УДК 552.321:551.222 (571.54)

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫЕ СИЛЛЫ ВЕРХНЕРИФЕЙСКОГО ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (*Северное Прибайкалье, Россия*)

Д.А. Орсоев¹, А.С. Мехоношин^{2, 3}, С.В. Канакин¹, Р.А. Бадмацыренова¹, Е.А. Хромова¹

¹ Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

³ Иркутский национальный исследовательский технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия

Приведены результаты геологического, минералогического, петро- и геохимического исследования габбро-перидотитовых силлов (возраст 733 млн лет) верхнерифейского довыренского интрузивного комплекса. Мощные силлы дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов в результате фракционной кристаллизации родоначального расплава, отвечающего высокомагнезиальному, низкощелочному, низкотитанистому пикробазальту калиево-натриевой серии. В момент поступления в камеру он уже содержал до 10 % интрателлурических кристаллов оливина. Установлено, что ксенолиты плагиолерцолитов, обнаруженные в габброидной зоне Йоко-Довыренского массива, являются фрагментами пород этих силлов, что убедительно свидетельствует о принадлежности силлов к более ранней фазе внедрения относительно самого массива. Показано, что формирование габбро-перидотитовых силлов связано с процессами внутриплитного магматизма. Родоначальный высокомагнезиальный расплав свидетельствует о достаточно высоком тепловом потоке, вероятно, обусловленном существованием в этот период мантийного плюма, ареал развития которого связывается с крупной Франклинской изверженной провинцией.

Габбро-перидотитовые силлы, дифференциация, внутриплитные рифты, мантийный плюм.

GABBRO-PERIDOTITE SILLS OF THE LATE RIPHEAN DOVYREN PLUTONIC COMPLEX (northern Baikal area, Russia)

D.A. Orsoev, A.S. Mekhonoshin, S.V. Kanakin, R.A. Badmatsyrenova, and E.A. Khromova

We report data on the geology, mineralogy, petrography, and chemistry of 733 Ma gabbro-peridotite sills from the Late Riphean Dovyren plutonic complex. Thick sills were differentiated into plagiolherzolite to olivine gabbronorite compositions by fractional crystallization of the K–Na series high-Mg low-alkali low-Ti picritic parental magma. The magma already contained up to 5% of intratelluric olivine crystals when entering the reservoir. The sills emplaced before the whole complex, judging by the presence of their fragments as plagiolherzolite xenoliths in the gabbro zone of the Yoko-Dovyren layered pluton. The gabbro-peridotite sills are products of high-temperature within-plate magmatism. High heat flow during the generation of the magma, evident from its high-Mg composition, was, likely maintained by the activity of a mantle plume associated with the Neoproterozoic Franklin large igneous province.

Gabbro-peridotite sills, magma differentiation, within-plate rifting, mantle plume

введение

Довыренский интрузивный комплекс располагается в Северном Прибайкалье и объединяет собственно Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габброноритовый массив, силлы перидотитов и дайковый комплекс, представленный гранофировыми габброноритами и габбро-долеритами [Гурулев, 1965; Мануйлова, Зарубин, 1981; Рыцк и др., 2002]. Для многих исследователей довыренский комплекс давно стал своеобразным полигоном, на котором решаются разнообразные петрологические задачи и разрабатываются модели медно-никелевого и платинометалльного рудогенеза. Однако, несмотря на длительный период изучения и успехи в решении многих петрологических и рудогенетических задач, некоторые вопросы формирования интрузивного комплекса по-прежнему остаются открытыми и неоднозначными. Так, одним из дискуссионных остается вопрос о временных и пространственных взаимоотношениях пород расслоенной серии Йоко-Довыренского массива с силлами плагиоперидотитов. Они залегают в приподошвенной части плутона среди терригенных пород и местами контактируют непосредственно с нижней дунитовой зоной массива. Последнее обстоятельство послужило основанием некоторым иссле-

© Д.А. Орсоев[⊠], А.С. Мехоношин, С.В. Канакин, Р.А. Бадмацыренова, Е.А. Хромова, 2018

[™]e-mail: magma@gin.bscnet.ru

DOI: 10.15372/GiG20180502

дователям [Гурулев, 1983; Конников, 1986, 1993] включить в разрез интрузива эти контактирующие плагиоперидотиты в виде «нижней эндоконтактовой зоны» как результат взаимодействия главной довыренской магмы с вмещающими терригенными породами. Другие ученые предполагали, что силлы есть апофизы главного интрузива, т. е. они являются закаленной, не испытавшей дифференциацию, фацией интрузива [Протерозойские ..., 1986]. Вместе с тем еще на ранних этапах изучения массива геологи-производственники (В.А. Антонченко, В.С. Калинин, Е.И. Твердохлеб и другие) рассматривали эти силлы как проявления одной из самостоятельных фаз внедрения и не включали в состав главного интрузива. Эту точку зрения позднее поддержал А.А. Ярошевский с соавторами [2006], они в качестве доказательства указали на отличие химического состава силлов от средневзвешенного состава собственно Йоко-Довыренского массива.

Подобная неоднозначность в суждении относительно происхождения приподошвенных силлов плагиоперидотитов подтолкнула нас провести целенаправленные исследования, чтобы попытаться ответить на вопрос, являются ли они результатом отдельного импульса магматического расплава или их следуют рассматривать как эндоконтактовую, не испытавшую дифференциацию, фацию Йоко-Довыренского интрузива. Особое звучание решение этой проблемы приобретает в связи с приуроченностью к плагиоклазовым перидотитам ЭПГ-содержащего Cu-Ni сульфидного оруденения (Байкальское месторождение).

Во время полевых работ при изучении внутреннего строения Йоко-Довыренского массива нами в зоне оливиновых габбро были обнаружены крупные ксенолиты ультраосновных пород. По текстурноструктурным особенностям, минеральному и геохимическому составу они оказались идентичны породам из габбро-перидотитовых силлов приподошвенной части массива. Заметим, что ксенолиты ранних продуктов магматической кристаллизации характерны для многих ультрабазит-базитовых интрузивов. Они описаны в расслоенных сериях Скергаардского массива и массива Рам, норитовой зоне Стиллуотера, ультрамафической и мафической зонах массива Великая Дайка, перидотитовом пласте Мончегорского плутона, критической подзоне массива Луккулайсваара, Чинейском интрузиве, некоторых массивах Западной Монголии. Наличие таких ксенолитов не позволяет рассматривать сложнопостроенные плутоны как результат одноактного внедрения базальтоидных и пикритоидных расплавов и их дальнейшей дифференциации.

В настоящем сообщении приводятся результаты минералого-геохимического изучения этих ксенолитов в сравнении с новыми данными по составу габбро-перидотитовых силлов. Полученный фактический материал позволил обосновать принадлежность силлов к самостоятельной более ранней фазе внедрения довыренского интрузивного комплекса.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДОВЫРЕНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Верхнерифейский довыренский интрузивный комплекс расположен в южной части Олокитско-Бодайбинского рифтогенного прогиба. Эта структура протягивается узкой полосой на 250 км при ширине 20—25 км от северо-западного побережья оз. Байкал до устья р. Манюкан (левого притока р. Мама). Современные геодинамические реконструкции связывают формирование прогиба с деструктивными процессами преобразования фундамента Байкало-Патомского палеобассейна в начале верхнего рифея и с последующим усилением этих процессов на коллизионно-аккреционном этапе развития этого палеобассейна на рубеже 800—720 млн лет [Рыцк и др., 2002; Булгатов, 2015]. В результате этого в пределах Олокитской части рифта сформировалась Сыннырская впадина с проявлениями базит-ультрабазитового магматизма, представленного телами довыренского интрузивного комплекса и вулканогенными породами сыннырской свиты.

В основании разреза Олокитского полеорифта, по [Булгатов, 2015], распространена сланцево-метабазитовая толща тыйской свиты океанической стадии развития с возрастом метабазальтов MORB типа 915±5 млн лет [Орсоев и др., 2015]. На ней согласно залегают терригенные турбидиты олокитской и авкитской свит, которые сменяются терригенно-известняковыми турбидитами итыкитской свиты и терригенно-известняково-доломитовой толщей ондокской свиты. В верхней своей осадочной толще ондокская свита вмещает тела довыренского интрузивного комплекса и перекрывается терригенно-осадочными породами и вулканогенными образованиями иняптукской и сыннырской свит.

Йоко-Довыренский плутон в плане представляет линзовидное тело (рис. 1, *a*), залегающее субсогласно с вмещающими породами ондокской свиты как по простиранию, так и по падению. На северовосточном фланге он перекрывается раннекембрийскими отложениями холоднинской свиты. Современное положение массива почти вертикальное (см. рис. 1, *б*) вследствие постинтрузивных складчатых деформаций. Он обладает всеми признаками типично расслоенного плутона [Уэйджер, Браун, 1970; Шарков, 2006]. В его строении участвуют как ультраосновные породы (дуниты, верлиты), так и породы основного ряда (троктолиты, оливиновые габбро, габбронориты и нориты). Эти разновидности пород



Рис. 1. Схема геологического строения Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габбрового массива с положением приподошвенных габбро-перидотитовых силлов (*a*) и поперечный разрез по линии АБ (*б*), по материалам А.Г. Степина (1992 г.) с дополнениями и упрощениями авторов.

1—холоднинская свита; 2— ондокская свита; 3— базальты, их туфы с прослоями вулканитов риолитового состава иняптукской свиты; 4—10— довыренский интрузивный комплекс: 4— габбро-перидотитовые силлы, 5— силлы и дайки кварцсодержащих гранофировых габброноритов, 6— оливиновые габбро и габбронориты, 7— чередование плагиодунитов и троктолитов, 8— дуниты, 9— зоны серпентинизации, 10— платиноносный горизонт Риф I; 11— разрывные тектонические нарушения; 12— зоны тектонического меланжа; 13— геологические границы между породами; 14— место находки ксенолитов плагиоклазовых перидотитов; 15— участки опробования габбро-перидотитовых силлов: 1— уч. Рыбачий; 2—5— уч. Центральный: 2— руч. Большой, 3— канавы и разрез вдоль дороги, 4— руч. Безымяный, 5— силл Верблюд; 6— уч. Школьный (шурфы, канава). На врезке — положение Йоко-Довыренского массива в структуре складчатого обрамления (белый фон) Восточно-Сибирской платформы.

последовательно сменяют друг друга в разрезе массива снизу вверх. Смена минеральных парагенезисов и закономерная эволюция химического состава минералов и пород позволяют рассматривать расслоенную серию как магматическую систему, сформированную в результате одноактного внедрения. В прикровленной области массива вдоль всего его юго-восточного контакта развиты силлы и дайки кварцсодержащих гранофировых габброноритов. Эти образования прослеживаются также вдоль северо-западного контакта, прорывая приподошвенные породы массива, плагиоперидотитовые силлы и вмещающую толщу. В зоне перехода ультраосновной серии в габброидную располагается горизонт такситовых пород с малосульфидным платинометалльным оруденением, названный нами «Риф I».

ОБЪЕКТЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Проведенные исследования базируются на обработке более 100 образцов и проб. На участке Рыбачий нами опробованы шурфы и керн разведочных скважин. На участке Центральный были изучены разрезы мощного силла в коренных обнажениях вдоль руч. Центральный (гора Верблюд) по дороге, ведущей от поселка геологов в сторону вершины горы Довырен, и далее вдоль руч. Большой. Разрез силла по ручью Большой был составлен в 1989 г. Э.Г. Конниковым, Д.А. Орсоевым и А.А. Цыганковым. На участке Школьный опробованы несколько шурфов и канава № 142, пройденная вкрест простирания габбро-перидотитового силла. Участки отбора проб отмечены на геологической схеме массива (см. рис. 1, *a*).

Определение содержаний главных петрогенных оксидов в породах выполнено стандартным силикатным анализом, некоторых микроэлементов — методами атомно-абсорбционного (Сг, Со), рентгенофлуоресцентного (Ni, Cu, Sr, Zr, Ba) анализа на установке VRA-30 в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Концентрации редких (Cs, Rb, Th, U, Nb, Ta, Hf) и редкоземельных элементов (РЗЭ) определены методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT-2 в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (г. Иркутск). Химический состав породообразующих минералов определялся на микроанализаторе JXA-8200 в ИГХ СО РАН (аналитик Л.А. Павлова) и на электронном сканирующем микроскопе LEO 1430 VP, оснащенном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350, в ГИН СО РАН.

СТРОЕНИЕ, ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ПОРОД СИЛЛОВ

Строение. Плагиоперидотитовые силлы и их дайкообразные тела наблюдаются вдоль всего северо-западного контакта Йоко-Довыренского плутона, протягиваясь иногда на десятки километров (см. рис. 1, a). Мощность их колеблется от десятков до 200—250 м. Наиболее мощные силлы дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов. В подавляющей своей части силлы имеют крутое падение (см. рис. 1, δ) и располагаются согласно с напластованием вмещающих терригенно-карбонатных пород. Лишь иногда на коротких отрезках контакты их с вмещающими породами становятся секущими. Некоторые силлы по простиранию расщепляются и местами от них отходят апофизы. Скважинами, пробуренными в 1988—1991 гг. на участке Центральный, они прослежены на глубину около 800 м (скв. 138, 139).

Характер дифференцированности можно проследить на примере одного из самых мощных силлов, разрез которого нами закартирован по руч. Центральный (уч. 5). Первое его схематичное описание было сделано С.А. Гурулевым [1965], а позднее в публикации А.А. Арискина с соавторами [2015], в которой этот силл получил название «Верблюд».

При общей мощности около 200 м силл Верблюд имеет асимметричное строение. Приподошвенная часть (~12—15 м) его разреза сложена оливиновыми габброноритами, зернистость которых увеличивается от эндоконтактовой зоны к центру. Далее в интервале 15—120 м наблюдается расслоенная серия, представленная чередованием оливиновых и безоливиновых габброноритов, оливиновых плагиопироксенитов и плагиолерцолитов. Эта серия сменяется монотонной толщей плагиолерцолитов (~80 м). Верхний контакт с вмещающими породами закрыт четвертичными отложениями. Среди расслоенной серии наблюдается секущая дайка кварцсодержащих гранофировых габброноритов мощностью ~15 м. По составу и петрографическим характеристикам они аналогичны габброноритовым силлам в кровле Йоко-Довыренского массива.

В нижнем контакте силла наблюдается зона закалки небольшой мощности, представленная пикродолеритами и пикробазальтами. Последние постепенно переходят в мелкозернистые оливинсодержащие габбронориты и далее в их меланократовые разности. Аналогичное строение этого силла наблюдается в разрезах на его юго-западном продолжении (уч. 2—4).

Петрографо-минералогическая характеристика. Преобладающими породами силлов являются *плагиолериолиты*. Они имеют отчетливо выраженную кумулятивную (гипидиоморфно-зернистую) микроструктуру с участками развития пойкилитовой (рис. 2, *a*). Породы сложены кумулусными оливином



Рис. 2. Микроструктуры пород габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов.

Шлифы, николи×. *а* — плагиолерцолит силла (Д-42-07), микроструктура гипидиоморфно-зернистая, увел. 20; *б* — плагиолерцолит из ксенолита (Д-72/3-92), микроструктура гипидиоморфно-зернистая, увел. 20; *в* — оливиновый габбронорит силла (ДЦ-61-99), микроструктура габбровая, увел. 20; *г* — пикродолерит зоны закалки (ДЦ-15.5-99), микроструктура долеритовая (интергранулярная), увел. 50.

(Fa = 17.0—18.3 %, табл. 1), плагиоклазом (битовнит, 68—76 % An) и авгитом (f = 12.3—13.7 %); в интерстициях этих минералов развиты энститит (f = 16.0—17.1 %), флогопит (f = 12.3—15.5 %), единичные зерна кальциевого амфибола — паргасита (f = 14.0 %). Нередко энстатит корродирует оливин, что свидетельствует об их перитектических соотношениях. Содержание флогопита в породе достигает 3—5 %. С помощью электронного микроскопа в качестве акцессорных минералов диагностированы хлорапатит, циркон, бадделеит, монацит, торит.

Оливиновые пироксениты представлены плагиовебстеритами, которые можно рассматривать как породы, переходные между плагиолерцолитами и габброидами, тем более, что они, как правило, размещаются в зоне контакта перидотитов и габброноритов. По текстурно-структурным характеристикам и минеральному составу оливиновые вебстериты аналогичны плагиолерцолитам, отличаясь от них более высокими содержаниями пироксенов и, соответственно, меньшими — оливина. Содержание плагиоклаза изменяется от единичных зерен до 10 %. Железистость минералов в этих породах заметно больше, чем в плагиолерцолитах, и составляет для оливина 18.1—20.2 %, (см. табл. 1), авгита — 15.7—19.4 %, энстатита — 15.7—17.6 %, флогопита — 17.8—21.0 %. Плагиоклаз отвечает лабрадору (52—56 % An). Набор акцессорных минералов такой же, как и в плагиолерцолитах.

Оливиновые габбронориты по соотношению плагиоклаза и темноцветных минералов изменяются от мелано- до мезократовых разновидностей. Этим породам свойствен котектический плагиоклаз-клинопироксеновый парагенезис с ойкокристами и мелкими изометричными зернами энстатита (f = 23.8 %, см. табл. 1). Постоянно присутствует оливин (Fa = 26.4 %) с несколько повышенным идиоморфизмом своих зерен по отношению к другим силикатам. В породах преобладает габбровая структура, местами переходящая в габбро-офитовую и пойкилоофитовую (см. рис. 2, ϵ). Для авгита (f = 20.6 %) и флогопи-

10			Γ	Ілагиоле	ерцолиты			Оливиновые плагиовебстериты								
Компо-	Д-6-07		Д-43ж-07				99-DV-	9		92-59		92	-65	92-58		
nem	Ol(3)	Cpx (3)	Ol(10)	Cpx (6)	Opx (11)	Ol(3)	Cpx (2)	Opx(3)	O1(9)	Cpx (8)	Opx(4)	Ol(12)	Cpx (3)	O1(9)	Cpx(1)	Opx(5)
SiO ₂	39.54	52.87	39.24	53.13	55.63	39.52	53.05	55.68	39.23	52.89	55.83	38.14	52.55	38.88	54.24	55.62
TiO ₂	_	0.69	_	0.35	0.05		0.59	0.23		0.21	0.08	_	0.21	_	0.53	0.06
Al_2O_3	_	2.02	_	1.42	0.80	_	1.82	0.69		3.27	0.96	_	2.78	_	1.15	0.92
Cr ₂ O ₃	_	0.64		0.66	0.05		0.58	0.15	_	0.42	0.15			_	—	0.04
FeO*	17.61	4.71	17.44	4.53	11.46	16.02	4.52	10.46	16.98	5.41	11.14	18.99	5.77	17.58	5.66	11.57
MnO	0.24	0.13	0.23	0.06	0.15	0.22	0.13	0.31	0.21	0.11	0.24	0.25	0.12	0.20	0.17	0.25
MgO	43.01	17.21	43.41	18.25	31.59	43.95	17.22	31.65	43.04	15.83	28.81	42.23	15.48	42.83	15.85	30.11
NiO	0.20		0.25	_	_	0.28	_	_	0.29	_	_	0.17	_	0.26	_	_
CaO	_	20.95	_	21.59	0.98		21.19	0.85		20.75	1.54	_	21.89	_	21.44	0.76
Na ₂ O	_	0.31	_	_	_	_	0.31	_		0.51	_	_	0.52	_	0.34	
Сумма	100.60	99.53	100.57	99.93	100.71	99.99	99.41	100.02	99.75	99.13	98.75	99.72	99.48	99.75	99.38	99.33
<i>f,</i> ат. %	_	13.7		12.3	17.1	_	13.2	16.0	_	15.7	18.1		17.6	_	17.1	18.1
Fa, %	18.7	_	18.4		_	17.0		_	18.1	_	_	20.2		18.7		_

Таблица 1.	Химический состав оливинов и пироксенов из пород габбро-перидотитовых
	силлов и их ксенолитов (мас.%)

Компо-	Оливи	новый габбр	ронорит		Плагиолер	цолиты из	:	Оливиновый плагиовебстерит из оторочки ксенолита				
нент		92-62		Д-7	72-92		Д-72/3-92		Д-72/4-92			
	Ol (7)	Cpx (5)	Opx (2)	Ol (3)	Opx (2)	Ol (2)	Cpx (2)	Opx (3)	Ol (3)	Cpx (2)	Opx (3)	
SiO ₂	37.87	52.85	54.14	38.53	54.81	38.98	52.58	55.10	38.59	53.29	54.57	
TiO ₂	_	0.68	0.18		0.40		0.70	0.20	_	0.25	0.27	
Al ₂ O ₃	—	1.93	1.21		0.96		2.24	1.17		1.49	1.06	
Cr ₂ O ₃	—	0.17	0.07		0.16		0.66	0.32		0.40	0.27	
FeO*	23.84	6.74	14.77	20.25	12.76	19.89	6.13	12.29	20.67	5.20	12.63	
MnO	0.28	0.15	0.28	0.31	0.26	0.26	0.15	0.27	0.26	0.15	0.32	
MgO	37.25	14.93	27.09	40.58	29.27	40.46	16.88	28.33	40.27	16.43	28.80	
NiO	0.12	_	_	0.13	0.07	0.13	0.07	_	0.12	_	0.07	
CaO	—	21.01	0.99	0.05	1.18	0.05	19.81	2.13	0.05	22.16	1.71	
Na ₂ O	_	0.50			_		0.39	_	_	0.31	—	
Сумма	99.36	98.96	98.73	99.85	99.87	99.77	99.61	99.81	99.96	99.68	99.70	
<i>f,</i> ат. %		20.6	23.8		20.0		17.2	19.9		15.5	20.2	
Fa, %	26.4	_	_	21.9	_	21.6	_	_	22.2	_	—	

Примечание. В скобках указано количество проанализированных зерен, использованных для расчета среднего состава. Fa — содержание фаялитового компонента в оливине, *f* (железистость) = 100 (Fe²⁺+Mn)/(Mg+ Fe²⁺+Mn). Здесь и в табл. 2: прочерк – элемент не обнаружен (ниже предела чувствительности анализа).

* Суммарное железо.

та (f = 25.6%) типичны ксеноморфные выделения, ойкокристы. Плагиоклаз (андезин, 59 % An) в большинстве случаев наблюдается в виде мелких лейст (см. рис. 2, в). В интерстициях главных минералов постоянно присутствует в небольших количествах амфибол, представленный магнезиальной роговой обманкой. Широко развиты ильменит и магнетит с характерными взаимными пластинчатыми структурами распада твердого раствора. Габбронориты, как и ультраосновные породы, подвержены постмагматическим процессам: серпентинизация оливина, амфиболизация пироксенов, соссюритизация плагиоклаза и хлоритизация флогопита.

Во всех разновидностях пород силлов в составе оливина постоянно фиксируются изоморфные примеси NiO и MnO; авгита — Al₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃ и MnO; энстатита — Al₂O₃, TiO₂ и Cr₂O₃; плагиоклаза — FeO; флогопита — Na₂O и Cl. Заметим, что хлорную специализацию пород силлов также подчеркивает присутствие хлорапатита и наличие Cl (0.19—0.40 %) в сосуществующем паргасите. Такая геохимическая особенность свойственна, как правило, высокотемпературным ассоциациям мантийных, базальтоидных магм, тогда как для коровых, палингенных образований характерна водная и фторная специализация.

В *пикробазальтах* непосредственно на контакте с вмещающими породами наблюдается долеритовая структура мезостазиса. В породе четко выделяются мелкие субидиоморфные зерна оливина. Они заполняют пространство среди пироксен-плагиоклазовой массы, раскристаллизованной в виде тонких взаимных прорастаний с характерным радиально-лучистым строением (см. рис. 2, *г*).

Возраст. U-Pb датировка оливиновых габброноритов силла Верблюд, полученная локальным анализом зерен циркона методом лазерной абляции [Арискин и др., 2013], составляет 733 млн лет (среднее из 3 проб). Близкий возраст 729 млн лет (среднее из 2 проб) определен для пород верхней зоны оливиновых габброноритов Йоко-Довыренского массива. Ранее для этих же пород U-Pb методом по бадделеиту был получен возраст 725 млн лет [Эрнст, Гамильтон, 2009].

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД СИЛЛОВ

Представительные анализы пород габбро-перидотитовых силлов приведены в табл. 2. На классификационной диаграмме TAS все изученные породы отвечают нормальному ряду и по составу варьируют от перидотитов до пироксенитов и габброидов, охватывая интервал SiO₂ от 41 до 51 мас. % и MgO от 12 до 38 мас. %, что свидетельствует о значительной степени дифференцированности родоначального расплава в процессе внутрикамерной кристаллизации. В целом для пород характерны низкие содержания (мас.%) TiO₂ (< 0.57) и P₂O₅ (< 0.10). На диаграммах обнаруживается тренд дифференциации, который заключается в постепенном накоплении Al₂O₃, CaO, TiO₂ и суммы щелочей по мере уменьшения в породе MgO (рис. 3), что согласуется с основными тенденциями изменения состава породообразующих минералов.

Распределения содержаний некоторых индикаторных микроэлементов (Cr, Ni, Sr, Ba, Zr) также коррелируются с магнезиальностью пород. Наиболее жесткую положительную связь имеют когерентные элементы Ni, Cr (рис. 4, a, δ), отражающие фракционную кристаллизацию магмы, тогда как несовместимые — Sr, Ba и Zr, напротив, обнаруживают менее выраженную отрицательную корреляцию (см. рис. 4, e- ∂).

Суммарное содержание РЗЭ увеличивается от ультрамафитовых к габброидным породам (табл. 3). Все спектры характеризуются отрицательным наклоном (La/Yb)_N = 3.93—6.72 со значительным фрак-



Рис. 3. Петрохимические вариационные диаграммы для пород габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов.

Все анализы пересчитаны на безводный «сухой» остаток. Силлы: 1 — плагиолерцолиты, 2 — оливиновые плагиовебстериты, 3 — оливиновые габбронориты; ксенолиты: 4 — плагиолерцолиты, 5 — оливиновый плагиовебстерит из оторочки на контакте с оливиновым габбро; 6 — средний состав пикробазальтов зоны закалки силлов по данным табл. 2. Серыми стрелками показаны тренды дифференциации.

Таолица 2.	Таблица	2.
------------	---------	----

Химический состав представительных проб разновидностей пород габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов

Ком- по-	Д-38- 07	Д-38а-07	Д-42а-07	ДР- 35/89	Д-53/2- 07	ДЦ-2- 99	99- DV-1	92-53	92-60	Д-43е- 07	ДО-2- 99	ДО-4- 99	Д-43ж -07	Д-39- 07	99- DV-10
нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	42.70	42.98	42.78	42.52	43.99	42.34	43.74	44.03	42.46	42.16	43.91	42.17	41.41	46.20	43.48
TiO ₂	0.21	0.33	0.16	0.25	0.35	0.26	0.24	0.24	0.30	0.33	0.30	0.26	0.26	0.39	0.30
Al_2O_3	4.36	4.64	4.32	4.85	5.39	5.09	5.25	5.38	6.53	3.89	5.60	4.50	4.55	7.63	8.33
Fe ₂ O ₃	7.50	6.54	5.45	5.84	5.59	1.07	5.00	11.94*	16.13*	1.69	3.84	4.36	3.05	2.70	6.15
FeO	9.36	7.43	8.48	11.28	6.08	16.89	8.14	_		15.26	10.93	13.49	11.87	11.61	7.35
MnO	0.16	0.18	0.12	0.23	0.17	0.22	0.21	0.17	0.17	0.18	0.16	0.15	0.17	0.16	0.18
MgO	32.71	33.77	35.97	30.68	33.98	29.57	33.65	33.68	28.19	31.44	30.29	31.38	34.19	24.91	27.62
CaO	2.58	3.77	2.62	3.94	3.70	3.73	3.28	4.21	5.60	4.19	4.26	3.13	3.59	5.60	5.63
Na ₂ O	0.10	0.09	0.07	0.27	0.15	0.34	0.20	0.17	0.16	0.27	0.31	0.20	0.50	0.21	0.38
K ₂ O	0.29	0.21	0.03	0.09	0.55	0.40	0.26	0.15	0.39	0.50	0.32	0.28	0.38	0.54	0.50
P_2O_5	0.03	0.06	0.01	0.05	0.06	0.08	0.03	0.03	0.05	0.07	0.07	0.07	0.03	0.05	0.07
Cr	2700	2700	3600	2700	4100	1000	2400	2400	5900	2500	1400	2200	4100	1700	3500
Со	130	140	180	210	98	210	120	81	130	170	140	140	140	130	130
Ni	1965	1862	2189	2300	1485	1960	1520	1200	1900	2283	1020	900	_	1530	920
Cu	633	615	577	1100	_	610	110	350	610	876	190	240	153	521	20
Sr	4	5	3	100	16	100	66	15	100	16	40	29	46		96
Zr	24	32	9	_	25	33	34	39	47	41	37	30	26	35	40
Ba	74	51	14	_	75	210	110	_	_	21	105	130	142	102	240
	•							•	•		•			•	

Ком- по-	99- DV-4	99- DV-5	92-34	Д-43г-07	99DV- 60	ДР- 15/89	ДР- 20/89	Д-30- 07	Д-43- 07	Д-43б -07	DV- 35-2	07DV- 100-1	Д-72- 92	Д-72/3- 92	Д-72/4- 92
нент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	47.11	47.09	47.70	46.96	50.67	49.08	49.65	50.30	48.56	48.68	48.38	49.53	42.89	45.31	46.91
TiO ₂	0.38	0.41	0.27	0.41	0.47	0.36	0.22	0.44	0.50	0.50	0.47	0.47	0.15	0.20	0.29
Al_2O_3	8.01	8.10	7.29	7.49	13.87	13.95	18.96	11.58	10.06	9.11	9.76	10.46	2.60	2.97	7.24
Fe ₂ O ₃	2.03	1.85	11.43*	2.62	1.06	0.89	0.16	2.34	_	—	—	—	2.52	3.41	2.13
FeO	8.65	8.41	_	9.24	7.95	7.21	6.85	8.40	10.91*	10.62*	10.52*	9.75*	14.71	11.87	10.44
MnO	0.17	0.16	0.16	0.17	0.15	0.15	0.14	0.15	0.18	0.16	0.17	0.17	0.16	0.11	0.18
MgO	27.20	27.07	26.54	25.41	12.17	14.15	10.70	17.05	20.12	21.66	21.25	20.40	34.64	32.19	24.37
CaO	4.84	5.23	5.74	6.23	11.57	12.44	11.54	7.87	7.75	7.73	7.63	7.11	2.02	3.35	7.75
Na ₂ O	0.96	1.01	0.16	0.77	1.42	1.26	1.49	1.40	0.98	0.61	1.08	1.28	0.25	0.41	0.52
K ₂ O	0.61	0.60	0.65	0.64	0.57	0.45	0.24	0.43	0.72	0.75	0.64	0.73	0.05	0.12	0.13
P_2O_5	0.04	0.04	0.05	0.05	0.09	0.06	0.04	0.03	0.06	0.06	0.09	0.08	0.01	0.05	0.13
Cr	4300	4400	4200	1600	800	1300	760	740	1200	1600	1983	2188	3000	2000	1900
Co	100	100	93	120	40	48	46	70	90	110	_	—	100	77	100
Ni	1330	1300	1300	_	210	280	230	—	600	560	_	—	810	740	650
Cu	57	50	22	128	50	53	180	—	133	70	_	—	120	50	430
Sr	70	80	100	99	160	230	270	188	94	110	132	130	33	49	97
Zr	52	55	71	43	57	—	—	52	53	50	55	61	27	25	40
Ba	200	240		188	250	_	_	340	267	162	282	349	54	82	86

Примечание. Породы силлов: 1—13 — плагиолерцолиты, 14—19 — оливиновые плагиовебстериты, 20—23 — оливиновые габбронориты; 24—27 — пикробазальты зоны закалки; породы ксенолитов: 28, 29 — плагиолерцолиты, 30 — оливиновый плагиовебстерит из оторочки ксенолита. Обр. DV-35-2 и 07DV-100-1 из работы [Арискин и др., 2015]. Анализы пересчитаны на безводный «сухой» остаток. Оксиды даны в мас. %, элементы-примеси — в г/т.

^{*} Все железо в виде FeO или Fe₂O_{3.}



ционированием для легких лантаноидов $(La/Sm)_N = 2.71-3.95$ и более слабым для тяжелых $(Gd/Yb)_N = 1.28-1.41$ и слабовыраженной отрицательной европиевой аномалией Eu^{*} = 0.77-0.95 (рис. 5, *a*-*e*).

На спайдер-диаграммах все типы пород также демонстрируют однотипный фракционированный тренд. Они имеют одинаковую конфигурацию спектров, включая обогащенность крупноионными элементами — Rb, Ba, Th, U, максимум Nd, отчетливые минимумы по Ta, Nb, Sr и P, небольшое обеднение Ti и незначительное Zr и Y (см. рис. 5, a-e). Обращает на себя внимание аномальный максимум Pb. Положительная аномалия по Pb вообще характерна практически для всех пород Йоко-Довыренского массива, а также для сопряженных базальтоидных пород сыннырской свиты [Арискин и др., 2015].

ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ

Геологическая позиция и строение. Ксенолиты плагиолерцолитов обнаружены в Йоко-Довыренском массиве на его юго-восточном склоне в пределах зоны развития оливиновых габбро и габброноритов (см. рис. 1). Они представлены двумя крупными телами размером примерно 1×2 м, расположенными друг от друга на расстоянии около 2 м. Одно тело имеет изометричную форму, другое — более вытянутую согласно расслоенности во вмещающих оливиновых габбро. Контакты ксенолитов с оливиновыми габбро не совсем четкие, но тем не менее прослеживаются реакционные изменения плагиолерцолитов в виде маломощных оторочек, которые по составу отвечают оливиновым плагиовебстеритам.

Плагиолерцолиты, так же как и в силлах, характеризуются гипидиоморфно-зернистой микроструктурой с участками развития пойкилитовой (см. рис. 2, б). В целом по структурно-текстурным, петрографическим и минералого-геохимическим характеристикам ксенолиты идентичны плагиолерцолитам габбро-перидотитовых силлов.



Рис. 5. Характер распределения редкоземельных и редких элементов, нормированных на хондрит CI и примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989], в породах габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов.

Табл	ица	3.
------	-----	----

Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в породах габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов

				_											
Элемент	Д-43 ж-07	Д-53/ 2-07	DV 35-4	99- DV-10	92-61	DV 35-7	DV 35-8	DV35- 13	07DV- 109-8a	92-62	07DV- 100-1	DV 35-2	Д-43- 07	Д-72/ 3-92	Д-72/ 4-92
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Rb	10.0	3.8	20.0	18.1	25.9	24.7	20.3	18.4	25.8	24.2	23.3	21.3	19.9	6.0	11.5
Sr	56.2	26.2	104.0	107.6	157	160.0	152.0	172.0	137.0	148.6	130	132	94	49.0	92
Y	7.0	7.4	9.1	6.7	14.0	15.1	15.6	13.1	15.4	12.2	12.2	12.1	10.7	4.8	7.3
Zr	70.8	69.6	40.0	40.0	55.0	60.0	63.0	55.0	69.0	60.8	61.0	55.0	53.0	27.0	37.8
Nb	2.0	1.8	2.4	2.2	4.5	4.1	3.5	3.4	4.3	4.1	3.5	3.7	2.9	1.0	1.6
Та	0.16	0.14	0.17	0.14	0.41	0.24	0.20	0.21	0.21	0.42	0.28	0.25	0.21	0.14	0.20
Pb	15.2	9.7	8.5	37.6	34.5	22.2	6.5	45.8	10.0	15.6	38.9	8.7	8.7	3.8	5.3
Hf	1.55	1.60	0.93	1.05	2.01	1.80	1.60	1.50	1.90	2.01	1.70	1.60	1.40	0.65	0.95
Ba	170	93	197	214	343	337	311	325	255	338	349	282	267	113	133
Th	1.34	1.32	1.26	1.77	4.70	2.54	2.48	1.94	3.27	3.78	2.95	2.25	2.56	0.40	0.72
U	0.32	0.39	0.23	0.28	0.80	0.44	0.43	0.34	0.54	0.60	0.49	0.38	0.38	0.20	0.25
La	6.8	5.4	6.7	8.6	17.1	13.2	11.7	10.8	13.9	14.6	12.1	11.1	10.2	3.2	7.8
Ce	13.5	12.0	12.4	17.5	34.7	22.8	23.7	19.2	26.0	30.3	24.4	19.7	19.9	6.9	14.9
Pr	1.60	1.40	1.60	2.00	4.00	2.72	2.96	2.37	3.15	3.19	2.86	2.43	2.27	1.00	1.70
Nd	6.6	5.9	6.5	7.0	15.0	11.2	12.0	9.8	12.4	12.1	11.1	9.7	8.7	4.2	5.5
Sm	1.34	1.25	1.35	1.36	3.04	2.35	2.54	2.04	2.67	2.47	2.23	2.07	1.79	0.88	1.14
Eu	0.37	0.35	0.36	0.44	0.92	0.71	0.78	0.62	0.74	0.70	0.68	0.59	0.56	0.24	0.33
Gd	1.56	1.53	1.45	1.47	3.21	2.57	2.53	2.31	2.66	2.64	2.23	2.18	1.83	0.98	1.23
Tb	0.22	0.24	0.24	0.22	0.46	0.42	0.41	0.37	0.47	0.41	0.38	0.37	0.30	0.16	0.21
Dy	1.52	1.61	1.53	1.37	3.17	2.64	2.52	2.27	2.84	2.64	2.28	2.29	1.92	1.02	1.30
Но	0.31	0.34	0.31	0.30	0.63	0.53	0.53	0.46	0.59	0.52	0.48	0.46	0.40	0.21	0.28
Er	0.92	1.00	0.91	0.85	1.88	1.60	1.53	1.40	1.76	1.61	1.42	1.39	1.17	0.66	0.88
Tm	0.13	0.15	0.13	0.12	0.28	0.24	0.23	0.20	0.27	0.23	0.21	0.20	0.18	0.09	0.12
Yb	0.90	0.93	0.88	0.87	1.73	1.53	1.45	1.34	1.69	1.51	1.33	1.34	1.13	0.66	0.80
Lu	0.14	0.15	0.14	0.13	0.25	0.24	0.23	0.20	0.26	0.24	0.21	0.20	0.17	0.11	0.12
ΣРЗЭ	35.91	32.25	31.48	42.28	86.34	62.75	63.11	53.38	69.40	73.19	61.91	54.02	50.52	20.31	36.31
Eu*	0.78	0.77	0.78	0.95	0.89	0.87	0.92	0.87	0.84	0.83	0.92	0.84	0.94	0.78	0.85
$(La/Yb)_N$	5.12	3.93	5.14	6.72	6.76	5.86	5.49	5.49	5.58	6.54	6.15	5.64	6.13	3.29	6.58
$(La/Sm)_N$	3.17	2.71	3.11	3.95	3.53	3.50	2.87	3.30	3.25	3.68	3.38	3.34	3.54	2.29	4.27
$(Gd/Yb)_N$	1.39	1.32	1.33	1.37	1.50	1.36	1.41	1.40	1.28	1.41	1.35	1.31	1.31	1.19	1.24

Примечание. Силлы: 1—3 — плагиолерцолиты, 4 — оливиновый плагиовебстерит, 5—9 — оливиновые габбронориты, 10—13 — пикробазальты зоны закалки; ксенолиты: 14 — плагиолерцолит, 15 — оливиновый плагиовебстерит из оторочки ксенолита. Eu^{*} = 2Eu_N/(Sm_N + Gd_N). Анализы 3, 6, 9, 11, 12 из работы [Арискин и др., 2015], 7, 8 — [Арискин и др., 2013].

Минеральный состав плагиолерцолитов из ксенолитов определяется оливином, моноклинным и ромбическим пироксенами. Плагиоклаз присутствует в подчиненном количестве. Как и в породах силлов, в них отмечается флогопит, количество которого не превышает 3—5 об. %. В качестве второстепенных и акцессорных минералов наблюдаются паргасит, сульфиды, ильменит, хромшпинели, хлорапатит, циркон, бадделеит, монацит.

Оливин представлен зернами размером до 1 мм в поперечнике, идиоморфизм которых отчетливо выражен по отношению к другим минералам. Содержание Fa компонента в оливинах составляет 21.6—22.2 %, концентрация NiO не превышает 0.13, а MnO — 0.31 мас. % (см. табл. 1). На диаграммах зави-

а — плагиолерцолиты (*1*) из силлов и ксенолитов (*2*); *б* — оливиновые плагиовебстериты (*3*) из силлов и оливиновый плагиовебстерит из оторочки на контакте с оливиновым габбро (*4*); *в* — оливиновые габбронориты из силлов (*5*), *г* — пикробазальты Глушихинского прогиба Енисейского кряжа (*6*), по [Ножкин и др., 2013]. Спектр серого цвета на всех диаграммах — пикробазальты зоны закалки силлов. Спектры элементов построены по данным табл. 3. Эталонные спектры базальтов траппового магматизма и коллизионных вулканоплутонических ареалов, по [Гущин и др., 2014], базальтов островных дуг (IAB), по [Иванов и др., 2008].



Рис. 6. Зависимость концентраций NiO и MnO от форстеритового (Fo) компонента в оливинах из пород габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов.

Усл. обозн. см. на рис. 3.

симости концентраций этих элементов от форстеритового компонента (рис. 6) оливины ксенолитов и пород силлов образуют единый тренд, свидетельствующий об общности их происхождения.

Клинопироксен формирует крупные ойкокристы, их форма в большинстве случаев подчиняется зернам оливина. По химическому составу, как и в породах силлов, он соответствует авгиту с железистостью 15.5—17.2 % (см. табл. 1). По содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 и MnO авгиты ксенолитов практически не отличаются от клинопироксенов габбро-перидотитовых силлов. На графиках состава минерала они совместно с авгитами пород силлов формируют единые тренды (рис. 7).

Ортопироксен обычно образует ксеноморфные зерна, располагаясь в интерстициях кристаллов оливина. По составу он отвечает бронзиту с железистостью 19.9—20.2 % (см. табл. 1). Постоянно присутствуют Al_2O_3 , CaO, TiO₂, Cr₂O₃ и MnO. По уровню содержания этих компонентов изученные ортопироксены также сходны с бронзитами плагиолерцолитов силлов.





Рис. 7. Диаграммы составов клинопироксенов из пород габбро-перидотитовых силлов и их ксенолитов:

зависимость содержаний $Cr_2O_3(a)$ и MnO (δ) от железистости, зависимость (Ca+Mn)/Fe от Mg/Fe (s). Усл. обозн. см. на рис 3. Петрохимия и геохимия. Содержания петрогенных компонентов и малых индикаторных элементов в породах ксенолитов приведены в табл. 2 (ан. 28—30). На вариационных диаграммах (см. рис. 3) и диаграммах распределения малых элементов (см. рис. 4) составы пород ксенолитов демонстрируют четкое подобие и соответствие с составами пород силлов.

Породы ксенолитов характеризуются также сходными с породами силлов распределениями РЗЭ и редких элементов. Их наиболее яркими геохимическими чертами являются обогащение такими крупноионными элементами, как Rb, Ba, а также Pb и легкими лантаноидами (см. рис. 5, *a*, *б*) при высоких содержаниях Cr и Ni (1900—3000 и 650—810 г/т соответственно) и очень низких Nb (1.0—1.6 г/т) (см. табл. 2, 3). На спайдер-диаграммах (см. рис. 5, *a*, *б*) это выражается отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti и положительной Pb. Кроме того, породы ксенолитов также обладают величинами отношений $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ и Eu^{*}_N, аналогичными породам силлов (см. табл. 3).

ОЦЕНКИ СОСТАВА РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ И РТ-УСЛОВИЙ ЕЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Оценка состава родоначальной магмы проведена нами по среднему составу пород закалочной фации. Из всех существующих способов определения состава родоначальной магмы этот метод считается наиболее простым и достаточно надежным. Состав пород зоны закалки (см. табл. 2, ан. 24—27) соответствует высокомагнезиальному, низкощелочному, низкотитанистому пикробазальту калиево-натриевой серии. Средний состав пород зоны закалки (мас. %): SiO₂ 48.79, TiO₂ 0.48, Al₂O₃ 9.85, FeO* 10.45, MnO 0.17, MgO 20.86, CaO 7.56, Na₂O 0.99, K₂O 0.71, P₂O₅ 0.07. По содержанию основных петрогенных компонентов (см. рис. 3) и малых элементов (см. рис. 4) этот средний состав занимает промежуточное положение между полем, образованным перидотитами и пироксенитами, и полем оливиновых габброноритов.

Оценка *РТ*-условий кристаллизации. Оценка давления проводилась по амфиболовому геобарометру [Johnson, Rutherford, 1989]. Анализы первично магматических амфиболов получены нами дополнительно и в статье не приводятся. Вычисленные значения давления для плагиолерцолита из силла и ксенолита оказались одинаковыми и составили соответственно 3.9 ± 0.5 и 3.7 ± 0.5 кбар.

При помощи программы КОМАГМАТ 3.72 были проведены расчеты, моделирующие кристаллизацию пород зоны закалки силлов при P = 3 и 4 кбар и условиях буфера вюстит—магнетит (WM), применение которого в данном случае обосновано в [Арискин и др., 2003]. Учитывая присутствие флогопита (до 3—5 %, см. выше), содержание H₂O было принято за 0.1 %. Согласно данным расчетов, кристаллизация раннего оливина начинается с температуры ~ 1356 °C при его составе Fo₈₈. Реальные наиболее магнезиальные оливины в закалочных породах силлов (по данным микрозондового анализа) отвечают составу Fo₇₈₋₇₉. Такое несоответствие реальных и модельных составов может указывать на то, что закаленные фации кристаллизовались из поступившего расплава, содержащего уже до 10 % интрателлурических кристаллов оливина. При такой кристалличности в качестве второй фазы при температуре 1178 °C появляется плагиоклаз, что согласуется с данными петрографических наблюдений.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании полученных геологических, минералогических, петро- и геохимических данных в мощных силлах выделяется дифференцированная серия, сложенная плагиолерцолитами, оливиновыми плагиовебстеритами и оливиновыми габброноритами. В процессе фракционно-кристаллизационной дифференциации происходит смена высокотемпературных минеральных парагенезисов на низкотемпературные. Фигуративные точки составов выделенных пород образуют единые тренды на всех бинарных петрохимических диаграммах (см. рис. 3) и на диаграммах с индикаторными микроэлементами (см. рис. 4). Аналогичные закономерности изменений химического состава в процессе кристаллизации магматического расплава установлены и для породообразующих минералов. В фемических минералах (оливин, пироксены, флогопит) синхронно увеличивается железистость (см. табл. 1), а в плагиоклазе уменьшается основность.

По своим геохимическим характеристикам породы зоны закалки идентичны породам расслоенной серии силлов, что наглядно демонстрируют величины отношения $(La/Yb)_N$, $(La/Sm)_N$ и $(Gd/Yb)_N$ (см. табл. 3), а также их спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы (см. рис. 5, *a—s*). Характер распределения несовместимых элементов сближает породы зоны закалки с базальтами коллизионных вулканоплутонических ареалов и особенно траппового магматизма (см. рис. 5, *c*).

Умеренно высокие величины отношений Ti/Zr (46—60) и Ti/V (17—23) отличают пикробазальты зоны закалки, с одной стороны, от бонинитов (22—44 и 3—15 соответственно), а с другой, — от базальтов COX, которым свойственны более высокие значения указанных отношений. По этим показателям они идентичны группе магнезиальных базальтов (26—87 и 9—24 соответственно), широко распространенных в палеопротерозойских внутриплитных рифтогенных структурах [Smithies, 2002], и, в частно-



Рис. 8. Диаграмма Ce/Nb—Th/Nb [Saunders et al., 1988] для пород зоны закалки габбро-перидотитовых силлов.

DMM — деплетированная MORB мантия, RSC — остаточный компонент слэба, SDC — субдукционный компонент. Точки состава верхней континентальной коры, среднего состава всей коры и поля базальтов островных дуг показаны по [Dampare et al., 2008].

сти, коррелируются с пикробазальтами верхнерифейской орловской серии (717±15 млн лет) Глушихинского прогиба Енисейского кряжа (см. рис. 5, г). Формирование этого прогиба и ряда других (Тейско-Чапский, Вороговский, Дашкинский)

связывается с коллизионно-аккреционным этапом развития рассеянных спрединговых зон Енисейского кряжа и проявлением внутриплитного магматизма на рубеже 730—720 млн лет [Ножкин и др., 2013], что практически совпадает с возрастом становления довыренского интрузивного комплекса.

С другой стороны, учитывая, что низкие концентрации Nb и Ta и отчетливое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми типичны для флюидонасыщенных магматических расплавов, которые формируются за счет дегидратации слэба в субдукционных условиях [Hawksworth et al., 1993] и не характерны для магматических ассоциаций внутриплитных рифтов, можно предположить, что природа Та-Nb минимума обусловлена существованием особого типа мантийного источника, возникшего при формировании континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса. При этом корообразование было связано с проявлением многочисленных и разновозрастных зон субдукции [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2006; и др.], в результате чего подлитосферная древняя мантия региона могла быть метасоматизирована надсубдукционными флюидами, богатыми водой и легкими лантаноидами [Wang et al., 2004]. Эта мантия могла взаимодействовать с мантией глубинного плюма, определяющего коллизионно-аккреционные процессы и сопровождающего их рассеянного рифтогенеза в верхнем рифее, и обусловливая тем самым повышенную степень плавления мантийного вещества. Доказательством в пользу такого предположения могут служить соотношения в океанических базальтах трех несовместимых элементов — Th, Nb и Ce. На диаграмме Ce/Nb—Th/Nb фигуративные точки пикробазальтов закалочной фации располагаются вблизи поля базальтов островных дуг, демонстрируя тем самым, что в их источнике присутствовал надсубдукционный компонент SDC (рис. 8). Об этом может свидетельствовать также и близость спектров несовместимых элементов пикробазальтов закалочной фации и островодужных базальтов Восточной Камчатки (см. рис. 5, г).

В совокупности все эти геохимические данные дают нам основание сделать вывод о том, что источником расплава силлов могла быть древняя надсубдукционная литосферная мантия. К подобному выводу пришли А.А. Арискин с соавторами [2015], которые на основе изучения Sr-Nd-Pb изотопных систем предположили, что происхождение довыренских магм в неопротерозое связано с изотопно-аномальным резервуаром. Протолитом этого источника, по их мнению, могли быть продукты частичного плавления примитивной или деплетированной мантии возраста 2.7—2.8 млрд лет.

Родоначальный высокомагнезиальный расплав свидетельствует о высоком тепловом потоке, вероятно, обусловленном существованием в этот период мантийного плюма, ареал развития которого связывается с крупной Франклинской изверженной провинцией на рубеже 716—728 млн лет [Мехоношин и др., 2016; Ernst et al., 2016].

Анализ полученных геологических, минералогических, петро- и геохимических данных свидетельствует о том, что ксенолиты плагиолерцолитов, обнаруженные нами в габброидной зоне Йоко-Довыренского массива, являются фрагментами (обломками) приподошвенных габбро-перидотитовых силлов. При этом установлено, что они испытали контактовое взаимодействие со стороны габброидного расплава. Развитие оторочек пироксенитов свидетельствует о достаточно длительном воздействии на ксенолиты базальтоидного расплава, что характерно для глубинных интрузивов. В пользу этого указывает рассчитанное давление 3.1 кбар для оливинового габбро Йоко-Довыренского массива, что соответствует глубине 9—10 км. Термальное воздействие фиксируется и по изменению состава породообразующих минералов ксенолитов.

Естественно, возникает вопрос, каким же образом фрагменты габбро-перидотитовых силлов оказались среди габброидов Довыренского массива? Нам представляется, что формирование силлов и пород массива происходило из единого магматического расплава, дифференциация которого в глубинных промежуточных камерах обусловила отделение пикритоидного расплава и поступление его в верхние горизонты коры с формированием межпластовых габбро-перидотитовых силлов. Внедрение второй, главной по объему, интрузивной фазы по той же магмоподводящей системе [Конников, 1986] привело к образованию мощной расслоенной серии Йоко-Довыренского массива. Интрудировавшая вторая порция расплава могла разрушить на своем пути уже закристаллизовавшиеся тела гипербазитовых силлов и захватить их фрагменты. Тела перидотитов вследствие своей тугоплавкости, а иногда и крупных размеров, не всегда могли быть полностью преобразованы в пироксениты или переведены в расплав и ассимилированы.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Проведенные геологические, минералогические, петро- и геохимические исследования габброперидотитовых силлов и их ксенолитов в довыренском интрузивном комплексе позволили сделать следующие выводы:

1. Наиболее мощные силлы довыренского интрузивного комплекса дифференцированы от плагиолерцолитов до оливиновых габброноритов в результате фракционной кристаллизации единого родоначального расплава. Состав родоначальной магмы отвечает высокомагнезиальному, низкотитанистому пикробазальту нормальной щелочности. По данным моделирования в момент поступления в современную камеру он уже содержал до 10 % интрателлурических кристаллов оливина.

2. Ксенолиты плагиолерцолитов, находящиеся в габброидной зоне Йоко-Довыренского расслоенного массива, принадлежат фрагментам пород габбро-перидотитовых силлов, что указывает на принадлежность силлов к самостоятельной более ранней фазе внедрения по отношению к основному объему магмы Йоко-Довыренского массива.

3. Формирование габбро-перидотитовых силлов довыренского интрузивного комплекса связано с процессами внутриплитного магматизма. При этом состав родоначальной высокомагнезиальной магмы свидетельствует о достаточно высоком тепловом потоке, вероятно, обусловленном существованием в этот период мантийного плюма, ареал развития которого увязывается с магматитами крупной Франклинской изверженной провинции.

Авторы благодарят Э.Г. Конникова, А.А. Арискина, Г.С. Николаева, Л.В. Данюшевского, А.А. Цыганкова, В.С. Каменецкого, А.В. Лавренчука, Н.Н. Перцева, Т. Венцеля, Л.П. Баумгартнера и Е.В. Кислова, принимавших участие в разные годы в полевых работах, а также признательны рецензентам А.Э. Изоху и Е.В. Коптеву-Дворникову за конструктивные замечания.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант 15-05-08843) и программы Президиума РАН № 27.

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В. Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам формирования фазовой расслоенности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, 2003, № 2, с. 131—155.

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Костицын Ю.А., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. Геохронология довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, 2013, № 11, с. 955—972.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (3), с. 528—556.

Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде—раннем палеозое. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2015, 191 с.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., Наука, 1965, 122 с.

Гурулев С.А. Условия формирования основных расслоенных интрузий. М., Наука, 1983, 248 с.

Гущин А.В., Гусев Г.С., Межеловская С.В. Петрогеохимические критерии распознавания тектонических (геодинамических) обстановок по составам вулканических пород // Разведка и охрана недр, 2014, № 12, с. 76—81.

Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН, 2008, т. 420, № 1, с. 92—96.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21—41.

Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1986, 127 с.

Конников Э.Г. Взаимодействие ультраосновных-основных магм с вмещающими породами и генезис сульфидных никелевых месторождений // Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 6, с. 520—527.

Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л., Наука, 1981, 88 с.

Мехоношин А.С., Эрнст Р.Е., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1043—1057.

Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж): петрохимический состав, возраст и условия образования // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (1), с. 58—71.

Орсоев Д.А., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Баянова Т.Б. Состав и возраст метабазальтов Олокитского позднерифейского рифта (Байкало-Муйская складчатая область) // Петрография магматических и метаморфических горных пород. Материалы XII Всероссийского петрографического совещания с участием зарубежных ученых. Петрозаводск, Карельский НЦ РАН, 2015, с. 211—213.

Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / П.А. Балыкин, Г.В. Поляков, В.И. Богнибов, Т.Е. Петрова. Новосибирск, Наука, 1986, 204 с.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные // Геотектоника, 2002, № 1, с. 29—41.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 551 с.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М., Научный мир, 2006, 368 с.

Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн лет (U-Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией Северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. Т. 2. М., Геос, 2009, с. 330—331.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., 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 // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.

Ярошевский Я.Я., Болиховская С.В., Коптев-Дворников Е.В. Геохимическая структура Йоко-Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия, 2006, № 10, с. 1027—1039.

Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications // Precambrian Res., 2008, v. 162, p. 403—423.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosci., 2016, v. 9, № 6, p. 464-469, DOI: 10.1038/ngeo2700.

Hawksworth C.J., Callagher K., Hergt J.M., McDermott F. Trace element fractionation processes in the generation of island are basalts // Philos. Trans. R. Soc. London. 1993, A 342, p. 179–191.

Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks // J. Geol., 1989, v. 17, p. 837—841.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // J. Petrol. (Special Lithosphere Issue), 1988, p. 415–445.

Smithies R.H. Archaean boninite-like rocks in an intracratonic setting // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 197, p. 19—34.

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. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—345. **Wang Y., Fan W., Zhang Y., GuoF., Zhang H., Peng T.** Geochemical, Ar⁴⁰/Ar³⁹ geochronological and Sr-Nd isotopic constraints on the origin of Paleoproterozoic mafic dikes from the southern Taihang Mountains and implications for the ca. 1800 Ma event of the North China Craton // Precambrian Res., 2004, v. 135, p. 55—77.

Рекомендована к печати 22 октября 2017 г. Е.В. Скляровым Поступила в редакцию 28 февраля 2017 г., после доработки — 27 сентября 2017 г.