24	0,26	–	0,47	0,25	0,49
Yb	1,29	1,56	2,57	2,03	1,78	1,52	1,6	1,79	2,96	1,65	2,88
Lu	0,2	0,26	0,38	0,32	0,27	0,25	0,25	0,31	0,43	0,27	0,45
Hf	1	1	2	1,4	1	1	1,2	1,8	5,7	1,4	3,65
Ta	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	2,1	0,1	0,45
Th	0,4	0,4	2,1	1	0,6	0,4	0,4	0,5	2,3	0,5	3,47
U	0,6	0,4	2,1	1,1	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	1,97

Примечание. 1–7 – осадочные породы чемальской свиты: 1–4 – песчаники, 5–7 – алевролиты; 8–10 – усредненные составы базальтов Катунского ареала (по данным [Сафонова и др., 2011]): 8 – эсконгинская свита, 9 – манжерокская свита, 10 – усть-семинская свита, 11 – усредненный состав алевролитов убинской свиты (авторские данные). Fe_2O_3* – суммарное железо в форме Fe_2O_3. Прочерк – не определялось. Анализы пород чемальской свиты на петрогенные компоненты выполнены методом «мокрой» химии в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск), на примесные элементы – методом ICP-MS в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск).

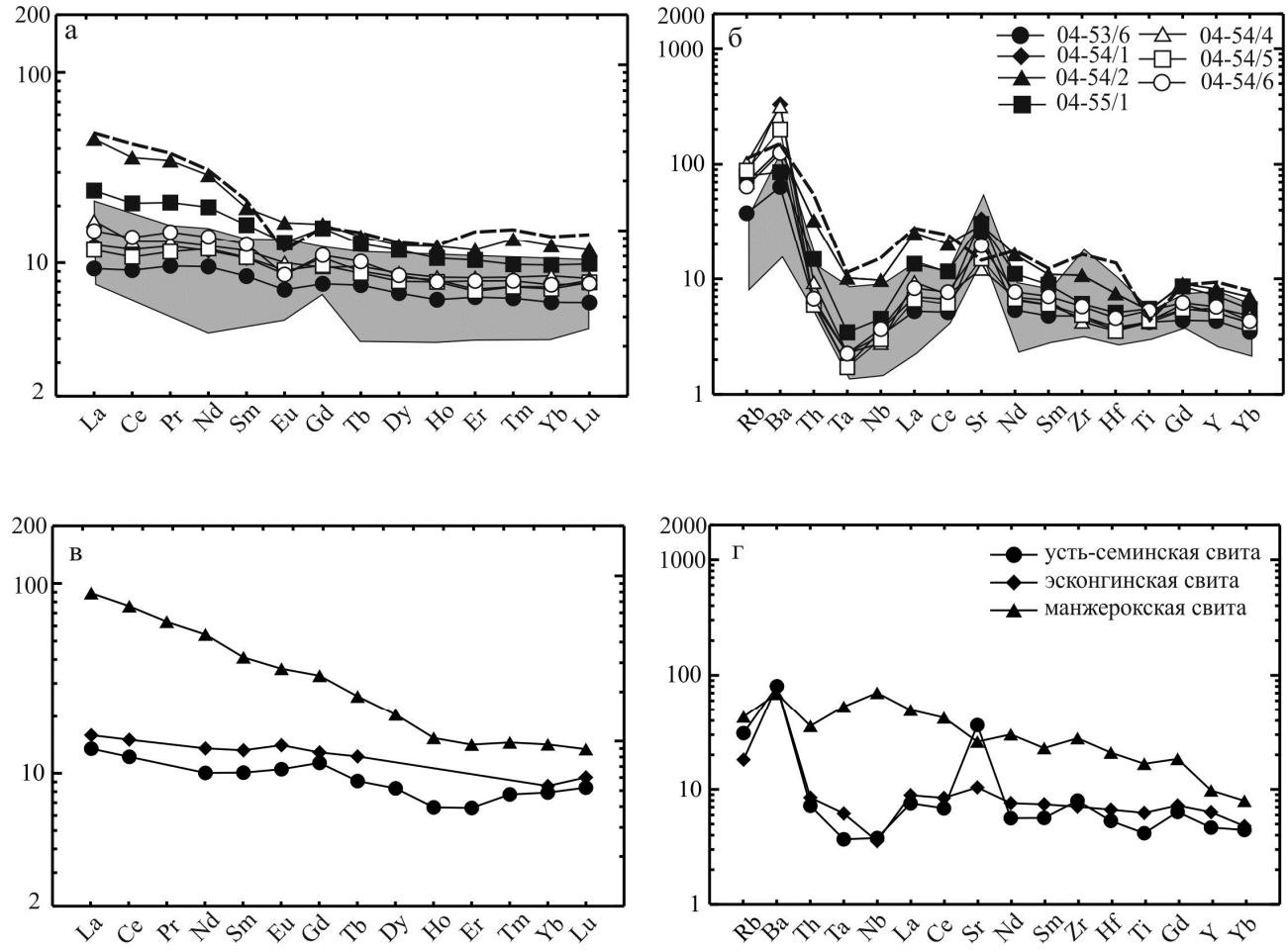

Рис. 2. Спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы для кембрийских осадочных и вулканических пород Северного Алтая

а–б – осадочные породы чемальской свиты (номера проб соответствуют таблице). Серое поле – область составов базальтов усть-семинской свиты; черный пунктир – усредненный состав алевролитов убинской свиты Сарысазской дуги; *в–г* – кембрийские базальты Катунского ареала (усредненные составы в соответствии с таблицей). Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита [Boynton, 1984], мультиэлементные диаграммы – по составу примитивной мантии [Taylor, McLennan, 1985]

Fig. 2. REE distribution and elements diagrams for Cambrian sedimentary and volcanic rocks of North Altai

a–b – Chemal suite sedimentary rocks (samples numbers are the same as at the Table). Grey field is the Ust-Semin suite basalts composition field, black dashed line shows average composition of aleurolites of Ubin suite of Sarysaz arc; *c–d* – Cambrian basalts of Katun area (average compositions in accordance with the Table). REE distribution spectra were normalized to chondrite [Boynton, 1984], elements diagrams were normalized to primitive mantle [Taylor, McLennan, 1985]

Полученные данные также позволяют утверждать, что формирование рассматриваемых толщ происходило в условиях открытого океанического бассейна (хотя и мелководного) на значительном удалении от края континента и/или островных дуг.

В эволюции раннекембрийских островодужных систем западной части АССО выделяются два этапа. Для первого (первая половина раннего кембрия) был типичен ярко выраженный бимодальный вулканизм. При этом в лавовой фации резко преобладают базальты (> 80%), а в пирокластической – обычны туфы более кислых пород (дацитов, риолитов, реже андезитов).

Формирование осадочных пород на этом этапе происходило исключительно за счет размыва синхронных вулканических толщ без заметного привноса материала извне; усредненный состав осадочных пород соответствовал низкокалиевым андезибазальтам и/или андезитам [Крук, 2015]. Второй этап (вторая половина раннего кембрия) характеризовался ослаблением магматической активности и интенсивным размывом вулканических построек. Формировавшиеся на этом этапе осадочные породы имели более высокие концентрации кремнезема и калия, были обогащены несовместимыми элементами [Крук и др., 2009].

Отсутствие среди обломков в песчаниках чемальской свиты зерен кварца и обломков кислых вулканитов свидетельствует о том, что формирование осадочных пород происходило за пределами области

сноса с островных дуг. Геохимические характеристики изученных песчаников и алевролитов также отличны от наблюдаемых в островодужных осадках второй половины раннего кембрия (в столбце 11 таблицы приведен усредненный состав алевролитов убинской свиты, соответствующих дистальной фации осадконакопления Сарысазского ареала – ближайшего сектора раннекембрийской островодужной системы).

Таким образом, осадочные породы чемальской свиты были образованы во внутриокеанической обстановке практически исключительно за счет материала синхронных им вулканических и пирокластических образований, аналогичных породам усть-семинской свиты. Это позволяет скорректировать возможные геодинамические сценарии образования изученных толщ. По этому поводу неоднократно высказывались различные точки зрения. В разные годы формирование вулканогенно-осадочных отложений усть-семинской свиты связывалось с обстановкой задугового бассейна [Гибшер и др., 1997], «перескоком» зоны субдукции при заклинивании ее внутриокеаническим поднятием [Буслов, Ватанабе, 1996], погружением СОХ под край континента [Сафонова и др., 2011] или «мобилизацией ранее существовавших магматических очагов при скучивании океанического бассейна при переходе от островодужного режима к аккреционно-коллизионнному. Полученные данные заставляют склониться в пользу последней точки зрения, поскольку петрографические и геохимические особенности осадочных пород указывают на формирование их во «внутриокеанической» обстановке без заметного привноса терригенного материала с островных дуг или края континента. Смена тектонического режима четко фиксируется по изменению характера вулканизма (со «спокойного» подводного на наземный с высокой эксплозивностью) синхронно с деформацией вмещающих толщ. Наличие в базальтах усть-семинской свиты «надсубдукционных» геохимических характеристик, нетипичных для более ранних вулканитов Катунского ареала, свидетельствует о появлении под океанической плитой источника «континентальной» литосферной мантии, преобразованной процессами субдукции, что вполне объяснимо в рамках модели отрыва слэба и возникновения вторичных мантийных диапиров [Хаин и др., 1996].

Возрастным и формационным аналогом пироксенофировых базальтов усть-семинской свиты Горного Алтая является урэгнурская пикрит-базальтовая вулкано-плутоническая ассоциация, впервые выделенная Н.А. Берзиным в северо-восточной части Монгольского Алтая. Здесь, в пределах Хархиринского аккреционного террейна Н.А. Берзиным была выделена Яматугольская зона – покровно-чешуйчатая структура, сложенная фрагментами двух тектонических пластин – Нарийнсалинской и Харгаитской. Нижняя (Нарийнсалинская) сложена слабометаморфизованными нижнекембрийскими флишоидными терригенными отложениями. Верхняя (Харгаитская) состоит из вулканогенных и осадочных пород. Вулканиты представлены потоками оливин-пироксенофировых, пироксенофировых и плагиоклаз-пироксенофировых базальтов, петрографически и геохимически аналогичных базальтам усть-семинской свиты. В нижней части пластины обнаружен горизонт ультраосновных вулканокластитов и лавобрекчий, имеющий мощность до 60–70 м, прослеживающийся в виде отдельных фрагментов приблизительно на 40 км. В ультраосновном серпентинизированном матриксе присутствуют многочисленные округлые обломки оливинофировых и оливин-пироксенофировых пикритов. Выше по разрезу эти породы сменяются туфотурбидитами и практически мономинеральными клинопироксеновыми песчаниками, что указывает на излияние пикритов в подводных условиях одновременно с формированием флишоидных толщ. Наблюдаются базальты с подушечной отдельностью, что также свидетельствует о подводном характере излияний пикритов и базальтов.

Деформированные флишоидные образования и вулканогенные породы прорываются многочисленными дайками, силлами и небольшими дифференцированными интрузивами долеритов, пикритов и габброидов, которые по особенностям петрографического состава, петрохимическим и геохимическим характеристикам аналогичны вулканическим фациям. Это свидетельствует о том, что формирование урегнурской ассоциации, как и вулканитов усть-семинской свиты, происходило синхронно с деформацией осадочного бассейна. Ar–Ar возраст биотита из типовой дайки пикрита, секущей деформированные флишоидные толщи и небольшого тела монцодиоритов, соответствует границе нижнего и среднего кембрия (512,4±6,1 млн лет). Именно этому временному интервалу соответствуют специфические обогащенные диопсидом базальты усть-семинской свиты в Катунской зоне Горного Алтая, где также отмечаются небольшие субвулканические тела пикритов и пироксенитов, сходных по составу с урэгнурскими [Гибшер и др., 1997].

Показано, что с этими ассоциациями связана россыпная ферроплатиновая минерализация урало-аляскинского типа, что позволило выделить единый кембро-ордовикский металлогенический пояс, объединяющий Западную Монголию, Горный Алтай, Горную Шорию и Кузнецкий Алатау [Izokh et al., 2004; Оюунчимэг и др., 2009; Изох и др., 2010].

Приуроченность рассматриваемых магматических ассоциаций к областям «скучивания» осадочных бассейнов и надсубдукционные геохимические характеристики пород позволяют предполагать, что источником высокомагнезиальных магм была над-

субдукционная литосферная мантия. Высокие степени плавления надсубдукционной литосферной мантии в зонах субдукции достигаются при экстремальных условиях, обеспечивающих возможность декомпрессионного плавления (косая субдукция, перескок зоны субдукции, смена полярности, поперечное растяжение), либо при прогреве надсубдукционной мантии теплом плюмового источника. Следует отметить, что для интервала 510–490 млн лет для ЦАСП предполагается участие мантийного плюма [Ярмолюк и др., 2003], который привел к образованию крупной изверженной провинции, включая гранитоидные батолиты [Izokh et al., 2009]. Кроме того, для этого этапа эволюции ЦАСП предполагаются скорости движения плит до 40 см/год [Коваленко и др., 1999] и трансформные взаимоотношения блоков [Ярмолюк и др., 2003], так что подобные, несколько необычные обстановки, вполне вероятны.

Одним из доказательств участия глубинного мантийного плюма на кембро-ордовикском аккреционно-коллизионном этапе эволюции ЦАСП является наличие карбонатитов и щелочных сиенитов (комплекс Эдельвейс в Горном Алтае с возрастом 506,8±3,5 млн лет [Врублевский и др., 2009]; верхнепетропавловский комплекс щелочных сиенитов и карбонатитов в северной части Кузнецкого Алатау с возрастом 509±10 млн лет [Врублевский и др., 2004]). Синхронность проявлений карбонатитового магматизма и своеобразного анкаромитового вулканизма вряд ли является случайным, поскольку для образования обогащенных клинопироксеном базальтов (анкаромитов) необходима верлитизация мантийного субстрата.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН (проект № № VIII.72.2.2).

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа // Труды ИГиГ СО АН СССР. М. : Наука, 1969. № 22. 283 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1996. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.

Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 82–93.

Винкман М.К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнекаледонских отложений Горного Алтая // Материалы по геологии Сибири. М. : Госнаучтехиздат, 1958. Вып. 61. С. 5–23.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U–Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 109–119.

Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Владимиров А.Г. и др. Геохронологические рубежи и геодинамическая интерпретация щелочно-базитового магматизма Кузнецкого Алатау // Доклады РАН. 2004. Т. 398, № 3. С. 374–378.

Врублевский В.В., Изох А.Э., Поляков Г.В. и др. Раннепалеозойский щелочной магматизм Горного Алтая: ^{40}Ar–^{39}Ar-геохронологическое свидетельство комплекса Эдельвейс // Доклады РАН. 2009. Т. 427, № 1. С. 96–100.

Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э. и др. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 11. С. 1760–1772.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист M-45-II (Горно-Алтайск) / В.А. Кривчиков, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов. СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 202 с.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океаническх сотровод Курайского и Катунского арккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 12. С. 1381–1403.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 1957–1973.

Зыбин В.А. Эталон Усть-Семинского комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). Новосибирск : Изд-во СНИИГГиМС, 2006. 277 с.

Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В. и др. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 665–681.

Коваленко В.И, Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Коробразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm–Nd-изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

Крук Н.Н., Крук Е.А., Николаева И.В. Вещественный состав и источники раннекембрийских осадочных пород Алтае-Северосаянского вулканического пояса // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы науч. совещ. по Программе фундам. исслед. ОНЗ РАН. Вып. 7. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 146–148.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А. и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 431–446.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 8. С. 1403–1423.

Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишневский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 10. С. 1119–1131.

Репина Л.Н., Романенко Е.В. Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М. : Наука, 1978. 304 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А. и др. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // Доклады РАН. 2004. Т. 396, № 3. С. 369–373.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. 2004. № 3. С. 84–96.

Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А. и др. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 541–567.

Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанской литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 5–16.

Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000. 188 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Доклады РАН. 2003. Т. 389, № 3. С. 354–359.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam : Elsevier, 1984. P. 63–114.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23, № 5. P. 673–690.

Izokh A.E., Agafonov L.V., Borisenko A.S. et al. Kuznetsk Alatau-Altai platinum-bearing belt in west Altayi-Sayan fold region (Russia-West Mongolia) // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins / ed. by A.I. Khanchuk et al. Vladivostok : Dalnauka, 2004. P. 350–352.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Vishnevsky A.V. et al. Age of ultramafic-mafic magmatism of Western Mongolia // Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny: Proceedings of the international symposium. Novosibirsk, 2009. P. 137–140.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London : Blackwell, 1985. 312 p.

Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. V. 7, No. 3. P. 771–790.

Авторы:

Крук Николай Николаевич, доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: kruk@igm.nsc.ru

Изох Андрей Эмильевич, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Куйбида Максим Леонидович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Крук Елена Анатольевна, ведущий инженер лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Geosphere Research, 2017, 1, 39–49. DOI: 10.17223/25421379/2/5

N.N. Kruk[1, 2], A.E. Izokh[1, 2], M.L. Kuibida[1], E.A. Kruk[1]

[1] V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

GEOCHEMISTRY OF SEDIMENTARY ROCKS OF CHEMAL FORMATION (GORNY ALTAI): A CONTRIBUTION TO THE PROBLEM OF THE NATURE OF MIDDLE-CAMBRIAN MAGMATISM IN THE WESTERN PART OF CENTRAL ASIA

Late Neoproterozoic – Early Paleozoic history of the western part of Central Asia Orogenic Belt is divided into two stages: the island-arc (Vendian – Early Cambrian) and accretion-collision, simultaneous to the formation of LIP (Late Cambrian – Ordovician). The boundary of these stages (Middle Cambrian) is characterized by the cessation of activity in the island arcs and active magmatism areas offset deep into the Siberian continent. On the western periphery of the Altai-Sayan region at this time formed the local areas of the diopside-porphyry basalt and picrites of unclear nature. One of these areas situated in the Katun zone of the Altai Mountains.

The paper presents data on the petrographic and geochemical characteristics of the sedimentary rocks of Chemal suite of Katun block of the Altai Mountains. This strata is formed at the turn of the early and middle Cambrian. It covers Late Neoproterozoic and Early Cambrian formation of Katun seamount and is overlapped by lava and tuffs of Middle Cambriaan h diopside-porphyry basalts.

The sandstones and siltstones of Chemal suites have a low silica content (46–53 wt. % SiO_2). They are rich in Fe_2O_3 (10–12 wt. %), depleted in TiO_2 (<0,9 wt %), Al_2O_3 (<16 % wt. %), have low contents of HFSE (Y – 14–30 ppm; Zr –40–160 ppm; Hf – 1–3,5 ppm; Ta – 0,07–0,12 ppm; Nb – 1,7–5,5 ppm) and REE (27–87 ppm). The characters are slightly asymmetric REE-patterns with (La/Yb) N = 1,5–2,6 without anomalies in Eu, selective depletion of Ta, Nb and Ti, enrichment Sr. On a set of fragments in sandstones and chemical composition rainfall Chemal suite close to the diopside-porphyry basalts. They are very different from both MORB and OIB-like basalts of the Katun seamount, and from the Early Cambrian island arc – related sedimentary rocks of Altai. The diopside-porphyry basalts were the only source of material for sedimentary rocks. Formation of Chemal suite rocks occurred in the intraoceanic environment without brings clastic material from the continent or island arcs. Synchronicity of volcanism and sedimentation with deformations of Early Cambrian strata indicates a manifestation of magmatic activity during the crowding of oceanic basin. The manifestation of the diopside-porphyry basalts in oceanic basins and the Altai Mountains of Western Mongolia and simultaneous formation of alkaline complexes with carbonatites on the Siberian continent indicates that this magmatic evince marked the termination of subduction processes and the initial stage of formation of Cambro-Ordovician LIP in Central Asia.

Keywords: *Geochemistry of sedimentary rocks, the Altai Mountains, the early Paleozoic, large igneous provinces.*

REFERENCES

Belousov A.F., Kochkin Yu.N., Polyakova Z.G. *Vulkanicheskii komplexi rifeya i nizhnego paleozoya Gornogo Altaya, Gornoi Shorii i Salairskogo kryazha* [Volcanic complexes of Riphean and lower Palaeozoic in the Altai Mountains, Mountain Shoria and Salair Ridge] // Trudy IGiG SO AN SSSR. Moscow. Nauka. 1969. № 22, 283 p. In Russian.

Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L. et al. Geodynamic map of the Western part of the Paleo-Asian Ocean // Russian Geology and Geophysics. 1994. V. 38. pp. 5–22.

Buslov M.M., Watanabe T. Intrasubduction collision and its role in the evolution of an accretionary wedge: the Kurai zone of Gorny Altai, Central Asia // Russian Geology and Geophysics. 1996. V. 36. pp. 83–94.

Vinkman M.K. *Stratigraficheskaya shema dokembriyskikh i nizhnekaledonskikh otlozheniy Gornogo Altaya* [Stratigraphic scheme of Precambrian sediments and Early Caledonian strata's of the Gorny Altai].// Materialy po geologii Sibiri. Moscow: Gosnauchtekhizdat, 1958, V. 61, pp. 5–23. In Russian.

Vladimirov A.G., Kozlov S.M., Shokalsky S.P. et al. The basic boundaries of granitoid magmatism in Kuznetsk Alatau, Altai and Kalba (according to data of U-Pb isotope dating) // Russian Geology and Geophysics, 2001, V. 42, pp. 1149–1170.

Volkova N.I., Sklyarov E.V. High-pressure complexes of Central Asian Fold Belt: geologic setting, geochemistry, and geodynamic implications // Russian Geology and Geophysics. 2007. V. 48. pp. 83–90.

Vrublevskii V.A., Gertner I.F., Zhuravlev D.Z. et al. The Sm-Nd isotopic age and source of comagmatic alkaline mafic rocks and carbonatites of Kuznetsk Alatau // Doklady Earth Sciences. 2003. V. 391. pp. 832–835.

Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Vladimirov A.G. et al. Geochronological boundaries and geodynamic interpretation of alkaline-mafic magmatism in Kuznetsk Alatau // Doklady Earth Sciences. 2004. V. 398. pp. 990–994.

Vrublevskii V. V., Izokh A. E.; Polyakov G. V. et al. Early Paleozoic alkaline magmatism of the Altai Mountains: Ar-40-Ar-39 geochronology data for the Edel'veis complex // Doklady Earth Sciences. 2009. V. 427. pp. 846–850.

Gibsher A.S., Esin S.V., Izokh A.E. et al. Cambrian diopside-bearing basalts of the Cheposh zone in Gorny Altai: A model for fractionation of hybrid magmas in intermediate magmatic chambers // Russian Geology and Geophysics. 1997. V. 38. pp. 1760–1772.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatcii mashtaba 1 : 200 000 [State geological map of the Russian Federation scale 1: 200 000]. Izdanie vtoroe. Seriya Altayskaya. List M-45-II (Gorno-Altaisk) / V.A. Krivchichikov, P.F. Selin, G.G. Rusanov. St.-Petersburg: Isd-vo kartfabriki VSEGEI. 2004. 202 p.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Safonova I.Y. et al. Fragments of oceanic island in the Kurai and Katun' accretionary wedges of Gorny Altai // Russian Geology and Geophysics. 2004. V. 45. pp. 1381–1403.

Dobretsov N.L., Buslov M.M. Late Cambrian-Ordovician tectonics and geodynamics of Central Asia // Russian Geology and Geophysics. 2007. V. 48. pp. 71–82.

Dobretsov N.L. Early Paleozoic tectonics and geodynamics of Central Asia: role of mantle plumes // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. pp. 1539–1552.

Zybin V.A. *Etalon Ust´-Seminskogo kompleksa porfirovykh basal´tov i trakhibasal´tov (Gornyi Altay)* [Etalon of the Ust-Seminsky complex of porphyry basalts and trachybasalts (Gorny Altai)]. Novosibirsk: Isd-vo SNIIGGiMS. 2006. 227 p. In Russian.

Izokh A.E., Vishnevskii A.V., Polyakov G.V. et al. The Ureg Nuur Pt-bearing volcanoplutonic picrite-basalt association in the Mongolian Altay as evidence for a Cambrian-Ordovician Large Igneous Province // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. pp. 521–533.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. i dr. *Koroobrazuyushchie processi pri formirovanii Tcentral'no-Aziatskogo skladchatogo poyasa:Sm-Nd izotopnye dannye* [Crust-forming magmatic processes in the formation of the Central Asian fold belt: Sm-Nd isotope data] // Geotektonika. 1999. № 3. pp. 21–41. In Russian.

Kruk N.N., Kruk E.A., Nikolaeva I.V. *Veshchestvenniy sostav i istotcniki rannekembriyskikh osadotcnykh porod Altae-Severosayanskogo Vulkanicheskogo poyasa* [Composition and sources of the Early Cambrian sedimentary rocks of Altai-Norht Sayan volcanic belt] // Geodinamichesaya evolyutciya litosfery Central´no-Aziatskogo podvignogo poyasa (ot okeana k kontinentu): materialy nauch. Sovetchaniya po Programme fundam. Issledovaniy ONZ RAN. Vyp. 7. Irkutsk: IZK SO RAN. 2009. T. 1. pp. 146–148. In Russian.

Kruk N.N., Vladimirov A.G., Babin G.A. et al. Continental crust of the Gorny Altai: nature and composition of protoliths // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. pp. 431–446.

Kruk N. N. Continental crust of Gorny Altai: stages of formation and evolution; indicative role of granitoids // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 56. pp. 1097–1113.

Oyunchimeg T., Izokh A.E., Vishnevsky A.V. et al. Isoferroplatinum mineral assemblage from the Burgastain Gol placer (Western Mongolia) //Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. pp. 863–872.

Repina L.N., Romanenko E.V. *Trilobity i stratigrafiya nignego kembriya Altaya* [Trilobites and stratigraphy of the Lower Cambrian of Altai]. Moscow: Nauka, 1978. 304 p. In Russian.

Rudnev S.N., Vladimirov A.G., Ponomarchuk V.A. et al. Early Paleozoic granitoid batholiths of the Altai-Sayan folded region (Lateral-temporal zoning and sources) // Doklady Earth Sciences. 2004. V 396. pp. 492–495

Safonova I.Yu., Buslov M.M., Kokh D.A. i dr. *Fragmenty okeanicheskoy kory Paleo-Aziatskogo okeana v Gornom Altaye i Vostotcnom Kazakhstane: geokhimiya i strukturnoye pologeniye* [Fragments of oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in Gorny Altaiand Eastern Kazakhstan: Geochemistry and structural setting] //Litosfera. 2004. № 3. pp. 84–96. In Russian.

Safonova I.Yu., Buslov M. M., Simonov V.A. et al. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. pp. 421–442.

Khain V.E., Tychkov S.A., Vladimirov A.G. Collision orogenesis: a model for the detachment of a subducted oceanic lithosphere plateas a result of continental collision // Russian Geology and Geophysics. 1996. V. 37. pp. 5–16.

Shokal`skiy S.P., Babin G.A., Vladimirov A.G. i dr. *Korrelyaciya magmaticheskih I metamorficheskih kompleksov zapadnoi chasti Altae- Sayanskoi skladchatoi oblasti* [Correlation of magmatic and metamorphic complexes of the western part of the Altai-Sayan folded area]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial “GEO”. 2000. 188 p. In Russian.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kovach V.P. et al. Geodynamics of Caledonide formation in the the Central Asian fold belt // Doklady Earth Sciences. 2003. V. 389. pp. 354–359.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier. 1984. pp. 63–114.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. № 5. pp. 673–690.

Izokh A.E., Agafonov L.V., Borisenko A.S. et al. Kuznetsk Alatau-Altai platinum-bearing belt in west Altayi-Sayan fold region (Russia-West Mongolia) // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins / Edited by A.I. Khanchuk et al., Vladivostok: Dalnauka, 2004. pp. 350–352.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Vishnevsky A.V. et al. Age of ultramafic-mafic magmatism of Western Mongolia // Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny: Proceedings of the international symposium. Novosibirsk, 2009. pp. 137–140.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell. 1985. 312 p.

Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Research. 2004. V. 7. pp. 771–790.

Authors:

Kruk Nikolai N., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: aakruk@mail.ru

Izokh Andrei E., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kuibida Maxim L., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

Kruk Elena A., Lead Engineer, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 50–59

УДК 533.4:550.4

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ОНГОНИТОВ

Л.П. Рихванов[1], С.И. Арбузов[1], Батулзий Даш[2]

[1] Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия
[2] Монгольский университет науки и технологий, Улан-Батор, Монголия

Приведены новые данные по геохимии и радиогеохимии петротипа ультракислых гранитоидных образований литий-фтористого типа. Дается их сопоставление с аналогичными образованиями магматического генезиса. По своим геолого-геохимическим и радиогеохимическим показателям они строго соответствуют магматическим образованиям, принципиально отличающимся от их аналогов, выделенных на Алтае («калгутиты»), и являющимся, на наш взгляд, магматическими породами, испытавшими интенсивные метасоматические преобразования. Критерием их отличия является величина торий-уранового отношения, которая в онгонитах больше 3.

Ключевые слова: *Монголия, онгониты, уран, торий, торий-урановое отношение, индикаторная роль естественных радиоактивных элементов, радиогеохимическая типизация пород.*

Введение

С момента первого описания субвулканических дайковых образований типа топазсодержащих кварцевых кератофиров в районе олово-вольфрамового месторождения Онгон-Хайерхан в Республике Монголия, имеющих ярко выраженную литий-фтористую с танталом геохимическую специализацию и поэтому получивших собственное название по месту описания данного петротипа – онгониты [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976], они рассматриваются как классические магматические образования, являющиеся аналогом редкометалльно-фтористых гранитов, вопрос генезиса которых на тот период времени достаточно широко дискутировался [Беус и др., 1962].

Геолого-структурная позиция онгонитов, характер их взаимоотношения с вмещающими породами, минералого-петрографические и физико-химические исследования, выполненные коллективом ученых под руководством В.И. Коваленко, не оставляют сомнений в том, что эти образования кристаллизовались из магматического расплава, насыщенного флюидами. Кристаллизацию такой магмы Д.С. Коржинский называл апоэвтектической.

Следует особо отметить, что Д.С. Коржинский лично посетил эти образования в 1969 г. и после ознакомления с геологической ситуацией и материалами по исследованию этого типа пород именно он предложил В.И. Коваленко дать им самостоятельное название, что и было сделано.

На сегодняшний день в мире существует достаточно много описаний редкометалльных щелочных гранитоидов, и практически во всех случаях они сопоставляются по тем или иным признакам с онгонитами; данные, полученные по ним, используются для модельных построений.

Такого рода онгонитоподобные породы с ярко выраженной литий-фтористой с редкими элементами геохимической специализацией исследованы в России, Франции, Германии, Украине и других странах; нередко их сопоставляют с монгольскими образованиями и называют онгонитами [Дергачёв, 1991; Владимиров и др., 2007 и др.] или дают им собственные названия типа «калгутиты», которые отсутствуют в петрографическом кодексе [Дергачёв, 1991; Анникова, 2003; Владимиров и др., 2007].

Обратиться к изучению геохимии онгонитов авторов, занимающихся геохимией радиоактивных элементов в различных природных образованиях [Рихванов, 2002; Поцелуев и др., 2008 и др.], в том числе разработкой радиогеохимической типизации рудномагматических образований [Рихванов, 2002], заставили радиогеохимические данные, полученные нами при изучении Калгутинского вольфрам-молибденового месторождения, расположенного на юге Горного Алтая, в так называемой Талицко-Монголо-Алтайской металлогенической зоне, в пределах которой фиксируется проявление щелочных редкометалльных гранитоидов [Ножкин, Рихванов, 2014].

В пределах изученного рудного поля месторождения, в полях развития гранитоидов, слагающих собственный Калгутинский массив, развиты секущие маломощные дайкообразные тела кварц-полевошпатовых пород гранитоподобного облика, которые получили местное название «калгутиты» и которые ряд исследователей сопоставляют с онгонитами [Анникова, 2003].

Особенностью этих образований является то, что в них содержание урана значительно больше, чем тория, что не согласуется с имеющейся радиогеохимической информацией по типичным магматическим образованиям, формирующимся из расплавов [Shatov et al., 1997; Рихванов, 2002 и др.], в которых величина торий-уранового отношения, как правило, больше 2 и может колебаться в магматических породах планет солнечной системы от 2,2 до 5,2 при его среднем значении для континентальной коры 4,2.

© Рихванов Л.П., Арбузов С.И., Батулзий Даш, 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/6

Основываясь на этих представлениях, нами в работах [Рихванов, 2002; Поцелуев и др., 2008] были высказаны сомнения в магматической природе данных образований. При этом не отрицалось их возможное первично-магматическое происхождение, но сегодняшний их минералого-геохимический облик существенно изменён метасоматическими процессами, что, конечно, необходимо учитывать при рассмотрении их геохимических особенностей и построении петрологической модели.

Эта точка зрения встретила критические замечания ряда петрологов, которые в разговоре всегда приводили в качестве аргумента дайки топазовых риолитов в районе месторождения вольфрама Онгон-Хайерхан (Монголия). В связи с этим возникла необходимость доизучить геохимию классических онгонитов в их петротипе на содержание радиоактивных элементов, так как эта геохимическая информация в ранее проведённых исследованиях отсутствовала.

Материалы и методы

Первоначальный каменный материал для исследования нам был любезно предложен с одной из даек месторождения Онгон-Хайерхан профессором В.С. Антипиным. Этот образец был многократно исследован методом инструментального нейтронно-активационного анализа в ядерно-геохимической лаборатории кафедры геоэкологии и геохимии, функционирующей на базе научно-исследовательского ядерного реактора Томского политехнического университета.

Высокая мощность и качественный поток нейтронов на существующем реакторе позволяет достаточно надёжно определять около 25–30 элементов одновременно в одной пробе.

Чувствительность и качество анализа используемого метода анализа удовлетворительные. Об этом можно судить по результатам интеркалибровок и анализов стандартных образцов сравнения (табл. 1).

Таблица 1

Содержание химических элементов (г/т) в стандарте США «Базальт», BCR-1 и установленные их концентрации по данным ИНАА

Table 1

Elements contents (ppm) in «Basalt» USA standard, BCR-1 and determined by use INAA

Элемент	Паспортные данные, %	Данные ИНАА, %		
		ЯГЛ ТПУ	Pal, Terrell, 1978	Гладней и др., 1983
Sc	0,00326	0,0038	0,00326	
Cr	0,0016	0,0019	0,00126	
Fe	9,36	9,6	9,4	
Co	0,0037	0,00465	0,0034	
Rb	0,00469	0,0068	0,0060	
Ba	0,0678	0,090	0,050	
La	0,00249	0,0026	0,00253	0,00253
Ce	0,00536	0,00465	0,0051	0,00525
Sm	0,000659	0,00059	0,00068	0,000669
Eu	0,000198	0,00029	0,0002	0,000201
Tb	0,000113	0,000199	0,00011	0,000107
Yb	0,000339	0,00042	0,00033	0,000339
Lu	0,000052	0,000062	0,000056	0,0000536
Hf	0,000497	0,000718	0,00051	
Th	0,000604	0,000494	0,00073	
U	0,000172	0,000089	0,0002	

Кроме того, определение урана и тория в данном образце осуществлялось рентгеноспектральным методом в ЦАЛ «Берёзовгеология» (г. Новосибирск). Для урана также использовался метод запаздывающих нейтронов, являющийся самым достоверным недеструктивным методом определения этого элемента в природных объектах [Рихванов, 2002].

Благодаря поддержке ООО «Чингисханбанк» (руководитель С.Б. Громов) нам удалось посетить район распространения этих уникальных ультракислых редкометалльных пород и провести их исследование непосредственно на их выходах с целенаправленным отбором проб и последующим анализом вышеуказанными методами.

В полевых условиях на месте коренного залегания онгонитов осуществлялось определение U (по Ra), Th, K методом гамма-спектрометрии прибором РКП «305», «Карат», имеющим пределы обнаружения по урану к торию 1 г/т, по калию – 0,1% (рис. 1).

Опыт использования этого типа приборов [Рихванов, 2002 и др.] свидетельствует о высокой достоверности получаемых результатов при исследовании любых типов горных пород за исключением некоторых базитов и ультрабазитов при соблюдении основных правил измерения.

Измерения проводились на всех трёх основных дайках онгонитов, имеющих собственные названия: «Штокверковая», «Промежуточная» и «Амазонитовая», а также по некоторым другим, на которых возможно было выбрать ровную площадку площадью 1 м^2. Каждая точка измерения имела координатную спутниковую привязку и показана на рис. 2.

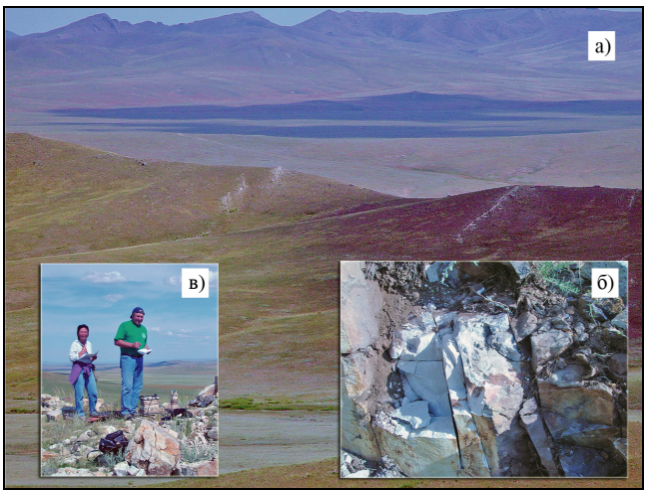

Рис. 1. Коренное залегание онгонитов

а – общий вид дайки онгонитов «Штокверковая»; *б* – контакт дайки со сланцами, расчистка; *в* – измерение радиогеохимических параметров онгонитов прибором РКП-305

Fig. 1. Bedrock occurrences of ongonites

a – overall look of ongonite dike «Stockwork»; *b* – dike and schist contact, stripping; *c* – ongonites radiogeochemical parameters measuring with use of RKP-305 instrument

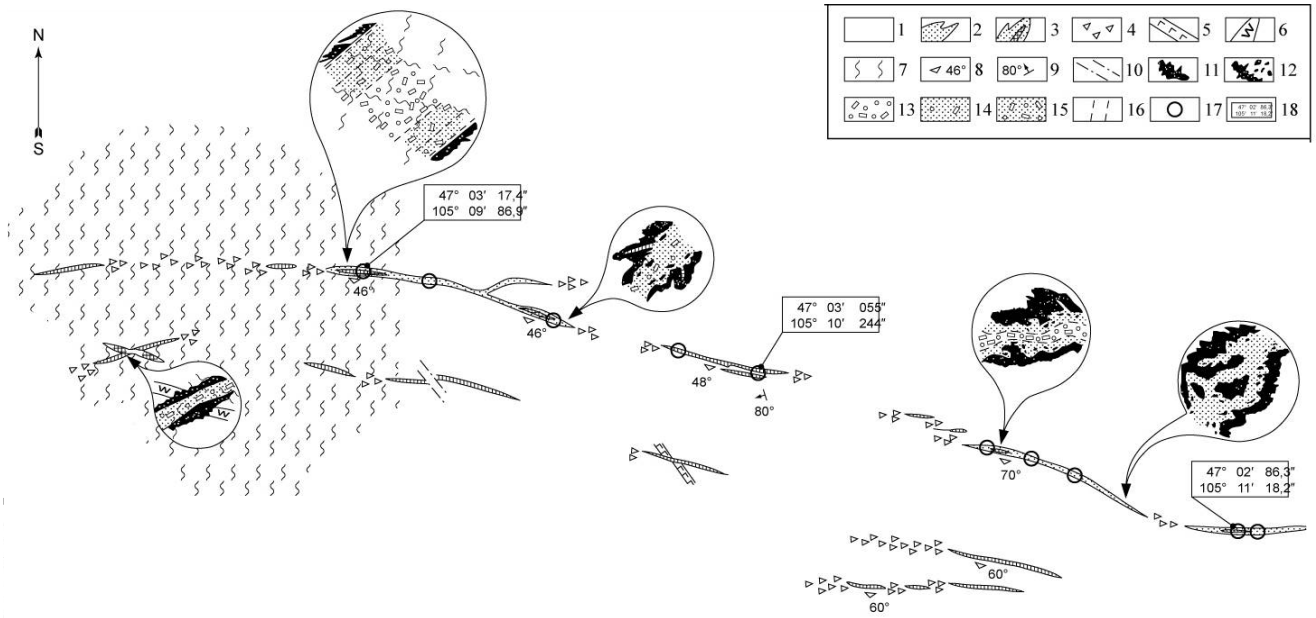

Рис. 2. Схема расположения даек онгонитов и элементы их внутреннего строения по [Коваленко и др., 1976] с дополнением

1 – алевролиты и сланцы среднепалеозойского возраста; *2* – микрозернистые закаленные онгониты; *3* – закаленные онгониты с более раскристаллизованными центральными частями; *4* – высыпки даек онгонитов; *5* – дайки габбро; *6* – кварц-вольфрамитовые жилы; *7* – кварц-топаз-слюдяной штокверк с прожилками грейзенов с вольфрамитом и касситеритом (участок «Штокверковый»); *8* – элементы залегания даек; *9* – элементы залегания вмещаю-щих пород; *10* – зоны дробления. При детализации (увеличено в 40 раз); *11* – вмещающие песчаники и алевролиты; *12* – ксенолиты вмещающих пород в онгонитах; *13* – онгониты с большим количеством вкрапленников; *14* – закаленные онгониты; *15* – промежуточные по степени закристаллизованности онгониты; *16* – границы зон онгонитов с разной степенью закристаллизованности; *17* – точки измерения радиогеохимических параметров; *18* – координаты точек по данным ОР8

Fig. 2. Scheme of ongonite dikes location and their structural elements according to [Kovalenko et al., 1976] with additions

1 – middle Paleozoic aleurolites and schists; *2* – micrograined quenched ongonite; *3* – quenched ongonite with more crystallized central parts; *4* – ongonite dikes; *5* – gabbro dikes; *6* – quartz-wolframite veins; *7* – quartz-topaz-mica stockwork with stringers of greisen with wolframite and cassiterite (“Stockwork” section); *8* – dikes; *9* – host rock attitude elements; *10* – clastation zones. Detailing (scale 40 times larger): *11* – host sandstones and aleurolites; *12* – host rock xenoliths in ongonites; *13* – ongonites with large amount of phenocrysts; *14* – quenched ongonites; *15* – intermediately crystallized ongonites; *16* – borders of zones of differently crystallized ongonites; *17* – radiogeochemical parameters measuring points; *18* – measuring points coordinates according to GPS

Результаты исследования

В табл. 2 приведены данные по составу онгонитов по результатам многоэлементного нейтронно-активационного анализа, а в табл. 3 представлены материалы гамма-спектрометрических измерений содержания в них естественных радиоактивных элементов.

Анализ данных табл. 2 подтверждает все ранее установленные В.И. Коваленко и его коллегами геохимические особенности этих пород.

Обращают на себя внимание чрезвычайно низкие содержания Fe и Ca, а также нижекларковые содержания по сравнению с континентальной земной корой Co, Ba, Sr, La, Ce, Tb, Yb.

Таблица 2

Содержание химических элементов в онгонитах по данным ИНАА, г/т

Table 2

Elements contents in ongonites determined by use of INAA, ppm

Элемент	№ пробы			Кларк континентальной коры (по С. Тейлору и др., 1988)
	Р-1	Р-2	Р-3	
Na, %	4,1	3,9	4,2	2,9
Ca, %	<0,5	<0,5	<0,5	3,0
Fe, %	0,29	0,28	0,26	3,5
Cr	28,2	33,3	29,5	35
Co	0,55	0,81	0,66	10
Sc	11,8	11,8	12,2	11
Ba	<100	<100	<100	550
Sr	<200	<200	<200	350
Rb	2503	2472	2443	112
Cs	92,1	89,4	92,1	3,7
Br	<4	<4	<4	2
Au	<0,005	<0,005	<0,005	0,001
Ag	<1	<1	<1	0,05
As	<5	<5	<5	1,5
Sb	<0,2	<0,2	<0,2	0,2
Hf	9,6	11,9	10,0	4
Ta	51,5	51,3	51,1	2,2
La	9,9	8,3	8,7	30
Ce	28,0	29,6	30,2	64
Sm	4,6	4,8	4,7	4,5
Eu	<0,2	<0,2	<0,2	0,9
Tb	1,18	1,02	1,13	6,6
Yb	3,1	2,6	3,1	2,2
Lu	0,35	0,37	0,35	0,3
Th	12,7	14,1	12,3	10,7
U	3,8	3,7	4,0	2,8

Таблица 3

Содержание радиоактивных элементов в дайках онгонитов по данным полевой гамма-спектрометрии

Table 3

Radioactive elements contents in ongonite dikes determined by use of field gamma-spectroscopy

№ п/п	Название дайки по В.И. Коваленко	Содержание			$\frac{Th}{U}$
		U, г/т	Th, г/т	K, %	
1	Штокверковая	$\frac{6,4}{5-8}10$	$\frac{20,2}{17-24}$	$\frac{3,6}{3,3-4,0}$	3,2
2	Промежуточная	$\frac{3,3}{2-4}6$	$\frac{18,2}{14-20}$	$\frac{4,1}{3,7-4,6}$	5,5
3	Амазонитовая	$\frac{6,0}{5-7}6$	$\frac{24,8}{22-28}$	$\frac{4,4}{4,1-4,7}$	4,1
4	Безымянная (между Промежуточной и Амазонитовой)	$\frac{5,1}{4-6}12$	$\frac{19,9}{19-21}$	$\frac{4,0}{3,8-4,4}$	3,9
5	Среднее по всем дайкам	$\frac{5,7}{2-8}34$	$\frac{20,6}{16-28}$	$\frac{4,0}{3,3-4,7}$	3,6

Примечание. В числителе – среднее значение; в знаменателе – разброс частных значений; справа от дроби – количество замеров показателя.

Околокларковыми концентрациями в них характеризуются Cr, Sc, Sm, Lu. Просматривается отчётливо выраженная тенденция к образованию европиевого минимума, что характерно для многих кислых и щелочных магматических пород.

В то же время эти породы чрезвычайно обогащены относительно кларка Rb, Cs, Hf, Ta. Именно эти геохимические особенности, а также высокие концентрации фтора, лития, таллия, олова, бериллия и ниобия позволяют обоснованно их выделить в особый литий – фтористый – геохимический тип гранитоидов [Коваленко и др., 1971; Коваленко, Коваленко, 1976].

Радиогеохимические показатели данных пород (см. табл. 3) свидетельствуют о том, что по своим усреднённым показателям по урану (5,7 г/т), торию (20,6 г/т) и калию (4%) они являются радиогеохимически специализированными породами по отношению к кларку земной коры. Они близки по своим показателям к кислым и щелочным вулканитам Казахстана, Восточного Саяна, Забайкалья и некоторых других территорий бывшего Советского Союза [Рихванов и др., 1987 и др.], а также некоторым типам высококремнистых вулканитов Роки-Маунтин, Спёр-Маунтин США, Мексики, Японии и других районов.

Величина торий-уранового отношения в них равняется 3,6 и характеризует типичные магматические образования.

Содержания естественных радиоактивных элементов в дайках колеблются в достаточно широком интервале. Так, уровни накопления урана варьируют от 3 до 8 г/т при минимальном его среднем содержании в дайке «Промежуточная» (3,3 г/т) и максимальном – в дайке «Штокверковая» (8 г/т).

Для тория пределы колебания изменяются от 16 (дайка «Промежуточная») до 28 г/т (дайка «Амазонитовая»). Менее существенна вариация в содержании калия (от 3,3 до 4,7%). Минимальным накоплением данного компонента характеризуется дайка «Штокверковая», тогда как максимальное его значение фиксируется в дайке «Амазонитовая».

Пределы колебания торий-уранового отношения незначительны и находятся в интервале 3,2–5,5, что хорошо укладывается в область значений этого показателя практически для всех типов кислощелочных пород магматического генезиса.

Минимальное его среднее значение отмечается в дайке «Штокверковая», в пределах которой уверенно фиксируются следы наложенных гидротермальных процессов в виде систем прожилков кварцевого и слюдистого составов.

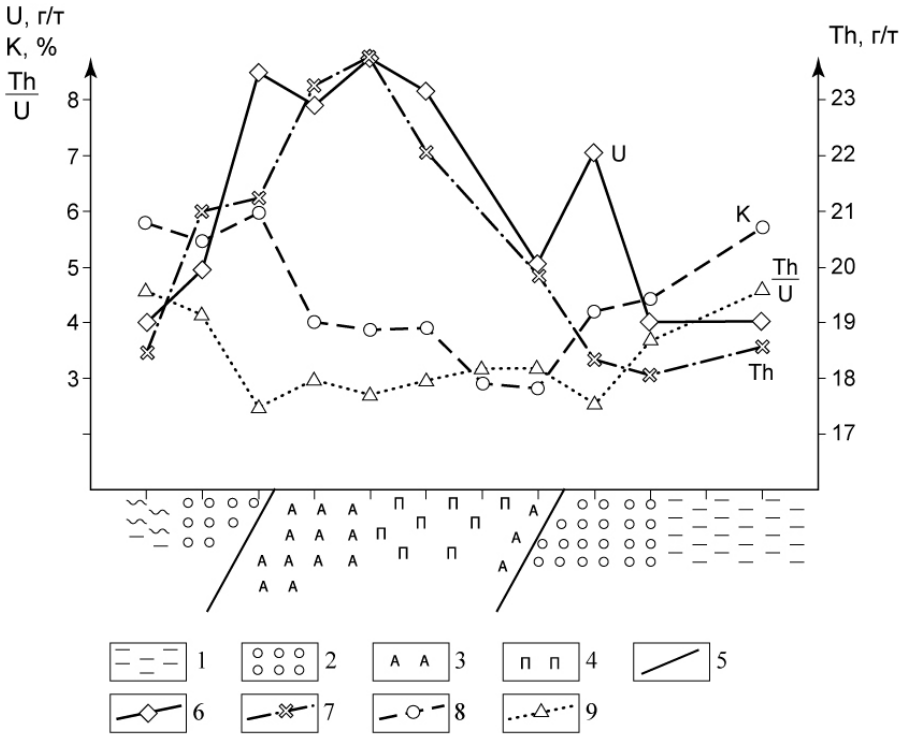

Рис. 3. Радиогеохимический профиль через дайку «Штокверковая»

1 – сланцы; *2* – породы экзоконтакта; *3–4* – онгониты: *3* – афировые, *4* – порфировые; *5* – зона контакта; *6–8* – кривые распределения: *6* – урана, *7* – тория, *8* – калия; 9 – торий-урановое отношение

Fig. 3. Radiogeochemical profile thorugh the “Stockwork” dike

1 – schists; *2* – exocontact rocks; *3–4* – ongonites: *3* – aphyric ones, *4* – porphyritic ones; *5* – contact zone; *6–8* – distribution graphs of: *6* – uranium, *7* – thorium, *8* – potassium; *9* – thorium/uranium ratio

Более того, в приконтактовых частях этой дайки, пространственно ближе всего расположенной к кварц-вольфрамовому месторождению Онгон-Хайрхан, отмечаются локальные участки с величиной торий-уранового отношения около 1, что однозначно свидетельствует о проявленности метасоматических процессов, особенно в висячем контакте дайки, где иногда сложно уловить непосредственный контакт между собственно магматическим телом и зонами ороговикования вмещающих его сланцев.

Как показывают полевые наблюдения, уровень концентрирования радиоактивных элементов определяется прежде всего степенью раскристаллизованности пород. Минимальные концентрации урана, тория и калия фиксируются в афировых разностях онгонитов, что достаточно хорошо видно на графиках распределения радиоэлементов по сечению дайки «Штокверковая» (рис. 3), и, хотя эти различия не существенны, они заметны. Это наблюдается повсеместно, в том числе и по дайке «Амазонитовая». Так, ярко выраженная афировая её разновидность характеризуется следующими средними концентрациями естественных радиоэлементов: уран – 5,7 г/т, торий – 22,7 г/т, калий – 4,3%, Th/U = 4,0, тогда как порфировые разновидности имеют следующие показатели: 6,3; 27,0; 4,6; 4,3 соответственно.

Зональность в распределении редких элементов в дайках онгонитов в зависимости от степени насыщения их порфировыми выделениями также была установлена в более ранних исследованиях [Беус и др., 1962].

Обсуждение полученных результатов

Полученная новая, ранее отсутствующая геохимическая информация по естественным радиоактивным элементам в петротипе весьма специфичных пород, известных как онгониты, свидетельствует о том, что данный выделенный дайковый комплекс высокофтористых редкометалльных кислых пород формируется из магматических расплавов.

Обращает на себя внимание, что такого типа вулканические породы, как это было показано нами в работе [Рихванов и др., 1987], нередко характеризуются весьма низкими изотопными отношениями стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_0$ = 0,7043) и ряда других минералого-геохимических признаков, позволяющих предполагать протекание процессов магмогенерации подобных расплавов в верхней мантии при участии базальтовой магмы с участками обогащения некогерентными элементами, что предполагает высокую потенциальную рудоперспективность ореолов развития данного типа пород на выявление месторождений редких и радиоактивных элементов, в том числе в полях развития щёлочных базальтоидов с аномальной радиогеохимической спецификой (U – 4 г/т; Th – 12,9 г/т; K – 4,6%; Th/U = 3,2), выявленной нами в 2008 г. в районе слияния рек Суман-Гол и Чулут-Гол (координаты точки опробования 48°13′19,1″, 100°25′06,4″).

Такого типа магматические образования, по-видимому, пользуются достаточно широким распространением, в том числе в Забайкалье, где Г.А. Шатковым, В.И. Медведевым и др. описаны цезийсодержащие риолитовые обсидианы с высоким содержанием урана (до 20 г/т) и тория (до 60 г/т). При этом величина торий-уранового отношения в них достаточно хорошо выдерживается и находится на уровне 2,5–3,5.

Такого геохимического типа породы могут являться индикаторами специфических астеносферных процессов, приводящих к формированию мантийных плюмов, функционирование которых в данной части Центральной Азии активно обсуждается [Ярмолюк, Коваленко, 1991 и др.].

Интерпретация петрогеохимических данных при выделении геохимических типов пород и построении петрологических моделей требует большой осторожности, нежели сейчас это наблюдается в научной литературе. Необходимо постоянно иметь в виду, что природные процессы значительно более разнообразны и допускают существование близко аналогичных типов продуктов, но имеющих разное происхождение, что хорошо известно под термином «конвергенция».

В нашем случае, обсуждаемом в данной публикации, это прежде всего относится к так называемым «калгутитам», сопоставляемым разными авторами с *онгонитами* по ряду петрогеохимических показателей, но в то же время отличающимся принципиально радиогеохимическими особенностями (табл. 4).

Классический петротип онгонитов, как это видно из анализа рис. 4, имеет наиболее близкие радиогеохимические характеристики к гранитоидам вольфрамовой и олово-вольфрам-бериллий-урановой специализации и среднемировому показателю для гранитоидов [Поцелуев и др., 2008; Shatov et al., 1997]. По этим показателям они практически располагаются в поле кислых стёкол и риолитов Эфиопии [Tweedi, 1979], а также близки к стандартным образцам сравнения гранитов Франции (GA-1), риолитов Японии (JR-1) и ряду других типичных магматических образований, не вызывающих вопросов в их генезисе, тогда как «калгутиты», сопоставляемые с онгонитами, находятся далеко от полей радиогеохимической реализации классических магматитов.

К сожалению, в практике геолого-геохимических исследований радиоактивные элементы, содержащиеся в тех или иных количествах абсолютно во всех природных образованиях, в том числе в интрузивных и эффузивных породах, и обладающие ярким индикаторным показателем – величиной торий-уранового отношения (Th/U > 2) в горных породах, образующихся из расплавов, используются крайне редко.

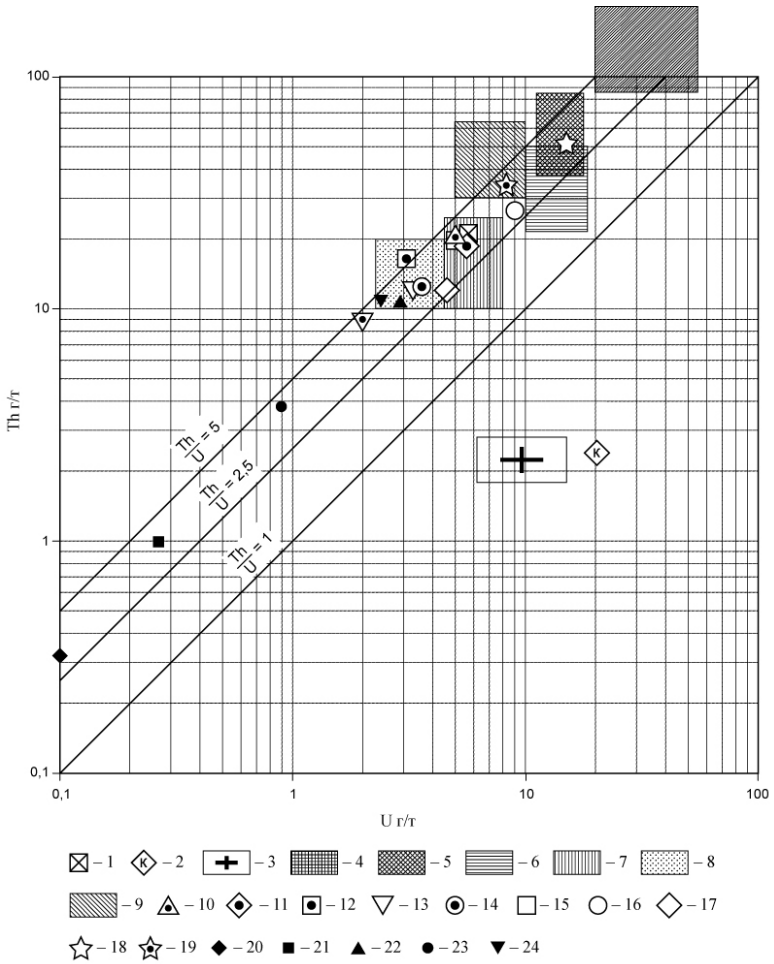

Рис. 4. Положение онгонитов (*1*) и «калгутитов» (*2*) на радиогеохимической диаграмме относительно некоторых типов магматических пород и геологических образований

1 – онгониты из петротипа района месторождения «Орхон-Хаерхан» (Монголия); *2* – «калгутиты» (онгониты) из месторождения «Калгутинское» (Горный Алтай); *3–9* – поля металлогенических специализированных гранитоидов [Рихванов, 2002]: *3* – сподуменовый тип танталоносных гранитов по [Рихванов, 2002], *4* – тантал-ниобиевые гранитоиды Нигерии по Orajoka, 1989 [Рихванов, 2002], *5* – литиевые граниты Корсики по Bonin [Рихванов, 2002], *6* – олово-вольфрам-бериллиевые с литием и цезием, танталом и ниобием по Stussi et. al., 1989 [Рихванов, 2002], *7* – олово-вольфрам-бериллий-урановые с ураном и торием по Stussi et. al., 1989 [Рихванов, 2002], *8* – вольфрамоносные по Stussi et. al., 1989 [Рихванов, 2002], *9* – медно-молибден-вольфрамовые с ураном и торием по Stussi et. al., 1989 [Рихванов, 2002]; *10* – среднемировые граниты по [Tweedi, 1979]; *11* – среднее для гранитоидов активизации Центральной Сибири по [Рихванов, 2002]; *12* – гранитоиды Забайкалья (162 массива, 3072 пробы по В.И. Медведеву и др., ГП «Сосновгеология»); *13* – вулканиты кислого состава Забайкалья (39 полей, 397 проб, по В.И. Медведеву и др., ГП «Сосновгеология»); *14* – ультракислые риолиты Горного Алтая по Ю.А. Тикунову, 1995 [Рихванов, 2002]; *15* – кислые стёкла и риолиты Эфиопии [Walter et. al., 1987]; *16* – риолиты Японии, стандарт JR-1; *17* – обсидиан, США; *18* – граниты NIMG, Африка; *19* – порфировидные граниты, в полях развития которых локализуются «калгутиты» (онгониты); *20–24* – средние оценки содержания урана и тория по С.Р. Тейлору и С.М. Мак-Леннону, 1988: 20 хондриты: *21* – нижняя континентальная кора, *22* – верхняя континентальная кора, *23* – континентальная кора в целом, *24* – пелагическая глина

Fig. 4. Ongonites (*1*) and "kalgutites" (*2*) position at radiogeochemical diagram in regard to some kinds igneous rocks and geological formations

1 – ongonites of petrotype of Orkhon-Khaerkhan deposit (Mongolia); *2* – «kalgutites» (ongonites) from Kalguty deposit (Gorny Altai); *3–9* – Fields of metallogenic specialized granites [Rikhvanov, 2002]: *3* – spodumene type of tantalum-bearing granites according to [Rikhvanov, 2002], *4* – tantalum-niobium-bearing granitoids of Nigeria according to Orajoka, 1989 [Rikhvanov, 2002], *5* – lithium-bearing granites of Corsica according to Bonin [Rikhvanov, 2002], *6* – tin-tungsten-beryllium granites with lithium and cesium, tantalum and niobium according to Stussi et. al., 1989 [Rikhvanov, 2002], *7* – tin-tungsten-beryllium-uranium granites with uranium and thorium according to Stussi et. al., 1989 [Rikhvanov, 2002], *8* – tungsten-bearing ones according to Stussi et. al., 1989 [Rikhvanov, 2002], *9* – copper-molybdenum-tungsten ones with uranium and thorium according to Stussi et. al., 1989 [Rikhvanov, 2002]; *10* – world average granites according to [Tweedi, 1979]; *11* – average granitoids of Central Siberia activation according to [Rikhvanov, 2002]; *12* – Transbaikalia granitoids (162 massifs, 3072 samples, according to V.I. Medvedev et al., state enterprise «Sosnovgeology»); *13* – Transbaikalia felsic volcanites (39 fields, 397 samples, according to V.I. Medvedev et al., state enterprise «Sosnovgeology»); *14* – ultrafelsic rhyolites of Gorny Altai according to Yu.A. Tikunov, 1995 [Rikhvanov, 2002]; *15* – felsic glasses and rhyolites of Ethiopia according to [Walter et. al.,1987]; *16* – rhyolites of Japan, JR-1 standard; *17* – obsidian, USA; *18* – NIMG granites, Africa; *19* – porphyraceous granites, within fields of which "kalgutites" (ongonites) are located; *20–24* – average values of uranium and thorium content according to S.R. Taylor and S.M. McLennon, 1988: *20* – chondrites, *21* – lower continental crust, *22* – upper continental crust, *23* – continental crust in general, *24* – pelagic clay

Таблица 4

Сравнительная радиогеохимическая характеристика онгонитов и «калгутитов»

Table 4

Comparative radiogeochemical characteristic of ongonites and «kalgutites»

№ п/п	Порода	Th, г/т	U, г/т	K, %	$\frac{Th}{U}$	Источник
1	Калгутиты Калгутинского рудного поля, Горный Алтай	5,0	29,7	2,0	0,2	Наши данные
2	Вмещающие их порфировидные гранитоиды	34,2	8,3	5,3	4,1	Наши данные
3	Вмещающие их порфировидные гранитоиды	26,0	6,8	4,6	3,8	Поцелуев А.А и др., 2008, Владимиров А.Г. и др., Анникова И.Ю.
4	Калгутиты, сопоставляемые с онгонитами	2,4	20,2	1,7	0,1	Поцелуев А.А. и др., 2008, Владимиров А.Г. и др., Анникова И.Ю.
5	Петротип онгонитов, Монголия	20,6	5,7	4,0	3,6	Наши данные

Особенно это характерно для современных исследований в России, тем более что сегодня существуют хорошие аналитические методы анализа этих компонентов с весьма качественными метрологическими характеристиками по чувствительности, точности, воспроизводимости и экспрессности, в том числе в полевом дистанционном варианте (гамма-спектрометры различных типов для наземных и воздушных измерений).

Активное внедрение в практику геохимических исследований методов ICP-MS, позволяющих определять естественные радиоактивные элементы, дают возможность использовать эти компоненты для более правильного понимания геологических явлений и образующихся при этом продуктов магматизма, метаморфизма и др.

При этом необходимо помнить только одно: геохимия урана и тория в магматических и водных флюидах принципиально различна, что выражается в соотношении тория к урану (> 2 и < 2 соответственно). На этот факт обратил внимание наш великий соотечественник В.И. Вернадский («Очерки геохимии». 1934 г.), а также такие выдающиеся исследователи радиоактивности, как Э. Резерфорд и Б. Болтвуд.

Этот показатель является не только критерием генезиса магматических пород, но и своеобразным признаком репрезентативности используемой выборки для петрогенетических построений.

Анализ современных исследований, посвящённых тем или иным аспектам геохимии магматитов, показывает, что имеются как высококачественные по подбору материалы выборки, так и не отвечающие таковым.

Примерно первого типа могут быть материалы монографии, изданной на английском языке по рудоносности гранитоидов Казахстана [Ярмолюк, Коваленко, 1991], а второго – статьи, посвящённые выделению новых петрогеохимических типов гранитоидов в Восточном Саяне [Довгаль, Минин, 1990], в Горном Алтае [Кудрин и др., 1994; Анникова, 2003; Владимиров, Анникова, Антипин, 2007] и др.

Выводы

1. Петротип дайковых пород под названием «онгониты» является радиогеохимически специализированным комплексом по содержанию урана 5,7 г/т и близким к таковому для тория 20,6 г/т при величине $Th/U = 3,6$. По этим параметрам он соответствует классическим магматогенным образованиям, как это и утверждалось ранее при детальных геолого-минералого-геохимических исследованиях.

2. По этим параметрам онгониты соответствуют гранитоидам вольфрамовой и олово-вольфрам-бериллий-урановой специализации и соответствуют по этим показателям среднемировым гранитам.

3. Наличие такого типа геохимически специализированных магматических пород свидетельствует о высокой потенциальной рудоносности данного сегмента земной коры с участием астеносферного вещества, поступающего по механизму плюма.

4. Выделенные как аналоги онгонитов дайковые образования под названием «калгутиты» в Горном Алтае не могут рассматриваться как таковые, так как они имеют принципиально иные радиогеохимические показатели ($Th/U < 1$), что, скорее всего, отражает высокую степень их метасоматической переработки.

5. Радиогеохимические показатели могут и должны использоваться как индикаторы магматической природы происхождения пород, генезис которых дискуссионен в силу широко проявленных явлений конвергенции.

Авторы выражают благодарность профессору В.С. Антипину (ГЕОХИ СО РАН, г. Иркутск) за полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2003. 20 с.

Беус А.А., Северов В.А., Сишин А.А. и др. Альбитизированные и грейзенезированные граниты (апограниты). М. : АН СССР, 1962. 196 с.

Владимиров В.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.

Дергачёв В.Б. Онгониты и эльваниты // Известия АН СССР. Сер. Геология. 1991. № 10. С. 34–43.

Довгаль В.Н., Минин В.А. Петрохимические особенности щелочных гранитоидов различной формационной принадлежности // Геология и геофизика. 1990. № 4. С. 86–92.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипов В.С., Петров Л.Л. Топазсодержащий кварциевый кератофир (онгонит) – новая разновидность субвулканических жильных магматических пород // Доклады АН СССР. 1971. Т. 199, № 2. С. 430–433.

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М. : Наука, 1976. 125 с.

Кудрин В.С. и др. Новый сподуменовый тип танталоносных редкометалльных гранитов // Петрология. 1994. Т. 24, № 1. С. 63–69.

Ножкин А.Д., Рихванов Л.П. Радиоактивные элементы в коллизионных и внутриплитных натрий-калиевых гранитоидах: уровни накопления, значение для металлогении // Геохимия. 2014. № 9. С. 807–821.

Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай). Магматизм и рудогенез. Томск : Изд-во STT, 2008. 225 с.

Рихванов Л.П. Радиогеохимическая типизация рудно-магматических образований. Новосибирск : Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2002. 536 с.

Рихванов Л.П. и др. Радиоактивные элементы как индикаторы при решении геолого-генетических вопросов магморудообразования (на примере Горного Алтая) // Региональная геология. Геология месторождений полезных ископаемых : материалы Междунар. науч.-техн. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства». Томск : Изд-во ТПУ, 2001. С. 319–322.

Рихванов Л.П., Плюснин Г.С., Ершов В.В. и др. О генезисе радиогеохимически специализированных вулканитов юга Сибири // Геохимия. 1987. № 12. С. 1739–1750.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М. : Наука, 1991. 272 с.

Shatov V., Seltmann R., Kremenetsky A., Lehmann B., Popov V., Ermolov P. Granite-Related Ore deposits of Cental Kazakhstan and adjacent Areas // Journal Petrology. 1997. № 38 (11). P. 1615–1616.

Tweedi V.R. Origin of uranium and other metal enrichments in the Helmsdale Granite, estern Sutherland, Scjtland // Institut mining and Metallurgy Transachay Ser. B. 1979. V. 88. P. 38–45.

Walter R.C., Hart W.K., Westgate J.A. Petrogenesis of basalt-rhyolite tephra from the west-central Afar, Ethiopia // Contribs. Mineral. Petrol, 1987. V. 95, № 4. P. 42–47.

Авторы:
Рихванов Леонид Петрович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геоэкологии и геохимии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия.
E-mail: rikhvanov@tpu.ru
Арбузов Сергей Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геоэкологии и геохимии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия
Батулзий Даш, профессор, Монгольский университет науки и технологии, Улан-Батор, Монголия

Geosphere Research, 2017, 1, 50–59. DOI: 10.17223/25421379/2/6

L.P. Rihvanov[1], S.I. Arbuzov[1], Batulzii Dash[2]

[1] National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
[2] Mongolian University of Science and Technology, Ulaanbaatar, Mongolia

NEW DATA ON GEOCHEMISTRY OF ONGONITES

Ongonites of Mongolia are extremely enriched with Rb, Cs, Hf, Ta and depleted with Ba, Sr. Clear Eu minimum, typical of major part of rare-metal and alkaline rare-metal granitoids, is well defined. At the same time this rocks include elevated concentrations of F, Li, Tl, Sn, Be and Nb. This fact provides an opportunity to identify them as specific Li-F geochemical type of granitoids. Radiogeochemical peculiaritites of these rocks (U – 5,7 ppm, Th – 20,6 ppm, K – 4%) are indicative of their specialization in regard to Earth's crust clark. They are similar to rhyolites and felsites of Kazakhstan, Eastern Sayans, Transbaikalia and several types of high-silica volcanites in USA (the Rocky Mountains, Spor-Mountain), Mexico, Japan. New data on geochemistry of natural radioactive elements in ongonites confirm that this high-fluoride rare-metal acid dyke complex have genesis from magmatic melt: Th/U ratio is more than 3 that typical for igneous rocks. The presence of such geochemically specified igneous rocks is an evidence of high ore-

bearing potential capacity of this Earth's crust part due to contribution of matter from asthenosphere probably incoming along with plumes. Dyke rocks in Gorny Altai, known as "kalgutites", could not be considered as analogues of ongonites since they have ultimately different radiogeochemical characteristics (Th/U < 1) that most likely to reflect high degree of their metasomatic changes. Therefore, radiogeochemical characteristics could and should be used as indicators of igneous origin of rocks

Keywords: *Mongolia, ongonites, uranium, thorium, thorium-uranium ratio, indicative role of natural radioactive elements, radiogeochemical rock-typing.*

REFERENCES

Annikova I.Ju. *Redkometall'nye granity, ongonity i jel'vany Kalgutinskogo massiva, Juzhnyj Altaj (sostav, svjaz' s orudeneniem, petrogeneticheskaja model' formirovanija)* [Raremetalic granites, ongonytes and elvans of the Kalgutinsky massif, Southern Altai (composition, connection with mineralization, petrogenetic model of formation) //Avtoreferat diss. na soisk. uch. stepeni kand.geol.-min.nauk. Novosibirsk, 2003. 20 p. In Russian

Beus A.A., Severov V.A., Sishin A.A. et al. *Al'bitizirovannye i grejzenezirovannye granity (apogranity)* [Albitized and greisenized granites (apogranites)]. Moscow: AN SSSR, 1962. 196 p. In Russian

Vladimirov V.G., Annikova I.Ju., Antipin V.S. *Ongonit-jel'vanovyj magmatizm Juzhnoj Sibiri* [Ongonite-elvanic magmatism of Southern Siberia]// Litosfera. 2007. № 4. pp. 21–40. In Russian

Dergachjov V.B. *Ongonity i jel'vanity* [Ongonites and elvanites] // Izvestija AN SSSR, ser. Geologija. 1991. № 10. pp. 34–43. In Russian

Dovgal V.N., Minin V.A. *Petrohimicheskie osobennosti shhelochnyh granitoidov razlichnoj formacionnoj prinadlezhnosti* [Petrochemical features of alkaline granitoids of different formational affiliation] // Geologija i geofizika. 1990. № 4. pp. 86–92. In Russian

Kovalenko V.I. Kuz'min M.I., Antipov V.S., Petrov L.L. *Topazsoderzhashhij kvarcievyj keratofir (ongonit) – novaja raznovidnost' subvulkanicheskih zhil'nyh magmaticheskih porod* [Topaz-containing quartz keratophyre (ongonite) is a new species of subvolcanic vein magmatic rocks]// Doklady AN SSSR. 1971. T. 199. № 2. pp. 430–433.

Kovalenko V.I., Kovalenko N.I. *Ongonity – subvulkanicheskie analogi redkometall'nyh litij-ftoristyh granitov* [Ongonites are subvolcanic analogues of rare metal lithium fluoride granites]. Moscow: Nauka, 1976. 125 p.

Kudrin V.S. et al. *Novyj spodumenovyj tip tantalonosnyh redkometall'nyh granitov* [The new spodumene type of tantalum rare metal granites]// Petrologiya. 1994.T. 24. № 1. pp. 63–69. In Russian

Nozhkin A.D., Rikhvanov L.P.. Radioactive elements in collisional and within-plate sodic-potassic granitoids: accumulation levels and metallogenic significance// Geochemistry International. 2014. V. 52. № 9. pp. 740–757

Potseluev A.A., Rikhvanov L.P., Vladimirov A.G. et al. *Kalgutinskoe redkometall'noe mestorozhdenie (Gornyy Altay). Magmatizm i rudogenez* [Kalgutinskoe rare metal deposit (Gorny Altai). Magmatism and oreogenesis]. Tomsk: Izd-vo STT, 2008. 225 p. In Russian

Rikhvanov L.P. *Radiogeokhimicheskaya tipizatsiya rudno-magmaticheskikh obrazovaniy* [Radiogeochemical typing of ore-magmatic formations.]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN Filial «Geo», 2002. 536 p. In Russian

Rikhvanov L.P., et al. *Radioaktivnye elementy kak indikatory pri reshenii geologo-geneticheskikh voprosov magmo-rudoobrazovaniya (na primere Gornogo Altaya)* [Radioactive elements as indicators in the solution of geological and genetic issues of magmatic ore formation (on the example of Gorny Altai)] // Regional'naya geologiya. Geologiya mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh: Mater. mezhdunar. nauch.-tekhn. Konferentsii «Gorno-geologicheskoe obrazovanie v Sibiri. 100 let na sluzhbe nauki i proizvodstva». Tomsk: Izd-vo TPU, 2001. pp 319–322. In Russian

Rikhvanov L.P., Plyusnin G.S., Ershov V.V. et al. *O genezise radiogeokhimicheski spetsializirovannykh vulkanitakh yuga Sibiri* [About genesis of radiogeochemically specialized volcanics of the South of Siberia] // Geokhimiya. 1987. № 12. pp. 1739–1750. In Russian

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. *Riftogennyy magmatizm aktivnykh kontinental'nykh okrain i ego rudonosnost'* [Riftogenic magmatism of active continental margins and its ore content]. Moscow: Nauka, 1991. 272 p. In Russian

Shatov V., Seltmann R., Kremenetsky A., Lehmann B., Popov V., Ermolov P. Granite-Related Ore deposits of Cental Kazakhstan and adjacent Areas // Journal Petrology. 1997. 38 (11). pp. 1615–1616.

Tweedi V.R. Origin of uranium and other metal enrichments in the Helmsdale Granite, estern Sutherland, Scjtland // Institut mining and Metallurgy Transachay Ser.B. 1979. V. 88. pp. 38–45.

Walter R.C., Hart W.K., Westgate J.A. Petrogenesis of basalt-rhyolite tephra from the west-central Afar, Ethiopia // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987. V. 95, №4. pp. 462–480.

Authors:
Rihvanov Leonid P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geoecology and Geochemistry, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. E-mail: rikhvanov@tpu.ru
Arbuzov Sergei Iv., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geoecology and Geochemistry, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia
Batulzii Dash, Professor, Mongolian University of Science and Technology, Ulaanbaatar, Mongolia

Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 60–72

УДК 552.42+552.11

ИЗОТОПНЫЙ Lu–Hf СОСТАВ ЦИРКОНА И ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ БИРЮСИНСКОГО БЛОКА (ЮГО-ЗАПАД СИБИРСКОГО КРАТОНА)

О.М. Туркина[1], Н.С. Прияткина[2]

[1] *Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2] *NSW Institute of Frontiers Geoscince, Newcastle, Australia*

Представлены данные по геохимии, Nd изотопному составу, U–Pb возрасту и Lu–Hf изотопной характеристике циркона из палеопротерозойских гранитов Бирюсинского блока (ЮЗ Сибирского кратона). Лейкограниты Топорокского массива (1,88 млрд лет) обладают невысокими концентрациями Rb, Th, легких РЗЭ и HFSE и соответствуют высокодифференцированным калиевым гранитам I-типа. Гранодиорит-граниты Подпорогского массива (1,75 млрд лет) обогащены легкими РЗЭ, Th и HFSE, что определяет их принадлежность к A-типу. Цирконы из лейкогранитов имеют ε_{Hf} (+3,0 до +0,8) и T^{C}_{Hf}(DM) = 2,3–2,5 млрд лет, что предполагает образование Топорокского массива путем плавления ювенильной палеопротерозойской коры. Напротив, изотопные параметры цирконов (ε_{Hf} –3,9 до –3,0) и гранитоидов (ε_{Nd} –4,8 и –5,3) Подпорогского массива указывают на доминирующий вклад архейского источника, подобного гнейсам Бирюсинского блока.

Ключевые слова: *гранитоиды, циркон, Lu–Hf изотопный состав, источники расплава.*

Введение

Палеопротерозойские гранитоиды широко распространены в выступах архейского фундамента (Шарыжалгайский, Бирюсинский и Ангаро-Канский) на юго-западе Сибирской платформы. Образование основного объема гранитоидов во всех выступах архейского фундамента произошло в узком временном диапазоне (1,87–1,86 млрд лет), немногочисленные массивы более поздних (1,75 млрд лет) гранитов установлены только в Ангаро-Канском и Бирюсинском блоках [Левицкий и др., 2002; Донская и др., 2005; 2014; Туркина, Ножкин, Баянова, 2006; Ножкин, Туркина, Баянова, 2009]. Палеопротерозойские гранитоиды характеризуются разнообразием состава и редкоэлементных характеристик, что определяет их принадлежность к разным петрологогеохимическим типам, включающим I-, A- и S-граниты. Гранитообразование было связано с палеопротерозойской коллизией блоков раннедокембрийской коры, что обусловило изотопную специфику пород. Исследованные к настоящему времени гранитоиды юго-запада Сибирского кратона характеризуются модельным Nd возрастом ≥ 2,5 млрд лет и отрицательными ε_{Nd}, что отражает доминирующий вклад в гранитообразование долгоживущих коровых источников [Донская и др., 2005; 2014; Туркина, Ножкин, Баянова, 2006; Ножкин, Туркина, Баянова, 2009]. Вместе с тем широкий диапазон величин ε_{Nd} (от –13 до –3) и T_{Nd}(DM) для гранитов дает свидетельства участия в плавлении источников с различной коровой предысторией [Turkina, 2014]. Одним из индикаторов генезиса и источников расплава для гранитоидов является изотопный Lu–Hf состав циркона [Griffin et al., 2002; Kurhila, Andersen, Rämo, 2010; Villaseca, Orejana, Belousova, 2012 и др.]. Первые результаты изучения изотопного Lu–Hf состава магматического циркона из палеопротерозойских гранитов юго-запада Сибирского кратона выявили среди них породы с контрастными изотопными характеристиками. Магматические цирконы из гранитов в северо-западной части Шарыжалгайского выступа (Шумихинский и Аларский массивы) характеризуются отрицательными значениями ε_{Hf}, что согласуется с представлением о доминировании древних коровых источников и подтверждается наличием в гранитах архейских унаследованных ядер циркона [Туркина, Капитонов, 2017]. Напротив, в Бирюсинском блоке установлены лейкограниты с положительными величинами ε_{Hf}, в образовании которых участвовали ювенильные источники [Туркина, Прияткина, 2015].

Настоящая работа представляет геохимическую характеристику пород и данные о возрасте и изотопном Lu–Hf составе циркона из палеопротерозойских гранитоидов двух массивов в Бирюсинском блоке юго-западной части Сибирского кратона с целью оценки потенциальных источников расплавов.

Методы исследования

Содержание главных и редких элементов в породах определено в Центре коллективного пользования ИГМ СО РАН методами РФА и ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. U–Pb возраст циркона определен методом LA-ICP-MS в Университете Ньюкастла (Австралия) с использованием лазерной системы NWR UP-213 Nd:YAG и масс-спектрометра Agilent 7700x

© Туркина О.М., Прияткина Н.С., 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/7

ICP-MS. Изотопный Lu-Hf состав цирконов определен в тех же точках, где производилось датирование, методом LA ICP-MS в Аналитическом центре Университета Джеймс Кук (Таунсвилл, Австралия) (193 нм ArF лазер GeoLas и мультиколлекторный масс-спектрометр Thermo Scientific Neptune). Процедура анализа детально описана в работе [Kemp et al., 2009]. При обработке данных принята постоянная распада $^{176}Lu = 1{,}867\times10^{-11}$ лет$^{-1}$. Для расчета ε_{Hf} использованы хондритовые величины: $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0,0332 и $^{176}Hf/^{177}Hf$ = 0,282772. Модельный Hf возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}Lu/^{177}Hf$ = 0,0336 и $^{176}Hf/^{177}Hf$ = = 0,282785 [Bouvier, Vervoort, Patchett, 2008] и рассчитан по двухстадийной модели ($T^{C}_{Hf}(DM)$) с использованием среднекоровой величины $^{176}Lu/^{177}Hf$ = = 0,015.

Геологическое положение и состав гранитоидов

Бирюсинский краевой выступ фундамента Сибирской платформы располагается на северо-западном продолжении Шарыжалгайского блока. Эти блоки разделены Урикско-Ийским грабеном, выполненным нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Северо-восточной границей Биюсинского блока является зона Присаянского разлома, отделяющая его от субплатформенных отложений позднего докембрия Присаянского прогиба (карагасская и оселочная серии). На северо-востоке Бирюсинский блок перекрыт нижнепротерозойскими метаосадочно-вулканогенными отложениями Елашского грабена, представляющими аналоги сублукской серии в Урикско-Ийском грабене. С юго-запада Бирюсинский блок тектонически перекрыт раннепротерозойским метаосадочным комплексом Туманшетского прогиба (неройская серия) [Дмитриева, Ножкин, 2012].

Структуры Бирюсинского блока обнажены в серии линейно вытянутых выступов – поднятий, ограниченных разломами северо-западного простирания и сложенных гнейсами, мигматитами и гранитогнейсами хайламинской серии. В составе хайламинской серии преобладают биотитовые, гранат-биотитовые, реже амфиболовые и глиноземистые парагнейсы с редкими горизонтами метабазитов. Эти породы метаморфизованы преимущественно в условиях амфиболитовой фации, время метаморфизма оценивается ~ 1,9 млрд лет [Туркина, Ножкин, Баянова, 2006]. Данные о возрасте протолитов метаморфических пород хайламинской серии отсутствуют. В пользу их раннедокембрийского возраста свидетельствуют только значения модельного Nd возраста гнейсов – $T_{Nd}(DM)$ = 2,6–2,8 млрд лет [Туркина, Ножкин, Баянова, 2006]. Елашский грабен выполнен метатерригенными породами и метавулканитами, представленными ассоциацией базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, возраст которых составляет 1872–1874 млн лет [Донская и др., 2016].

Палеопротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока развиты преимущественно в структурах поднятий, сложенных породами хайламинской серии, реже среди метавулканогенно-осадочных отложений Елашского грабена. Массивы имеют интрузивные контакты с вмещающими породами и по своему структурному положению являются постскладчатыми или посткинематическими. В Бирюсинском блоке проявлены два этапа гранитообразования. К первому этапу (1,87–1,86 млрд лет) относится формирование основного объема гранитоидов, включающих тоналиты Подпорогского и кварцевые диориты-монцодиориты Удинского массивов (I-тип), двуслюдяные лейкограниты Бирюсинского массива (S-тип) и субщелочные гранитоиды Барбитайского массива (A-тип) [Левицкий и др., 2002; Туркина, Ножкин, Баянова, 2006; Донская и др., 2014]. Второму этапу (1,75 млрд лет) отвечает внедрение калиевых гранитов Подпорогского массива.

Топорокский массив (~21 км^2) представляет северо-западную часть крупного Тенешетского гранитоидного батолита (75 км^2) в Елашском грабене. Тенешетский батолит вытянут в северо-западном направлении и располагается в междуречье Бирюсы и Тагула. Топорокский массив локализован в верховьях рч. Ердей и Тенешет (притоки р. Бирюса) и рч. Топорок (приток р. Тагул). Тенешетский батолит сложен амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами и гранитами, которые прорываются лейкократовыми гранитами Топорокского интрузива. Вмещающими породами в непосредственном контакте с лейкогранитами являются двуслюдяные и подчиненные амфиболовые сланцы.

Топорокский массив сложен розовыми мелко-среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Среди полевых шпатов доминирует плагиоклаз, содержание калиевого полевого шпата – микроклин-пертита – не превышает 20–25%. Биотит (5–10%) образует гнездообразные скопления мелких чешуй, замещенных хлоритом и мусковитом. Акцессорные минералы включают сфен, ильменит и ортит, приуроченные к скоплениям биотита, а также циркон, флюорит и пирит.

Подпорогский массив располагается на крайнем северо-западе Бирюсинского блока. С северо-востока и юго-запада он ограничен зонами региональных разломов, отделяющих гранитоиды от нижнепротерозойских и поздненеопротерозойских отложений Туманшетского и Присаянского прогибов соответственно. Серые или розово-серые крупнозернистые порфировидные микроклиновые граниты и гранодиориты составляют основной объем массива. Биотитовыми тоналитами сложена тектоническая

пластина с видимой мощностью ~ 4–5 км, обнажающаяся вдоль северо-восточной границы массива.

Порфировидные биотитовые граниты и гранодиориты сложены кислым плагиоклазом, микроклином, кварцем и биотитом. Порфировые выделения образованы микроклин-пертитом. Содержание биотита с повышенной железистостью не превышает 10%. Главные акцессорные минералы представлены ильменитом, сфеном, апатитом и цирконом. Породы эндоконтактовой зоны массива – биотитовые гнейсограниты – отличаются прежде всего отчетливой гнейсовидностью, пониженным содержанием калиевого полевого шпата и повышенным – биотита (10–15%).

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в гранитоидах Топороксского и Подпорогского массивов

Table 1

Contents of major (wt %) and trace (ppm) elements in granitoids of Toporok and Podporog massifs

Образец	1-16	2-16	3-16	4-16	7-16	8-16	5-16	6-16	18-00	16-00	14-00	17-00	13-00	19-00
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	73,61	73,75	73,56	73,63	75,28	74,12	75,03	75,28	67,31	69,06	69,43	70,3	71,14	67,84
TiO_2	0,14	0,12	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	0,83	0,78	0,618	0,565	0,56	0,928
Al_2O_3	12,74	12,79	12,88	12,64	12,74	12,84	12,55	12,40	13,55	13,24	13,71	12,86	12,83	13,1
Fe_2O_3*	2,43	2,61	2,34	2,40	2,57	2,54	2,47	2,49	6,18	5,55	5,05	5,24	5,08	6,58
MnO	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,04	0,07	0,03	0,06	0,05	0,05	0,07
MgO	0,13	0,11	0,11	0,11	0,10	0,11	0,09	0,09	0,84	0,91	0,73	0,81	0,58	0,87
CaO	0,97	0,94	1,48	1,40	0,69	0,67	0,56	0,58	2,65	2,10	1,86	1,56	1,39	2,6
Na_2O	3,48	3,72	3,69	3,75	3,59	3,49	3,50	3,54	2,62	2,02	2,37	2,38	2,06	1,86
K_2O	4,67	4,51	4,54	4,48	4,54	4,71	4,53	4,49	5,32	5,29	5,9	5,7	5,75	4,44
P_2O_5	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,201	0,15	0,13	0,12	0,10	0,23
П,п,п,	0,99	0,56	0,51	0,64	0,54	0,53	0,38	0,31	0,3	0,63	0,12	0,2	0,31	0,46
СУММА	99,3	99,3	99,4	99,4	100,4	99,4	99,4	99,5	99,9	100,0	100,1	99,9	100,0	99,0
Th	18,7	17,8	18,7	15,9	19,4	17,5	23	13,4	36	42	37	52	36	38
U	3,7	2,2	3,2	3,4	3,1	3,1	3,3	3,0	1,9	2,3	1,64	2,7	2,2	2,4
Rb	192	169	169	176	188	198	179	183	243	201	281	290	247	254
Ba	930	874	901	896	851	1 021	870	912	832	820	657	623	639	740
Sr	74	79	77	78	76	86	85	81	91	95	79	69	68	91
La	62	72	51	48	52	52	12,5	25	94	110	97	98	84	113
Ce	114	128	101	96	100	110	57	68	178	188	173	189	152	202
Pr	13,7	16,3	11,8	11,2	12,2	12,0	3,2	5,8	20	22	19,3	21	17,0	24
Nd	49	57	43	42	44	42	11,5	20	69	74	65	70	56	86
Sm	9,2	11,0	8,1	7,6	8,2	7,6	2,5	3,7	13,9	14,8	12,3	13,2	11,3	16,8
Eu	1,42	1,56	1,31	1,20	1,29	1,09	0,52	0,81	1,24	1,15	0,90	0,90	0,90	1,25
Gd	9,2	10,1	8,1	7,7	8,8	7,0	2,5	3,8	11,8	12,6	10,5	10,9	9,7	14,6
Tb	1,26	1,45	1,23	1,16	1,32	1,05	0,54	0,64	1,72	2,0	1,53	1,72	1,56	2,3
Dy	7,8	8,6	6,9	7,2	7,9	6,4	4,0	4,1	9,9	11,4	8,5	9,6	8,9	12,5
Ho	1,61	1,64	1,40	1,48	1,62	1,33	0,87	0,88	1,99	2,3	1,80	1,96	1,83	2,5
Er	4,6	4,6	4,2	4,4	4,9	3,6	2,8	2,7	5,8	6,4	5,0	5,7	5,2	7,3
Tm	0,72	0,67	0,62	0,65	0,70	0,57	0,48	0,48	0,89	0,99	0,72	0,80	0,79	1,08
Yb	4,4	4,3	3,8	3,9	4,7	3,6	3,1	3,1	5,6	6,3	4,7	5,0	4,8	6,6
Lu	0,64	0,60	0,55	0,60	0,68	0,52	0,45	0,45	0,81	0,90	0,70	0,70	0,72	1,00
Zr	263	235	256	268	290	280	262	254	473	469	375	416	442	520
Hf	7,3	6,5	7,1	7,1	8,0	7,3	7,1	6,7	12,7	12,9	12,0	11,5	12,2	14,0
Ta	1,3	1,2	1,2	1,3	1,3	1,1	1,2	1,2	1,4	1,5	1,3	1,2	1,2	1,7
Nb	16,8	15,6	16,0	16,9	18,3	16,3	15,6	15,2	21,5	21,8	19,2	19,7	17,2	26,7
Y	50	52	42	45	55	39	26	26	56	64	52	54	52	70
$(La/Yb)_n$	9,5	11,4	9,1	8,2	7,6	9,7	9,5	11,4	11,4	11,8	13,9	13,3	11,8	11,5
Eu/Eu*	0,47	0,44	0,49	0,47	0,46	0,45	0,47	0,44	0,29	0,25	0,24	0,22	0,26	0,24
T, °C	807	796	795	799	822	819	815	810	838	859	832	844	859	871

Примечание. Fe_2O_3* – общее железо. T°C – температура по насыщению цирконием по: [Watson, Harrison, 1983]. 1–8 – Топорокский массив, 9–14 – Подпорогский массив.

Геохимия и изотопный Nd состав гранитоидов

Породы **Топороксского массива** (SiO_2 от 73,6 до 75,3%) по составу отвечают метаалюминиевым – слабопералюминиевым (A/CNK = 0,9–1,08) и высокожелезистым (Fe*/Fe*+Mg = 0,94–0,96) лейкогранитам (табл. 1, рис. 1). Лейкограниты имеют невысокое содержание K_2O, что определяет их принадлежность к щелочно-известковистым разностям, относительно обеднены Rb (170–200 ppm), но обогащены Ba (850–1200 ppm). Породы характеризуются пониженным содержанием Th (13–23 ppm), высоко-

зарядных элементов, особенно Zr (240–290 ppm) и легких редкоземельных элементов (РЗЭ) относительно гранитов Подпорогского массива. Редкоземельные спектры умеренно фракционированные $(La/Yb)_n$ = = 7,6–11,4, с отчетливым европиевым минимумом (Eu/Eu* = 0,44–0,49) (рис. 2, *а*). Для двух образцов с наиболее высоким содержанием SiO_2 установлены деплетирование легкими и средними лантаноидами, появление Ce максимума и «сглаживание» европиевой аномалии ((Eu/Eu* = 0,63–0,65) при пониженном содержании Eu, что по-видимому связано с фракционной кристаллизацией. На мультиэлементных спектрах лейкогранитов резко проявлены минимумы по Nb, Sr, P и Ti, что обусловлено фракционированием исходного расплава или отражает низкую степень плавления источника (рис. 3, *а*). Пониженное содержание высокозарядных элементов и легких РЗЭ позволяет отнести лейкограниты Топорокского массива к дифференцированным I-гранитам, высокая железистость которых обусловлена фракционной кристаллизацией. Температуры кристаллизации гранитов, рассчитанные по насыщению цирконием с использованием термометра [Watson, Harrison, 1983], составляют 790–820°C (см. табл. 1) и в отсутствии унаследованных ядер циркона служат минимальной оценкой температур образования расплава.

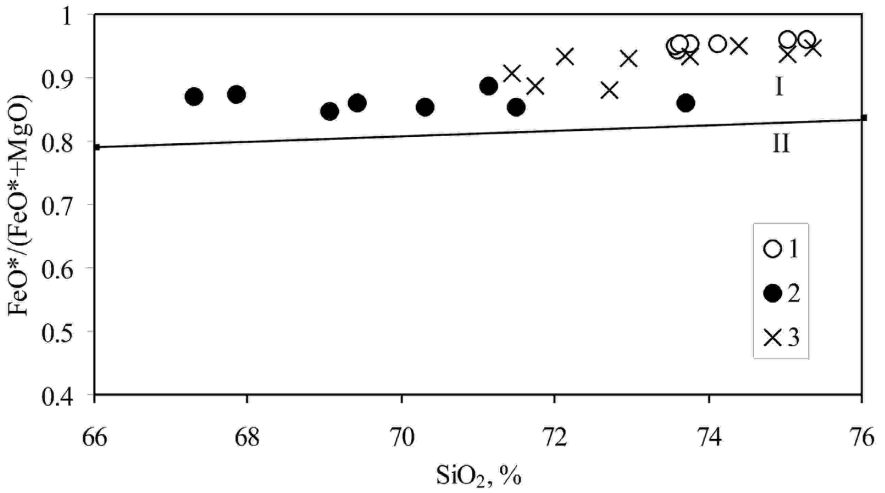

Рис. 1. Диграмма SiO_2 – FeO*/(FeO* + MgO) для гранитоидов

1 – Топорокский массив; *2* – Подпорогский массив; *3* – расплавы, экспериментально полученные при плавлении гранодиоритов [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006]

Fig. 1. SiO_2 – FeO*/(FeO* + MgO) diagram for granitoids

1 – Toporok and *2* – Podporog massifs; *3* – melts, which were experimentally obtained by granodiorite melting [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006]

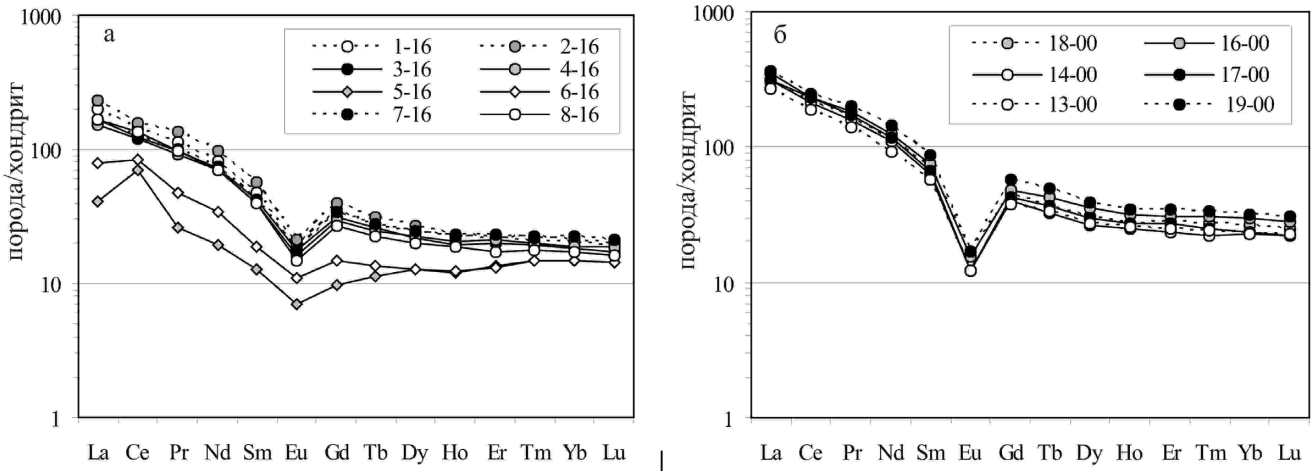

Рис. 2. Редкоземельные спектры гранитоидов Топорокского (*а*) и Подпорогского (*б*) массивов

Fig. 2. REE patterns for granitoids of Toporok (*a*) and Podporog (*b*) vassifs

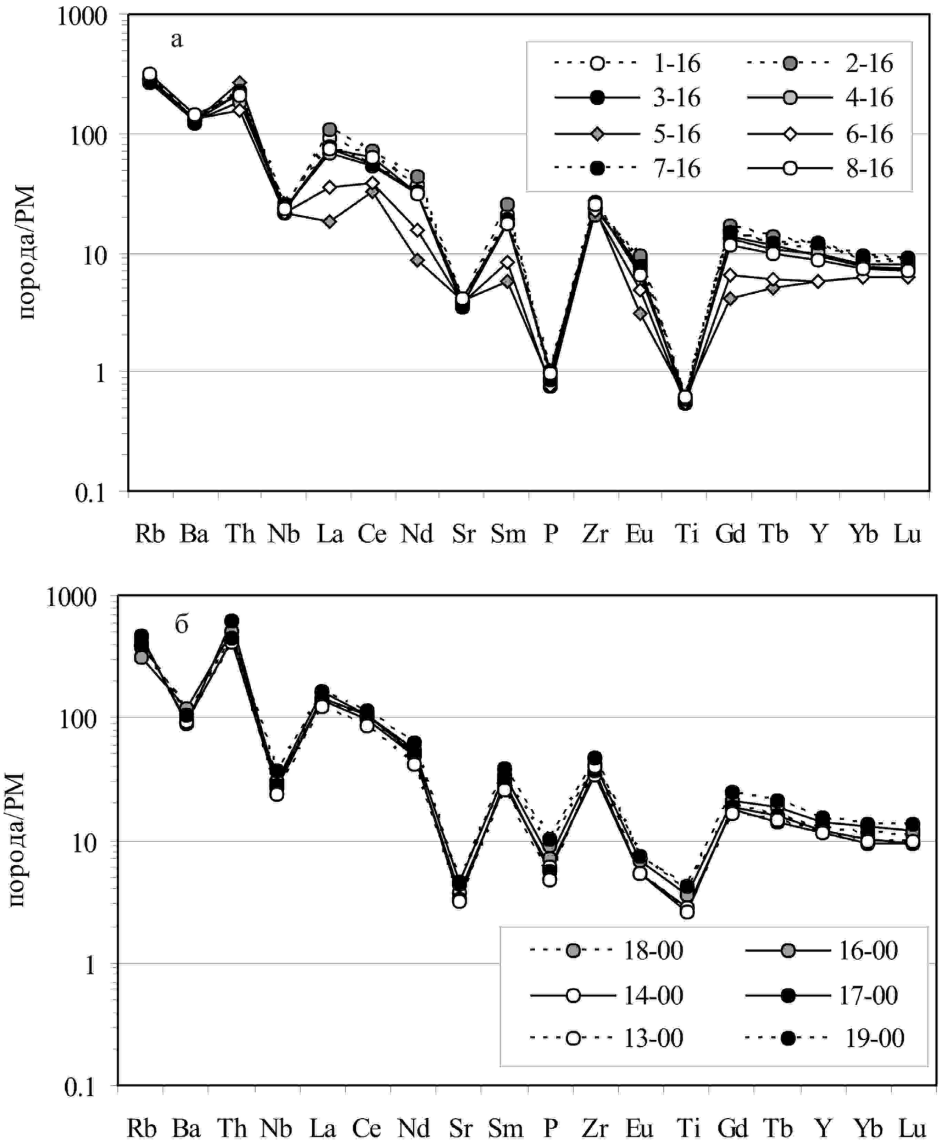

Рис. 3. Мультиэлементные спектры для гранитоидов Топорокского (*а*) и Подпорогского (*б*) массивов

Fig. 3. Multielement diagrams for Toporok (*a*) and Podporog (*b*) massifs

Биотитовые гранитоиды **Подпорогского массива** являются преимущественно метаалюминиевыми (A/CNK = 0,9–1,06) гранитами, реже гранодиоритами (SiO_2 от 67,3 до 73,7%) нормального и субщелочного ряда (K_2O+Na_2O = 6,3–9,1%) (см. табл. 1). Соотношение CaO и щелочей определяет их принадлежность к щелочно-известковистым и известково-щелочным разностям. Характерная черта гранитоидов – это высокая железистость (Fe*/Fe*+Mg = 0,85–0,89) (см. рис. 1). Граниты и гранодиориты имеют повышенное содержание TiO_2 (0,93–0,42%), снижающееся так же, как и содержание FeO, MgO, CaO и P_2O_5 с ростом SiO_2. Породы отличают высокая ториеносность (Th = 36–59 ppm) и обогащение Rb и легкими лантаноидами в сравнении с лейкогранитами Топорокского массива. Редкоземельные спектры умеренно фракционированные $(La/Yb)_n$ = 9–15 с резкой отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu* = 0,18–0,29) (рис. 2, *б*). Мультиэлементные спектры гранитоидов характеризуются резкими минимумами по Ba, Nb, Sr, P, Ti, типичными для большинства А-гранитов (рис. 3, *б*). Принадлежность к А-типу подтверждается высокой железистостью пород и обогащением высокозарядными элементами (Nb = 17–27 ppm, Zr = 375–520 ppm, Y = 42–70 ppm). В сравнении с топорокскими эти гранитоиды имеют более высокие температуры насыщения Zr в диапазоне 830–870°C (см. табл. 1). Граниты характеризуются отрицательными ε_{Nd} (–4,8 и –5,3), а их величины модельного Nd возраста – 2,5–2,6 млрд лет близки к таковым вмещающих гнейсов хайламинской серии – $T_{Nd}(DM)$ = 2,6–2,8 млрд лет [Туркина, Ножкин, Баянова, 2006].

Таблица 2

Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

Table 2

U–Pb isotope data and age for zircons from Paleoproterozoic granitoids

Зерно	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	Возраст, млн лет		C, %	$^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	Rho
				$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$										
1	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Гранит Подпорогского массива															
17-00-01	363	384	0,9	1703±13	1732±12	102	3,306	0,19	0,1061	0,001	4,42	0,17	0,3025	0,017	0,21
17-00-02	149	159	0,9	1688±15	1791±19	106	3,350	0,18	0,1093	0,001	4,46	0,17	0,2985	0,016	0,17
17-00-03	190	307	0,6	1713±12	1753±15	102	3,284	0,18	0,1073	0,001	4,46	0,17	0,3045	0,017	0,33
17-00-04	196	256	0,8	1749±20	1735±21	99	3,207	0,17	0,1063	0,001	4,50	0,18	0,3118	0,017	0,15
17-00-05	211	179	1,2	1717±13	1730±14	101	3,274	0,18	0,1057	0,001	4,42	0,16	0,3054	0,017	0,37
17-00-06	62	77	0,8	1696±17	1715±23	101	3,332	0,19	0,1055	0,001	4,33	0,17	0,3001	0,017	0,25
17-00-07	112	113	1,0	1708±15	1744±20	102	3,298	0,18	0,1067	0,001	4,42	0,17	0,3032	0,017	0,31
17-00-08	211	247	0,8	1707±16	1730±17	101	3,297	0,18	0,1060	0,001	4,43	0,17	0,3033	0,017	0,22
17-00-09	82	107	0,8	1671±20	1756±27	105	3,386	0,18	0,1072	0,002	4,33	0,17	0,2953	0,016	0,24
17-00-10	173	181	1,0	1704±17	1755±20	103	3,308	0,19	0,1075	0,001	4,54	0,17	0,3023	0,017	0,39
17-00-11	572	648	0,9	1720±13	1758±11	102	3,275	0,18	0,1076	0,001	4,55	0,17	0,3053	0,017	0,25
17-00-12	79	129	0,6	1697±21	1732±28	102	3,322	0,19	0,1059	0,002	4,45	0,18	0,301	0,017	0,25
17-00-13	203	197	1,0	1706±14	1744±18	102	3,300	0,19	0,1066	0,001	4,50	0,17	0,303	0,017	0,33
17-00-14	299	338	0,9	1745±14	1725±15	99	3,216	0,18	0,1057	0,001	4,58	0,17	0,3109	0,017	0,37
17-00-15	390	537	0,7	1670±17	1760±20	105	3,381	0,18	0,1076	0,001	4,42	0,17	0,2958	0,016	0,44
17-00-16	112	122	0,9	1714±17	1729±23	101	3,285	0,18	0,1062	0,001	4,47	0,17	0,3044	0,017	0,30
17-00-17	171	166	1,0	1752±17	1746±22	100	3,203	0,17	0,1067	0,001	4,63	0,18	0,3122	0,017	0,32
17-00-18	285	298	1,0	1728±19	1752±23	101	3,251	0,18	0,1071	0,001	4,54	0,18	0,3076	0,017	0,28
17-00-19	318	289	1,1	1690±17	1781±17	105	3,339	0,18	0,1089	0,001	4,54	0,17	0,2995	0,016	0,27
17-00-20	212	309	0,7	1690±15	1755±16	104	3,336	0,18	0,1074	0,001	4,47	0,17	0,2998	0,016	0,14
17-00-21	123	98	1,2	1819±17	1735±23	95	3,069	0,17	0,1062	0,001	4,79	0,19	0,3258	0,018	0,25
17-00-22	534	663	0,8	1717±20	1774±22	103	3,280	0,18	0,1083	0,001	4,57	0,18	0,3049	0,017	0,37
17-00-23	350	356	0,9	1718±13	1733±14	101	3,273	0,18	0,1059	0,001	4,46	0,17	0,3055	0,017	0,39
17-00-24	353	363	0,9	1764±13	1745±15	99	3,178	0,17	0,1065	0,001	4,64	0,17	0,3147	0,017	0,51
17-00-25	367	523	0,7	1761±12	1843±12	105	3,183	0,17	0,1127	0,001	4,88	0,18	0,3142	0,017	0,37
17-00-26	264	311	0,8	1748±13	1804±16	103	3,212	0,18	0,1101	0,001	4,72	0,18	0,3113	0,017	0,40
17-00-27	450	518	0,8	1743±12	1797±15	103	3,220	0,18	0,1099	0,001	4,69	0,17	0,3106	0,017	0,17
17-00-28	114	131	0,9	1809±18	1756±26	97	3,089	0,17	0,1077	0,002	4,80	0,19	0,3237	0,018	0,36
17-00-29	253	234	1,1	1671±17	1871±19	112	3,380	0,18	0,1145	0,001	4,58	0,18	0,2959	0,016	0,38
Лейкогранит Топорокского массива															
PSPC-18-01	978	346	0,11	1839±60	1905±16	104	3,028	3,63	0,117	0,001	5,324	0,230	0,330	0,012	0,60
PSPC-18-02	1144	638	0,09	1686±55	1867±15	111	3,344	3,68	0,114	0,001	4,725	0,210	0,299	0,011	0,68
PSPC-18-03	1057	466	0,10	1833±62	1874±21	102	3,043	3,96	0,115	0,001	5,200	0,230	0,329	0,013	0,77
PSPC-18-04	963	324	0,10	1765±56	1869±15	106	3,173	3,49	0,114	0,001	5,008	0,220	0,315	0,011	0,71
PSPC-18-05	807	352	0,08	1626±51	1835±16	113	3,484	3,48	0,112	0,001	4,459	0,190	0,287	0,010	0,71

Окончание табл. 2

Table 2 (end)

Зерно	U, ppm	Th, ppm	$^{232}Th/^{238}U$	Возраст, млн лет		C, %	$^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	$^{206}Pb^*/^{238}U$	±%	Rho
				$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$										
1	3	4	5	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
PSPC-18-06	661	195	0,10	1766±57	1900±16	108	3,175	3,49	0,116	0,001	5,062	0,22	0,315	0,011	0,71
PSPC-18-07	662	228	0,11	1990±60	1866±12	94	2,765	3,59	0,114	0,00076	5,691	0,24	0,362	0,013	0,60
PSPC-18-08	1012	907	0,10	1875±57	1866±13	100	2,960	3,55	0,114	0,00082	5,32	0,23	0,338	0,012	0,63
PSPC-18-09	998	360	0,10	1752±56	1847±19	105	3,200	3,84	0,113	0,0012	4,84	0,21	0,313	0,012	0,58
PSPC-18-10	984	363	0,10	1795±56	1839±20	102	3,113	3,42	0,113	0,0012	4,947	0,22	0,321	0,011	0,66
PSPC-18-11	1002	465	0,09	1677±55	1848±19	110	3,364	3,70	0,113	0,0011	4,632	0,2	0,297	0,011	0,65
PSPC-18-12	826	335	0,10	1847±61	1878±17	102	3,011	3,61	0,115	0,001	5,269	0,23	0,332	0,012	0,74
PSPC-18-13	998	638	0,08	1659±53	1862±15	112	3,404	3,74	0,114	0,00093	4,598	0,2	0,294	0,011	0,71
PSPC-18-14	432,2	272	0,09	1723±54	1885±23	109	3,259	3,59	0,115	0,0014	4,831	0,21	0,307	0,011	0,55
PSPC-18-15	1141	433	0,08	1611±51	1846±13	115	3,520	3,52	0,113	0,00079	4,387	0,19	0,284	0,01	0,75
PSPC-18-16	922	357	0,11	1780±59	1861±20	105	3,164	3,80	0,114	0,0013	4,926	0,22	0,316	0,012	0,74
PSPC-18-17	850	390	0,11	1854±56	1872±14	101	3,002	3,30	0,115	0,00085	5,253	0,22	0,333	0,011	0,72
PSPC-18-18	1308	508	0,08	1565±49	1816±18	116	3,638	3,49	0,111	0,0011	4,206	0,18	0,275	0,0096	0,67
PSPC-18-19	874	301	0,09	1604±49	1852±16	115	3,542	3,37	0,113	0,00098	4,394	0,19	0,282	0,0095	0,74
PSPC-18-20	866	279	0,10	1849±58	1858±13	100	3,009	3,61	0,114	0,00078	5,206	0,22	0,332	0,012	0,69
PSPC-18-21	3587	3140	0,08	1687±58	1927±19	114	3,341	4,01	0,118	0,0012	4,847	0,21	0,299	0,012	0,73
PSPC-18-22	568	155	0,10	1909±62	1919±22	101	2,904	3,77	0,118	0,0014	5,583	0,24	0,344	0,013	0,60
PSPC-18-25	1936	490	0,13	1866±62	1899±18	102	3,015	3,92	0,116	0,0011	5,359	0,23	0,336	0,013	0,74

Возраст и изотопный Lu–Hf состав циркона из гранитоидов

Из биотитовых лейкогранитов Топорокского массива датировано 25 зерен циркона, их возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1884±21 млн лет (СКВО = 0,7) (табл. 2, рис. 4, *а*). Циркон из лейкогранитов характеризуется нешироким диапазоном и положительными значениями ε_{Hf} (от +3,0 до +0,8), их двухстадийный модельный возраст $T^{C}_{Hf}(DM)$ составляет 2,3–2,5 млрд лет (табл. 3, рис. 5).

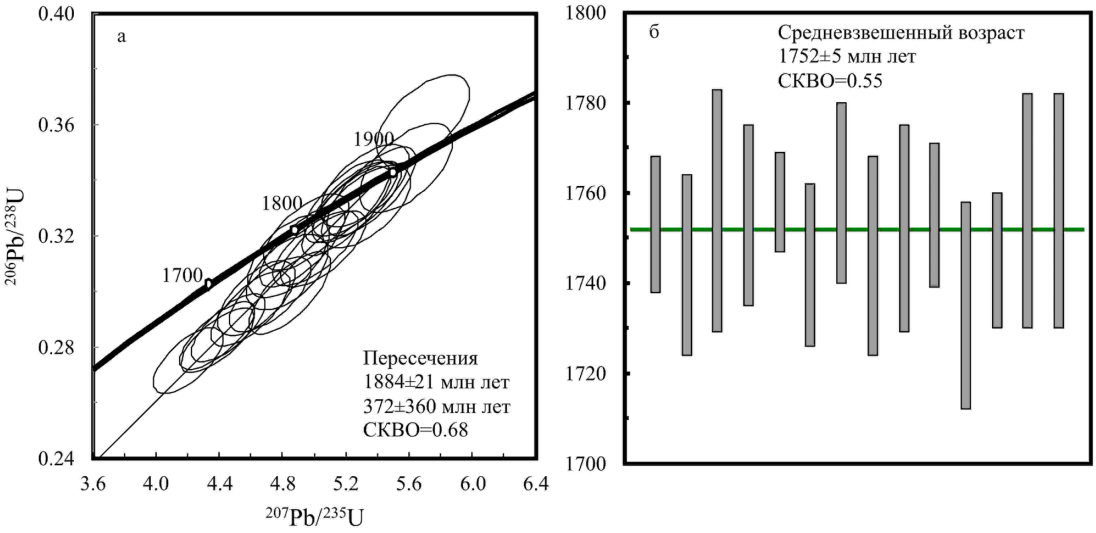

Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из лейкогранита Топорокского массива (*а*) и диаграмма средневзвешенного $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраста цирконов из гранита Подпорогского массива (*б*)

Fig. 4. U–Pb concordia diagrams for zircon from Toporok massif leucogranite (*a*) and diagram for weighted average $^{207}Pb/^{206}Pb$ age for zircon from Podporog massif granite (*b*)

Таблица 3

Изотопный Lu–Hf состав цирконов из палеопротерозойских гранитоидов

Table 3

Lu–Hf isotope composition of zircons from Paleoproterozoic granitoids

Зерно	$\frac{^{176}Lu}{^{177}Hf}$	$\frac{^{176}Hf}{^{177}Hf}$	±σ	$\varepsilon_{Hf}(T)$	±1σ	T^{C}_{Hf} (DM), млн лет
Гранит Топорокского массива (1 880 млн лет)						
PSPC-18-04	0,001428	0,281694	0,000008	2,2	0,3	2395
PSPC-18-05	0,001722	0,281704	0,000010	2,1	0,4	2397
PSPC-18-06	0,001225	0,281689	0,000008	2,2	0,3	2390
PSPC-18-07	0,000829	0,2816671	0,000007	2,0	0,3	2407
PSPC-18-08	0,001457	0,2816991	0,000009	2,3	0,3	2386
PSPC-18-17	0,001071	0,2816896	0,000009	2,5	0,3	2377
PSPC-18-18	0,001059	0,2817044	0,000008	3,0	0,3	2343
PSPC-18-19	0,001248	0,2816859	0,000008	2,1	0,3	2399
PSPC-18-22	0,002007	0,2816869	0,000010	1,2	0,4	2456
PSPC-18-25	0,004366	0,2817606	0,000011	0,8	0,4	2480
Гранит Подпорогского массива (1 750 млн лет)						
17-00-05	0,000322	0,281582	0,000006	–3,5	0,2	2635
17-00-07	0,000619	0,281598	0,000008	–3,2	0,3	2622
17-00-08	0,000763	0,281598	0,000009	–3,4	0,3	2634
17-00-09	0,000397	0,281582	0,000008	–3,6	0,3	2642
17-00-10	0,000597	0,281593	0,000008	–3,4	0,3	2633
17-00-13	0,000442	0,281587	0,000007	–3,4	0,3	2633
17-00-14	0,000792	0,281591	0,000008	–3,7	0,3	2650
17-00-17	0,000473	0,281575	0,000007	–3,9	0,3	2662
17-00-18	0,000433	0,281579	0,000007	–3,7	0,2	2650
17-00-21	0,000367	0,281596	0,000007	–3,0	0,2	2609
17-00-23	0,000666	0,281585	0,000007	–3,8	0,3	2655
17-00-24	0,000658	0,281585	0,000009	–3,7	0,3	2653

Примечание. Номера зерен соответствуют табл. 2. 1σ – ошибка измерения без учета инструментального дрифта.

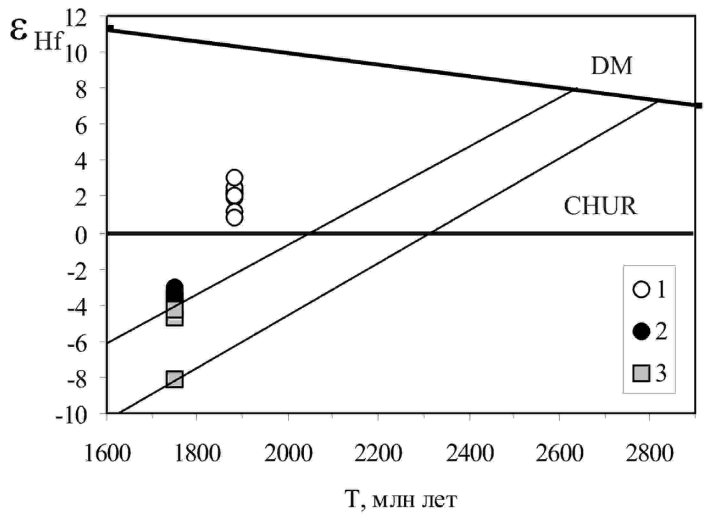

Рис. 5. Диаграмма T – ε_{Hf} для цирконов из гранитоидов

1 – Топорокский массив; *2* – Подпорогский массив; *3* – раннедокембрийские гнейсы Бирюсинского блока (пересчитано из величин ε_{Nd} по уравнению $\varepsilon_{Hf} = \varepsilon_{Nd} \times 1{,}36+3$)

Fig. 5. T – ε_{Hf} diagram for zircons from granitoids

1 – Toporok and *2* – Podporog massif; *3* – early Precambrian gneiss of Biryusa terrain (recalculated of ε_{Nd} values by use of $\varepsilon_{Hf}=\varepsilon_{Nd}\times 1.36+3$ equation)

Возраст гранитов Подпорогского массива (1747±4 млн лет) ранее был определен U–Pb методом по циркону (ID TIMS). Перед анализом Lu–Hf изотопного состава 29 зерен циркона из того же образца (обр. 17-00) были датированы методом LA ICP-MS (табл. 2). Дискордантность возрастных значений не превышает 6%. Из всей совокупности 4 зерна имеют более древний возраст от 1797 до 1871 млн лет, эти цирконы, повидимому, унаследованы от предшествующих тоналитов. Средневзвешенный возраст 14 зерен циркона составляет 1752±5 млн лет (СКВО = 0,55) и тождествен ранее определенному значению (рис. 4, *б*). Этот возраст был принят при расчете ε_{Hf} и $T^{C}_{Hf}(DM)$. Цирконы из гранита Подпорогского массива имеют узкий диапазон инициальных изотопных отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$ и величин ε_{Hf} (от –3,9 до –3,0) и $T^{C}_{Hf}(DM)$ = 2,6–2,7 млрд лет (табл. 3, рис. 5).

Обсуждение результатов

Источники и условия образования гранитов. Преимущественно метаалюминиевый характер изученных гранитоидов свидетельствует против участия в их образовании метапелитовых источников. Плавление метапелитовых субстратов приводит к образованию гранитов с высокими Rb/Ba (>1) и Rb/Sr (>3) отношениями [Sylvester, 1998]. Такими характеристиками обладают лейкократовые двуслюдяные граниты Бирюсинского блока, относящиеся к S-типу, с высоким содержанием Rb (230–380 ppm) и низким Ba (160–390 ppm), что определяет высокие Rb/Ba (0,7–1,9) и Rb/Sr (4,0–6,8) отношения [Донская и др., 2014]. В сравнении с S-гранитами породы Топорокского и Подпорогского массивов обладают пониженными Rb/Ba (0,19–0,22 и 0,29–0,48) и Rb/Sr (2,1–2,6 и 2,1–4,5), что свидетельствует в пользу магматического или грауваккового, а не пелитового источника. Фракционирование Rb, Sr и Ba в гранитных системах определяется слюдами и полевыми шпатами. Повышенное содержание в гранитоидах Подпорогского и Топорокского массивов Ba (560–830 и 850–1020 ppm соответственно), отчетливый Eu минимум и низкие концентрации Sr (60–90 ppm) отражают наличие среди реститовых / фракционирующих фаз плагиоклаза и отсутствие биотита. По экспериментальным данным биотит полностью исчерпывается при дегидратационном плавлении тоналит-гранодиоритовых и грауваккових субстратов при T ≥ 850–900°C в условиях низкого P (4–6 кбар) [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006; Vielzeuf, Montel, 1994]. Это предполагает высокие температуры образования расплавов, обогащенных Ba, и согласуется с температурами кристаллизации гранитов Подпорогского и Топорокского массивов (до 870 и 820°C), оцененными по насыщению цирконием. Другой причиной высоких концентраций Ba может быть плавление обогащенного источника. Высокие концентрации Ba (200–800 ppm) характерны для архейских гнейсов и гранитогнейсов хайломинской серии, что позволяет рассматривать эти метаморфические породы Бирюсинского блока в качестве потенциальных источников гранитоидных расплавов. Отсутствие обеднения тяжелыми лантаноидами на спектрах РЗЭ гранитов указывает на плавление вне области устойчивости рести-

тового граната, что ограничивает P ≤ 6–8 кбар [Patino Douce, Beard, 1995; Vielzeuf, Montel, 1994]. Эта оценка согласуется с выводом о том, что образование А-гранитов из коровых кварц-полевошпатовых источников возможно только при низком давлении, поскольку рост P приводит к формированию высокопералюминиевых расплавов [Frost, Frost, 2011].

Вклад древних коровых и ювенильных источников в образование гранитоидов. Очевидно, что образование лейкогранитов Топорокского массива не могло быть связано с плавлением архейской коры. Высокие положительные величины ε_{Hf} (от +3,0 до +0,8) для лейкогранитов Топорокского массива не позволяют связывать их образование с плавлением архейской коры и скорее свидетельствуют о плавлении источника с ювенильными изотопными характеристиками. Высокая кремнекислотность пород, обогащение K_2O, Rb, Ba, легкими РЗЭ позволяют предполагать кварц-полевошпатовый, а не мафический источник. По таким петрохимическим параметрам, как содержание SiO_2 и высокая железистость и слабопералюминиевый характер, лейкограниты обнаруживают наибольшее сходство с расплавами, экспериментально полученными из гранодиоритов при P = 4 кбар [Bogaerts, Scaillet, Vander Auwera, 2006] (см. рис. 1).

В пределах Бирюсинского блока до настоящего времени не установлены коровые субстраты кварц-полевошпатового состава с ювенильными изотопными характеристиками. На основании изотопных характеристик метаосадочных отложений Туманшетского прогиба ($T_{Nd}(DM)$ = 1,9–2,7 млрд лет), примыкающего с юго-востока к Бирюсинскому блоку, предполагается, что область сноса терригенного материала была представлена как архейской, так и палеопротерозойской корой [Дмитриева, Ножкин, 2012]. Палеопротерозойский ювенильный источник предполагается также для детритовых цирконов из парагнейсов в Иркутном блоке Шарыжалгайского выступа на юго-западе Сибирского кратона. Детритовые цирконы из парагнейсов с возрастом от 2,4 до 1,95 млрд лет характеризуются широким диапазоном преимущественно положительных ε_{Hf} от +9,8 до –3,3 [Туркина, Бережная, Сухоруков, 2016], который перекрывается с величинами ε_{Hf} для цирконов из лейкогранитов Топорокского массива. Парагнейсы Иркутного блока, образованные при метаморфизме терригенных пород ряда пелиты – граувакки, имеют повышенную глиноземистость (A/CNK=1,1–2,4) и очевидно не могли быть источником слабопералюминиевых лейкогранитов. Скорее можно предположить, что не установленная на современном эрозионном срезе ювенильная палеопротерозойская кора служила источником кислого расплава для образования как лейкогранитов, так и детритовых цирконов для парагнейсов.

Для гранитов Подпорогского массива отрицательные ε_{Hf} (–3,9 до –3,0) и величины $T^C_{Hf}(DM)$ (2,6–2,7 млрд лет) указывают на архейский коровый источник, что согласуется с модельным Nd возрастом гранитов, который имеет близкий диапазон (2,5–2,6 млрд лет) и служит оценкой минимального возраста корового источника. Величины ε_{Nd} (–4,8 и –5,3) для гранитов перекрываются со значениями для гнейсов хайламинской серии и S-гранитов (ε_{Nd} от –8,2 до –5,4 и –6,4 соответственно на 1,75 млрд лет), что позволяет рассматривать подпорогские граниты как продукты плавления архейской коры Бирюсинского блока. В пользу доминирования корового источника при образовании гранитов Подпорогского массива свидетельствуют повышенные Y/Nb (2,6–3,0), которые характерны для А-гранитов, формирующихся без участия мантийных мафических расплавов [Eby, 1992]. Таким образом, совокупность геохимических и изотопных данных по гранитам и цирконам из них позволяет предполагать, что доминирующим источником для пород Подпорогского массива была архейская кора Бирюсинского блока.

Заключение

Палеопротерозойские гранитоиды Бирюсинского блока на юго-западе Сибирского кратона характеризуются контрастными по изотопному составу коровыми источниками. Лейкограниты Топорокского массива с возрастом 1,88 млрд лет обладают невысокими концентрациями Rb, Th, легких РЗЭ и высокозарядных элементов и соответствуют высокодифференцированным калиевым гранитам I-типа. Гранодиорит-граниты Подпорогского массива (1,75 млрд лет) характеризуются высокой железистостью, обогащены легкими РЗЭ, Th и высокозарядными элементами, что определяет их принадлежность к А-типу. О высоких температурах генерации гранитоидов свидетельствуют оценки температур насыщения цирконием для пород Подпорогского (830–870°C) и Топорокского (800–820°C) массивов. Образование гранитоидов было связано с плавлением коровых кварц-полевошпатовых источников, имеющих разную коровую предысторию. Цирконы из лейкогранитов Топорокского массива имеют положительные ε_{Hf} (+3,0 до +0,8) и $T^C_{Hf}(DM)$ = 2,33–2,5 млрд лет, что предполагает образование лейкогранитов путем плавления ювенильной палеопротерозойской коры. Изотопные параметры цирконов (ε_{Hf} –3,9 до –3,0) и гранитоидов (ε_{Nd} (–4,8 и –5,3) Подпорогского массива указывают на доминирующий вклад архейского источника, подобного гнейсам Бирюсинского блока.

Работа выполнена в рамках базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (№ 0330-2016-0003).

ЛИТЕРАТУРА

Дмитриева Н.В., Ножкин А.Д. Геохимия палеопротерозойских метатерригенных пород Бирюсинского блока юго-западной части Сибирского кратона // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 1. С. 1–23.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13, № 3. С. 253–279.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 7. С. 1028–1043.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Мотова З.Л., Львов П.А. Новый Саяно-Бирюсинский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс в южной части Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса : материалы совещания. Иркутск, 2016. С. 82–84.

Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Макаров В.А., Плоткина Ю.В. Посткинематические раннепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 717–731.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Доклады АН. 2009. Т. 428, № 4. С. 386–391.

Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. Источники и условия образования раннепротерозойских гранитоидов юго-западной окраины Сибирского кратона // Петрология. 2006. Т. 1, № 3. С. 284–306.

Туркина О.М., Прияткина Н.С. Изотопный состав и источники расплавов для палеопротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа (Ю-З Сибирского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса : материалы совещания. Иркутск, 2015. С. 236–238.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Сухоруков В.П. Изотопный Lu–Hf состав детритового циркона из парагнейсов Шарыжалгайского выступа: свидетельства роста коры в палеопротерозое // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1292–1306.

Туркина О.М, Капитонов И.Н. Изотопный Lu–Hf состав циркона как индикатор источников расплава для палеопротерозойских коллизионных гранитов (Шарыжалгайский выступ, Сибирский кратон) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 181–199.

Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for origin of metaluminous ferroan granotoids // J. Petrology. 2006. V. 47. P. 2405–2431.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planetary Science Letters. 2008. V. 273. P. 48–57.

Eby G.N. The Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrology. 2011. V. 52. P. 39–53.

Griffin W.L., Xiang Wang, Jackson S.E., Pearson N.J., Suzanne Y O'Reilly, Xisheng Xu, Xinmin Zhou. Zircon chemistry and magma mixing. SE China: In-situ analysis of Hf isotopes. Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.

Kemp A.I.S., Foster G.L., Scherstén A., Whitehouse M.J., Darling J., Storey C. Concurrent Pb–Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS. with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas // Chemical Geology. 2009. V. 261. P. 244–260.

Kurhila M., Andersen T., Rämo O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu–Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // Lithos. 2010. V. 115. P. 263–271.

Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // J. Petrology. 1995. V.36. P. 707–738.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.

Turkina O.M. Paleoproterozoic granitoid magmatism of granite-greenstone and granulite-gneiss terranes of the south-western Siberian craton // Precambrian high-grade mobile belts. Abstacts. Petrozavodsk : KRC RAS, 2014. P. 112–113.

Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contribution. Mineral. Petrol. 1994. V. 117. P. 375–393.

Villaseca C., Orejana D., Belousova E.A. Recycled metaigneous crustal sources for S- and I-type Variscan granitoids from the Spanish System batolite: constraints from Hf isotope zircon composition // Lithos. 2012. V. 153. P. 84–93.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planetary Science Letters. 1983. V. 6. P. 295–304.

Авторы:

Туркина Ольга Михайловна, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: turkina@igm.nsc.ru

Прияткина Надежда Сергеевна, аспирант, Университет Ньюкасла, Ньюкасл, Австралия.

E-mail: nadezhda.priyatkina@gmail.com

Geosphere Research, 2017, 1, 60–72. DOI: 10.17223/25421379/2/7

O.M. Turkina[1], N.S. Priyatkina[2]

[1] V S Sobolev Institute of geology and mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] NSW Institute of Frontiers Geoscince, University of Newcastle, Newcastle, Newcastle, Australia

Lu–Hf ISOTOPE COMPOSITION OF ZIRCON AND GEOCHEMISTRY OF PALEOPROTEROZOIC GRANITES OF BIRJUSA TERRANE (SOUTH-WESTERN SIBERIAN CRATON)

This paper presents whole-rock geochemical, Nd isotopic and zircon U–Pb and Hf isotopic data for Paleoproterozoic granites of the Birjusa terrane (SW Siberian craton). The leucogranites of the Toporok pluton are intruded the Paleoproterozoic metasedimentary-volcanic units (the Elash trough) whereas the granodiorite-granites of the Podporog massif cut the Archaean metamorphic complex of the Birjusa terrane. LA-ICP-MS U-Pb dating of zircon grains yield ages of 1884 and 1747 Ma for granites of the Toporok and Podporog massifs respectively. The Toporok granitic rocks are weakly peraluminous, high ferroan (FeO*/FeO* + MgO = 0,94–0,96) and calc-alkaline leucogranites. These rocks have moderate concentrations of Rb, Th, LREE and HFSE and correspond to evolved potassium I-granite. The granodiorite-granites of the Podporog massif are weakly peraluminous, ferroan (FeO*/FeO* + MgP = 0,85–0,89) rocks showing calc-alkalic to alkali-calcic composition. By contrast, the Podporog granitoids are more enriched in incompatible elements such as Th, LREE and HFSE that is typified them as A-granite. On chondrite-normalized REE patterns, both type granites show moderately fractionated patterns (La/Yb_n = 8–15) that are characterised by moderate to strongly negative Eu anomalies of Eu/Eu* = 0,44–0,48 and 0,18–0,29 for the Toporok and Podporog massifs, respectively. The zircon saturation temperatures of the granites of the Toporok and Podporog massifs of 800–820°C and 830–870°C, respectively suggest a high minimum initial magma temperatures. The overall geochemical features of these granitoids together with evidence from experimental results are consistent with their generation by partial melting of quartzofeldspathic sources at pressures of ~4 kbar. The plutons show significant variation in initial Hf isotope composition: the 1,88 Ga Toporok granites have wider range of initial ε_{Hf} values between +3.0 to +0.8 and T^{C}_{Hf}(DM) of 2,3–2,5 Ga, the 1.75 Ga Podporog granite have a relatively narrow range ε_{Hf} values from –3,9 to –3,0 and T^{C}_{Hf}(DM) of 2,6–2,7 Ga. The differences in the Hf isotope composition suggest that significantly different source rock contributed to the melts that produced two types of granites. Zircons of the Toporok leucogranite with positive ε_{Hf} values suggest the melting of the Paleoproterozoic juvenile source and indicate minor contribution from an older continental crust. In contrast, the isotope characteristics of zircons and granite (ε_{Nd} –4,8 and –5,3) of the Podporog massif indicate predominately the Archaean crustal source which is similar in isotope characteristics to gneisses of the Birjusa terrane. Thus, isotope characteristics of granitoids and their zircons indicate partial melting diverse an old Archaean and juvenile Paleoproterozoic crustal sources during formation of granites of the Birjusa terrane.

Keywords: *granitoids, zircon, Lu-Hf isotope composition, melt source.*

REFERENCES

Dmitrieva N.V., Nozhkin A.D. Geochemistry of Paleoproterozoic metaterrigenous rocks of the Biryusa block in the southwestern Siberian craton // Lithology and Mineral Resources. 2012. № 2. pp. 138–159.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Kovach V.P., Mazukabzov A.M. Petrogenesis of Early Proterozoic postcollisional granitoids in the southern Siberian craton // Petrology. 2005. V. 13. № 3. pp. 229–251.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M, Wingate M.T.D. Early Proterozoic postcollisional granitoids of the Biryusa block of the Siberian craton // Russian Geology and Geophysics, 2014. V. 55. № 7. pp. 812–823

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Motova Z.L., L'vov P.A. *Novyy Sayano-Biryusinskiy ranneproterozoyskiy vulkanoplutonicheskiy poyas v yuzhnoy chasti Sibirskogo kratona* [The new Sayano-Biryusin Early Proterozoic volcanoplutonic belt in the southern part of the Siberian Craton] // Geodinamicheskaya eolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa. Mat. soveshch. Irkutsk. 2016. pp. 82-84. In Russian

Levitskii V.I., Mel'nikov A.I., Reznitskii L.Z., Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Kozakov I.K., Makarov V.A., Plotkina Yu.V. Early Proterozoic postcollisional granitoids in southwestern Siberian craton // Russian Geology and Geophysics. 2002. V. 43. № 8. pp. 717–731.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Bayanova T.B. Paleoproterozoic collisional and intraplate granitoids of the southwest margin of the Siberian craton: Petrogeochemical features and U–Pb geochronological and Sm–Nd isotopic data // Doklady Earth Science. 2009. V. 428. № 7. pp. 1192–1197.

Turkina O.M., Nozhkin A.D., Bayanova T.B.. Sources and formation conditions of Early Proterozoic granitoids from the southwestern margin of the Siberian craton // Petrology. 2006. V. 14. № 3. pp. 262–283.

Turkina O.M., Priyatkina N.S. *Izotopnyy sostav i istochniki rasplavov dlya paleoproterozoyskikh granitoidov Sharyzhalgayskogo vystupa (Yu-Z Sibirskogo kratona)* [Isotopic composition and sources of melts for the Paleoproterozoic granitoids of the Sharyzhalgai Ledge(SW of the Siberian Craton)]// Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa. Materialy soveshchaniya. Irkutsk. 2015. pp. 236-238. In Russian

Turkina O.M., Berezhnaya N.G., Sukhorukov V.P. Isotope Lu–Hf composition of detrital zircon from paragneisses of the Sharyzhalgai uplift: evidence for the Paleoproterozoic crustal growth // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. № 7. pp. 1013–1023.

Turkina O.M., Kapitonov I.N. Lu–Hf isotope composition of zircon as an indicator of the sources for Paleoproterozoic collisional granites (Sharyzhalgai uplift, Siberian craton) // Russian Geology and Geophysics. 2017. V. 58. № 2. pp. 149–164/

Bogaerts M., Scaillet B., Vander Auwera J. Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): implications for origin of metaluminous ferroan granotoids // J. Petrology. 2006. V. 47. pp. 2405–2431.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planetary Science Letters. 2008. V. 273. pp. 48–57.

Eby G.N. The Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. pp. 641–644.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrology. 2011. V. 52. pp. 39–53.

Griffin. W. L., Xiang Wang, Jackson S.E., Pearson N.J., Suzanne Y O'Reilly, Xisheng Xu, Xinmin Zhou. Zircon chemistry and magma mixing. SE China: In-situ analysis of Hf isotopes. Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. pp. 237–269.

Kemp A.I.S., Foster G. L., Scherstén A., Whitehouse M.J., Darling J., Storey C. Concurrent Pb–Hf isotope analysis of zircon by laser ablation multi-collector ICP-MS. with implications for the crustal evolution of Greenland and the Himalayas: Chemical Geology. 2009. V. 261. pp. 244-260.

Kurhila M., Andersen T., Rämo O.T. Diverse sources of crustal granitic magma: Lu–Hf isotope data on zircon in three Paleoproterozoic leucogranites of southern Finland // Lithos. 2010. V. 115. pp. 263–271.

Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // J. Petrology. 1995. V. 36. pp. 707–738.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. pp. 29–44.

Turkina O.M. Paleoproterozoic granitoid magmatism of granite-greenstone and granulite-gneiss terranes of the south-western Siberian craton // Precambrian high-grade mobile belts. Abstacts. Petrozavodsk: KRC RAS. 2014. pp. 112–113.

Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contribution. Mineral. Petrol. 1994. V. 117. pp. 375–393.

Villaseca C., Orejana D., Belousova E.A. Recycled metaigneous crustal sources for S- and I-type Variscan granitoids from the Spanish System batolite: constraints from Hf isotope zircon composition // Lithos. 2012. V. 153. pp. 84–93.

Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planetary Science Letters. 1983. V. 6. pp. 295–304.

Authors:
Turkina Olga M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Leading Research Scientist, V.S. Sobolev Institute of geology and mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: turkina@igm.nsc.ru
Priyatkina Nadezhda S., Graduate Student, NSW Institute of Frontiers Geosciences, Newcastle, Australia

Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 73–91

УДК 552.3+552.11+551.2

МЕХАНИЗМЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НА ПОЗДНИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ ГЕРЦИНИД

С.В. Хромых[1, 2], П.Д. Котлер[1, 2], Е.Н. Соколова[1, 2]

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия*
[2] *Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*

На поздних стадиях эволюции Алтайской коллизионной системы герцинид (296–280 млн лет назад) синхронно происходили процессы мантийно-корового взаимодействия по двум различающимся механизмам. Первый – непосредственное взаимодействие мантийных магм с коровыми субстратами и анатектическими выплавками, включая контаминацию базитовых расплавов, сосуществование контрастных по составу магм, химическое смешение магм с образованием гибридных пород. Второй – термальное и флюидное воздействие базитовых магм на коровые субстраты и привнос с ювенильных флюидов, влияющих на процессы анатексиса коровых субстратов или дифференциации гранитоидных магм в коровых очагах.
Ключевые слова: *габбро, граниты, Центральная Азия, Таримский плюм.*

Введение

Процессы мантийно-корового взаимодействия играют существенную роль в преобразовании литосферы, формировании и эволюции континентальной коры, определяют закономерности размещения и металлогеническую специфику месторождений полезных ископаемых. Исследование их эволюции особенно актуально при реконструкции истории развития аккреционно-коллизионных складчатых поясов, где пространственно совмещены разновозрастные магматические комплексы, образованные в разных геодинамических обстановках и за счет различных (как мантийных, так и коровых) магмообразующих субстратов. Наиболее масштабным примером является Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), формировавшийся с конца протерозоя до мезозоя в ходе причленения Казахстанского, Таримского и Северо-Китайского континентальных блоков и множества террейнов различной природы к южному (в современных координатах) краю Сибирского палеоконтинента [Моссаковский и др., 1993; Jahn B-M. et al., 2004; Xiao et al., 2010 и др.]. Мантийно-коровое взаимодействие в аккреционно-коллизионных структурах ЦАСП привело к возникновению широкого спектра магматических ассоциаций: гигантских гранитоидных батолитов, сложных габбро-гранитных ассоциаций, бимодальных вулканических серий, массивов специфических щелочных и редкометалльных пород [Litvinov-sky et al, 2002; Владимиров и др., 2013; Ярмолюк, Кузьмин, Козловский, 2013; Ярмолюк, Козловский, Кузьмин, 2016 и др.].

Алтайская коллизионная система герцинид была сформирована в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Щерба и др., 1998; Владимиров и др., 2003, 2008]. Процессы коллизионного взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов привели к деформированию осадочных толщ и формированию орогенного сооружения в конце раннего карбона, что фиксируется появлением среднекаменноугольных (нижний пенсильваний, по международной шкале) континентальных молассовых отложений в отдельных впадинах. Наиболее молодые осадки датируются средним – поздним карбоном, а с начала перми территория развивалась во внутриконтинентальном режиме. Именно на этой стадии, в возрастном интервале 300–280 млн лет, во всех структурно-формационных зонах фиксируется масштабный разнообразный магматизм (рис. 1), представленный субщелочными габброидами и пикритоидами с Cu-Ni-оруденением, габбро-гранодиорит-гранитными (андезит-дацит-риодацитовыми) сериями, плагиогранитоидами, щелочными гранитоидами, крупными массивами гранодиорит-гранит-лейкогранитов и, наконец, дайковыми поясами лампрофиров, редкометалльных гранит-порфиров (онгонитов) и редкометалльных (Li, Be, Cs, Nb, Ta, Sn) гранитных пегматитов [Лопатников и др., 1982; Ермолов и др., 1983; Дьячков и др., 1994; Навозов и др., 2011; Хромых, Куйбида, Крук, 2011; Хромых и др., 2013, 2014, 2016; Котлер и др., 2015; Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]. Разнообразие магматических ассоциаций свидетельствует о значительном термическом градиенте в литосфере, существенной роли мантии и активном проявлении мантийно-корового взаимодействия. В настоящей работе обобщены результаты петрологических исследований некоторых из перечисленных магматических ассоциаций, выявлены различные механизмы мантийно-корового взаимодействия, приведшие к их формированию.

Габбро-гранитоидные интрузии

В пределах Чарской структурно-формационной зоны (рис. 1) проявлены относительно крупные Преображенский и Тастауский габбро-гранитоидные массивы.

© Хромых С.В., Котлер П.Д., Соколова Е.Н., 2017
DOI: 10.17223/25421379/2/8

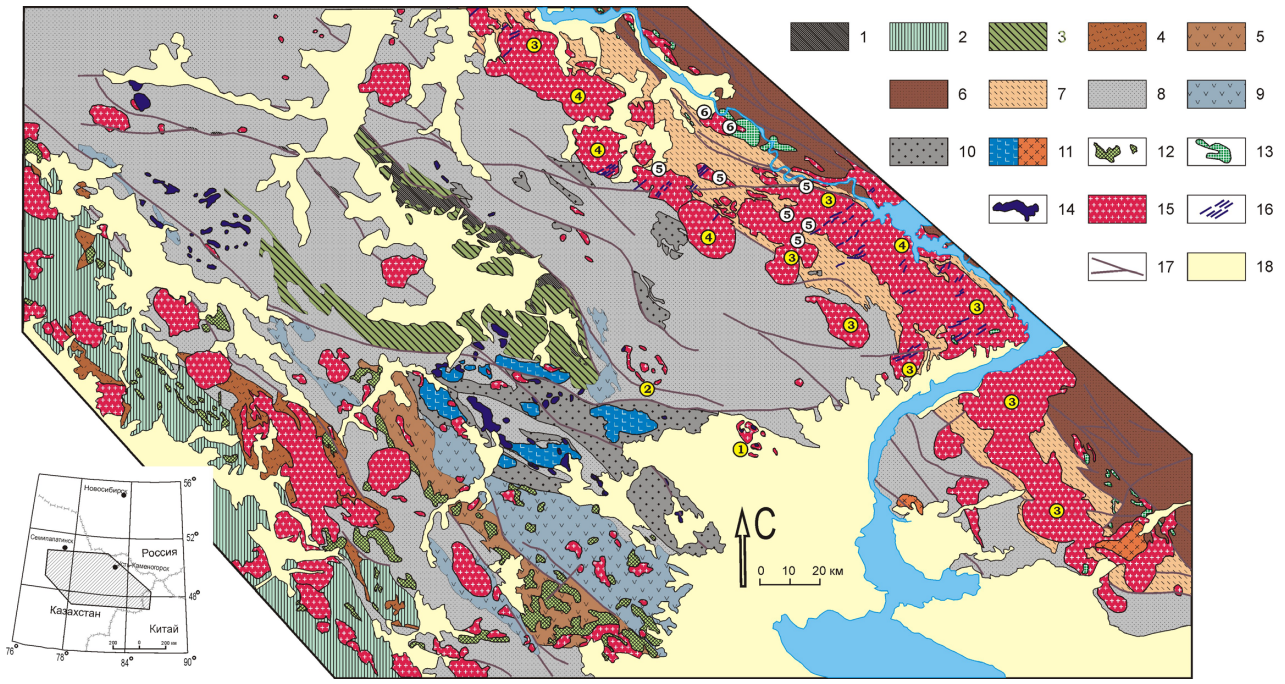

Рис. 1. Геологическая схема Алтайской коллизионной системы герцинид

1 – серпентинитовый меланж и сопутствующие породы Чарского офиолитового пояса (Є–O); *2* – осадочные и вулканогенные отложения (Є–O–S) в Жарма-Саурской зоне; *3* – осадочные и вулканогенные (базальтоиды) отложения (O_3–S–$D_{2–3}$) в Чарской зоне; *4* – вулканогенные отложения средне-кислого состава в Жарма-Саурской зоне ($D_{1–2}$); *5* – вулканогенные отложения базальт-андезитового состава в Жарма-Саурской зоне (D_3); *6* – вулканогенно-осадочные отложения в Калба-Нарымской зоне (кыставкурчумская свита D_2gv); *7* – терригенные отложения в Калба-Нарымской зоне (такырская серия, D_3–C_1); *8* – терригенные отложения C_1; *9* – вулканогенные базальт-андезитовые отложения C_1; *10* – молассовые отложения с базальными конгломератами $C_{2–3}$; *11* – вулканогенные отложения C_2–P_1 в мульдах: базальт-андезитовые (*а*) и дацит-риолитовые (*б*); *12* – интрузии габброидов саурского комплекса (C_1?) в Жарма-Саурской зоне; *13* – интрузии габброидов суровского (таловского) комплекса ($C_{2–3}$) в Калба-Нарымской зоне; *14* – интрузии габброидов и пикритоидов аргимбайского и максутского комплексов (P_1); *15* – интрузии гранитоидов (C_1–P_1) нерасчлененные; *16* – постбатолитовые дайки миролюбовского комплекса ($P_{1–2}$?); *17* – разломы; *18* – рыхлые отложения (N–Q). Цифры в кружках – объекты исследования. Габбро-гранитоидные интрузии: *1* – Преображенский массив; *2* – Тастауский массив. Гранитоиды Калба-Нарымского батолита: *3* – гранодиорит-гранитная ассоциация (калбинский и каиндинский комплексы); *4* – гранит-лейкогранитная ассоциация (монастырский комплекс). Редкометалльное оруденение: *5* – месторождения редкометалльных гранитных пегматитов; *6* – Чечекский и Ахмировский дайковые пояса онгонитов. Составлена на основе Геологической карты СССР м-ба 1:500 000, серия Восточно-Казахстанская, работ [Лопатников и др., 1982; Ермолов и др., 1983; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998], и с учетом новейших геологических, петрологических и геохронологических данных [Владимиров и др., 2008; Крук, Хромых, Куйбида, 2008; Хромых и др., 2011, 2013, 2014, 2016; Ермолов, 2013; Котлер и др., 2014, 2015; Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]

Fig. 1. Geological scheme of Hercynides Altai collision system

1 – serpentinite mélange and associated Charsky ophiolitic complex rocks (Є–O); *2* – sedimentary and volcanogenic rocks (Є–O–S) at Zharma-Saur zone; *3* – sedimentary and volcanogenic (basaltoids) rocks (O_3–S–$D_{2–3}$) at the Chara zone; *4* – intermediate-felsic volcanogenic rocks at Zharma-Saur zone ($D_{1–2}$); *5* – volcanogenic rocks with basalt-andesitic composition at the Zharma-Saur zone (D_3); *6* – volcanogenic sedimentary rocks at Kalba-Narym zone (Kystavkurchum suite D_2gv); *7* – terrigenous sediments at the Kalba-Narym zone (Takyr series, D_3–C_1); *8* – terrigenous sediments C_1; *9* – volcanogenic basalt-andesitic rocks C_1; *10* – molasse sediments with basal conglomerate $C_{2–3}$; *11* – volcanogenic sediments C_2–P_1 in synclines: basalt-andesitic (a) and dacite-rhyolitic (б) ones; *12* – gabbroids of Saur complex (C_1?) at the Zharma-Saur zone; *13* – gabbroids of Surov (Talov) complex ($C_{2–3}$) at the Kalba-Narym zone; *14* – gabbroids and picritic rocks of Argimbay and Maksut complexes (P_1); *15* – granitoids (C_1–P_1) undivided; *16* – postbatholitic dikes of Mirolyubov complex ($P_{1–2}$?); *17* – faults; *18* – incoherent sediments (N–Q). Numbers within circles mark the objects of the study. Gabbro-granitoid intrusive bodies: *1* – Preobrazhensk massif; *2* – Tastau massif. Kalba-Narym batholith granitoids: *3* – granodiorite-granitic assemblage (Kalba and Kaindin complexes); *4* – granite-leucogranitic assemblage (Monastery complex). Rare-metal mineralization: *5* – rare-metal granitic pegmatites occurrences; *6* – Chechek and Akhmir dike belts of ongonites. Composed on the base of Geologic map of USSR (1:500 000), East-Kazakhstan series, works [Lopatnikov et al., 1982; Ermolov et al., 1983; D'yachkov et al., 1994; Shcherba et al., 2016], with taking newest geological, petrological and geochronological data into consideration [Ermolov et al., 1983; Vladimirov et al., 2008; Kruk, Khromykh, Kuybida, 2008; Khromykh, Kuybida, Kruk, 2013; Khromykh et al., 2013, 2014, 2016; Kotler et al., 2014; 2015; 2015; Sokolova, Smirnov, Khromykh, 2016]

Они характеризуются разнообразием слагающих их магматических пород (от оливиновых габбро до лейкогранитов), а также их сложными взаимоотношениями между собой.

Наиболее детальные исследования были проведены на Преображенском массиве, который характеризуется хорошей обнаженностью и наибольшим разнообразием магматических пород на современ-

ном эрозионном срезе. В ходе экспедиционных работ были уточнены внутреннее строение и последовательность интрузивных фаз (рис. 2).

В истории становления Преображенского интрузива наблюдается сложная последовательность внедрения фаз: 1) монцониты и кварцевые монцониты 1-й фазы; 2) габбронориты 2-й фазы; 3) биотит-амфиболовые граниты главной (3-й) фазы; 4) внедрение гетерогенной 4-й фазы монцодиоритов и порфировидных граносиенитов; 5) завершающие дайки 5-й фазы, заполнившие контракционные трещины после остывания массива. Между монцодиоритами и порфировидными граносиенитами наблюдаются специфические взаимоотношения, которые принято классифицировать как результат взаимодействия в подвижном состоянии и/или смешения магм (процессы минглинга и миксинга). Как монцодиориты, так и порфировидные граносиениты встречаются в форме округлых нодулей в гранитах размерами до десятков сантиметров (см. рис. 2); нодули монцодиоритов могут достигать 1–2 м, при этом крупные тела диоритов практически повсеместно окружены ореолом более мелких нодулей, иногда наблюдаются вытянутые рои меланократовых включений. Форма контакта монцодиоритов с граносиенитами – фестончатая, характерная для пограничных поверхностей двух жидкостей с разной вязкостью. Монцодиоритовые нодули характеризуются среднемелкозернистой структурой, причем на контакте с гранитоидами размерность зерен заметно уменьшается, свидетельствуя о быстром остывании магмы в контакте с относительно низкотемпературным гранитным расплавом. В порфировидных граносиенитах уменьшение зернистости не отмечается даже в контакте с диоритами. Все породы сохраняют на всех участках первичные магматические структуры и массивные текстуры. Наблюдаемые взаимоотношения хорошо соответствуют признакам внедрения базитовой магмы в магму кислого состава или слабоконсолидированные гранитоиды, сформулированным для случаев взаимодействия магм [Литвиновский и др., 1992; Скляров, Федоровский, 2006; Бурмакина, Цыганков, 2013].

Все породы Преображенского массива характеризуются повышенными содержаниями щелочей, относятся к субщелочному петрохимическому ряду и к породам высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий. Содержания кремнезема варьируют от 48 до 74 мас. %, что свидетельствует об активном проявлении процессов дифференциации. Для всех пород наблюдается закономерное снижение концентраций FeO и TiO_2 со снижением магнезиальности и ростом кремнекислотности. Рассмотрение особенностей поведения MgO, CaO, Al_2O_3, SiO_2 свидетельствует, что для габброидов, включая монцодиориты, главным фактором эволюции составов являлось фракционирование оливина и клинопироксена; для гранитоидных пород главную роль играло фракционирование плагиоклаза.

Петрохимические данные позволяют предполагать, что ближе всего по составу к родоначальным базитовым магмам биотит-содержащие оливиновые долериты, слагающие дайки, внедрившиеся с среднекоровых уровней. Фракционирование оливина в субщелочных родоначальных магмах привело к формированию монцогаббро, а их дальнейшая дифференциация с фракционированием клинопироксена – к образованию монцодиоритов. Вместе с тем некоторые анализы диоритов демонстрируют наряду с постепенным снижением концентраций MgO, CaO, Al_2O_3 существенное увеличение кремнекислотности, что обусловлено не только фракционированием клинопироксена, но и контаминацией диоритовых магм при взаимодействии с гранитоидами. Это подтверждается и минералого-петрографическими наблюдениями: на контакте с гранитоидами и граносиенитами в диоритах увеличивается количество калиевого полевого шпата и кварца, а состав плагиоклаза становится более кислым. Редкоэлементый состав базитовых пород подтверждает их происхождение из единой первичной магмы: как для габбро, так и для диоритов отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, отмечены максимумы в концентрациях K и Zr (для габбро – также в концентрациях Ba и Ti), что сближает изученные породы с базальтами океанических островов (OIB) и свидетельствует об обогащенном геохимическом характере мантийного источника.

Рассмотрение трендов составов гранитоидных пород позволяет предположить, что первичные гранитоидные магмы могли по составу отвечать монцогранитам или граносиенитам, а их дифференциация, сопровождавшаяся фракционированием плагиоклаза, а также Fe- и Ti-содержащих фаз (ильменита, амфибола, биотита), привела к формированию гранитов и лейкогранитов. Данные по редкоэлементному составу подтверждают эти предположения: от кварцевых монцонитов и граносиенитов до гранитов и лейкогранитов наблюдаются последовательное обеднение тяжелыми лантаноидами и углубление минимумов в концентрациях Ba, Sr, Eu, Ti. В редкоэлементных спектрах кварцевых монцонитов не наблюдается Eu-минимума, но заметно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Для кварцевых монцонитов характерны выраженные максимумы в концентрациях Ba, K, Zr; а в целом гранитоиды (за исключением наиболее фракционированных лейкократовых разностей) демонстрируют повышенную железистость, щелочность и высокие содержания Zr, Nb, Ce и Y, что является основанием для классификации их как A-гранитоидов [Whalen, Currie, Chappell, 1987; Eby, 1992], формирование которых связывается с частичным плавлением материала нижней коры при существенном влиянии базитового источника.

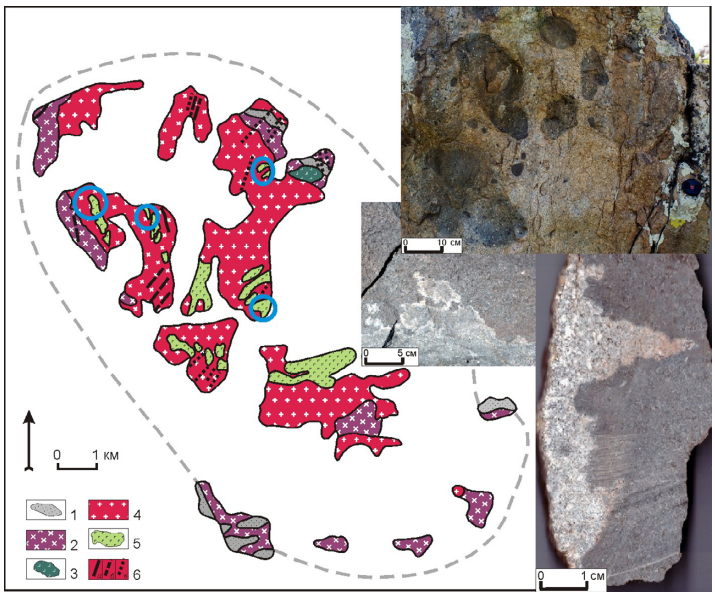

Рис. 2. Схема геологического строения Преображенского интрузива

1 – вмещающие породы (роговики по песчаникам и алевролитам C_1, вулканические породы C_{2-3}); *2* – монцониты и кварцевые монцониты 1-й фазы; *3* – габбро 2-й фазы; *4* – граносиениты и граниты 3-й фазы; *5* – диориты 4-й фазы; *6* – послегранитовые дайки долеритов (*а*), граносиенит-порфиров (*б*), гранит-порфиров и аплитов (*в*). Кружками обведены обнаруженные проявления минглинг-взаимоотношений диоритов и порфировидных граносиенитов. Фотографии на врезках иллюстрируют характер взаимодействия магматических пород в Преображенском интрузиве. Вверху – нодули монцодиоритов (темно-серые) и порфировидных граносиенитов (светло-серые) в гранитах 3-й фазы; внизу – контакт монцодиоритов и порфировидных граносиенитов, обнажение и скан среза образца. Составлена по [Ермолов и др., 1983] с авторскими уточнениями

Fig. 2. Geological structure scheme of the Preobrazhensk intrusive body

1 – host rocks (hornfels upon sandstones and aleurolites C_1, volcanic rocks C_{2-3}); *2* – monzonites and quartz monzonites of the 1st phase; *3* – gabbro of the 2nd phase; *4* – granosyenites and granites of the 3rd phase; *5* – diorites of the 4 phase; *6* – postgranite dikes of dolerites (*a*), granosyenite-porphyrites (*б*), granit-porphyrites and aplites (в). Blue circles mark occurrences of mingling relation between diorites and porphyraceous granosyenites, which had been found. Incut photographs show character of interaction between igneous rocks at Preobrazhensk intrusion. Nodules of monzodiorites (dark grey) and porphyraceous granosyenites (light grey) of 3rd phase granites are shown at the top; Monzodiorites and porphyraceous granosyenites contact, outcrop and scan cut sample are shown at the bottom. Composed according to [Ermolov et al., 1983] with author's refinements

---

Совокупность минералогических и петрогеохимических данных позволяет сделать вывод, что все многообразие пород массива может быть разделено на две группы: габброидную и гранитоидную, произведенные при дифференциации принципиально разных первоначальных магм. Габброидные породы массива образованы из первичной трахибазальтовой магмы в ходе ее дифференциации и контаминации коровыми анатектическими выплавками. Гранитоидные породы массива произошли из первичных граносиенитовых магм, сформированных при плавлении нижнекоровых субстратов в результате теплового воздействия базитовых магм. На основании анализа полученных данных сформулирована общая модель мантийно-корового взаимодействия, приведшего к формированию Преображенского интрузива (рис. 3). Первичные трахибазальтовые магмы были образованы при плавлении обогащенных мантийных субстратов, а затем сформировали подкоровый базитовый очаг. При кристаллизации этого очага состав базитовых магм вследствие фракционирования оливина эволюционировал до монцо-габброидных.

Первое внедрение монцогаббroидной магмы произошло из этого очага на нижнекоровые уровни, что способствовало плавлению метаморфизованных в условиях гранулитовой или амфиболитовой фации субстратов. При этом происходило взаимодействие монцо-габброидной магмы и анатектических выплавок с взаимной контаминацией расплавов. В результате над камерой с монцогаббroидной магмой был сформирован очаг магмы кварцевых монцонитов. Расплавы монцонитового состава, как гравитационно неустойчивые, внедрились в верхние горизонты коры и образовали кварцевые монцониты 1-й фазы массива. Вслед за этим по унаследованным путям миграции произошло внедрение и базитовых магм – кварцевые монцогаббронориты 2-й фазы.

Дальнейшее прогревание нижнекоровых субстратов в результате термического воздействия базитов привело к их более масштабному плавлению и появлению граносиенит-гранитных выплавок. Их сегрегация и позволила сформировать крупный очаг гранитоидной магмы, которая внедрилась (вероятно, наследуя пути миграции ранних расплавов) в верхние горизонты

коры, сформировав главную фазу массива (биотит-амфиболовые граниты 3-й фазы). Остывание массива сопровождалось тепловым воздействием на вмещающие слабометаморфизованные породы и дифференциацией остаточных расплавов в сторону лейкогранитов с накоплением летучих компонентов.

На этой стадии произошло второе внедрение базитовых (монцо-габброидных) магм в кору, причем по уже имеющимся путям миграции – до корневых частей гранитного массива. Очевидно, что гранитоиды находились в вязкопластичном неостывшем состоянии, поскольку в случае остывших гранитоидов возникли бы лишь хрупкие трещины и образовалась серия габброидных даек. Базитовая магма остановилась под вязкопластичным горизонтом гранитоидов.

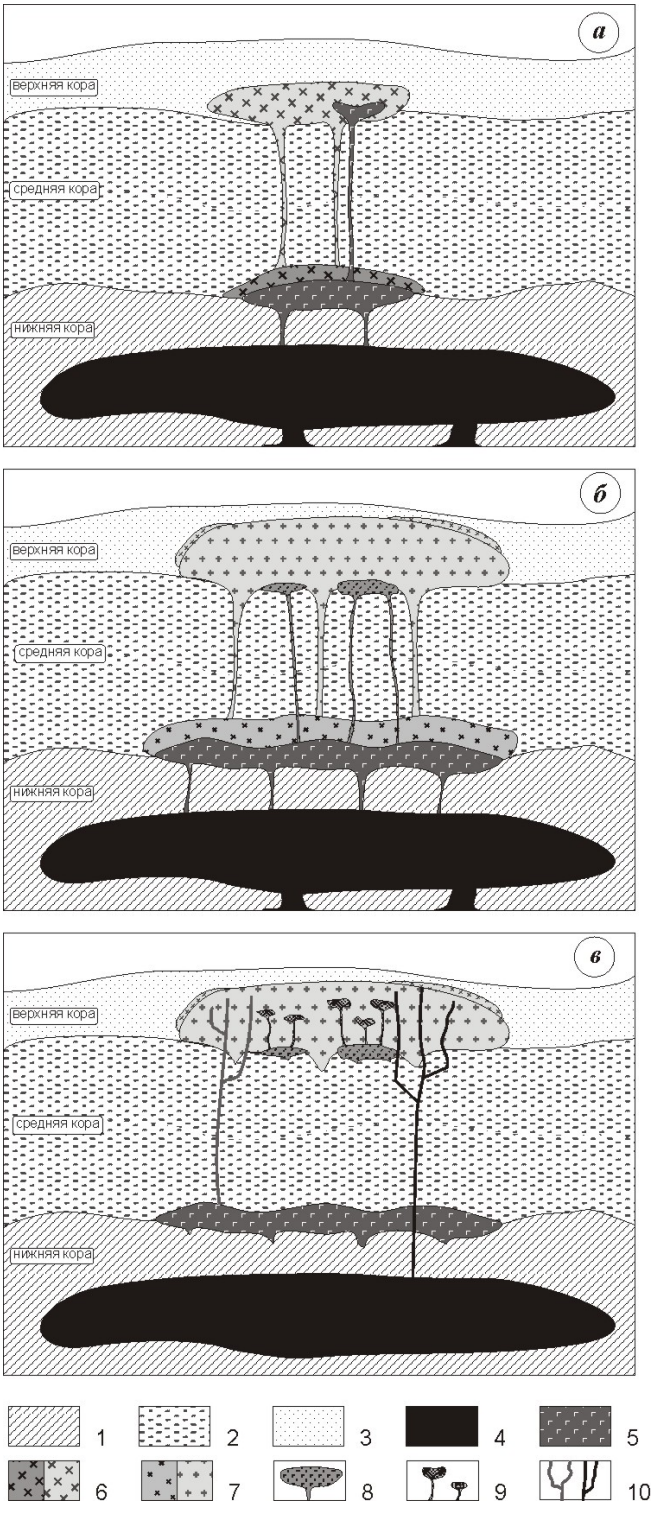

Рис. 3. Модель мантийно-корового взаимодействия и формирования Преображенского интрузива

а – ранние стадии, взаимодействие трахибазальтовых магм и коровых анатектических выплавок, внедрение и становление кварцевых монцонитов 1-й фазы и кварцсодержащих монцогаббронноритов 2-й фазы; *б* – главная стадия, масштабное плавление коровых субстратов, внедрение и становление биотит-амфиболовых гранитов 3-й (главной) фазы, внедрение в корневые части гранитного массива монцогаббро и взаимодействие магм; *в* – завершающая стадия, остывание гранитного массива, внедрение гетерогенной смеси монцодиоритовой и граносиенитовой магм, даек монцогаббро и оливиновых долеритов. *1–3* – коровые субстраты, деление условное: *1–2* – нижняя и средняя кора, метаморфизованные породы граувакового состава, *3* – верхняя кора (неметаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы); *4* – глубинный очаг трахибазальтовой магмы; *5* – монцогабброидная магма; *6* – монцониты и кварцевые монцониты 1-й фазы; *7* – граносиениты (первичные магмы) и биотит-амфиболовые граниты 3-й фазы; *8* – монцогаббро-монцодиориты, взаимодействовавшие с гранитоидной магмой; *9* – гетерогенная смесь магм монцодиоритового и граносиенитового состава (4-я фаза); *10* – завершающие дайки монцогаббро и оливиновых долеритов (5-я фаза)

Fig. 3. Model of mantle-crust interaction and Preobrazhensk intrusion formation

a – early stage: interaction between trachybasaltic magma and crustal anatectic melts, intrusion and formation of 1st phase quartzy monzonites and 2nd phase quartz-containing monzogabbronorites; *b* – main stage: large melting of crustal substrata, intrusion and formation of 3rd phase (the main one) biotite-amphibole granites, injection of monzogabbro to root parts of granitic massif and magmas interaction; *c* – final stage: granitic massif cooling, injection of heterogeneous mixture of monzodioritic and granosyenitic magmas, monzogabbro dikes and olivine dolerites. *1–3* – crustal substrata (conditional dividing): *1–2* – lower and middle crust, metamorphic rocks with graywacke composition; *3* – upper crust (non-metamorphic sandstones, aleurolites and slates); *4* – abyssal spot of trachybasaltic magma; *5* – monzogabbroidic magma; *6* – monzonites and quartzy monzonites of the 1st phase; *7* – granosyenites (initial magmas) and biotite-amphibole granites of the 3rd phase; *8* – monzogabbro-monzodiorites, interaction with granitoidic magma; *9* – heterogeneous mixture of monzodioritic and granosyenitic magmas (4 phase); *10* – last dikes of monzogabbro and olivine dolerites (5 phase)

Со стороны маловязкой базитовой магмы происходило прежде всего тепловое воздействие на почти закристаллизованную гранитную магму. Можно предполагать, что в гранитоидном очаге оставалось некоторое количество остаточного расплава, обогащенного несовместимыми летучими компонентами. Из-за значительного градиента в содержаниях летучих компонентов началось насыщение пограничных горизонтов базитовой магмы летучими, что вместе с процессами фракционирования клинопироксена, могло привести к изменению состава кристаллизующегося расплава от габброидного до монцодиоритового. Это привело к возникновению на границе габброидной и гранитоидной магм "пограничного" слоя монцодиоритового расплава, который и вступил в дальнейшее взаимодействие с гранитоидами. Оно сопровождалось активным переносом компонентов – Ca, Al, Ti и Mg из монцодиоритов в граниты, а K, Si и Na – из гранитов в монцодиориты. Подтверждением активного химического взаимодействия являются наблюдаемые изменения состава и соотношений минералов вблизи контактов монцодиоритов и гранитов. Результатом такого химического переноса явилось образование магм гибридных пород – порфировидных граносиенитов. Граносиенитовая и монцодиоритовая магмы существовали одновременно, но не гомогенизировались в силу разной плотности, обусловленной разным составом и, по-видимому, температурой. Именно между двумя этими магмами и происходили процессы минглинг-взаимодействия: фестончатые контакты, взаимопроникновения, нодули диоритов в граносиенитах. Таким образом, процесс взаимодействия магм происходил на уровне основания гранитного очага. Оценки давления по составам амфиболов (0,7–0,8 кбар) позволяют предполагать глубину процесса в 2–2,5 км. Сформированная гетерогенная смесь монцодиоритов и граносиенитов оставалась достаточно горячей и при этом значительно флюидонасыщенной, вследствие чего эта смесь оказалась менее плотной по сравнению с нижележащей базитовой магмой и более подвижной по сравнению с вмещающими вышележащими практически закристаллизованными гранитами.

Остывание массива, распространяющееся сверху, способствовало появлению в нем хрупких трещин, которые заполнились находившимися снизу магмами: вначале гетерогенной смеси монцодиоритов и граносиенитов 4-й фазы, монцогаббро 4-й фазы и, наконец, наиболее глубинными оливиновыми долеритами 5-й фазы (см. рис. 3).

Таким образом, в истории формирования массива постоянно происходило активное взаимодействие базитовых магм с коровыми субстратами. На нижнекоровом уровне это привело к взаимной контаминации базитовых и гранитоидных магм, результатом которой являются кварцевые монцониты и кварцсодержащие монцогаббронориты. На среднекоровом уровне (корневые части гранитного массива) взаимная контаминация не играла определяющей роли и были сформированы минглинг-структуры. На верхнекоровом уровне базитовые магмы не взаимодействовали с уже остывшими гранитоидами, а образовали секущие дайки.

Возраст образования Преображенского массива был оценен на основе U-Pb датирования единичных зерен магматических цирконов. U-Pb геохронологические исследования выполнены методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) в Геологическом институте СО РАН (г. Улан-Удэ), согласно методике, описанной в работе [Хубанов, Буянтуев, Цыганков, 2016]. Для цирконов из кварцевых монцонитов первой фазы установлено значение возраста по 38 точкам в 290,7±1,8 млн лет; для цирконов из биотит-амфиболовых гранитов третьей фазы по 39 точкам – 290,4±1,3 млн лет. Учитывая последовательную эволюцию минералогических и химических составов магм, можно с уверенностью предполагать, что формирование Преображенского интрузива – результат однократного проявления процесса мантийно-корового взаимодействия, включающего внедрение в литосферу и остывание базитовых магм, плавление коровых субстратов, внедрение в верхнекоровые уровни и остывание гранитоидных и базитовых магм. При этом последовательное внедрение базитовых расплавов из одного и того же очага свидетельствует о реализации тектонического режима растяжения литосферы.

Гранитоиды Калба-Нарымского батолита

Один из актуальных для понимания эволюции геодинамических процессов в западной части Центральной Азии вопросов – время, источники и причины формирования крупнейшего Калба-Нарымского гранитоидного батолита. Традиционно [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Щерба и др., 1998] он рассматривался как неотъемлемая часть Алтайской коллизионной системы и происхождение гранитоидов связывалось с утолщением коры и последующим плавлением коровых субстратов с формированием гранитов S-типа. Однако полученные в последние годы изотопно-геохимические и геохронологические данные позволили пересмотреть продолжительность формирования гранитоидов батолита, а также рассматривать его формирование в постколлизионной геодинамической обстановке [Котлер и др., 2015; Хромых и др., 2016]. Гранитоидный батолит протягивается с северо-запада на юго-восток по всей Калба-Нарымской зоне (см. рис. 1), его расположение определялось простиранием турбидито-

вого бассейна, заполненного толщами осадочно-вулканогенной природы, накопленными в девонском краевом прогибе вблизи Рудно-Алтайской окраины Сибирского палеоконтинента [Ротараш, Самыгин, Гредюшко, 1982; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Крук, Хромых, Куйбида, 2008; Ермолов, 2013; Котлер и др., 2015].

В строении батолита наибольшее распространение имеют гранодиориты и граниты калбинского комплекса, которые образуют крупные пластообразные плутоны мощностью до 4–5 км. Их формирование отражает главную стадию батолитообразования. Гранитоиды калбинского комплекса содержат 63–77 мас. % SiO_2, 2–7 мас. % K_2O, принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* от 0,7 до 0,3). Мультиэлементные графики демонстрируют отрицательные аномалии по Ba, Sr, Eu, Ti, положительные по Th, P, при разнонаправленном поведении U и Ta. Близкими по составу являются порфировидные биотитовые граниты каиндинского комплекса, которые слагают несколько крупных многофазных субизометричных интрузивов с концентрически-зональным строением. Гранитоиды каиндинского комплекса содержат 66–77 мас. % SiO_2, 1–6 мас. % K_2O, принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, отношение $(La/Yb)_N$ варьирует в интервале 3–26, в большинстве изученных проб наблюдается отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* от 0,9 до 0,3). Мультиэлементные графики демонстрируют ярко выраженные отрицательные аномалии по Ba, Sr, Eu, Ti, положительные по Th и Ta, при разнонаправленном поведении U и P. Совокупность петрогеохимических данных позволяет предполагать, что гранитоиды калбинского и каиндинского комплексов близки к S-гранитам. Возраст формирования гранитоидов калбинского и каиндинского комплексов был оценен на основании U–Pb датирования единичных зерен магматических цирконов LA-ICP-MS методом [Хубанов, Буянтуев, Цыганков, 2016]. Возраст первой фазы калбинского комплекса оценен на основе двух датировок: 297±1 и 293±2 млн лет. Возраст второй фазы калбинского комплекса оценен на основе двух датировок: в 286±1 и 286±3 млн лет. Возраст гранитов каиндинского комплекса оценен на основе трех датировок: 292±1, 290±1, 288±2 млн лет [Хромых и др., 2016]. Общность вещественного состава и геохронологические данные дают все основания объединить ранее выделенные гранитоиды каиндинского комплекса с гранитоидами калбинского комплекса и рассматривать их в составе единой гранодиорит-гранитной ассоциации, отвечающей гранитодам S-типа.

Иное геологическое положение занимают граниты и лейкограниты монастырского комплекса, которые слагают цепочку крупных обособленных многофазных интрузивов в юго-западной части Калба-Нарымского батолита (см. рис. 1). Породы комплекса содержат 72–78 мас. % SiO_2, 2,5–6,5 мас. % K_2O, принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. В редкоземельном спектре пород LREE слабо преобладают над HREE, во всех изученных пробах ярко выражена отрицательная Eu аномалия (Eu/Eu* от 0,4 до 0,03). Мультиэлементные графики демонстрируют ярко выраженные отрицательные аномалии по Ba, Sr, P, Eu, Ti, положительные – по Th и Ta. По содержаниям Zr, Nb, Ce, Y, соотношению FeO*/(FeO*+MgO) граниты монастырского комплекса отчетливо могут быть классифицированы как граниты A-типа, формирование которых связывается с частичным плавлением материала нижней коры при существенном влиянии базитового источника. Возраст формирования монастырского комплекса был оценен на основании датирования единичных зерен магматических цирконов U–Pb методом по трем датировкам: 284±4 млн лет (SHRIMP-II), 283±2 млн лет, 276±1 млн лет (LA-ICP-MS) [Хромых и др., 2016].

Таким образом, согласно проведённому U–Pb изотопному датированию, Калба-Нарымский гранитоидный батолит был сформирован в узком временном интервале – не более 20 млн лет (296–276 млн лет), при этом можно выделить два этапа его становления: 1) главный объем батолита слагают породы гранодиорит-гранитной ассоциации S-типа (калбинский и каиндинский комплексы), сформированные в интервале 296–286 млн лет; 2) второй этап эндогенной активности связан с формированием гранит-лейкогранитной ассоциации A-типа (монастырский комплекс) в интервале 284–276 млн лет.

Различия в вещественном составе и вариации составов для выделяемых ассоциаций представлены на диаграммах Харкера (рис. 4).

Для пород гранодиорит-гранитной ассоциации характерны широкие вариации составов (SiO_2 = 64–75 мас. %), а также тренды по уменьшению всех элементов, кроме K_2O, при увеличении содержаний кремнезема. Для пород гранит-лейкогранитной ассоциации характерны более узкие вариации составов по кремнезёму (73–76 мас. %), а также тренды по обогащению железом, REE, HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf) с увеличением кремнекислотности. Также для гранит-лейкогранитной ассоциации характерны повышенные относительно гранодиорит-гранитной ассоциации содержания F и Li.

Кроме того, для пород гранит-лейкогранитной ассоциации более ярко выражены минимумы по Ba, Eu, Sr, P, Ti, а редкоземельные спектры характеризуются более слабым наклоном за счёт повышенного содержания HREE (рис. 5).

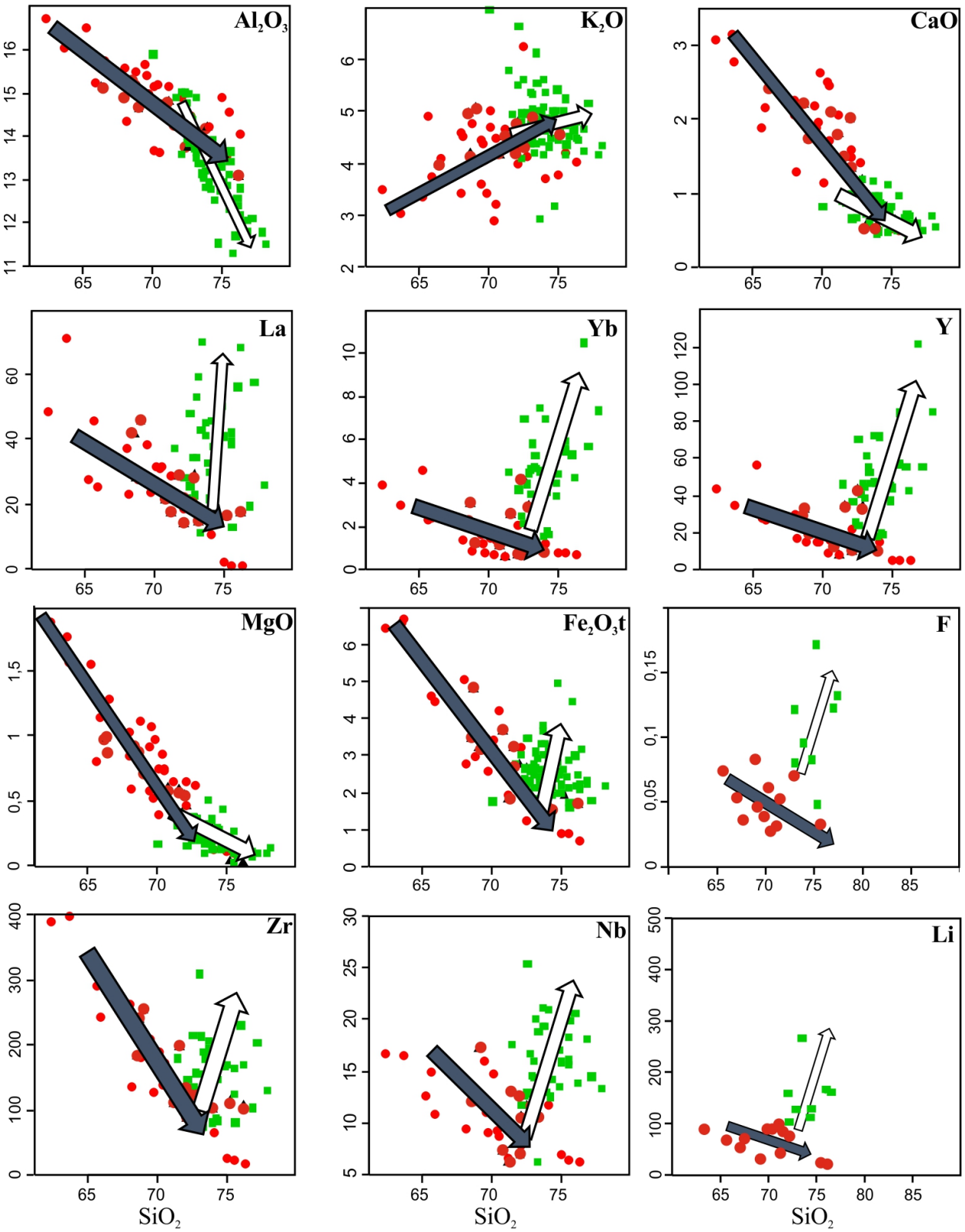

Рис. 4. Составы пород гранодиорит-гранитной ассоциации

Красные кружки, тренды изменения составов – серые стрелки) и гранит-лейкогранитной ассоциации (зелёные квадраты, тренды изменения составов – белые стрелки) на двухкомпонентных диаграммах Харкера

Fig. 4. Compositions of rocks of granodiorite-granite assemblage

Red points; grey arrows show composition change trends) and granite-leucogranite assemblage (green squares; white arrows show composition change trends) at two-component Harker diagrams

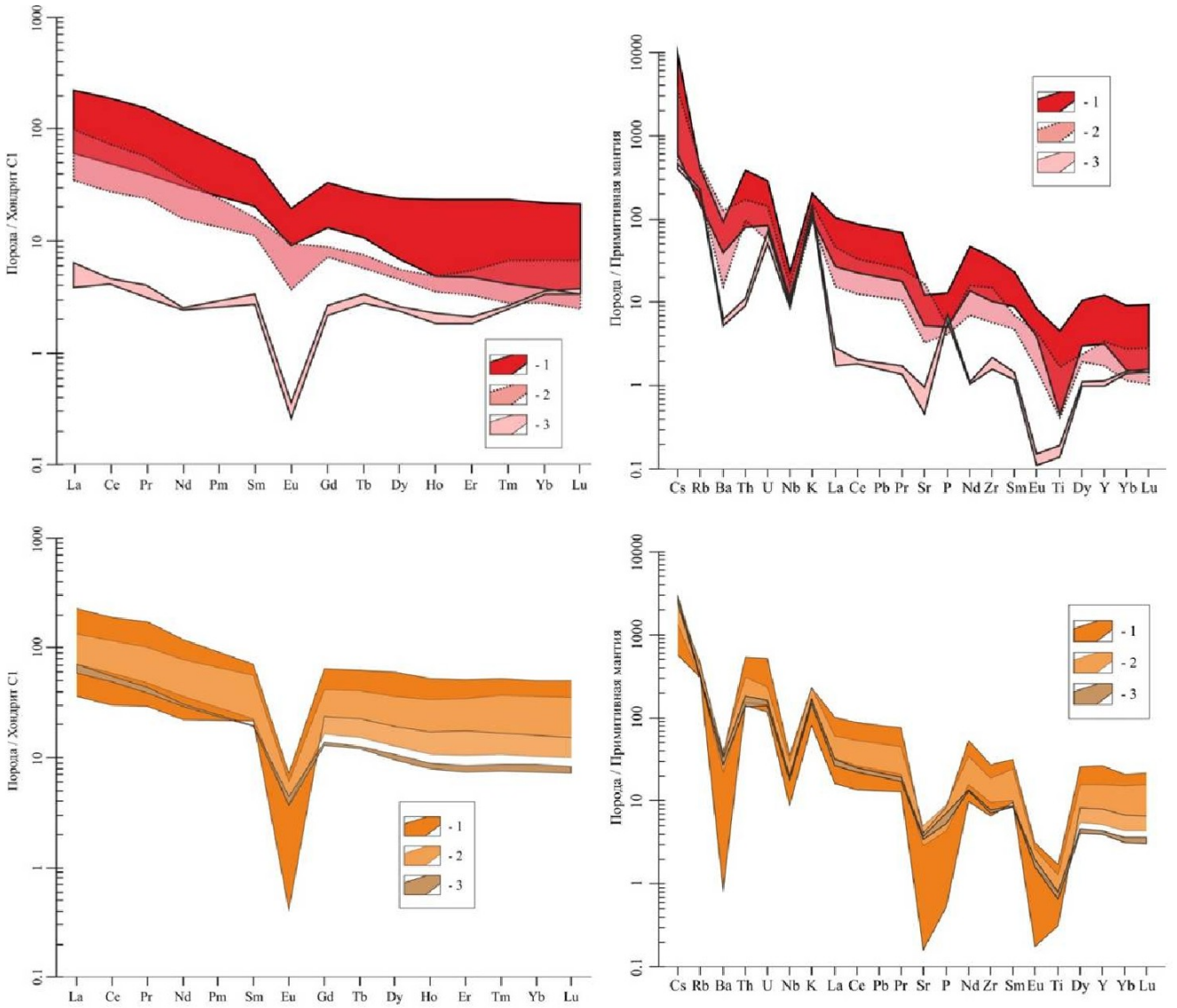

Рис. 5. Составы спектров распределения редкоземельных (слева, нормированы по хондриту [Boynton, 1984]) и редких (справа, нормированы по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]) элементов для пород гранодиорит-гранитной ассоциации (сверху, красные) и гранит-лейкогранитной ассоциации (снизу, оранжевые)

1, 2, 3 – составы пород 1-, 2- и 3-й фаз соответственно

Fig. 5. REE (on the left, normalized to chondrite [Boynton, 1984]) and trace (on the right, normalized to primitive mantle [Sun, McDonough, 1989]) patterns for granodiorite-granite assemblage rocks (at the top, red) and granite-leucogranite assemblage rocks (at the bottom, orange)

1, 2, 3 – 1st, 2nd and 3rd phases rocks compositions respectively

Изотопный состав неодима в породах гранодиорит-гранитной ассоциации варьирует в интервале εNd(t) =+0,8 – +3,3 (по 9 анализам), также для этих пород характерны низкие изотопные значения Rb–Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr(T)$ = 0,70487–0,70590). Для пород гранит-лейкогранитной ассоциации характерны относительно высокие значения εNd(T) = +3,5 – +4,3, повышенные изотопные значения Rb–Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70726). Учитывая разрыв во времени формирования и то, что массивы А-гранитоидов монастырского комплекса слагают преимущественно крупные самостоятельные интрузии, можно предполагать, что их появление явилось результатом нового импульса плавления субстратов.

На основании анализа минерального и вещественного составов гранитоидов S- и А- типа и осадочно-метаморфических субстратов Калба-Нарымской зоны с привлечением данных по экспериментальному плавлению было предпринято петролого-геохимическое моделирование состава источников и условия выплавления гранитоидных магм, сформировавших Калба-Нарымский гранитоидный батолит. Согласно современным представлениям о формировании гранитоидов различных геохимических типов,

формирование гранитов S-типа является результатом частичного плавления осадочных пород, т.е. коровых пород, прошедших цикл выветривания, тогда как природа гранитоидов A-типа наиболее дискуссионна, по данным [Frost, Frost, 2011] породы этого типа могут формироваться в результате как дифференциации базитовых расплавов, так и плавления различных коровых источников. Данные по обобщению петрологических экспериментов [Patino Douce, 1999] показывают, что непосредственно («чистое») плавление метапелитовых субстратов приводит к формированию лейкогранитного расплава, тогда как формирование гранодиорит-гранитных серий, скорее всего, является результатом смешанного плавления различного состава (метапелитовых и метабазитовых) или вовлечения перитектических фаз [Clemens, Stevens, 2012].

Данные по петрологии высокоглиноземистых гранитов [Sylvester, 1998] позволяют оценить возможные субстраты для гранитоидов. Исходя из этих данных, предполагается, что потенциальным источником для гранит-лейкогранитов монастырского комплекса являлись метапелитовые породы Калба-Нарымского террейна, тогда как для гранодиорит-гранитов калбинского и каиндинского комплекса характерно смещение составов в сторону базитового источника, т.е. предполагается, что их формирование происходило в результате смешанного плавления метапелитового субстрата с некой долей метабазитовых пород.

Масс-балансовые расчеты по петрогеохимическому составу и численное моделирование поведения редких элементов в процессах плавления субстратов, основанное на составах гранитоидов [Хромых и др., 2016] и осадочно-метаморфических пород [Котлер и др., 2015], с привлечением экспериментальных данных [Patino Douce, Beard, 1995; Patino Douce, Harris, 1998; Castro et al., 1999; Lopez, Castro, 2001] позволили прийти к выводам, что составы гранитоидов S-типа Калба-Нарымского батолита (калбинский и каиндинский комплексы) располагаются на линии смешения составов между выплавками из метабазитовых и метапелитовых субстратов. Таим образом, формирование гранитоидов S-типа происходило в результате совместного плавления метабазитового и метапелитового субстратов. Дополнительным подтверждением этого являются данные по изотопии неодима, также вынесенные на диаграммы Харкера: для гранитоидов ближе всего отвечающих выплавкам из метабазитов, характерны самые положительные значения εNd(T), и это значение уменьшается по мере увеличения доли расплава, полученного из метапелитов.

Для реконструкции источников гранитоидных магм для пород монастырского комплекса (гранит-лейкогранитов A-типа) также использованы масс-балансовые расчеты и численное моделирование поведения редких элементов с привлечением экспериментальных данных [Vielzeuf, Montel, 1994; Patino Douce, Beard, 1995; Montel, Vielzeuf, 1997; Castro et al., 1999; Koester et al, 2002].

Результаты моделирования позволяют утверждать, что при плавлении метапелитовых пород Калба-Нарымского террейна при давлениях меньше 5 кбар возможно выплавление высококалиевого гранитного расплава с содержанием SiO_2 более 72 мас. % и пералюминиевыми и железистыми характеристиками, которым соответствуют граниты A-типа. Однако редкоэлементное моделирование формирования гранитоидов A-типа можно считать удовлетворительным только по Rb, Sr, Ba, Th, U, HREE. По большинству других редких элементов (Ta, Nb, Y, La, Ce, Nd, Sm, Tb, Dy (HFSE и REE) даже при самых низких степенях плавления их концентрации в модельных расплавах не соответствуют минимальным в составах гранитов монастырского комплекса. Следовательно, при наличии только метаосадочных пород невозможно получить расплавы, отвечающие по уровню накопления редких элементов A-гранитам Калба-Нарымской зоны. Кроме того, немаловажным аргументом являются характерные для A-гранитов положительные значения εNd(T), тогда как для метаосадочных пород значения εNd(T) слабоотрицательные.

Формирование высококремнистых пералюминиевых гранитоидов A-типа путём плавления коровых субстратов возможно лишь при дополнительном привносе высокозарядных и редкоземельных элементов из источника, обладающего резко положительными значениями εNd(T). Возможными источниками с положительными изотопными значениями неодима являются либо породы океанического основания Калба-Нарымской зоны, либо верхнемантийное вещество. Вариант с метабазитовыми породами основания не может являться действительным по следующим причинам: 1) показано, что формирование лейкогранитов происходило без участия деплетированного материала, т.е. отсутствует механизм взаимодействия метабазитов, позволяющий изменить изотопные характеристики гранитов и произвести обогащение HFSE без изменения петрогенного состава выплавок; 2) для метабазитов в субстратах Калба-Нарымского террейна характерны низкие содержания LREE.

Таким образом, наиболее вероятным источником привноса HFSE и REE является вещество верхней мантии, а транспортом – ювенильные флюиды, взаимодействующие метаморфическими субстратами на стадии их плавления. Исходя из состава гранитоидов, данные флюиды могли содержать существенные количества F и Li. Согласно экспериментальным работам [Keppler, 1993; Абрамов, 2004; Aseri, et al., 2015] в при-

сутствии флюида с высокими концентрациями фтора происходит прогрессивное плавление акцессорных фаз, таких как танталит, колумбит, гафнон, циркон, что приводит к возможности транспортировки высокозарядных и редкоземельных элементов флюидом в виде фторидных соединений. Именно эта модель плавления субстратов метапелитового состава в присутствии высокофтористого флюида позволяет объяснить геохимические особенности пород гранит-лейкогранитной ассоциации монастырского комплекса.

Редкометалльные гранитоиды

Важной особенностью Калба-Нарымского гранитоидного батолита является широкое развитие редкометалльных месторождений и рудопроявлений (Ta, Nb, Li, Be, Sn, W и др.), связанных с редкометалльными гранитными пегматитами [Дьячков, 2012]. Геологические данные свидетельствуют о проявлении редкометалльных пегматитов после гранитоидов первой фазы калбинского комплекса; это подтвердилось и с геохронологическими данными: $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопным датированием по 10 определениям возраст пегматитов установлен в интервале 295–283 млн лет [Котлер и др., 2014].

Фациальным аналогом редкометалльных пегматитов являются дайки редкометалльных гранитов (онгонитов), формирующие Чечекский и Ахмировский пояса (см. рис. 1). Они представлены сериями из десятка субпараллельных даек северо-восточного простирания протяженностью несколько километров, единичные дайки имеют мощность 2–5 м. Возраст дайковых пород определен $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по монофракции ликвидусных вкрапленников литиевой слюды. Возраст составил 285,7±3 млн лет, что соответствует времени проявления редкометалльных гранитных пегматитов [Хромых и др., 2014]. Проявление онгонитов в столь значительном объеме вызывает существенный интерес петрологов с целью установления источников и условия формирования первичных редкометалльных магм.

Дайки сложены микрогранитами и гранит-порфирами, которые содержат вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, альбита, светлой слюды размером от 0,2 до 5 мм, находящиеся в тонкозернистой основной массе. Основные акцессорные минералы представлены топазом, апатитом, флюоритом и рудными минералами – касситеритом и танталит-колумбитом. Породы обоих дайковых поясов характеризуются высокими содержаниями кремнезема, имеют повышенную глиноземистость (A/CNK = 1,1–1,3), являются субщелочными с преобладанием натрия над калием (Na_2O/K_2O = 1–1,5). Главными чертами вещественного состава изученных пород являются высокие содержания редких литофильных элементов и фтора. Концентрации этих элементов сопоставимы с таковыми в типичных Li–F гранитах и их субвулканических аналогах. Детальное изучение редкоэлементного состава обнаруживает значительные вариации в содержании редких металлов, фтора и редкоземельных элементов (рис. 6). Породы Чечекского пояса могут быть разделены на две группы: 1) редкометалльные (Li+Rb+Cs до 1000 г/т), F до 0,45 мас. %, суммой РЗЭ 40–100 г/т; 2) высокоредкометалльные (Li+Rb+Cs до 2500 г/т), F до 1,4 мас. %, P_2O_5 до 0,35 мас. %, сумма РЗЭ 3–15 г/т.

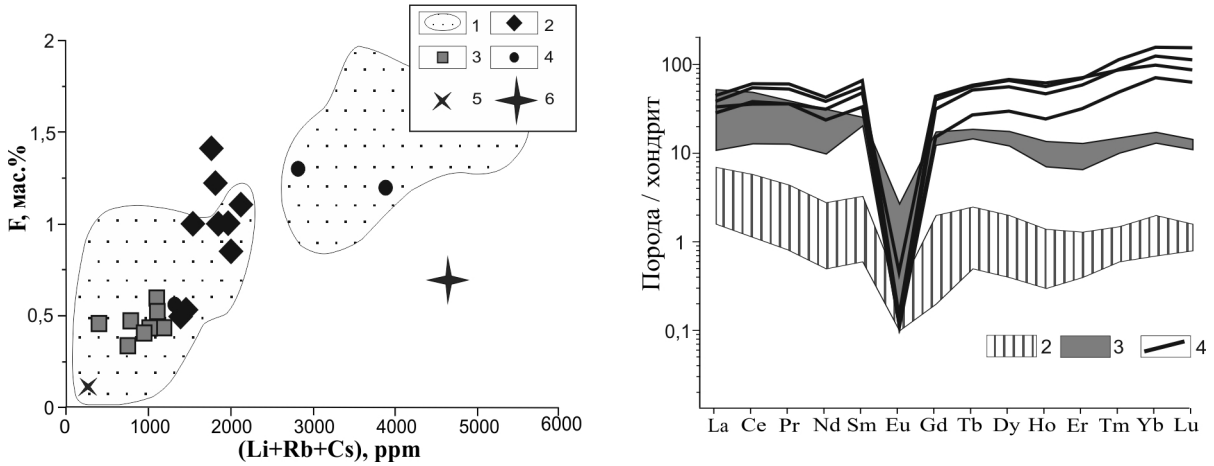

Рис. 6. Состав онгонитов Чечекского и Ахмировского дайковых поясов

1 – редкометалльные гранитоиды мира; *2* – ультраредкометалльные онгониты Чечекского пояса; *3* – редкометалльные онгониты Чечекского пояса; *4* – онгониты Ахмировского пояса; *5* – кларк гранита [Виноградов, 1962]; 6 – среднее содержание в редкометалльных промышленных пегматитах [Загорский, Перетяжко, 1992]. Спектры распределения редкоземельных элементов нормированы по хондриту [Sun, McDonough, 1989]

Fig. 6. Compositions of ongonites of the Chechek and the Akhmir dike belts

1 – rare-metal granitoids of the world; *2* – ultra-rare-metal ongonites of the Chechek belt; *3* – rare-metal ongonites of the Chechek belt; *4* – ongonites of the Akhmir belt; *5* – Clarke for granites [Vinogradov, 1962]; *6* – average content in commercial rare-metal pegmatites [Zagorskiy, Peretyazhko, 1992]. REE distribution spectra were normalized to chondrite [Sun, McDonough, 1989]

Породы Ахмировского пояса отличаются от пород Чечекского пояса повышенным содержанием редких щелочей (Li+Rb+Cs до 4000 г/т) и РЗЭ (до 110–180 г/т). Содержания типичных для гранитов редких металлов (Sn, Nb, Ta) в дайках резко повышены по сравнению с кларком в гранитах (Sn до 15–100 раз Nb – до 1,5–2 раз, Ta – до 2–12 раз).

Составы вкрапленников слюд и калиевого полевого шпата отражают геохимическую специализацию дайковых пород: слюды редкометалльных разновидностей представлены фенгит-мусковитом с содержанием Li_2O не выше 0,1 мас. %, а слюды из высокоредкометалльных разновидностей часто зональные и демонстрируют широкие вариации концентраций Li_2O – от 0,4 до 5,6 мас. %, образуя тренд составов от литиевого фенгит-мусковита до железистого лепидолита (криофиллита). Слюды из пород Ахмировского пояса представлены зональными вкрапленниками, центральная часть которых сложена циннвальдитом, а краевая – лепидолитом. Полевые шпаты представлены калиевым полевым шпатом ($Or_{98}Ab_2$) и кислым плагиоклазом ($Ab_{98}An_1Or_1$ – для Чечекского пояса и $Ab_{95}An_4Or_1$ – для Ахмировского пояса). Калиевый полевой шпат пород Чечекского пояса содержит 0,1–0,25 мас. % Rb_2O, а пород Ахмировского пояса – 0,15–0,55 мас. % Rb_2O.

Во вкрапленниках кварца дайковых пород Чечекского пояса в соответствии с их типизацией проведено детальное исследование составов расплавных включений [Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]. Изучены первичные РВ, которые встречаются как поодиночке, так и расположены группами и вдоль ростовых зон вкрапленников. Температура гомогенизации РВ составила 620–625°С. Изучение состава стекол гомогенизированных РВ проведено методами рентгеноспектрального микроанализа. В целом состав РВ соответствует составу пород: они содержат 65–74 мас. % SiO_2, имеют высокоглиноземистый состав (A/CNK = 1,1–1,4) с преобладанием Na_2O над K_2O, для них характерно повышенное количество F (до 2 мас. %) и P_2O_5 (до 0,4 мас. %). Сравнение составов РВ из вкрапленников выделенных типов пород Чечекского пояса показывает, что РВ из вкрапленников высокоредкометалльных пород отчетливо выделяются более высоким содержанием P_2O_5, F и более низким содержанием K_2O и CaO. Расплавы высокоредкометалльных пород отличаются более высоким содержанием литофильных редких элементов (Cs 80–115 г/т, Rb 350–720 г/т, Be 40–70 г/т против Cs 25–60 г/т, Rb 170–250 г/т, Be 10–12 г/т в редкометальных), низким содержанием Sr и Ba (до 1 г/т) и низким суммарным содержанием РЗЭ. Таким образом, появление двух типов пород в составе Чечекского дайкового пояса (редкометалльных и высокоредкометалльных) обусловлено различиями в составе самих расплавов. Редкометалльная специфика была присуща расплавам в момент кристаллизации вкрапленников кварца.

Исследования минералогии и геохимии пород Чечекского и Ахмировского дайковых поясов позволяют предположить, что они формировались при кристаллизации дифференцированных редкометалльных гранитных расплавов, что сближает их с Li гранитными пегматитами Калба-Нарымского батолита [Лопатников и др., 1982; Дьячков и др., 1994; Соколова, Смирнов, Хромых, 2016]. Проявления редкометалльных гранитоидов традиционно связывались с процессами формирования калбинского комплекса, однако, несмотря на то что породы калбинского комплекса формируют основной объем Калба-Нарымского гранитоидного батолита, область распространения редкометалльного магматизма локальна. Следовательно, процессы внутрикамерной дифференциации гранитоидных магм калбинского комплекса не приводили сами по себе к формированию обогащенных редкометалльных гранитных магм. Согласно моделям метамагматического вызревания [Загорский и др., 2014], существенную роль могут играть ювенильные трансмагматические флюиды, отделяющиеся от обогащенных мантийных магм. При этом редкометалльные магмы Чечекского и Ахмировского дайковых поясов могли формироваться в результате дифференциации в крупных очагах гранитоидной магмы калбинского комплекса в условиях привноса специализированных рудоконцентрирующих ювенильных флюидов (F, P_2O_5) и обогащения за счет этого редкометалльными элементами.

Источником ювенильных флюидов очевидно являлся подкоровый базитовый резервуар. В пределах Калба-Нарымской зоны проявления магматизма мантийной природы на современном эрозионном срезе представлены миролюбовским комплексом даек [Лопатников и др., 1982], формирующих обширные рои северо-восточного простирания, прорывающие гранитоиды батолита. В состав миролюбовского комплекса включены проявленные в гомодромной последовательности оливиновые и безоливиновые долериты, лампрофиры, диориты, кварцевые диориты и гранитоиды. Дайки миролюбовского комплекса пространственно размещены в пределах массивов гранитоидов, часто приурочены к тектоническим нарушениям, а также к размещениям пегматитовых полей среди гранитоидов, в том числе с редкометалльным оруденением. Вопросы возраста и объема миролюбовского комплекса в силу отсутствия детальных исследований пока остаются дискуссионными, однако установлено, что существенную долю занимают породы мантийного генезиса (долериты и лампрофиры). Долериты и лампрофиры миролюбовского комплекса характеризуются повышенными для базитов содержаниями щелочей, тита-

на и фосфора, соответствуют высококалиевой известково-щелочной серии и близки к OIB-базальтам, что позволяет предполагать их формирование за счет обогащенного мантийного источника. Кроме того, концентрации в этих породах редких металлов, фтора и бора находятся на уровне или превышают таковые в гранитоидах калбинского комплекса (в г/т): Li – от 3 до 7; Cs – от 0,9 до 3,5; Rb – от 16 до 38; Sn – от 0,4 до 0,8; Be – от 0,1 до 0,5; Nb – от 12 до 16; Ta – от 0,7 до 1,1; F – от 120 до 140; B – от 1 до 3 [Лопатников и др., 1982; авторские данные]. Это позволяет предполагать, что долериты и лампрофиры являются родственными тем мантийным магмам, которые являлись источником редких элементов для процессов метамагматического вызревания онгонитовых магм в очагах гранитоидов калбинского комплекса.

Эволюция механизмов мантийно-корового взаимодействия

Геохронологические данные свидетельствуют от субсинхронности проявления габбро-гранитоидных интрузий, формирования гранитоидов Калба-Нарымского батолита и связанных редкометалльных гранитов и пегматитов (интервал 297–276 млн лет). Таким образом, на изученной территории субсинхронно происходили процессы мантийно-корового взаимодействия по двум отличающимся механизмам. Первый тип – непосредственное взаимодействие мантийных магм с коровыми субстратами и анатектическими выплавками, что предполагает контаминацию базитовых расплавов коровым веществом, химическое смешение базитовых и кремнекислых магм с образованием гибридных пород (магматический миксинг), физическое взаимодействие базитовых и кремнекислых магм, которое не приводит к существенному изменению макро- и микрокомпонентного состава пород (магматический минглинг). Второй тип – термальное и флюидное воздействие мантии (мантийных магм) на коровые субстраты, что предполагает привнос с флюидами определенных ювенильных петрогенных или редких элементов в коровые очаги гранитоидных магм, либо влияние мантийных флюидов на процессы анатексиса коровых субстратов или дифференциации гранитоидных магм в коровых очагах.

Отличием Калба-Нарымской и Чарской зон Алтайской коллизионной системы является разное проявление базитов на современном эрозионном срезе – в Чарской зоне, помимо базитов в составе габбро-гранитоидных интрузий, проявлены самостоятельные массивы габброидов и пикритоидов [Хромых и др., 2013], в то время как в Калба-Нарымской зоне син- или постбатолитовые базиты представлены лишь сравнительно небольшими объемом долеритов и лампрофиров миролюбовского дайкового комплекса. Гранитоидный магматизм в этих зонах проявлен диаметрально противоположно (см. рис. 1). Очевидно, причиной различий является состав и строение литосферы этих зон. Калба-Нарымский террейн представляет собой скученный окраинно-континентальный турбидитовый бассейн, заполненный водонасыщенными терригенными осадочными толщами. Тепловое воздействие базитовых магм на них привело к формированию мощных вязкопластичных линз из мигматитов и автохтонных гранитоидов. Базитовые расплавы, как более плотные, не могли преодолеть эти вязко-пластичные толщи и оставались на нижних горизонтах. Чарская зона представляет собой скученный реликт палеоокеанического бассейна с маломощной тугоплавкой литосферой, воздействие базитовых магм на которую не вызвало их масштабного плавления. Здесь базитовые расплавы смогли сгенерировать лишь локальные коровые очаги плавления в ослабленных зонах растяжения, а затем, по хрупким разломам – достичь вместе с гранитоидными выплавками средне-верхнекоровых уровней. В пределах Калба-Нарымской зоны достичь среднекоровых уровней могли только подвижные глубинные флюиды, отделявшиеся от базитовых магм, их проникновение в гранитные очаги калбинского комплекса могло привести к специфической дифференциации с появлением редкометалльных гранитных магм, а последующее взаимодействие с коровыми осадочно-метаморфическими субстратами могло привести к появлению А-гранитов монастырского комплекса. Базитовый магматизм на средне-коровом уровне проявился здесь только после завершения гранитоидного, в виде дайковых роев после остывания и растрескивания литосферы. Определяющими факторами являются прежде всего проницаемость литосферы и ее реологические свойства.

Геохронологические данные по габброидам и гранитоидам совпадают с данными о возрасте магматизма Северо-Западного Китая – 320–270 млн лет для гранитоидов [Chen et al., 2010], габброидов и пикродолеритов с Cu–Ni оруденением [Pirajno et al., 2009] и трапповых базальтов Таримского и Джунгарского микроконтинентов [Li et al., 2014], проявление которых отвечает формированию Таримской крупной изверженной провинции в результате активности Таримского мантийного плюма [Pirajno et al., 2009; Владимиров и др., 2008; Добрецов и др., 2010; Gao et al., 2014; Xu et al., 2014; Ярмолюк, Козловский, Кузьмин, 2016]. Развитие мантийно-корового магматизма может быть объяснено предложенными в последнее время моделями взаимодействия мантийных плюмов с литосферой [Добрецов и др., 2010; Xu et al., 2014]. Согласно этим моделям, выделяются несколько стадий плюм-литосферного взаимодействия, обуслов-

ленные продолжительностью реакции тугоплавкой литосферной мантии и литосферы на тепловое и химическое (флюидное) воздействие поднявшегося плюма. Начальный этап соответствует взаимодействию «головы» плюма с литосферной мантией и образованием при низких степенях ее плавления субщелочных и щелочных глубинных расплавов (субщелочные базиты, карбонатиты, кимберлиты). Основной этап соответствует растеканию плюма вдоль границ литосферы с формированием «шляпы», утонением и эрозией литосферной мантии и литосферы, что вызывает их масштабное плавление с формированием трапповых базальтов, последующим прогревом коры, активным мантийно-коровым взаимодействием, формированием габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов. Взаимодействие головы плюма с литосферной мантией привело к формированию мафических расплавов, внедрение которых в нижние части коры привело к анатексису и появлению выплавок граносиенитового состава. Регрессивный этап фиксируется формированием дайковых поясов контрастного состава. Таким образом, территория Алтайской коллизионной системы в ранней перми представляла собой пример интерференции плейт- и плюмтектонических факторов. Аккреционно-коллизионные процессы являлись структурообразующим фактором, а Таримский мантийный плюм играл роль энергетического источника, обусловившего длительность и разнообразие проявлений мантийного и корового магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-35-20815-мол_а_вед), РНФ (грант № 15-17-10010).

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12, № 1. С. 22–45.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–565.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.

Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 177–201.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.

Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А. Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса (Рудный Алтай). Алматы, 1994. 208 с.

Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск : ВКГТУ, 2012. 130 с.

Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда : Изд.-полиграф. центр Казахстанско-Российского университета, 2013. 206 с.

Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск : Наука, 1983. 207 с.

Загорский В.Е., Перетяжко И.С. Типы и средний состав миароловых пегматитов Малханского хребта // Геология и геофизика. 1992. № 1. С. 87–97.

Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 237–251.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М. : Недра, 1990. Т. 1. 326 с.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Травин А.В., Владимиров А.Г., Юдин Д.С., Крук Н.Н. Ar–Ar изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан). Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора : материалы II Междунар. геол. конф. 17–20 августа 2014 г. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2014. С. 101–103.

Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Караваева Г.С., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 462, № 5. С. 572–577.

Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 400. С. 345–353.

Крук Н.Н., Хромых С.В., Куйбида М.Л. Гранитоидный магматизм турбидитовых палеобассейнов: состав, источники, механизмы формирования // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов : материалы I Междунар. геол. конф. (Улан-Удэ, 26–29 августа 2008 г.). Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. С. 207–208.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А., Шадаев М.Г. Синплутонические базитовые интрузии ранних стадий формирования Ангаро-Витимского батолита (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 70–80.

Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В., Пономарева А.П., Степанов А.С.. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М. : Наука, 1982. 248 с.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.

Навозов О.В., Соляник В.П., Клепиков Н.А., Караваева Г.С. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы : КазГео, 2011. № 4. С. 66–72.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.

Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.

Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В. Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. Т. 24, № 2. С. 168–193.

Хромых С.В., Куйбида М.Л., Крук Н.Н. Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 529–540.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.

Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометальных дайковых поясов Восточного Казахстана // Доклады Академии наук. 2014. Т. 45, № 5. С. 612–617.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.

Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ_3–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

Щерба Г.Н., Беспаев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы : Гылым, 1998. 395 с.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 457–475.

Aseri A.A., Linnen R.L., Xu D.Ch., Thibault Y., Holtz F. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. P. 736–746.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / ed. by P. Henderson. Amsterdam : Elsevier, 1984. P. 63–114.

Castro A., Patino Douce A.E., Corretge L.G., de la Rosa J.D., El-Biad M., El-Hmidi H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. P. 255–276.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T. Zircon U–Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. V. 115. P. 137–152.

Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granitic magmas? // Lithos. 2012. V. 134–135. P. 317–329.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Frost C.D., Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // Journal of Petrology. 2011. V. 52, № 1. P. 39–53.

Gao R., Xiao L., Pirajno F., Wang G., He X., Yang G., Yan Sh. Carboniferous–Permian extensive magmatism in theWest Junggar, Xinjiang, northwestern China: its geochemistry, geochronology, and petrogenesis // Lithos. 2014. V. 204. P. 125–143.

Jahn B.-M., Windley B., Natal'in B., Dobretsov N.L. Phanerozoic continental growth in Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 599–603.

Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 47–488.

Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.G., Soliani E. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntranscurrent Peraluminous Granites in Southern Brazil // Journal of Petrology. 2002. V. 43, № 8. P. 1595–1616.

Li Y.Q., Li Z.L., Yu X., Langmuir C.H., Santosh M., Yang S.F., Chen H.L., Tang Z.L., Song B.A., Zou S.Y. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China) // Lithos. 2014. V. 204. P. 47–58.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. 2002. V. 64. P. 97–130.

Lopez S., Castro A. Determination of the fluid–absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar // American Mineralogist. 2001. V. 86. № 11–12. P. 1396–1403.

Montel J.M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. P. 176–196.

Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar // Journal of Petrology. 1995. № 3. P. 707–738.

Patino Douce A.E., Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 4. P. 689–710.

Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London. 1999. V. 168. P. 55–75.

Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // Ore geology reviews. 2009. V. 35, is. 2. P. 114–136.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins / eds by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313–345.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. P. 29–44.

Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I: Fluid-absent experiments and phase relationships // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 117. P. 375–393.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.

Xiao W.J., Huang B., Han Ch., Sun Sh., Li J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. 2010. V. 18, is. 2–3. P. 253–273.

Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. V. 204. P. 20–35.

Авторы:

Хромых Сергей Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, доцент, кафедра минералогии и петрографии, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: serkhrom@mail.ru

Котлер Павел Дмитриевич, младший научный сотрудник, лаборатория петрологии и рудоносности магматических формаций, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Соколова Екатерина Николаевна, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, лаборатория термобарогеохимии, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, старший преподаватель, кафедра геологии рудных месторождений, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Geosphere Research, 2017, 1, 73–91. DOI: 10.17223/25421379/2/8

S.V. Khromykh[1, 2], P.D. Kotler[1, 2], E.N. Sokolova[1, 2]

[1] V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

MECHANISMS OF MANTLE-CRUST INTERACTION AT THE LATE STAGES OF EVOLUTION OF HERCYNIAN ALTAI COLLISION SYSTEM

Hercynian Altai collision system was formed in Late Paleozoic as a result of collision of Siberia and Kazakhstan continents. At late stages if its evolution (from 300 to 280 Ma) the huge and different gabbro and granitoid magmatism occurred in this territory. A variety of igneous associations prove the significant thermal gradient in lithosphere, the essential role of mantle and the active manifestation of the mantle-crust interaction processes. In gabbro-granite intrusions the specific relationships between mafic and felsic rocks are observed. It allows to classify them as a result of magma-mingling and magma-mixing processes. Based on petrological and geochemical data there was determined that the consistent active interaction between mafic magmas and crustal substrates were happened during forming of intrusive massifs. The mutual contamination of mafic and felsic magmas occurred at low-crustal level. The active interaction between different magmas with mingling-structure forming occurred at middle-crustal level. When intrusions have cool the mafic magmas intruded at upper-crustal levels as dikes. Kalba-Narym granite batholith was formed in close interval, no more than 20 Ma (296–276 Ma). There are two stages of its forming: 1) main volume of batholith presented by rocks of granodiorite-granite association (S-type) formed from 296 to 286 Ma; 2) second stage corresponds to formation of granite-leucogranite association (A-type) from 284 to 276 Ma. Granites of S-type formed by partial melting of mixed substrate (metapelitic and metabasic). Granites of A-type formed by partial melting of metapelitic substrate with the assistance of juvenile F-riched fluids. Rare-metal granites form a series of large dikes. They have high content of rare lithophilic elements and fluorine, it allows to classify the rocks as ongonites. Results of mineralogical, petrological and thermobarogeochemical investigations confirm that rare-metal specialization was characteristic for the parental melts. Rare-metal magmas were formed as a result of differentiation of granitic magmas in large chambers under conditions of filtration of

specific ore-concentrated fluids (F, P_2O_5 etc.) and enriched them in rare-metal elements. Thus at the late stages of evolution of Hercynian Altai Collision System the processes of mantle-crust interaction occurred synchronously but in two different ways. First case – direct interaction of mantle magmas with crustal substratum and anatectic melts. The process suggests contamination of mafic magmas by crustal material, chemical interaction of magmas and formation of hybrid rocks (magma-mixing) or physical interaction of magmas and formation of magma-mingling structures. The second case – thermal and fluid impact of mantle magmas on crustal substratum. The process suggests fluid infusing of special juvenile rare elements in crustal chambers of granitic magmas or effect of juvenile fluids on processes of anatexis and processes of differentiation of granitic magmas. The huge endogenous activity corresponds to Tarim Large Igneous Province formed in Late Paleozoic as a manifestation of Tarim mantle plume.

Keywords: *gabbro, granites, Central Asia, Tarim mantle plume.*

REFERENCES

Abramov S.S. Formation of fluorine-rich magmas by fluid filtration through silicic magmas: petrological and geochemical evidence of metamagmatis // Petrology. 2004. V. 12. № 1. pp. 17–36.

Burmakina G.N., Tsygankov A.A. Mafic microgranular enclaves in Late Paleozoic granitoids in the Burgasy quartz syenite massif, Western Transbaikalia: composition and petrogenesis // Petrology. 2013. V. 21. № 3. pp. 280–303.

Vinogradov A.P. *Srednie soderzhaniya khimicheskikh elementov v glavnykh tipakh izverzhennykh gornykh porod zemnoy kory* [Average contents of chemical elements in main types of igneous rocks of the earth's crust] // Geochemistry. 1962. № 7. pp. 555–565. In Russian

Vladimirov A.G., Kruk N.N. Rudnev S.N., Khromykh S.V. Geodynamics and granitoid magmatism of collisional orogens // Russian Geology and Geophysics. 2003. № 12. pp. 1275–1292.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyansky O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A., Kuibida M.L., Khomyakov V.D. Permian magmatism and lithospheric deformation in the Altai caused by crustal and mantle thermal processes // Russian Geology and Geophysics. 2008. № 7. pp. 468–479.

Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyakov G.V., Babin G.A., Mekhonoshin A.S., Kruk N.N., Khlestov V.V., Khromykh S.V., Travin A.V., Yudin D.S., Shelepaev R.A., Karmysheva I.V., Mikheev E.I. Gabbro-granite intrusive series and their indicator importance for geodynamic reconstructions // Petrology. 2013. V. 21. № 2. pp. 158–180.

Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. A thermochemical model of eurasian permo-triassic mantle plumes as a basis for prediction and exploration for Cu-Ni-PGE and rare-metal ore deposits // Russian Geology and Geophysics. 2010. № 9. pp. 903–924.

D'yachkov B.A., Mayorova N.P., Shcherba G.N., Abdrakhmanov K.A. *Granitoidnye i rudnye formatsii Kalba-Narymskogo poyasa (Rudnyy Altay)* [Granitoid and ore formations of Kalba-Narym zone (Ore Altai)]. Almaty, 1994. 208 p. In Russian

D'yachkov B.A. *Geneticheskie tipy redkometall'nykh mestorozhdeniy Kalba-Narymskogo poyasa* [Genetic types of rare metal deposits of the Kalba-Narym zone]. Ust'-Kamenogorsk: VKGTU, 2012. 130 p. In Russian

Ermolov P.V. *Aktual'nye problemy izotopnoy geologii i metallogenii Kazakhstana.* [Actual problems of isotopic Geology and metallogeny of Kazakhstan]. Karaganda. Izdatel'sko-poligraficheskiy tsentr Kazakhstansko-Rossiyskogo universiteta, 2013. 206 p. In Russian

Ermolov P.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Polyansky N.V., Kuzebny V.S., Revyakin P.S., Bortsov V.D. *Orogennyy magmatizm ofiolitovykh poyasov (na primere Vostochnogo Kazakhstana)* [Orogenic magmatism of ophiolite belts (on the example of Eastern Kazakhstan)]. Novosibirsk: Nauka. 1983. 207 p. In Russian

Zagorskiy V.E., Peretyazhko I.S. *Tipy i sredniy sostav miarolovykh pegmatitov Malkhanskogo khrebta* [Types and average composition miarolitic pegmatites Malhansky Ridge] // Geologiya i geofizika. 1992. № 1. pp. 87–97. In Russian

Zagorsky V., Vladimirov A.G., Makagon V.M., Kuznetsova L.G., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Annikova I., Shokalsky S.P., Uvarov A.N. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear–pull–apart dislocations of continental lithosphere// Russian Geology and Geophysics. 2014. № 2. pp. 237–251.

Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Plate tectonics in the USSR]. Moscow. Nedra, 1990. V. 1. 326 p. In Russian

Kotler P.D., Khromykh S.V., Smirnov S.Z., D'yachkov B.A., Travin A.V., Vladimirov A.G., Yudin D.S., Kruk N.N. *Ar-Ar izotopnoe datirovanie redkometall'nykh pegmatitov Kalba-Narymskogo batolita (Vostochnyy Kazakhstan)* [Ar-Ar isotopic dating of rare-metal pegmatites Kalba-Narym batholith (Eastern Kazakhstan)] // Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinental'naya kora. Materialy II mezhdunarodnoy geologicheskoy konferentsii. 17–20 avgusta 2014 g, Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 2014. pp. 101–103. In Russian

Kotler P.D., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Navozov O.V., Travin A.V., Karavaeva G.S., Kruk N.N., Murzintsev N.G. New data on the age and geodynamic interpretation of the Kalba-Narym granitic batholith, Eastern Kazakhstan// Doklady Earth Sciences. 2015. V. 462. № 2. pp. 565–569.

Kotler P.D., Kruk N.N., Khromykh S.V., Navozov O.V. The composition and sources of Kalba-Narym terrain sediments (Eastern Kazakhstan) // Tomsk State University Journal. 2015. № 400. pp. 345–353. In Russian

Kruk N.N. Khromykh S.V. Kuybida M.L. *Granitoidnyy magmatizm turbiditovykh paleobasseynov: sostav, istochniki, mekhanizmy formirovaniya* [Granitoid magmatism of turbidite paleobasins: composition, sources, mechanisms of formation] // Granity i evolyutsiya Zemli: geodinamicheskaya pozitsiya, petrogenezis i rudonosnost' granitoidnykh batolitov: Materialy I mezhdunarodnoy geologicheskoy konferentsii (Ulan-Ude, 26–29 avgusta 2008). Ulan-Ude: Izd-vo BNTs SO RAN, 2008. pp. 207–208. In Russian

Litvinovskiy B.A., Zanvilevich A.N., Kalmanovich M.A., Shadaev M.G. *Sinplutonicheskie bazitovye intruzii rannikh stadiy formirovaniya Angaro-Vitimskogo batolita (Zabaykal'e)* [Sinplutonic mafic intrusions of the early stages of the formation of the Angara-Vitim batholith (Transbaikalia)] // Geologiya i geofizika. 1992. № 7. pp. 70–80. In Russian

Lopatnikov V.V., Izokh E.P., Ermolov P.V., Ponomareva A.P., Stepanov A.S. *Magmatizm i rudonosnost' Kalba-Narymskoy zony Vostochnogo Kazakhstana* [Magmatism and ore-bearing of Kalba-Narym area of East Kazakhstan]. Moscow: Nauka, 1982. 248 p. In Russian

Mossakovskiy A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. *Tsentral'no-Aziatskiy skladchatyy poyas: geodinamicheskaya evolyutsiya i istoriya formirovaniya* [Central Asian fold belt: geodynamic evolution and formation history] // Geotektonika. 1993. № 6. pp. 3–33. In Russian

Navozov O.V., Solyanik V.P., Klepikov N.A., Karavaeva G.S. *Nereshennye voprosy prostranstvennoy i geneticheskoy svyazi nekotorykh vidov poleznykh iskopaemykh s intruziyami Kalba-Narymskoy i Zapadno-Kalbinskoy zon Bol'shogo Altaya* [Unresolved issues of spatial and genetic relationship between some types of mineral resources with intrusions of Kalba-Narym and West Kalba zones of Grand Altai] // Geologiya i okhrana nedr. Almaty. «KazGeo», 2011. № 4. pp. 66–72. In Russian

Rotarash I.A., Samygin S.G., Gredyushko E.A. *Devonskaya aktivnaya kontinental'naya okraina na Yugo-Zapadnom Altae* [Devonian active continental margin of the South-Western Altai]// Geotektonika. 1982. № 1. pp. 44–59. In Russian

Sklyarov E.V., Fedorovskii V.S. Magma mingling: tectonic and geodynamic implications // Geotectonics. 2006. № 2. pp. 120–134.

Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Khromykh S.V. Conditions of crystallization, composition, and sources of rare-metal magmas forming ongonites in the Kalba-Narym zone, Eastern Kazakhstan// Petrology. 2016. V. 24. № 2. pp. 153–177.

Khromykh S.V., Kuybida M.L., Kruk N.N. Petrogenesis of high-temperature siliceous melts in volcanic structures of the altai collisional system of hercynides (Eastern Kazakhstan)// Russian Geology and Geophysics. 2011. T. 52. № 4. pp. 411–420.

Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Izokh A.E., Travin A.V., Prokop'ev I.R., Azimbaev E., Lobanov S.S. Petrology and geochemistry of gabbro and picrites from the Altai collisional system of Hercynides: evidence for the activity of the Tarim plume // Russian Geology and Geophysics. 2013. V. 54. № 10. pp. 1648–1667.

Khromykh S.V., Sokolova E.N., Smirnov S.Z., Travin A.V., Annikova I.Y. Geochemistry and age of rare-metal dyke belts in eastern Kazakhstan // Doklady Earth Sciences. 2014. V. 459. № 2. pp. 1587–1591.

Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Navozov O.V., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakina G.N., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Antsiferova T.N., Karavaeva G.S. Late paleozoic granitoid magmatism of Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: plume model test // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. № 5. pp. 983–1004.

Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Tsygankov A.A. U-Pb dating of zircons from PZ_3-MZ igneous complexes of Transbaikalia by sector-field mass spectrometry with laser sampling: technique and comparison with SHRIMP // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. № 1. pp. 241–258.

Scherba G.N., Bespaev Kh.A., D'yachkov B.A., Mysnik A.M., Ganzhenko G.D., Sapargaliev E.M. *Bol'shoy Altay (geologiya i metallogeniya)* [Grand Altai (geology and metallogeny)]. Almaty: Gylym, 1998. 395 p. In Russian

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Kuzmin M.I. Late Paleozoic-early Mesozoic within-plate magmatism in north asia: traps, rifts, giant batholiths, and the geodynamics of their origin // Petrology. 2013. V. 21. № 2. pp. 101–126.

Yarmolyuk V.V., Kozlovskiy A.M., Kuz'min M.I. Zoned magmatic areas and anorogenic batholith formation in the Central Asian orogenic belt (by the example of the Late Paleozoic Khangai magmatic area) // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. № 3. pp. 457–475.

Aseri A.A., Linnen R.L., Xu D.Ch., Thibault Y., Holtz F. Effects of fluorine on the solubilities of Nb, Ta, Zr and Hf minerals in highly fluxed water-saturated haplogranitic melts // Ore Geology Reviews. 2015. V. 64. pp. 736–746.

Boynton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984. pp. 63–114.

Castro A., Patino Douce A.E., Corretge L.G., de la Rosa J.D., El-Biad M., El-Hmidi H. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 135. pp. 255–276.

Chen J.F., Han B.F., Ji J.Q., Zhang L., Xu Zh. He G.Q., Wang T.Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China // Lithos. 2010. V. 115. pp. 137–152.

Clemens J.D., Stevens G. What controls chemical variation in granitic magmas? // Lithos. 2012. V. 134–135. P. 317–329.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. pp. 641–644.

Frost C.D., Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin // Journal of Petrology. 2011. V. 52. № 1. pp. 39–53.

Gao R., Xiao L., Pirajno F., Wang G., He X., Yang G., Yan Sh. Carboniferous–Permian extensive magmatism in theWest Junggar, Xinjiang, northwestern China: its geochemistry, geochronology, and petrogenesis // Lithos. 2014. V. 204. pp. 125–143.

Jahn B-M., Windley B., Natal'in B., Dobretsov N.L. Phanerozoic continental growth in Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. pp. 599–603

Keppler H. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. pp. 47–488.

Koester E., Pawley A.R., Fernandes L.A.D., Porcher C.G., Soliani E. Experimental Melting of Cordierite Gneiss and the Petrogenesis of Syntranscurrent Peraluminous Granites in Southern Brazil // Journal of Petrology. 2002. V. 43. № 8. pp. 1595–1616.

Li Y.Q., Li Z.L., Yu X., Langmuir C.H., Santosh M., Yang S.F., Chen H.L., Tang Z.L., Song B.A., Zou S.Y. Origin of the Early Permian zircons in Keping basalts and magma evolution of the Tarim Large Igneous Province (northwestern China) // Lithos. 2014. V. 204. pp. 47–58.

Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanvilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite-syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // Lithos. 2002. V. 64. pp. 97–130.

Lopez S., Castro A. Determination of the fluid–absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4–14 kbar // American Mineralogist. 2001. V. 86. № 11–12. pp. 1396–1403.

Montel J.M., Vielzeuf D. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. pp. 176–196.

Patino Douce A.E., Beard J.S. Dehydration-melting of Biotite Gneiss and Quartz Amphibolite from 3 to 15 kbar // Journal of Petrology. 1995. № 3. pp. 707–738.

Patino Douce A.E., Harris N. Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // Journal of Petrology. 1998. V. 39. № 4. pp. 689–710.

Patino Douce A.E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? // Geological Society, London. 1999. V. 168. pp. 55–75.

Pirajno F., Ernst R.E., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Naumov E.A. Intraplate magmatism in Central Asia and China and associated metallogeny // Ore geology reviews. 2009. V. 35. Iss. 2. pp. 114–136.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. V. 42. pp. 313–345.

Sylvester P.J. Post-collisional strongly peraluminous granites // Lithos. 1998. V. 45. pp. 29–44.

Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 117. P. 375–393.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. V. 95. P. 407–419.

Xiao W.J., Huang B., Han Ch., Sun Sh., Li J. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. 2010. V. 18, Is. 2–3. pp. 253–273.

Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. V. 204. pp. 20–35.

Author:

Khromykh Sergey V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Assistant Professor, Department of Mineralogy and Petrography, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.
E-mail: serkhrom@mail.ru

Kotler Pavel D., Junior Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

Sokolova Ekaterina N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Scientific Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Senior Lecturer, Department of Geology of Ore Deposits, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2017. № 1

Редактор К.В. Полькина
Корректор Н.А. Афанасьева
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

Для оформления обложки использована проекция Земного шара из работы: Stampfli G.M., Borel G.D. / Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33. http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X

Подписано к печати 04.07.2017 г. Формат 60x84 1/8.
Гарнитура Times. Печ. л. 11,5; усл. печ. л. 10,7.
Тираж 100 экз. Заказ № 2617. Цена свободная.

Дата выхода в свет 7.09.2017 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательского Дома Томского государственного университета
634050, г. Томск, Ленина, 36
Тел. 8(382-2)–52-98-49; 8(382-2)–53-15-28; 8(382-2)–52-96-75
Сайт: http://publish.tsu.ru; E-mail: rio.tsu@mail.ru