

БУЛКИНСКИЙ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ (*Западный Саян*) — СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ ТИП РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИВОВ

Е.В. Бородина, А.Э. Изох, А.А. Монгуш*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

**Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
667007, Кызыл, ул. Интернациональная, 117а, Россия*

Булкинский массив, эталонный массив булкинского комплекса, расположен в северо-восточной части Западного Саяна. Расслоенная серия сложена дунитами, меланотроктолитами, троктолитами, оливиновыми габбро, габбро, роговообманковым габбро, оливиновым лейкогаббро, оливиновыми лейкогабброноритами, лейкогаббро, роговообманковым лейкогаббро, лейкотроктолитами, анортозитами, плагиоклазсодержащими горнблендитами. Магнезиальность пород (Mg#) варьирует от 76 в перидотитах (38 мас.% MgO) до 34 в анортозитах (2 мас.% MgO). Вверх по разрезу наблюдается последовательность кристаллизации ликвидусных минералов: $O1 \Rightarrow P1 \Rightarrow Cpx \Rightarrow Opx \Rightarrow Amf + Mag$. Петрохимические особенности пород массива согласуются с фракционной кристаллизацией родоначального расплава, соответствующего по составу пикриту (24 мас.% MgO, 11 мас.% FeO, Mg# = 80). Составы модельных кумулятов, полученные в результате моделирования формирования расслоенного массива, близки к составам пород Булкинского массива. Моделирование проводилось по программе КОМАГМАТ 3.5 при давлении 1—2 кбар, буфере QFM, содержании воды в расплаве 0.5 мас.%. Согласно графикам распределения редких и редкоземельных элементов, для пород Булкинского массива характерен нефракционированный тренд с деплетированным распределением LILE и HFSE. Распределение LILE в породах массива сходно с распределением в N-MORB, что свидетельствует об образовании родоначального расплава за счет частичного плавления океанической литосферной мантии, вероятно, аналогичной расположенным на смежной территории офиолитам Куртушибинского пояса. Деплетированность пород массива высокозарядными элементами может быть связана с участием в формировании Куртушибинского пояса надсубдукционного компонента. Образование Булкинского массива происходило на аккреционно-коллизийном этапе магматизма за счет дифференциации пикритового расплава, представляющего собой мантийную выплавку из океанической литосферной мантии с наложенными островодужными процессами.

Расслоенные интрузивы, перидотит-габбровые комплексы, фракционная кристаллизация, моделирование, родоначальный расплав, пикриты, редкоземельные элементы.

THE BULKA PERIDOTITE-GABBRO INTRUSION (*West Sayan*), A SYNCOLLISIONAL TYPE OF LAYERED INTRUSIONS

E.V. Borodina, A.E. Izokh, and A.A. Mongush

The Bulka layered intrusion, a standard intrusion of the Bulka complex, is localized in northeastern West Sayan. The layered series is composed of dunites, melanotroctolites, troctolites, olivine gabbro, gabbro, hornblende gabbro, olivine leucogabbro, olivine leucogabbronorites, leucogabbro, hornblende leucogabbro, leucotroctolites, anorthosites, and plagioclase-containing hornblendites. The Mg-number (Mg#) varies from 76 in peridotites (38 wt.% MgO) to 34 in anorthosites (2 wt.% MgO). From bottom to top of the section, the following sequence of crystallization of liquidus minerals is observed: $O1 \Rightarrow P1 \Rightarrow Cpx \Rightarrow Opx \Rightarrow Amph + Mag$. The petrochemical features of the massif rocks are consistent with the fractional crystallization of picritic parental magma (24 wt.% MgO, 11 wt.% FeO, Mg# = 80). The compositions of model cumulates determined by fractional crystallization modeling using the COMAGMAT 3.5 computer program at 1–2 kbar, QFM buffer, and 0.5 wt.% H₂O in the melt are similar to those of the intrusion rocks. The REE and trace-element patterns for these rocks show a nonfractionated composition trend with LILE and HFSE depletion. Depleted LILE pattern is similar to that in N-MORB, which evidences that the parental magma was produced through the partial melting of oceanic lithospheric mantle probably similar to the adjacent ophiolites of the Kurtushiba belt. The HFSE depletion of the intrusion rocks might be due to the island-arc processes during the belt formation. The Bulka intrusion formed at the accretion-collision stage of magmatism as a result of the differentiation of picritic melt generated from oceanic lithospheric mantle with superposed island-arc processes.

Layered intrusions, peridotite-gabbro complexes, fractional crystallization, modeling, parental melt, picrites, rare-earth elements

ВВЕДЕНИЕ

Для раннего палеозоя в Центрально-Азиатском складчатом поясе характерно значительное проявление ультрабазит-базитового магматизма, связанного с широкомасштабным мантийным плюмом [Кузьмин и др., 2001; Ярмолюк и др., 2003; Изох и др., 2003]. Особенностью этого этапа является проявление в широком временном интервале (510—465 млн лет) ультрамафит-мафитовых ассоциаций, предшествующих массовому гранитообразованию и тесно связанных с зональным метаморфизмом [Изох и др., 2001]. В некоторых террейнах установлены расслоенные низкотитанистые, низкощелочные, высокоглиноземистые ультрабазит-базитовые интрузии (Мажалыкский, Запевалихинский, Тебинский) [Изох и др., 1998; Владимиров и др., 1999; Бородина и др., 2004], которые по особенностям геологического строения, петрохимическим и геохимическим характеристикам неотличимы от островодужных высокоглиноземистых перидотит-габбровых ассоциаций. Их отнесение к аккреционно-коллизионному этапу стало возможным только после изотопно-геохронологических исследований [Изох и др., 1998; Бородина и др., 2004].

Булкинский массив является эталонным массивом одноименного комплекса, к которому также относятся Сыдыгский, Хангинский и Устреньский массивы [Немцович, 1973]. Булкинский массив представляет собой низкощелочной, низкотитанистый расслоенный массив, относящийся к аккреционно-коллизионному этапу магматизма, но отличающийся по своим геохимическим особенностям от других массивов этого типа.

Цель данной статьи — определить петролого-геохимические особенности Булкинского массива и условия его формирования, а также показать, что особенности состава расслоенной серии Булкинского массива связаны с кристаллизационно-гравитационной дифференциацией пикритового расплава, генерация которого происходила из океанической литосферной мантии, аналогичной офиолитам Куртушибинского пояса.

РАСПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Булкинский массив [Немцович, 1973; Орлов, 1975] расположен в северо-восточной части Западного Саяна, в осевой части хр. Ергак-Таргак-Тайга, в междуречье Амыла и Сыстыг-Хема и тектонически примыкает к сочленению Куртушибинского и Северо-Саянского офиолитовых поясов [Монгуш и др., 2005] (рис. 1). На западе и на севере массив по разлому граничит с образованиями полимиктового меланжа Куртушибинской зоны [Государственная..., 2003]. Остальная часть обрамления массива представлена терригенными отложениями аласугской свиты (E_3) Сыстыг-Хемской зоны [Херасков и др., 1967; Немцович, 1973; Орлов, 1975; Государственная..., 2003]. По результатам геолого-разведочных работ установлены интрузивные взаимоотношения Булкинского массива с породами верхнекембрийской аласугской свиты. Согласно данным Д.М. Орлова [1975], массив прорывает терригенные отложения аласугской свиты, а его возраст соответствует раннему ордовику (495 ± 20 млн лет).

По первичномагматическому бурому амфиболу нами были получены оценки Ar-Ag возраста заключительных этапов кристаллизации Булкинского массива. Для исследования был выбран образец наименее затронутого вторичными изменениями оливин-роговообманкового габбронорита из верхней части расслоенной серии (обр. Бл-946). Порода представлена оливином (10 %), плагиоклазом (50 %), клинопироксеном (10 %), ортопироксеном (10 %), бурым амфиболом (15 %), акцессорным минералом (рутил — 5 %). Более 80 % высокотемпературного отделения Ar соответствует плато с возрастом 465 ± 5 млн лет. Зафиксировано также низкотемпературное плато с возрастом 430 млн лет, что может быть связано низкотемпературными наложенными процессами. Поскольку образование роговообманковых пород из верхней части расслоенной серии происходило на последних стадиях кристаллизации, полученные геохронологические данные (465 млн лет) принимаются нами за время заключительного этапа формирования Булкинского массива. Этот возраст хорошо согласуется со вторым этапом базитового и гранитоидного магматизма Тывы [Изох и др., 2001; Руднев, 2010].

По своему строению Булкинский массив является лополитом с чашеобразной внутренней структурой, а в плане имеет эллипсовидную, субмеридионально вытянутую форму (рис. 2). По геофизическим данным [Коллеганов, Саранцев, 1971], массив представляет собой асимметричное воронкообразно сужающееся книзу тело, погружающееся в юго-западном направлении. Вскрытая часть массива занимает площадь около 100 км² и характеризуется глубоким эрозионным врезом до 1 км, хорошей обнаженностью, отчетливо выраженной расслоенностью, нередко наблюдаемой на стенках ледниковых каров, а также в элювиальных и делювиальных глыбах и образцах. Породы расслоенной серии образуют перемежающиеся полосы, мощность которых варьирует от сантиметров до 3 м и более [Орлов, 1975]. В крайних частях массива присутствуют ксенолиты интенсивно ороговикованных вмещающих пород. По данным В.М. Немцовича [1973], в экзоконтактовой зоне Булкинского массива установлены ороговикованные сланцы, песчаники, амфиболиты. Ксенолиты уплощенной формы почти всегда ориентированы параллельно полосчатости или трахитоидности интрузивных пород. Особенно насыщены ксенолитами поро-

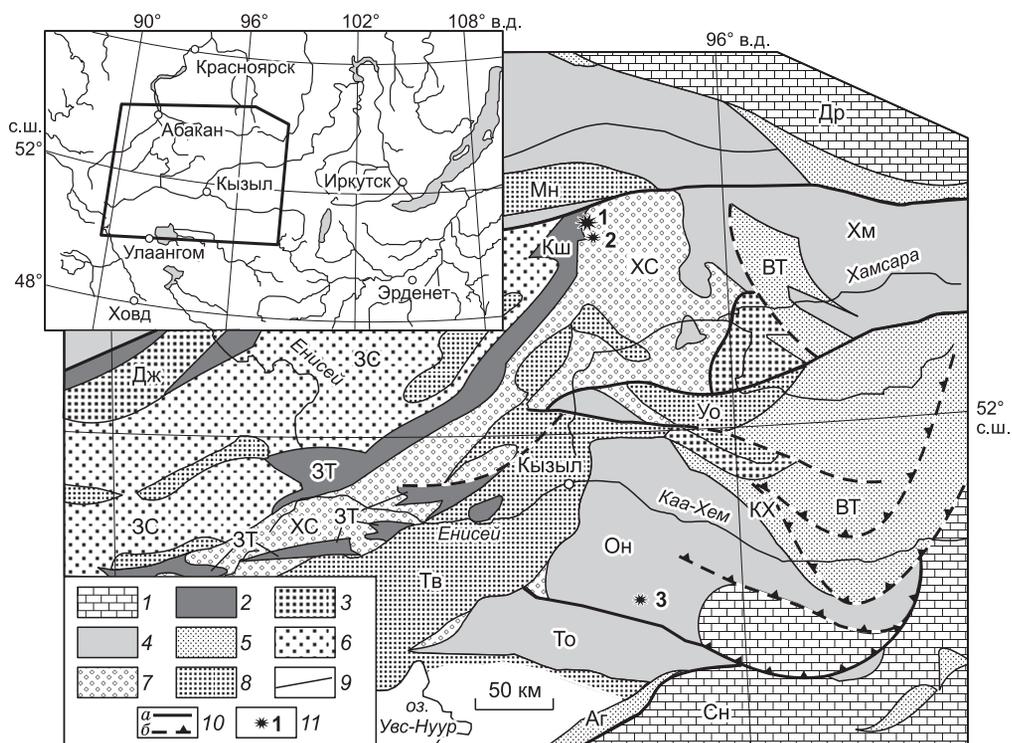


Рис. 1. Схема основных структур Тывы и Западного Саяна, по [Берзин, Кунгурцев, 1996; Preliminary..., 1999].

1—7 — структуры: 1 — пассивной континентальной окраины; 2—5 — островодужных систем: 2 — внешних аккреционных дуг преимущественно с океаническими породами, 3 — внешних аккреционных дуг преимущественно с турбидитами, 4 — внутренних магматических дуг, 5 — задуговых бассейнов; 6, 7 — коллизионные окраинно-континентальные: 6 — турбидитовые, 7 — молассовые; 8 — прогибы рифтового типа; 9 — границы между структурами; 10 — постаккреционные главные разломы (а) и надвиги (б); 11 — перidotит-габбровые массивы: 1 — Булкинский, 2 — Сыдыгский, 3 — Мажалыкский. Структуры: Аг — Агардагская, ВТ — Восточно-Тувинская, Дж — Джебашская, ЗС — Западно-Саянская, ЗТ — Западно-Тувинская, КХ — Каа-Хемская, КШ — Куртушибинская, Он — Ондумская, То — Таннуольская, Уо — Улугойская, Хм — Хамсаринская, ХС — Хемчикско-Сыстыг-Хемская, Мн — Минусинский блок, Сн — Сангиленский блок, Тв — Тувинский блок, Др — Дербинский микроконтинент.

ды северной части массива. Здесь ксенолиты достигают размеров до нескольких десятков метров в поперечнике [Орлов, 1975]. Контакты ксенолитов с интрузивными породами резкие, в ряде случаев в ксенолитах сохраняются следы первичной сланцеватости и слоистости. Для пород ксенолитов характерна разная степень контактового метаморфизма — от гиперстен-плаггиоклазовых роговиков с гранобластовой структурой до гнейсов и пироксеновых гранулитов (ортосланцев), что свидетельствует о том, что ксенолиты захватывались родоначальным расплавом массива на разных глубинах по мере его продвижения к поверхности.

Полевые наблюдения свидетельствуют об активной тектонической деятельности, синхронной с формированием расслоенной серии массива. Согласно наблюдениям Д.М. Орлова [1975], в процессе становления интрузива происходили подвижки, сопровождавшиеся дроблением полностью консолидированных меланократовых пород и пластической деформацией частично консолидированных лейкократовых пород. Такие особенности расслоенной серии характерны для синколлизионных расслоенных интрузивов, включая урало-алаянский тип. Подобные складчатые деформации пород расслоенной серии установлены для Хайрханского дунит-троктолит-габбрового массива в Озерной зоне Западной Монголии, который также относится к кембро-ордовикскому аккреционно-коллизионному этапу [Izokh et al., 2007].

В работе были использованы химические анализы пород, полученные рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XP (Швейцария) и СРМ-25 Электроника-60 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик Н.М. Глухова. Пробы подготовлены методом сплавления с активным флюсом. Рентгеноспектральные анализы породообразующих минералов сделаны в ИГМ СО РАН, аналитик В.Н. Королюк, анализы редких и редкоземельных элементов выполнены методом ICP-MS там же, аналитик С.В. Палесский и в Аналитическом центре ИГХ СО РАН (г. Иркутск), аналитики Е.В. Смирнова, В.И. Ложкин, Н.Н. Пахомова.

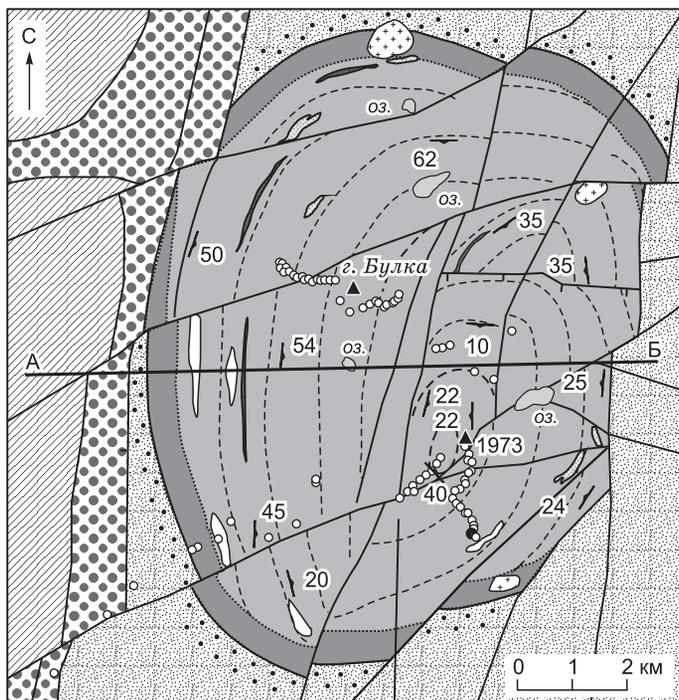


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Булкинского массива с использованием данных [Немцович, 1973; Орлов, 1975; Государственная..., 2003].

1 — терригенные отложения средневерхнекембрийской аласугской серии (песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты); 2 — гипербазиты Эргакского массива; 3 — меланжевая ассоциация Куртушибинской зоны; 4 — гранитоидные интрузии кызыкчадрского (?) габбро-диорит-гранитного комплекса; 5—7 — Булкинская интрузия: 5 — расслоенная серия (а), краевая серия (б), 6 — ксенолиты роговиков и ортосланцев, 7 — зоны вкрапленного титаномагнетитового оруденения; 8 — зона роговиков; 9 — разломы; 10 — элементы залегания полосчатости в габброидах; 11 — точки отбора проб.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геологические данные и петрографические наблюдения указывают на присутствие в разрезе массива дунитов и оливинсодержащих пород в основании ритмов [Орлов, 1975], что свидетельствует о том, что оливин был ликвидусным минералом, с которого началась кристаллизация родоначального расплава Булкинского массива. В процессе формирования расслоенной серии происходило характерное для расслоенных массивов уменьшение магнезиальности родоначального расплава и связанное с ним образование все более лейкократовых пород. Это под-



тверждается и минералогическими данными о том, что снизу вверх по разрезу наблюдается уменьшение основности плагиоклаза и магнезиальности оливина и ромбического пироксена [Орлов, 1975]. Возрастание в некоторых случаях основности плагиоклаза вверх по разрезу, вероятно, связано с тем, что в лейкократовых безоливиновых породах плагиоклаз является ликвидусным минералом и потому имеет наибольшую основность, в то время как в меланократовых породах он кристаллизуется из остаточных низкомагнезиальных порций расплава. С этой же особенностью кристаллизации плагиоклаза связана его большая идиоморфность по отношению к другим минералам в верхних лейкократовых частях разреза по сравнению с меланократовыми. Более поздним формированием лейкократовых габброноритов относительно меланократовых можно объяснить отмеченную Д.М. Орловым [1975] меньшую степень их консолидированности. В некоторых случаях установлено, что сходные породы из нижних горизонтов сложены более кислым плагиоклазом и более железистыми темноцветами, чем породы из верхних горизонтов. Однако эти нарушения в характере расслоенности, возможно, связаны с тектоническими смещениями отдельных блоков массива по многочисленным разломам.

Оливин (Ol) в породах расслоенной серии массива представлен изометричными зернами, более идиоморфными по сравнению с другими минералами, размером 0.2—2 мм, в среднем 0.5—1 мм. В наиболее лейкократовых разностях пород наблюдается равная степень идиоморфизма оливина и других породообразующих минералов. Состав проанализированных оливинов из пород Булкинского массива соответствует хризолиту с магнезиальностью от $Fo_{77.8}$ до $Fo_{71.8}$ (табл. 1, рис. 3).

Плагиоклаз (Pl) в оливинсодержащих породах чаще всего ксеноморфен по отношению к оливину и выполняет промежутки между его зернами. В лейкократовых породах плагиоклаз более идиоморфен по сравнению с пироксенами. Чаще всего плагиоклаз образует вытянутые или изометричные широко-таблитчатые кристаллы размером 0.5—1 мм, реже неправильной формы крупные (2—5 мм) пойкилокристаллы, включающие в себя зерна оливина и пироксенов. Кристаллизация плагиоклаза начиналась позже оливина, но раньше пироксенов, однако часто наблюдаются признаки одновременной кристаллизации плагиоклаза и пироксенов, а иногда клинопироксен более идиоморфен, чем плагиоклаз. В троктолитах кристаллизация оливина и плагиоклаза происходила одновременно, а в дунитах часть зерен плагио-

Таблица 1.

Состав минералов Булкинского массива, мас.%

Компо- нент	Оливин										Клинопироксен		
	Бл-7	Бл-9	Бл-12	Бл-20а	Бл-81	Бл-81	Бл-83	Бл-83	Бл-84	Бл-84	Бл-3	Бл-9	Бл-12
	Лгр	ОЛг	ОГ	Лг	Тр	Тр	Тр	Тр	Дг	Дг	РЛг	ОЛгн	ОГ
SiO ₂	37.7	37.8	36.5	35.6	38.8	38.7	38.2	38.0	38.4	37.2	50.8	52.3	51.2
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.0	0.4	0.7
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.2	2.4	3.1
FeO	23.1	25.7	22.7	25.9	21.5	20.3	25.4	22.7	23.8	24.8	8.2	7.0	5.3
MnO	0.4	0.4	0.3	0.4	0.3	—	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2
MgO	38.9	36.8	39.9	37.4	39.8	40.0	36.8	37.5	37.8	37.7	14.8	14.7	15.5
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	20.8	21.5	22.6
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5	0.5	0.4
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.12	0.30
NiO	0.03	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	0.03	—	0.05	—	—	0.02	0.01
Сумма	100.2	100.8	99.5	99.4	100.5	99.1	100.8	98.7	100.5	100.0	99.5	99.1	99.2
Mg#	75.0	71.8	75.8	72.0	76.8	77.8	72.1	74.6	73.9	73.1	76.2	78.9	84.0
En, %	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42.2	42.3	44.1
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14.3	12.7	9.5
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43.5	45.0	46.4
Компо- нент	Клинопироксен				Ортопироксен				Плагиоклаз				
	Бл-20а	Бл-80	Бл-80	Бл-80	Бл-12	Бл-16	Бл-20а	Бл-80	Бл-3	Бл-7	Бл-9	Бл-12	Бл-16
	Лг	РГ	РГ	РГ	ОГ	ОГ	Лг	РГ	РЛг	Лгр	ОЛгн	ОГ	ОГ
SiO ₂	51.6	51.6	51.3	51.2	54.2	52.8	54.0	52.1	50.0	48.3	48.3	47.6	52.9
TiO ₂	0.8	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al ₂ O ₃	3.2	1.9	2.3	2.0	2.1	1.4	1.9	0.9	31.4	32.3	32.6	32.8	29.0
FeO	7.3	8.8	9.4	9.1	14.1	20.7	15.7	22.5	0.1	0.2	0.2	0.3	0.1
MnO	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.6	0.4	0.5	—	—	—	—	—
MgO	14.7	14.5	14.0	14.1	28.4	23.1	27.4	23.7	—	—	—	—	—
CaO	21.4	21.7	21.1	21.4	0.8	1.2	0.8	0.8	14.5	16.1	16.1	16.7	11.7
Na ₂ O	0.5	0.4	0.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	3.2	2.4	2.4	2.0	5.0
K ₂ O	—	—	—	—	0.01	—	—	—	0.02	0.03	0.02	—	0.05
Cr ₂ O ₃	0.13	0.14	0.27	0.17	0.03	0.01	0.01	0.05	—	0.01	—	0.01	—
NiO	0.01	—	—	—	0.02	0.03	—	—	—	0.02	0.02	0.01	—
Сумма	99.8	99.8	99.6	99.0	100.0	100.2	100.3	100.8	99.1	99.4	99.6	99.4	98.8
Mg#	78.3	74.8	72.7	73.4	78.2	66.5	75.7	65.2	—	—	—	—	—
En, %	42.3	40.7	40.0	40.1	76.2	64.1	73.8	63.8	—	—	—	—	—
Fs	13.1	14.5	16.0	15.4	22.2	33.5	24.7	34.6	—	—	—	—	—
Wo	44.6	44.8	44.0	44.6	1.5	2.4	1.5	1.5	—	—	—	—	—
An	—	—	—	—	—	—	—	—	71.6	79.0	78.9	82.2	56.4
Ab	—	—	—	—	—	—	—	—	28.3	20.9	21.0	17.8	43.3
Or	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.2	0.1	0.0	0.3
Компо- нент	Плагиоклаз								Амфибол				
	Бл-20а	Бл-80	Бл-80	Бл-81	Бл-81	Бл-83	Бл-83	Бл-84	Бл-84	Бл-7	Бл-16	Бл-80	Бл-80
	Лг	РГ	РГ	Тр	Тр	Тр	Тр	Дг	Дг	Лгр	ОГ	РГ	РГ
SiO ₂	49.0	51.1	53.5	47.5	44.2	52.2	50.4	49.0	49.0	42.3	41.9	43.0	43.5
TiO ₂	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	3.6	2.5	2.5
Al ₂ O ₃	31.8	30.6	29.1	33.6	35.8	30.4	31.0	32.4	32.6	13.2	11.6	11.3	10.9
FeO	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	9.3	13.6	13.7	13.0
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1	0.2	0.2	0.2
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14.9	12.2	12.9	13.8
CaO	15.4	13.5	11.6	16.7	19.1	12.5	13.6	14.5	14.7	11.5	11.1	11.0	11.1
Na ₂ O	2.8	4.0	4.9	2.3	0.6	4.3	3.8	2.9	2.7	2.8	2.9	2.5	2.4
K ₂ O	0.03	0.03	0.04	—	—	0.04	0.04	0.01	0.00	0.32	0.21	0.27	0.24
Cr ₂ O ₃	—	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	—	0.01	0.02	0.51	0.02	0.10	0.15

Компо- нент	Плагиоклаз									Амфибол			
	Бл-20а	Бл-80	Бл-80	Бл-81	Бл-81	Бл-83	Бл-83	Бл-84	Бл-84	Бл-7	Бл-16	Бл-80	Бл-80
	Лг	РГ	РГ	Тр	Тр	Тр	Тр	Дг	Дг	Лтр	ОГ	РГ	РГ
NiO	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.01	—	—
Сумма	99.4	99.4	99.4	100.3	100.0	99.7	99.2	99.0	99.2	99.3	99.2	97.5	97.6
Mg#	—	—	—	—	—	—	—	—	—	74.1	61.6	62.6	65.4
An, %	75.2	65.1	56.3	80.3	94.4	61.3	66.4	73.3	74.9	—	—	—	—
Ab	24.6	34.8	43.5	19.7	5.6	38.5	33.4	26.6	25.1	—	—	—	—
Or	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.2	0.2	0.1	0.0	—	—	—	—
Компо- нент	Амфибол					Ильменит							
	Бл-81	Бл-81	Бл-84	Бл-84	Бл-16	Бл-80	Бл-80	Бл-80	Бл-80	Бл-83	Бл-83	Бл-84	Бл-84
	Тр	Тр	Дг	Дг	ОГ	РГ	РГ	РГ	Тр	Тр	Тр	Дг	Дг
SiO ₂	44.0	44.0	43.6	42.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0.0	0.0	0.1	2.5	50.1	49.4	51.3	50.9	22.0	36.4	52.0	31.1	53.1
Al ₂ O ₃	14.6	14.6	13.8	13.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	14.3	0.0	17.9	0.0
FeO	9.2	9.2	9.3	9.2	47.4	45.8	46.4	46.6	70.4	35.5	43.6	38.8	43.7
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.6	0.6	0.4	1.1	0.8	1.1	0.8	1.1
MgO	15.7	15.6	15.8	14.4	1.8	1.5	0.7	0.5	0.3	5.4	1.7	4.1	2.1
CaO	11.7	11.5	10.8	11.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	2.5	2.4	2.8	2.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	0.06	0.05	0.01	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.01	—	0.02	0.33	0.00	0.05	0.16	0.12	0.49	0.87	0.04	6.57	0.32
Сумма	97.8	97.3	96.4	95.5	99.9	97.3	99.1	98.5	94.6	93.3	98.3	99.4	100.3
Mg#	75.4	75.2	75.2	73.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	0.94	0.95	0.98	0.98	0.43	0.66	0.99	0.53	0.99
Al	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.41	0.00	0.47	0.00
Cr	—	—	—	—	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.12	0.01
Fe ³⁺	—	—	—	—	0.13	0.10	0.05	0.05	1.13	0.26	0.02	0.36	0.02
Fe ²⁺	—	—	—	—	0.86	0.88	0.94	0.95	0.39	0.45	0.90	0.37	0.89
Mn	—	—	—	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	—	—	—	—	0.06	0.06	0.03	0.02	0.01	0.19	0.06	0.14	0.08
Компо- нент	Ильме- нит	Хромит								Магнетит			
	Бл-84	Бл-81	Бл-81	Бл-81	Бл-81	Бл-81	Бл-84	Бл-84	Бл-84	Бл-81	Бл-83	Бл-84	Бл-84
	Дг	Тр	Тр	Тр	Тр	Тр	Дг	Дг	Дг	Тр	Тр	Дг	Дг
TiO ₂	51.5	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	1.0	0.9	0.3	0.1	0.3	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	0.0	2.3	0.5	1.5	0.3	0.6	0.4	0.3	0.0	0.0	0.3	0.1	0.0
FeO	43.8	73.1	53.0	76.3	77.4	66.3	87.4	86.3	90.1	93.2	91.7	90.6	93.0
MnO	2.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0
MgO	1.4	1.0	0.1	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2	0.8	0.2
Cr ₂ O ₃	0.13	10.40	18.53	8.02	4.34	13.62	4.24	5.44	2.49	0.03	0.27	0.04	0.06
Сумма	99.1	86.9	72.2	86.3	82.4	80.8	93.3	93.3	93.2	93.7	92.8	91.7	93.3
Ti	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	0.00	0.07	0.02	0.05	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.22	0.49	0.17	0.10	0.32	0.09	0.11	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.05	1.70	1.49	1.77	1.89	1.66	1.86	1.84	1.94	2.00	1.97	1.99	1.99
Fe ²⁺	0.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01

Примечание. Дг — дунит, ОГ — оливиновое габбро, ОЛг — оливиновое лейкогаббро, ОЛгн — оливиновый лейкогаббронорит, Лг — лейкогаббро, РГ — роговообманковое габбро, РЛг — роговообм. лейкогаббро, Тр — троктолит, Лтр — лейкотроктолит. Рентгеноспектральные анализы минералов выполнены в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

Рис. 3. Составы сосуществующих породообразующих минералов из пород расслоенной серии Булкинского массива.

клаза выполняет промежутки между зернами оливина, часть имеет признаки совместной кристаллизации с оливином. Плагииоклазы из пород расслоенной серии часто имеют зональное строение, что может свидетельствовать о достаточно большой скорости кристаллизации родоначальной магмы Булкинской интрузии [Немцович, 1973]. Большая часть плагииоклазов по составу соответствует анортит-лабрадору, их основность варьирует от $An_{94.4}$ до $An_{56.3}$ (см. табл. 1, рис. 3).

Клинопироксен (Срх) представлен изометричными, вытянутыми, короткостолбчатыми и неправильной формы зернами размером 0.5—2 мм. Магнезиальность проанализированных клинопироксенов варьирует от 87.5 до 71.4, по составу они соответствуют диопсид-авгитовому ряду ($En_{44.1-42.2}Fs_{14.3-9.5}Wo_{46.5-43.5}$) (см. табл. 1, рис. 3).

Ортопироксен (Орх) в породах массива встречается достаточно редко и образует мелкие (0.5—1 мм) изометричные или неправильной формы зерна, чаще в безоливиновых лейкократовых разностях. В виде идиоморфных зерен ортопироксен встречается в наиболее лейкократовых разностях, а в более меланократовых породах он выделяется одним из последних, замещая оливин [Орлов, 1975]. По составу ортопироксен соответствует гиперстен-бронзиту ($En_{76.2-64.1}Fs_{33.5-22.2}Wo_{2.4-1.5}$), магнезиальность его варьирует от 78.2 до 66.5 (см. табл. 1, рис. 3).

Амфибол (Аmf). В условиях повышенного парциального давления воды происходило образование роговообманковых габбро и горнблендитов с первично-магматическим бурым амфиболом, по составу соответствующим титанистой роговой обманке [Орлов, 1975]. Амфибол, представленный изометричными и неправильной формы выделениями, выполняет промежутки между другими минералами, нередко образует крупные (до 2—3 мм) пойкилокристаллы. Магнезиальность его — 74.1—61.6. Плагииоклазодержащие горнблендиты почти нацело состоят из амфибола (98 %). В этих породах амфибол представлен таблитчатыми, короткопризматическими кристаллами размером от 0.5 до 12 мм, в среднем 2 мм. Крупные кристаллы часто деформированы, что проявляется в их неравномерном угасании при микроскопическом исследовании. Часто зерна разбиты трещинами, выполненными чешуйчатыми агрегатами хлорита. Клинопироксен в таких породах почти полностью замещен амфиболом и наблюдается лишь в виде реликтов в пойкилокристаллах амфибола.

Рудные минералы Булкинского массива представлены хромитом, титаномагнетитом со структурой распада твердого раствора и ильменитом, их среднее содержание в породах составляет около 3.3 % [Орлов, 1975]. Вместе с тем в Булкинском массиве установлено присутствие рудных габбро с содержанием титаномагнетита до 25 % [Немцович, 1959]. Рудные минералы в шлифах образуют изометричной формы выделения и агрегаты размером до 0.5 мм в краевых частях зерен оливина, пироксена и плагииоклаза. Но чаще всего рудные минералы отчетливо ксеноморфны по отношению к этим минералам и образуют каемки вокруг их зерен и неправильной формы выделения в промежутках между ними и по трещинам. Взаимоотношения рудных минералов с титанистой роговой обманкой свидетельствуют об одновременной или почти одновременной их кристаллизации. Нередко роговая обманка образует неполные каймы вокруг зерен рудных минералов.

В соответствии с характером взаимоотношений минералов в шлифах можно проследить основную последовательность кристаллизации ликвидусных минералов в процессе формирования расслоенной серии массива: $OI \Rightarrow Pl \Rightarrow Срх \Rightarrow Орх \Rightarrow Амф + Маг$. Присутствие в породах массива оксидов железа, а также водосодержащих фаз (амфибола) говорит о том, что фугитивность кислорода в процессе кристаллизации, вероятно, соответствовала буферу QFM (кварц-фаялит-магнетит). Геологические наблюдения (ксенолиты роговиков в краевой части массива) и петрографические данные (присутствие в составе пород незначительного количества позднемагматического амфибола в основном менее 5 %) свидетельствуют об условиях кристаллизации родоначального расплава в процессе формирования расслоенной серии и ограничивают литостатическое давление значением, не превышающим 3 кбар, начальное содержание воды в расплаве не более 0.5 мас. %.

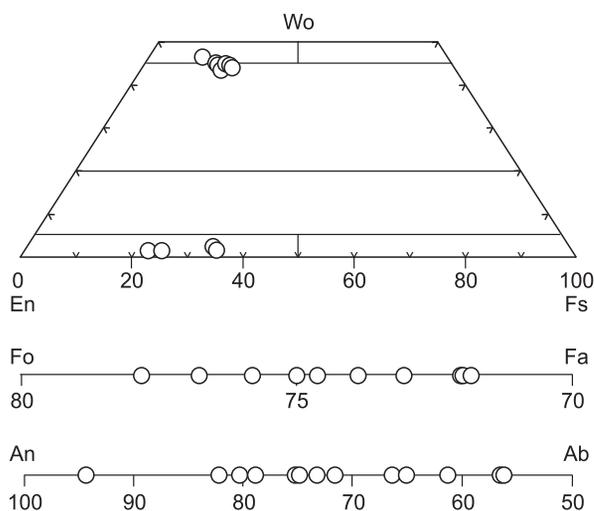


Таблица 2.

Химический состав пород Булкинского массива. мас.%

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Бл-1	Бл-2	Бл-3	Бл-4	Бл-7	Бл-8	Бл-9	Бл-11	Бл-14	Бл-15б	Бл-16	Бл-17	Бл-18
	ОГ	ОГ	РЛг	ОГ	Лгр	Тр	ОЛгн	А	ОГн	ОЛг	РОЛг	А	Лгр
SiO ₂	45.3	40.6	48.6	47.1	44.6	42.3	50.1	45.3	46.1	46.4	46.9	45.7	43.5
TiO ₂	2.6	2.7	0.4	0.4	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.3	1.9	0.1	0.1
Al ₂ O ₃	21.2	13.2	24.6	18.5	23.4	12.9	21.7	30.1	20.5	19.9	16.9	28.1	22.5
Fe ₂ O ₃	11.7	18.1	5.0	7.7	8.0	14.6	5.7	3.7	6.8	6.7	12.6	3.6	7.6
MnO	0.11	0.21	0.06	0.13	0.10	0.19	0.08	0.00	0.09	0.09	0.18	0.04	0.09
MgO	4.9	9.8	3.5	8.8	9.8	20.9	6.7	2.0	9.1	10.3	7.5	4.6	9.8
CaO	11.2	12.5	13.5	14.9	11.9	8.4	11.4	16.0	15.3	14.9	11.1	14.8	11.6
Na ₂ O	2.2	2.1	2.7	2.2	1.7	0.9	3.4	2.5	1.4	0.8	2.5	2.2	1.6
K ₂ O	0.14	0.13	0.16	0.11	0.13	0.12	0.14	0.12	0.11	0.14	0.19	0.13	0.16
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.03	0.04	—	—
Ba	0.003	0.003	—	—	—	—	—	—	—	—	0.060	—	—
П.п.п.	0.3	0.2	0.9	0.4	0.2	0.0	0.6	0.5	0.21	0.31	0.32	0.70	2.90
Сумма	99.7	99.6	99.5	100.2	100.1	100.4	99.9	100.3	99.9	99.9	100.2	100.0	99.8
Mg#	45.4	51.8	58.2	69.3	70.8	73.9	70.2	51.1	72.4	75.1	54.1	71.7	72.1
Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	Бл-20а	Бл-21	Бл-26/1	Бл-26/2	Бл-28	Бл-30	Бл-31	Бл-32	Бл-33	Бл-34	Бл-35	Бл-36	Бл-37
	Лг	ОЛг	Лг	ОЛг	Лг	Лг	Лг	Лг	А	ОГ	Лг	ОЛг	ОЛг
SiO ₂	47.7	47.3	53.1	50.6	53.4	54.2	50.8	52.7	57.1	44.9	46.9	48.7	44.0
TiO ₂	0.2	0.1	0.7	1.5	1.9	1.0	1.9	1.4	1.2	3.3	2.6	2.0	2.7
Al ₂ O ₃	27.2	27.1	18.7	17.4	17.6	17.1	19.2	18.0	18.4	12.2	18.8	17.7	13.7
Fe ₂ O ₃	3.1	3.8	8.2	11.4	9.9	9.7	9.3	9.3	8.2	18.6	12.1	13.1	18.8
MnO	0.04	0.05	0.14	0.16	0.17	0.15	0.14	0.14	0.13	0.30	0.13	0.20	0.20
MgO	3.6	4.2	5.2	5.0	3.4	4.3	4.8	4.4	2.2	6.1	4.5	4.8	6.6
CaO	15.3	15.2	8.8	10.2	7.9	8.5	10.8	9.2	6.2	11.7	10.7	9.2	11.7
Na ₂ O	2.2	2.1	3.9	3.3	3.7	3.5	3.0	3.7	4.4	2.1	2.5	4.4	2.4
K ₂ O	0.14	0.13	0.33	0.33	0.39	0.58	0.24	0.42	1.15	0.18	0.28	0.24	0.21
P ₂ O ₅	—	—	0.14	0.14	0.37	0.18	0.08	0.18	0.42	0.40	0.06	0.38	—
Ba	—	—	0.005	0.006	0.008	0.007	0.004	0.006	0.032	0.014	0.007	0.009	0.011
П.п.п.	0.69	0.19	0.45	0.26	0.52	0.57	0.14	0.35	0.36	0.01	1.90	0.01	0.01
Сумма	100.1	100.2	99.6	100.5	99.1	99.7	100.4	99.8	99.7	99.8	100.5	100.7	100.2
Mg#	69.5	68.3	55.3	46.6	40.8	46.5	50.6	48.6	34.3	39.3	42.6	42.0	40.9
Компонент	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
	Бл-42	Бл-45	Бл-48	Бл-49	Бл-52	Бл-54	Бл-55	Бл-58	Бл-64	Бл-65	Бл-66	Бл-67	Бл-68
	ОЛг	Г	А	Лг	ОЛг	ОЛг	Лг	ОЛг	ОЛг	ОЛг	Лг	А	ПГб
SiO ₂	51.1	52.2	51.8	45.5	43.2	44.8	43.2	49.7	45.4	46.3	48.7	51.1	46.4
TiO ₂	1.8	0.3	1.6	2.6	2.8	2.6	3.6	1.1	2.9	2.4	2.3	1.1	1.9
Al ₂ O ₃	17.3	14.4	21.7	17.2	16.1	17.2	16.3	19.0	15.5	18.4	17.2	22.5	11.1
Fe ₂ O ₃	12.4	9.3	7.1	12.3	15.5	13.4	15.3	11.0	12.7	12.3	13.0	6.1	12.8
MnO	0.20	0.20	0.09	0.15	0.14	0.19	0.18	0.17	0.19	0.19	0.19	0.07	0.19
MgO	4.2	12.6	3.7	4.9	7.3	7.1	6.0	5.0	6.5	4.2	3.7	2.5	11.3
CaO	8.0	8.7	10.4	10.8	11.4	11.8	9.7	10.3	12.8	9.9	9.1	11.3	11.2
Na ₂ O	3.6	1.7	3.2	3.1	2.5	3.1	3.8	3.4	2.7	3.6	4.0	4.3	2.5
K ₂ O	0.39	0.13	0.30	0.21	0.17	0.15	0.28	0.26	0.15	0.19	0.23	0.22	0.35
P ₂ O ₅	0.41	—	0.11	—	0.03	—	0.64	—	—	0.75	0.72	0.00	0.13
Ba	0.015	—	0.003	0.013	0.007	0.005	0.017	0.004	0.009	0.012	0.015	0.005	0.012
П.п.п.	0.35	0.18	0.01	2.29	0.41	0.01	1.13	0.54	0.12	1.08	0.29	0.59	1.19
Сумма	99.8	99.7	99.9	99.1	99.7	100.4	100.1	100.6	99.0	99.3	99.4	99.7	99.1
Mg#	39.9	72.8	50.6	43.9	48.3	51.4	43.8	47.4	50.5	40.5	35.9	44.8	63.7

Компо- нент	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52
	Бл-69	Бл-74	Бл-79	Бл-80	Бл-81	Бл-83	Бл-84	Бл-946	1*	2*	3*	4*	5*
	ПГб	Мтр	Тр	РГ	Тр	Тр	Дг	РГ					
SiO ₂	44.9	39.7	41.0	46.4	40.8	43.2	38.6	46.7	34.4	36.6	37.1	42.0	42.3
TiO ₂	2.2	0.1	0.2	1.9	0.1	0.2	0.1	1.7	6.4	0.1	2.4	3.5	2.5
Al ₂ O ₃	10.5	9.0	7.6	13.3	8.1	13.6	2.1	17.4	11.3	0.1	13.3	12.3	15.4
Fe ₂ O ₃	14.3	18.0	19.7	12.9	18.2	14.9	24.1	11.4	8.8	2.7	4.7	4.4	9.6
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	13.8	19.1	13.9	10.8	7.6
MnO	0.22	0.25	0.27	0.18	0.27	0.20	0.36	0.17	0.18	0.09	0.18	0.22	0.22
MgO	12.9	24.0	25.8	11.3	28.0	18.3	31.9	8.2	11.4	37.4	12.2	11.3	6.8
CaO	11.0	4.6	4.7	10.8	4.3	7.2	1.0	10.6	10.0	1.9	7.9	10.5	13.0
Na ₂ O	2.2	2.6	0.8	2.4	0.7	2.1	0.7	3.1	2.3	0.2	1.2	2.4	1.4
K ₂ O	0.29	0.09	0.05	0.19	0.05	0.08	0.07	0.17	0.46	—	0.16	0.32	0.09
P ₂ O ₅	—	0.02	0.03	0.24	0.02	0.03	0.02	0.10	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.27	0.29	0.28	0.43
Ba	0.015	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0.99	2.49	0.42	0.46	—	0.80	1.20	0.46	1.16	1.28	7.00	2.24	0.82
Сумма	99.5	100.8	100.6	100.0	100.5	100.5	100.3	100.1	100.4	99.7	100.3	100.1	100.1
Mg#	64.2	72.6	72.1	63.5	75.3	70.9	72.4	58.6	48.3	75.6	54.5	57.9	42.8
Компо- нент	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65
	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*	13*	14*	15*	16*	17*	18*
SiO ₂	43.8	44.1	45.6	45.8	46.1	47.7	47.7	47.8	48.1	49.4	49.7	50.0	51.5
TiO ₂	3.1	3.9	0.6	0.1	0.1	1.0	0.3	1.1	1.5	0.6	0.2	0.6	0.0
Al ₂ O ₃	13.9	15.1	21.5	28.0	26.7	15.7	31.8	10.4	17.7	25.7	26.6	25.2	28.6
Fe ₂ O ₃	4.2	5.4	1.7	1.2	1.0	3.3	1.0	3.7	3.1	1.7	2.4	1.4	1.2
FeO	11.8	10.1	7.6	2.5	3.9	9.6	0.9	8.0	6.4	3.6	0.8	3.4	0.1
MnO	0.14	0.18	0.13	0.06	0.05	0.27	0.03	0.25	0.14	0.06	0.03	0.07	0.03
MgO	7.2	6.6	10.1	5.0	6.6	9.0	1.2	15.1	8.2	3.6	3.0	3.3	1.0
CaO	11.0	11.9	10.1	15.5	13.7	10.4	14.3	10.3	11.2	11.8	14.8	11.3	13.6
Na ₂ O	3.4	2.2	2.2	1.7	1.8	2.6	2.5	1.9	2.3	3.4	2.4	4.2	3.4
K ₂ O	0.22	0.19	0.08	0.16	0.05	0.20	0.22	0.15	0.11	0.01	0.10	0.20	0.18
H ₂ O	0.26	0.18	0.19	0.05	0.10	0.11	0.03	0.06	0.31	0.08	0.05	0.21	0.26
S	—	0.25	—	—	0.12	—	—	0.17	—	—	—	—	—
П.п.п.	1.38	0.51	0.48	0.47	0.24	0.39	0.45	1.56	1.16	0.42	0.03	0.26	0.39
Сумма	100.3	100.6	100.2	100.5	100.5	100.4	100.5	100.4	100.3	100.3	100.0	100.1	100.2
Mg#	45.2	44.1	66.4	71.4	71.1	56.0	54.0	70.4	61.3	56.2	64.5	56.1	60.4
Компо- нент	66	67	68	69	70	71	72	73					
	19*	20*	21*	22*	23*	24*	25*	26*					
SiO ₂	52.6	55.5	49.4	45.9	46.2	46.0	49.2	48.5					
TiO ₂	1.0	1.5	0.3	0.2	0.3	0.9	1.6	1.5					
Al ₂ O ₃	19.3	17.6	23.6	28.7	32.8	19.7	19.5	19.6					
Fe ₂ O ₃	2.0	2.0	1.3	1.3	0.5	2.5	3.8	3.5					
FeO	5.0	6.6	4.2	3.4	1.5	6.7	5.6	5.8					
MnO	0.11	0.16	0.12	0.07	0.02	0.15	0.20	0.19					
MgO	5.8	3.9	5.3	4.2	1.2	8.7	5.1	5.9					
CaO	9.5	7.7	12.0	13.9	14.3	11.9	10.7	11.0					
Na ₂ O	3.9	4.6	3.2	2.2	2.5	2.4	3.7	3.0					
K ₂ O	0.26	0.50	0.17	0.13	0.22	0.07	0.25	0.21					

Компонент	66	67	68	69	70	71	72	73				
	19*	20*	21*	22*	23*	24*	25*	26*				
H ₂ O	0.47	0.10	0.09	0.05	0.03	0.22	0.28	0.27				
S	—	0.18	—	—	—	—	—	—				
П.п.п.	0.15	0.20	0.14	0.31	0.45	0.64	0.40	0.45				
Сумма	100.1	100.5	99.9	100.2	99.9	99.9	100.4	100.3				
Mg#	60.0	45.0	63.7	62.5	52.5	63.5	50.1	53.7				

Примечание. МТР — меланотроктолит. ОГн — оливин новый габбронорит. Г — габбро. РОЛг — роговообманковое оливиновое лейкогаббро. ПГб — плагиоклазсодержащий горнблендит. А — анортозит. Остальные усл. обозн. см. в табл. 1.

Химические анализы пород (№ 1—47) получены рентгенофлуоресцентным методом на аппарате СРМ-25 Электроника-60. ИГМ СО РАН (Новосибирск), аналитик Н.М. Глухова и на спектрометре ARL-9900 XP (Швейцария). Химические анализы пород (№ 48—73) взяты из работы [Орлова, 1975, обр. 1*—26*].

Таблица 3. Состав родоначального расплава Булкинского массива, мас. %

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	Mg#
44.3	0.25	11.0	11.0	0.2	24.0	8.1	1.0	0.1	0.02	100.0	79.6

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, СОСТАВ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Верхняя часть разреза расслоенной серии приурочена к центральной части массива и орографически совпадает с вершиной горы Булка, а нижние горизонты вскрыты ближе к контактам. Породы расслоенной серии имеют массивные, полосчатые и такситовые текстуры. Структура пород, как правило, габбровая — от мелко- до крупнозернистой. Ритмическая расслоенность в Булкинском массиве имеет сложный характер и обусловлена переслаиванием пород более меланократовых в основании ритмов и более лейкократовых вышележащих. При этом в основании отдельных ритмов мощностью несколько метров залегают породы с оливином в качестве основного темноцветного минерала. Вверх по разрезу содержание оливина в породах уменьшается, и верхние части ритмов сложены безоливиновыми габброноритами [Орлов, 1975]. Оливиновые и безоливиновые породы тесно переслаиваются, но чаще образуют пачки с преобладанием пород одной группы мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров, причем пачки оливинсодержащих пород перекрываются пачками безоливиновых пород с ромбическим пироксеном [Орлов, 1975].

Расслоенная серия Булкинского массива представлена дунитами (Ol 93—95 %, Pl 5—7 %), меланотроктолитами (Ol 80 %, Pl 18 %, Amf 2 %), троктолитами (Ol 50—65 %, Pl 33—50 %, Amf 0—2 %), оливиновым габбро (Ol 10—45 %, Pl 35—60 %, Срх 15—30 %, Орх 0—5 %, Amf 0—5 %, Mag 0—7 %), габбро (Ol 0—5 %, Pl 30—60 %, Срх 15—30 %, Орх 0—5 %, Amf 0—5 %, Mag 0—5 %), роговообманковым габбро (Ol 2 %, Pl 42 %, Срх 4 %, Amf 52 %, Орх, Ap < 1 %), оливиновым лейкогаббро (Ol 5—20 %, Pl 65—75 %, Срх 5—20 %, Орх 0—5 %, Amf 0—5 %, Mag 0—1 %), лейкогаббро (Ol 0—4 %, Pl 70—90 %, Срх 10—30 %, Орх 0—1 %, Mag 0—3 %), роговообманковым лейкогаббро (Pl 85—90 %, Срх 0—1 %, Amf 5—15 %, Mag 0—1 %), лейкотроктолитами (Ol 10—30 %, Pl 65—90 %, Срх 0—5 %), анортозитами (Pl 90—100 %, Срх 0—10 %), плагиоклазсодержащими горнблендитами (Pl 0—5 %, Срх 0—1 %, Amf 95—100 %). Породы массива секутся дайками амфиболовых лампрофиров. Магнезиальность пород (Mg# = 100*Mg/(Mg + Fe)) варьирует от 76 в перидотитах (38 мас. % MgO) до 34 в анортозитах (2 мас. % MgO) (табл. 2).

Состав родоначального расплава Булкинского массива был получен с помощью математического моделирования процесса фракционной кристаллизации по программе КОМАГМАТ 3.5 [Ariskin et al., 1993]. Согласно моделированию, родоначальный расплав Булкинского массива по составу соответствует пикриту (24 мас. % MgO, 11 мас. % FeO, Mg# = 80) (рис. 4, табл. 3). Моделирование проводилось в режиме формирования расслоенного массива при следующих параметрах системы — давление 1—2 кбар, содержание воды в расплаве 0.5 мас. %, буфер QFM, максимальная степень кристаллизации родоначального расплава 80 %. Полученные модельные кумуляты образуют тренд составов, соответствующий тренду составов пород расслоенной серии. Исключение составляют наиболее меланократовые породы базального горизонта, в которых содержание FeO и MnO завышено по сравнению с расчетным, вероятно,

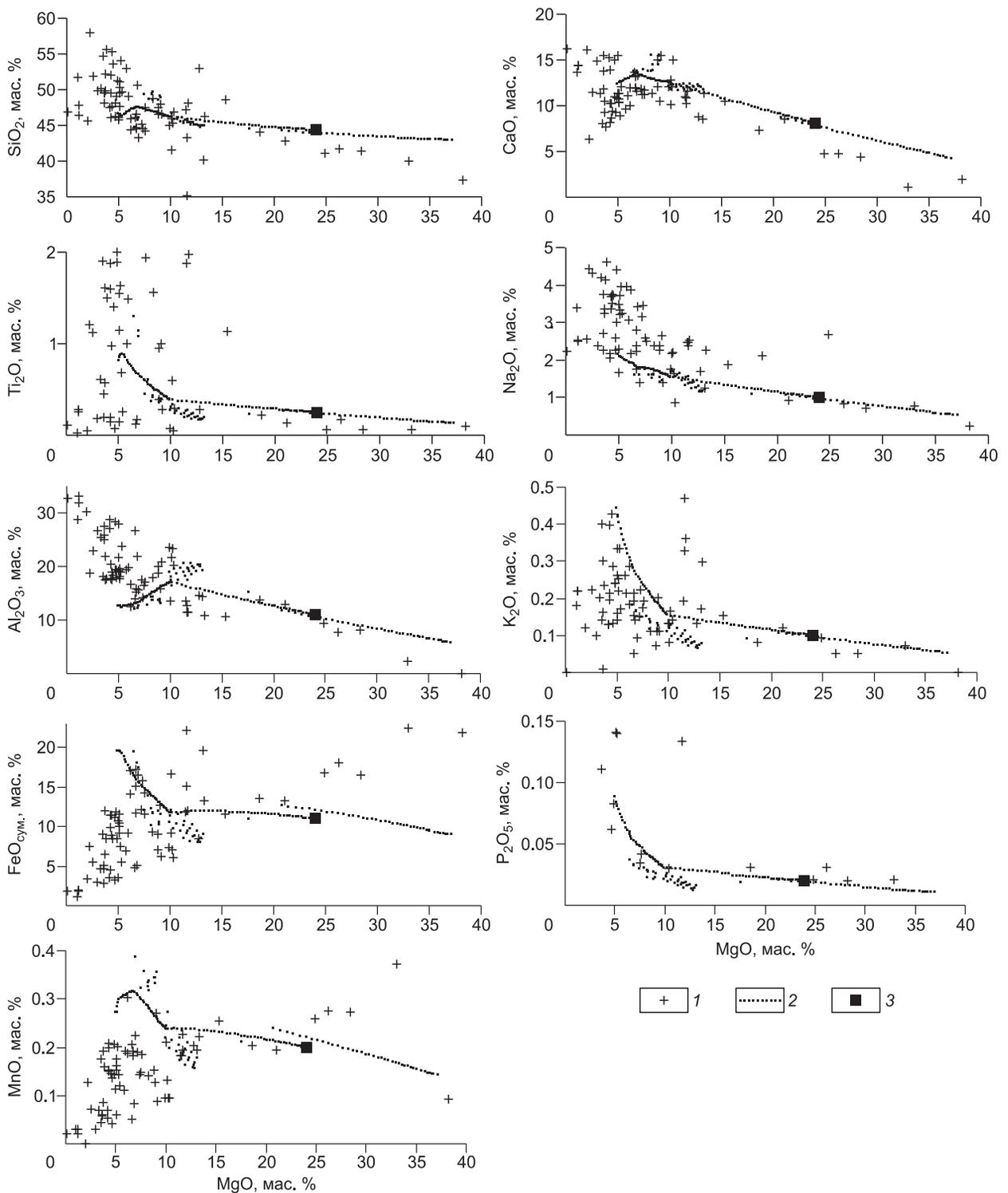


Рис. 4. Вариационные диаграммы распределения петрогенных элементов в породах Булкинского массива.

1 — породы расслоенной серии Булкинского массива; 2 — составы кумулятивных фаз, полученные путем моделирования формирования расслоенного интрузива, исходя из состава модельного родоначального расплава по программе КОМАГМАТ 3.5 [Ariskin et al., 1993] при 0.5 мас.% H_2O , $P = 1$ кбар, буфере QFM; 3 — состав модельного родоначального расплава Булкинского массива.

Таблица 4. Содержания редких и редкоземельных элементов в породах Булкинского массива, г/т

Компонент	Бл-69	Бл-80	Бл-94б	Бл-31	Бл-4	Бл-14	Бл-83	Бл-17	Бл-7
	ПГб	РГ	РГ	Лг	ОГ	Огн	Тр	А	Лг
La	8.00	6.02	2.98	5.19	0.98	1.15	0.29	0.69	0.57
Ce	22.28	20.02	10.33	11.44	3.06	2.61	1.15	1.35	1.21
Pr	4.26	3.80	2.04	1.56	0.63	0.39	0.22	0.20	0.18
Nd	21.43	20.03	12.30	6.84	3.44	2.03	1.10	0.79	0.70
Sm	7.05	5.57	4.02	1.86	1.19	0.69	0.39	0.16	0.14
Eu	2.19	1.83	1.60	1.25	0.67	0.43	0.34	0.24	0.27
Gd	10.02	6.55	5.01	2.63	1.56	0.96	0.37	0.17	0.13
Tb	1.62	1.07	0.82	0.42	0.29	0.16	0.06	0.03	0.02
Dy	9.14	6.83	5.32	2.30	1.78	0.95	0.45	0.15	0.12
Ho	1.94	1.46	1.07	0.50	0.34	0.20	0.09	0.03	0.02
Er	4.99	4.00	2.91	1.35	0.92	0.52	0.24	0.08	0.06
Tm	0.70	0.63	0.43	0.20	0.13	0.08	0.04	0.01	0.01
Yb	4.50	3.97	2.83	1.29	0.76	0.48	0.24	0.08	0.07
Lu	0.60	0.51	0.36	0.17	0.10	0.06	0.04	0.01	0.01
Сумма	98.7	82.3	52.0	37.0	15.9	10.7	5.0	4.0	3.5
Rb	0.14	0.91	1.83	0.20	0.22	0.11	0.75	1.60	0.22
Ba	5.5	73	40	8.3	18.4	2.2	14.6	14.1	13.7
Th	0.026	0.16	0.15	0.014	0.015	0.011	0.011	0.041	0.010
U	0.012	0.080	0.13	0.006	0.015	0.002	0.007	0.039	0.005
Nb	0.31	6.3	3.8	0.35	0.14	0.18	0.19	0.28	0.12
Sr	13.0	332	390	53.0	562.9	48.0	416	610.2	636.7
Hf	0.21	2.7	2.1	0.09	0.61	0.04	0.19	0.15	0.06
Zr	5.34	46	46	2.95	15.38	0.76	3.1	5.83	2.24
Y	4.70	35	28	1.21	6.94	0.46	2.2	0.70	0.44
Ta	0.02	0.46	0.35	0.04	0.02	0.05	<0.1	0.03	0.01
Ag	—	—	—	—	0.04	—	—	0.64	0.24
Re	—	—	—	—	0.0006	—	—	0.0005	0.0005
Ru	—	—	—	—	0.0022	—	—	0.9993	0.0019
Pd	—	—	—	—	0.0015	—	—	0.0240	0.0010
Ir	—	—	—	—	0.0001	—	—	0.0000	0.0000
Pt	—	—	—	—	0.0080	—	—	0.0105	0.0232

Примечание. ПГб — плагиоклазсодержащий горнблендит, РГ — роговообманковое габбро, Лг — лейкогаббро, ОГ — оливиновое габбро, Огн — оливиновый габбронорит, Тр — троктолит, А — анортозит. Лгтр — лейкотроктолит. Содержания редкоземельных элементов получены методом ICP-MS в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (обр. Бл-80, 94б, 4, 83, 17, 7) и в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) (обр. Бл-14, 31, 69).

за счет позднемагматических изменений. Магнезиальность ($Mg\#$) модельных кумулятов в процессе кристаллизационной дифференциации снижается от 90 до 37, содержание MgO — от 37 до 6 мас.%. Состав пород расслоенной серии варьирует от 38 до 2 мас.% MgO ; $Mg\# = 76-34$. Согласно этой модели, в процессе формирования расслоенной серии наблюдается последовательность минералообразования, соответствующая последовательности кристаллизации ликвидусных минералов в породах массива: $O1 \Rightarrow P1 \Rightarrow Crx \Rightarrow Орх$.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в проанализированных породах расслоенной серии Булкинского массива составляет от 4 г/т в анортозитах и лейкотроктолитах до 99 г/т в более меланократовых разностях [Леснов и др., 2005] (табл. 4). Согласно графикам распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 5), вся совокупность пород массива обладает однотипным нефракционированным или слабофракционированным трендом. Нормированные по хондриту [Boynnton, 1984] гра-

Рис. 5. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Булкинского массива.

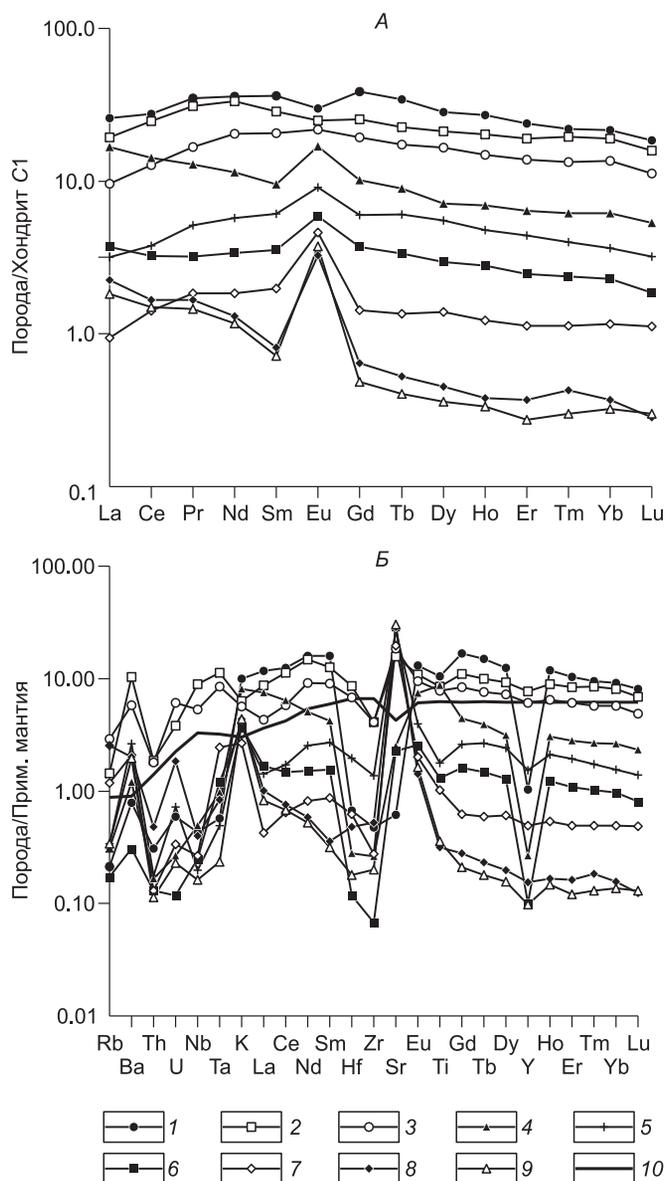
1 — Бл-69, плагиоклазсодержащий горнблендит; 2, 3 — Бл-80, Бл-946, роговообманковое габбро; 4 — Бл-31, лейкогаббро; 5 — Бл-4, оливниное габбро; 6 — Бл-14, оливниный габбронорит; 7 — Бл-83, троктолит; 8 — Бл-17, анортозит; 9 — Бл-7, лейкотроктолит; 10 — N-MORB.

А — данные, нормированные по хондриту C1 [Boynnton, 1984]; Б — по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

фики распределения РЗЭ обнаруживают незначительное обогащение пород легкими лантаноидами $(La/Yb)_{ch} = 0.9—2.7$, в среднем 1.3 (см. рис. 5, А). В анортозитах и лейкотроктолитах это значение выше $((La/Yb)_{ch} = 5.7—6.1)$. По сравнению со средними лантаноидами не наблюдается значительного обогащения легкими лантаноидами $((La/Sm)_{ch}$ меняется от 0.5 до 2.7, среднее значение 1.2) или даже отмечается обеднение ими (среднее значение $(La/Sm)_{ch}$ без учета анортозитов и лейкотроктолитов 0.8). Для анортозитов и лейкотроктолитов характерно наличие более выраженного европиевого максимума, чем для других пород расслоенной серии, что свидетельствует о значительном фракционировании плагиоклаза в процессе их образования [Кокс и др., 1982]. Нормализованное по хондриту содержание РЗЭ в породах массива значительно варьирует: 0.3—22 хондритовые единицы для тяжелых лантаноидов, 0.3—39 — для средних, 1—28 — для легких. При этом минимальные значения свойственны анортозитам и лейкотроктолитам, максимальное — плагиоклазсодержащему горнблендиту.

На графиках распределения элементов, нормированных по примитивной мантии (PM) [Sun, McDonough, 1989] (см. рис. 5, Б), также обнаруживается нефракционированный или слабофракционированный тренд распределения редкоземельных элементов и деплетированный тренд распределения крупноионных литофильных элементов (LILE) и элементов с высокой силой поля (HFSE). Содержание редких и редкоземельных элементов в породах Булкинского массива, нормированное к содержанию в примитивной мантии, варьирует от 0.1 до 10 для тяжелых лантаноидов, от 0.2 до 17 для средних и от 0.4 до 13 для легких. Среднее содержание в породах массива иттербия превышает его содержание в примитивной мантии в 3.2 раза, европия в 5.8 раза и лантана в 4.2 раза. Особенностью спектра распределения редких и редкоземельных элементов для пород Булкинского массива является наличие максимумов по Ba и Sr, обеднение высокозарядными элементами Th, Zr, Hf, а также выраженный минимум по Y. Содержание РЗЭ в Булкинском массиве сопоставимо с их содержанием в N-MORB. Форма графиков распределения элементов в массиве сходна с их распределением в N-MORB (см. рис. 5, Б). Наблюдается обеднение пород массива рубидием, ураном и торием по сравнению с легкими лантаноидами: средние отношения $(Rb/La)_{PM} = 0.8$, $(U/La)_{PM} = 0.6$, $(Th/La)_{PM} = 0.2$. Для N-MORB эти значения составляют: $(Rb/La)_{PM} = 0.2$, $(U/La)_{PM} = 0.6$, $(Th/La)_{PM} = 0.4$. Распределение Nb и Ta в породах массива различно — в некоторых породах отмечаются минимумы по Nb и Ta $((Nb/La)_{PM} = 0.04—0.6$, $(Ta/La)_{PM} = 0.05—0.8)$, для других характерно обогащение ниобием и танталом относительно легких лантаноидов $((Nb/La)_{PM} = 1.0—1.2$, $(Ta/La)_{PM} = 1.3—5.7)$.

Согласно графикам распределения РЗЭ, для пород Булкинского массива в целом характерен нефракционированный тренд распределения редких и редкоземельных элементов с деплетированным



распределением LILE и HFSE. Распределение элементов в массиве, сходное с их распределением в N-MORB, свидетельствует об образовании родоначального расплава за счет частичного плавления океанической литосферной мантии, вероятно, аналогичной расположенным на смежной территории офиолитам Куртушибинского пояса. Деплетированность пород массива высокозарядными элементами может быть связана с участием в формировании Куртушибинского пояса островодужными процессами [Куренко и др., 2002]. Таким образом, образование Булжинского массива произошло на аккреционно-коллизиионном этапе магматизма, вероятно, в обстановке задугового бассейна. Родоначальный пикритовый расплав образовался при большой степени частичного плавления под воздействием мантийного плюма и представлял собой мантийную выплавку из океанической литосферной мантии с наложенными островодужными процессами. Геохимические характеристики пород Булжинского массива наследуют особенности мантийного источника и включают в себя как характеристики N-MORB, так и островодужных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На смежных с Западным Саяном территориях встречаются расслоенные перидотит-габбровые массивы, сходные с Булжинским по составу пород и физико-химическим условиям формирования расслоенной серии. К ним относятся кембрийский островодужный Центральный массив (Западная Монголия) [Изох А.Э. и др., 1990; Бородина, 2003] и коллизиионный ордовикский Мажалыкский массив (Юго-Восточная Тыва) [Бородина и др., 2004].

Центральный массив, расположенный в пределах Озерной зоны (Западная Монголия), относится к широко распространенной в Западной Монголии перидотит-пироксенит-анортосит-габброноритовой формации кембрийского возраста. В составе массива различают плагиодуниты, верлиты, меланотроктолиты, меланократовые оливиновые габбро, оливиновые габбро, роговообманковые габбро, лейкогаббро, анортоситы. Магнезиальность проанализированных пород варьирует от 82 в перидотитах (30 мас.% MgO) до 76 в оливиновом габбро (12 мас.% MgO). Последовательность кристаллизации в массиве: $O1 + Sp \Rightarrow P1 \Rightarrow Cpx \Rightarrow Opx \Rightarrow Amf$. Состав родоначального расплава, включающего фенокристы — 20 мас.% MgO, 7 мас.% FeO, 14 мас.% Al_2O_3 , $Mg\# = 84$ [Бородина, 2003]. Особенностью геохимии пород массива является низкое содержание РЗЭ на уровне примитивной мантии и источника N-MORB, с минимумом по Ta, Hf, Ti, максимумом по U и Th. Нормализованные по хондриту графики распределения РЗЭ обнаруживают недифференцированное распределение легких и средних лантаноидов на уровне 2 хондритовых единиц в плагиоперидотитах, 3—5 хондритовых единиц в оливиновом габбро. Характерной особенностью пород массива является деплетированность тяжелыми лантаноидами — отношение $(La/Yb)_{ch}$ варьирует в пределах 1.6—1.9. Такая геохимическая особенность может быть унаследована от состава источника и свидетельствует о присутствии граната в системе на момент плавления. Отношение $(La/Sm)_{ch}$ меняется от 0.9 до 1.4, $(Sm/Yb)_{ch}$ — от 1.4 до 1.9. Распределение в породах массива элементов с высокой силой поля и тяжелых лантаноидов, немобильных при дегидратации субдуцирующей океанической плиты, характеризует мантийный компонент до обогащения подвижными элементами, сходный с источником N-MORB [Kerrick, Wyman, 1997]. Геохимические характеристики пород Центрального массива типичны для магм, связанных с зонами субдукции, в частности, минимум по Ta: $(La/Ta)_{PM} = 4.2—6.0$.

Мажалыкский массив является эталонным массивом мажалыкского перидотит-габбрового комплекса Юго-Восточной Тывы. Его возраст $(484.2 \pm 2.3$ млн лет) соответствует ордовикскому аккрециоино-коллизиионному этапу эволюции земной коры Центральной Азии. Расслоенная серия включает дуниты, верлиты, клинопироксениты, троктолиты, оливиновое габбро, габбро, лейкогаббро, анортоситы. Краевая фация массива представлена роговообманковыми габброноритами. Вверх по разрезу наблюдается последовательность ликвидусных минералов: $O1 + Sp \Rightarrow Cpx \Rightarrow P1 \Rightarrow Opx \Rightarrow Amf$. Состав родоначального расплава Мажалыкского массива соответствует пикриту (26 мас.% MgO, 7 мас.% FeO, 9 мас.% Al_2O_3 , $Mg\# = 87$). Все породы массива характеризуются однотипным слабодифференцированным трендом распределения РЗЭ. Содержание в них РЗЭ составляет менее 10 хондритовых единиц и лишь в 2—4 раза превышает содержание РЗЭ в примитивной мантии и в источнике N-MORB. Геохимической особенностью Мажалыкского массива является европиевый максимум, проявленный во всех породах, а также некоторое обеднение тяжелыми лантаноидами ($(Gd/Yb)_{ch} = 1—2$), которое, как и в случае Центрального массива, может свидетельствовать о присутствии граната в мантийном источнике в момент плавления. На графике распределения РЗЭ наблюдается незначительное обогащение легкими лантаноидами ($(Ln/Yb)_{ch} = 1.7—8.3$).

Таким образом, все три массива — Булжинский, Центральный и Мажалыкский — это расслоенные перидотит-габбровые массивы, формирование которых происходило в малоглубинных условиях при давлении не более 3 кбар, содержании воды в родоначальном расплаве не более 0.5 мас.%, буфере QFM. Высокая магнезиальность пород, слагающих массивы, определяется пикритовым составом их родона-

чальных расплавов. Графики распределения РЗЭ в Мажалыкском и Центральном массивах сходные. Для этих массивов характерны деплетированность тяжелыми лантаноидами, незначительное обогащение легкими лантаноидами, минимумы по Та и Нf. Сходство петролого-геохимических характеристик пород расслоенных перидотит-габбровых массивов коллизионного (Мажалыкский массив) и островодужного (Центральный) этапов обусловлено образованием их родоначальных расплавов за счет частичного плавления однотипного деплетированного надсубдукционного мантийного источника, отвечающего по составу гранатовому перидотиту. В обоих случаях происходило плавление деплетированного мантийного источника типа N-MORB, предварительно обогащенного легкоподвижными элементами (LILE, LREE) за счет дегидратации слэба. Более высокая магнезиальность родоначального расплава Мажалыкского массива относительно родоначального расплава Центрального массива может быть связана с большей степенью плавления мантийного источника за счет более интенсивного прогрева мантии в раннем ордовике по сравнению с кембрием. Наиболее вероятным источником тепла, необходимого для дополнительного прогрева и плавления с образованием родоначального расплава Мажалыкского массива, можно считать плюмовый мантийный источник, формирование которого совпадает со временем коллизии (490—500 млн лет) [Ярмолюк и др., 2000]. Активность этого плюмового мантийного источника, возможно, проявлялась на обширной территории, включающей не только Тыву, но и граничащий с ней район Западного Саяна, о чем свидетельствует возраст Булкинского массива (495 ± 20 млн лет), синхронный со временем существования плюмового мантийного источника. Таким образом, формирование раннеордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (Мажалыкского и Булкинского) может быть связано с влиянием единого плюмового мантийного источника. Однако в обоих случаях это влияние ограничивалось лишь повышенным тепловым фоном, но не отразилось на геохимических характеристиках пород массивов.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.Г. Прудникову, Г.О. Тунаю, Р.В. Кужугету, И. Ч. Хертеку за помощь в проведении экспедиционных работ, а также С.В. Палесскому, В.Н. Королюку, Н.М. Глухой, Е.В. Смирновой, В.И. Ложкину, Н.Н. Пахомовой, А.С. Мехоношину за помощь в аналитических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00825-а), НШ 2715.2008.5.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Бородина Е.В. Петрогенезис Центрального габброидного массива, Озерная зона, Западная Монголия // Геохимия, 2003, № 4, с. 380—407.

Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э. Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (9), с. 1074—1091.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А., Бабин Г.А., Плотников А.В., Гибшер А.С., Изох А.Э., Шокальский С.П., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З., Пономарчук В.А., Халилов В.А., Травин А.В. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 5, с. 28—42.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. СПб., Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2003, 135 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л., Кутолин В.А. Габброидные формации Западной Монголии. Новосибирск, Наука, 1990, 269 с.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С., Балыкин П.А., Журавлев Д.З., Пархоменко В.А. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса: геохимические особенности, Sm-Nd изотопный возраст и геодинамические условия формирования // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1565—1577.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири: Материалы научно-практической конференции, 31 октября—2 ноября 2001 г. Новосибирск, Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001, с. 68—72.

Изох А.Э., Туркина О.М., Поляков Г.В. Этапы островодужного магматизма южного обрамления Сибирского кратона: проблема индикаторных магматических формаций // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного

совещания по программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 20—23 октября 2003 г.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 110—113.

Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М., Недра, 1982, 414 с.

Коллеганов Ю.М., Саранцев Ф.Г. О форме некоторых основных и ультраосновных интрузивных массивов северо-восточной части Западного Саяна // Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 90—94.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Эволюция Центрально-Азиатского «горячего» поля в фанерозое и некоторые проблемы плюм-тектоники. Иркутск, Изд-во ИрГТУ, 2001, с. 246—262.

Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.

Леснов Ф.П., Монгуш А.А., Аношин Г.Н., Палесский С.В., Николаева И.В. Исследования распределения редкоземельных и платиновых элементов в породах из мафит-ультрамафитовых массивов Тувы методом ICP-MS (первые данные) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 2. Томск, ЦНТИ, 2005, с. 268—277.

Монгуш А.А., Агафонов Л.В., Тунай Г.О. Минералогия верхней части Булкинского расслоенно-го габброидного массива (Западный Саян) // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия: Материалы Международной конференции, 6—9 сентября 2005 г. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2005, с. 62—64.

Немцович В.М. Булкинская габброидная интрузия верховьев р. Амыл (Западный Саян) // Информационный сборник Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, вып. 21, с. 117—124.

Немцович В.М. Базитовые интрузии Тувы и их титаноносность: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Л., ВСЕГЕИ, 1973, 218 с.

Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л., Недра, 1975, 199 с.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитодный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 521 с.

Херасков Н.Н., Алексеева Т.А., Бардина Н.Ю. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Лист N-46-XXIX. Объяснительная записка. М., Недра, 1967, 84 с.

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.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processer // Computers and Geosciences, 1993, v. 19, p. 1155—1170.

Boynnton W.V. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements. Meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry, Amsterdam, 1984, p. 63—114.

Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevsky V.V., Egorova V.V., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic Large Igneous Province of the Central Asia mobile belt // International Symposium «Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny», Novosibirsk, 13—16 August, 2007. Novosibirsk, 2007, p. 30—32.

Kerrick R., Wyman D.A. Review of developments in trace-element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration // Aust. J. Earth Sci., 1997, v. 44, p. 465—487.

Preliminary publications book 1 from project on mineral resources, metallogeneses, and tectonics of Northeast Asia / Eds. W.J. Nokleberg, V.V. Naumova, M.I. Kuzmin, T.V. Bounaeva. Open-File Report 99-165. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, 1999. CD-диск.

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. Geological Society of London Special Publication, 1989, v. 42, p. 313—345.

Рекомендована к печати 16 ноября 2009 г.

А.С. Борисенко

Поступила в редакцию

29 июня 2009 г.