

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И SR-ND-PB ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАНИТОВ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ХРЕБЕТ ХЭНТЕЙ, ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Медведев А. Я., Горнова М. А., Дриль С. И., Каримов А. А., Беляев В. А., Иванов А. В., Демонтерова Е. И.

Аннотация

Определены P-T условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне

P - 1.15-1.06 гПа и T - 1379-1293 °C. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базальтовых расплавов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol+Crх+Grt). При продвижении расплава из мантии были захвачены мантийные ксенолиты, которые были дезинтегрированы. От ксенолитов остались ксенокристы оливина и авгита. В условиях снижения давления и температуры процесс кристаллизации происходил с формированием высокомагнезиальных оливинов (с #Mg- 86), фенокристов диопсида и вкрапленников Timgt+ Ilm±Pl. В дальнейшем последовательно образовывались парагенезисы микролитов Ol+Crх+Timgt+Pl. В самую последнюю очередь из интерстиционных выделений кристаллизовались щелочные алюмосиликаты: кислый плагиоклаз + нефелин+лейцит. Наличие остаточного стекла указывает на то, что последний этап кристаллизации происходил в приповерхностных условиях.

Вулканическая область Южного Забайкалья (хребет Хэнтей) вероятнее всего возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма. Возраст ее формирования определен в 3.51 млн лет. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил PREMA при резко подчиненном участии источника NIMU. По своим геохимическим характеристикам изученные вулканиты соответствуют основным породам океанических островов. Их составы близки к щелочным базальтам ЮБВО.

Ключевые слова:

базальты, давление, температура, родоначальный расплав, последовательность кристаллизации, плюм, изотопия Pb-Nd-Sr

**МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И SR-ND-PB ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА
ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАНИТОВ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ХРЕБЕТ
ХЭНТЕЙ, ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

**А. Я. Медведев¹ (amedv@igc.irk.ru), М. А. Горнова¹, С. И. Дриль¹, А. А. Каримов¹, В.
А. Беляев¹, А. В. Иванов², Е. И. Демонтерова²**

¹*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.
П. Виноградова СО РАН, Иркутск*

²*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт Земной Коры
СО РАН, Иркутск*

ВВЕДЕНИЕ

В позднем кайнозое на южном обрамлении Сибирского кратона широко проявился вулканизм, продукты которого образовали ряд различных по размеру и продолжительности формирования полей [Новейший вулканизм..., 2008]. Вулканические поля протягиваются с севера от Удоканского лавового плато на юг через Южно-Байкальскую и Южно-Хангайскую области до плато Дариганга (Монголия) и объединяются в Центрально-Азиатскую вулканическую провинцию (ЦАВП) [Ярмолук и др., 1995, и др.]. Практически во всех районах распространения вулканитов отмечается несколько этапов магматической деятельности, в общей сложности от 34 млн. лет до исторического возраста [Ярмолук и др., 1998; Ярмолук и др., 2003; Ярмолук и др., 2011]. Общим для всех регионов является преобладание лав основного состава, бóльшая часть которых, относится к щелочному и субщелочному рядам. Почти все проявления кайнозойского вулканизма связаны с рифтогенными структурами.

Самой крупной рифтогенной структурой в Центральной Азии является Байкальская рифтовая зона [Киселев и др., 1979; Логачев, 2003; Воронцов, Ярмолук, 2004; Коваленко и др., 1999; Коваленко и др., 2009; Буслов, 2012 и др.]. Вблизи юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны расположена Южно-Байкальская вулканическая область

(ЮБВО), занимающая площадь 350x450 км. В пределах ЮБВО выделено несколько этапов магматизма от позднеолигоценового (34-24 млн. лет) до позднеплиоцен-плейстоцен-голоценового (<3 млн. лет) [Ярмолук и др., 2001]. Вулканические породы представлены щелочными разностями основного состава: от калиевых трахибазальтов до базанитов и гаванитов [Ярмолук и др., 2003]. Геохимические особенности пород указывают на их близость к базальтам океанических островов.

Одним из районов распространения кайнозойских вулканитов, не связанных с рифтогенезом, является южное Забайкалье хотя здесь масштабы проявления существенно меньше, чем в ЮБВО. Щелочные базальтоиды кайнозойского возраста, содержащие большое количество ксенолитов, достаточно давно известны в южном Забайкалье на хребте Хэнтей. Они распространены в виде небольших по площади и мощности потоков и покровов в верховьях рек Чикой, Чикокон, Буркал. Первые сведения о них появились в работе Костякова и др. [1969]. Предыдущими исследователями были изучены ксенолиты, в том числе гранатовые и шпинелевые лерцолиты [Ащепков и др., 1996; Рассказов, 1987; Litasov, Taniguchi, 2002].

Исследование вещественного состава самих базальтоидов практически не проводилось. В литературе нами обнаружено только 3 силикатных анализа пород [Рассказов 1987; Костяков и др., 1969], сведения о составе минералов отсутствуют. **Целью работы являлось определения родоначального состава магм, изотопных источников и определение P-T параметров формирования базанитов Бороздинского гольца. Для достижения этого на современном уровне был изучен состав минералов, получены первые данные по изотопному составу пород и определен абсолютный возраст проявленного вулканизма.**

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Для аналитических исследований были выбраны фрагменты образцов без видимых ксенолитов. Составы минералов определялись микронзондовым рентгеноспектральным

анализом (РСМА) на приборе JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония. Петрогенные элементы определялись рентгенофлуоресцентным методом по методике, опубликованной в работе Афонина с соавторами [1984] на многоканальном X-ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО Научприбор, Орел). Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проведена по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) [Финкельштейн и др., 1984]. Определение редких элементов производилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с открытым кислотным разложением на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) с двойной фокусировкой. Методики опубликованы в работах [Мысовской и др., 2009 и Сайбагаловой и др., 2010].

Химическая подготовка проб к изотопному анализу проводилась в блоке чистых химических помещений ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Для определения изотопного состава стронция и концентраций рубидия и стронция применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{85}\text{Rb}+^{84}\text{Sr}$, а для определения изотопного состава неодима и концентраций неодима и самария применялся метод изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{149}\text{Sm}+^{150}\text{Nd}$.

Измерения изотопного состава стронция и неодима выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Измеренные изотопные отношения нормировались по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.37521$. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов NBS-987 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710254\pm 7$ (2SD, $n=45$) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705011\pm 14$ (2SD, $n=7$), соответственно. Правильность результатов определения изотопного состава Nd оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512107 \pm 4$ (2SD, n=35) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512629 \pm 8$ (2SD, n=18)

соответственно.

Измерение изотопного состава породного свинца проводилось на масс-спектрометре Finnigan MAT-262. Поправка на масс-дискриминацию вычислялась с использованием метода двойного изотопного разбавления. Определение изотопного состава каждой пробы проводилось в пробе и в смеси пробы с трассером. Применялся трассер $^{207}\text{Pb}+^{204}\text{Pb}$. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в трассере в соответствии с рекомендациями [Rudge et al., 2009] близко 1. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартного образца NBS-981, нормированные изотопные отношения в котором равны: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 36.7029 \pm 35$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 15.4911 \pm 16$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - 16.9372 \pm 6$ (2SD, n=22).

Изотопное определение возраста $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ было выполнено методом ступенчатого прогрева с измерением изотопного состава выделенного аргона на масс-спектрометре Micromass 5400 (Micromass UK Limited, Великобритания) в центре «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, Иркутск. **Детали методики приводятся в работе [Ivanov et al., 2017].**

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Бороздинский гольц расположен в верховьях рек Бороздиной и Харчевки, правых Рис.1 притоков р. Буркал (рис.1) [Костяков и др., 1969]. Вершина этого гольца слагается плотными вулканитами черного и темно-серого цвета. Они перекрывают породы ингодинской свиты (С₁₋₂). В породе наблюдаются мантийные ксенолиты, представленные шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами, сложенными высокомагнезиальным оливином, авгитом, шпинелью и остатками граната, и ксенокристы оливина и клинопироксена. Образцы пород были отобраны из массивных вулканитов коренных обнажений вершины гольца Бороздинский. Для исследования были выбраны пробы без видимых ксенолитов.

Рис.2

В породах наблюдаются крупные включения оливина и клинопироксена. Общее количество их варьирует в разных образцах от 0 до 4-5 об.%. Массивные вулканиты слагаются разностями как порфировой, так и афировой структуры (рис. 2 А, Б, В). Как будет показано ниже, порфировая структура обусловлена как фенокристами, так и ксенокристами оливина и клинопироксена. Фенокристы и ксенокристы представлены крупными зернами оливина (0.5-1.0 мм, рис. 2) и клинопироксена (от 0.4 до 0.5 мм) (см. рис. 2). Количество крупных зерен пироксенов существенно ниже, чем оливина и максимально составляет около 1.5% от объема породы. Редко встречаются вкрапленники плагиоклаза ≤ 0.3 мм (B11/3). Как фенокристы, так и ксенокристы оливина и клинопироксенов достаточно свежие. Структура основной массы интерсертальная. Основная масса сложена мелкими зернами оливина (≤ 0.03 мм), клинопироксена (≤ 0.01 мм), рудных минералов размером 40-50 мкм, тонкими лейстами плагиоклаза (150-200 мкм) и тонко раскристаллизованным агрегатом с реликтами стекла. По данным микрозондового анализа, в тонко раскристаллизованном агрегате встречены микролиты нефелина, лейцита, апатита и кислого плагиоклаза. Размер микролитов не превышает 50 мкм. Наличие реликтов стекла позволяет предположить, что заключительный этап кристаллизации происходил в приповерхностных условиях. Постмагматические изменения незначительны, на что указывают низкие потери при прокаливании.

ВОЗРАСТ

Рис.3

Нами проведено определение абсолютного возраста вулканитов Ar/Ar методом. Материалом для датирования служила тонкокристаллическая масса базальтоидов. Спектр выделения аргона из образца В 15 показывает наличие избыточного аргона, который, скорее всего, содержится в ксеногенных пироксенах (рис. 3). На это указывает значительное увеличение Са/К отношения по мере повышения температуры (табл. 1), когда в плавление вовлекается кальциевая фаза (клинопироксен) при истощении калиевой фазы (лейцита). Возможность этого показана в работе [Buikin et al., 2010].

Следовательно, возраст образца определяется по двум низкотемпературным ступеням. Кроме того, не исключена возможность микровключений в оливинах, которые кристаллизовались из базанитового расплава. Этот вариант рассмотрен в работе Иванова с соавторами [Ivanov et al., 2018]. Датировка 3.51 ± 0.27 млн лет гарантированно является верхним пределом на время вулканизма или же, что, весьма вероятно, соответствует времени формирования базанитов. Возраст полного плавления образца, по своей сути соответствующий K-Ar возрасту, равен 7.18 ± 0.37 млн лет. Ранее по двум образцам из меланефелинитов этого же района были опубликованы K-Ar датировки 7.9 и 5.7 млн. лет без указания аналитической ошибки [Поляков, Багдасарян, 1986]. Очевидно, что датировки, полученные в ранних работах, показывают более древний возраст из-за наличия избыточного аргона в ксеногенном пироксене, который присутствовал в этих образцах.

СОСТАВЫ МИНЕРАЛОВ

Таб.2 **Оливины.** В таблице 2 приведены представительные составы оливинов. Морфологически оливины представлены тремя разновидностями. Первая - эллипсоидальные или бесформенные зерна с извилистыми границами размером до 1 мм (рис. 4). Вторая – гипидиоморфные зерна размером до 0.4 мм. Третья – мелкие идиоморфные зерна менее 50 мкм (рис. 5). На рис. 6 показаны вариации состава в разных по размеру и форме зернах оливина. Магнезиальность оливинов варьирует в широком интервале и постепенно уменьшается от центра к краю более крупных зерен. Наблюдается положительная корреляция Fo- NiO мас. % и отрицательная корреляция Fo-CaO мас. %. Содержание CaO в центре зональных зерен оливина < 0.2 мас. %. В краевых частях крупных зерен и мелких фенокристаллах с $Mg\# \sim 0.77$ оно выше и варьирует в узком диапазоне 0.2 до 0.34 мас. %.

Зерна оливинов с магнезиальностью в центре $> 0,90$ характеризуются округло-извилистыми границами (рис. 4А). Подобные округло-извилистые границы у оливинов наблюдаются в экспериментах по взаимодействию перидотитов с недосыщенными SiO_2

базальтовыми расплавами [Shaw, Dingwell, 2008]. Оливины зональны, от центра к краю в них происходит уменьшение Mg#, содержания NiO и увеличение - CaO (рис. 4А). В центре зерен присутствует зона однородного состава, характерного для равновесных оливинов мантийных перидотитов. Ее ширина неодинакова для разных элементов, то есть содержание CaO еще сохраняется, как в мантийном перидотите, а содержания NiO и Fo уже уменьшаются. Это может быть результатом разной скорости диффузии элементов на контакте оливин – базанит. Меньшая скорость диффузии CaO была показана при моделировании процесса ассимиляции ксенокристов оливина базальтами с использованием реально наблюдаемых профилей изменения состава оливина [Costa, Dungan, 2005]. Образование округлых кристаллов может происходить при их растворении [Donaldson, 1985]. Наличие диффузионной зональности в оливинах свидетельствует о меньшей скорости растворения, по сравнению со скоростью диффузионного процесса [Liang, 2000]. Очевидно, эти зерна представляют собой ксеногенные оливины (Ol 1) мантийных перидотитов.

Идиоморфные и гипидиоморфные оливины имеют другой вид концентрационных профилей Fo, NiO и CaO, а именно: центральная зона однородного состава имеет близкую ширину для всех элементов, уменьшение Fo и содержания NiO к краю зерна сопровождается ростом содержания CaO. Такой вид профилей может быть обусловлен кристаллизацией из расплава (рис. 5). В центре этих зерен (Ol 2) Mg# варьирует от 0.86 до 0.81, содержание CaO - от 0.10 до 0.18 и NiO – от 0.19 до 0.32 мас. %. Однородные идиоморфные мелкие зерна оливинов (Ol 3) имеют Mg# ~ 0.77, содержание CaO ~ 0.25, NiO ~ 0.15 мас. %. По составу они подобны краевым частям зональных ксенокристов и вкрапленников. Следовательно, эти оливины кристаллизовались из последней порции базальтового расплава.

Таким образом, нами обнаружено несколько разновидностей оливина: Ol 1 - ксеногенный, Ol 2 – базальтовый (I генерация) и Ol 3 – мелкие гомогенные зерна основной

массы (II генерация). Следует отметить, что формирование нескольких генераций оливина из базальтового расплава наблюдается во многих случаях [Альмухамедов и др.; 1983; Альмухамедов и др.; 1985; Zolotukhin et al., 1996].

Пироксены. Во всех образцах присутствуют фенокристы (<500 мкм) и мегакристы (0,7 мм) клинопироксена. Так же отмечены мелкие зерна пироксена основной массы.

Таб.3

Представительные анализы пироксенов представлены в табл. 3. Фенокристы являются диопсидами ($\text{Cr}_{\text{px}2}$). Крупные фенокристы зональны. Их магнезиальность варьирует в диапазоне 0.82-0.74. В диопсидах от центра к краю крупных и к более мелким однородным зернам происходит рост содержания Al_2O_3 , TiO_2 и уменьшение – SiO_2 , $\text{Mg}\#$ без изменения содержания CaO и Na_2O (рис. 7). Мелкие зерна пироксена основной массы по своему составу соответствуют диопсидам.

Рис.7

Мегакристы представлены авгитами и, вероятно являются ксенокристами. Вокруг и по трещинам мегакристов клинопироксена ($\text{Cr}_{\text{px}1}$) развита реакционная кайма, состоящая из клинопироксена другого состава и мелких зерен рудного (рис. 8). Их магнезиальность варьирует от 0.86 до 0.76, то есть почти в том же диапазоне, что и магнезиальность диопсидов. При этом на вариационных диаграммах точки составов авгитов образуют самостоятельные поля (рис. 7). От диопсидовых фенокристов они отличаются более высокими содержаниями SiO_2 , Na_2O и более низкими – CaO , TiO_2 . Авгиты характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 , Na_2O и низкой концентрацией Cr_2O_3 . Высокое отношение $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ свидетельствует о повышенном давлении при образовании мегакристов клинопироксена. Близкие по составу мегакристы клинопироксена описывались ранее в позднекайнозойских меланефелинитах бассейна р. Буркал, их образование объяснялось кристаллизацией щелочных базальтов в магмоподводящих каналах [Ащепков и др., 1996]. Клинопироксен каймы по составу аналогичен составу фенокристов клинопироксена (табл. 3) и, следовательно, образуется в результате кристаллизации из базанитового расплава. Реакционные каймы вокруг пироксена описаны

Рис.8

в перидотитовых и пироксенитовых ксенолитах из щелочных базальтов [Wang et al., 2012 и др.]. Поэтому возможно, что авгиты не являются глубинными вкрапленниками базанитов Бороздинского гольца. Они, вероятно, представляют собой минералы дезинтегрированных мантийных пироксенитов, так как вследствие низкого содержания Cr_2O_3 они не могут быть клинопироксенами мантийных перидотитов.

Таб.4

Полевые шпаты и фельдшпатоиды. Состав полевых шпатов и фельдшпатоидов приведен в таблице 4. Выявлены три разновидности минералов: первая – редкие незональные вкрапленники; вторая – мелкие лейсты в основной массе и третья – микролиты в тонко раскристаллизованном матриксе. Плаггиоклазы вкрапленников содержат до 49% анортитового минала. Лейсты более натровые и соответствуют следующей формуле $Ab_{53-63} An_{35-45} Or_{1-2}$. Микролиты плаггиоклаза из интерстиций относятся к кислой разновидности с формулой $Ab_{61-66} An_{11-25} Or_{10-22}$. Кроме того, в интерстициях наблюдаются нефелин и лейцит (см. табл. 4). Состав лейцита полностью отвечает стехиометрической формуле минерала. Нефелин содержит до 4 мас. % K_2O . Такие концентрации калия в нефелинах является обычным для этого минерала [Самсонова, 1973; Икорский, 1980].

Таб.5

Окиснорудные минералы. Окиснорудные минералы представлены мелкими зернами ильменита, титаномагнетита и хромшпинелида. Данные об их составе приведены в таблице 5.

Ильмениты рассеяны в основной массе. Минерал относится к пикроильменитам с содержанием MgO до 8 мас. %. В пикроильмените в качестве примеси присутствует марганец (до 0.70 мас. % MnO), хром (до 0.70 мас. % Cr_2O_3), а также алюминий и ванадий. Последние два элемента содержатся в незначительном количестве (десятые доли мас. %) (см. табл. 5). Такие содержания элементов примесей в ильмените характерны для основных пород.

Титаномагнетиты наблюдаются как в виде самостоятельных зерен, так и в сростании с ильменитом (рис. 9). Мелкие зерна минерала, в большинстве случаев, гомогенны. В более крупных индивидах видны структуры магнетит-ильменитового распада (см. рис. 9). Вероятнее всего это вызвано тем, что в мелких зернах содержание титана существенно ниже (см. табл. 5). Высокая концентрация TiO_2 в более крупных включениях при понижении температуры приводила к распаду. Минерал содержит большое количество примесей (см. табл. 5). В нем отмечены высокие содержания магния, алюминия и хрома и умеренные – никеля и марганца относительно пород габбровой формации. Подобный состав минералов отмечен в гавайтах и базанитах плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014]. Таким образом, можно заключить, что такие оксиды типичны для щелочных базальтов.

Хромшпинель. Редкие зерна шпинели зональны. Состав центральной части минерала (см. табл. 5) сопоставим с составом хромшпинелей из мантийных ксенолитов [Ащепков и др., 1996; Litasov, Tiniguchi, 2002]. Вероятнее всего это реликты гранатовых и шпинелевых лерцолитов. Аналогичные хромшпинели обнаружены в базанитах плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

Единичные зерна сульфида представлены пирротинном с содержанием железа 78 мас. % и никеля около 3 мас. %.

ПЕТРОГЕННЫЙ И РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Таб.6

Валовый петрогенный и редкоэлементный составы образцов приведен в таблице 6.

Рис.10

Породы высокомагнезиальные, содержание магния меняется от 11.81 до 14.77 мас. % MgO. В породах отмечается до 15% нормативного нефелина. На диаграмме кремнекислотность-щелочность большая часть точек составов пород попадает в поле базанитов (рис. 10) [Le Bas et al., 1986]. Три образца (В 1, В 04 и ВВ 2) содержат единичные вкрапленники оливина, следовательно, их можно считать афировыми. Разница в петрогенном составе афировых и порфирировых базанитах не существенна. С

увеличением количества вкрапленников в породе происходит увеличение содержания магния и, как следствие разубоживания, уменьшается количество других петрогенных элементов. В афировых разностях отмечается обратная картина: некоторое уменьшение MgO (до 2 мас. %), Sr и Ni, а также увеличение содержания Al₂O₃. Фиксируется достаточно высокое содержание титана – более 2 мас. % TiO₂ и фосфора - более 0.5 мас. % P₂O₅. Вулканиды относятся к натрий-калиевой серии, так как наблюдается превышение натрия над калием. Во всех исследованных образцах отмечено повышенное по сравнению со средним составом расплавов океанических островов [Наумов и др., 2016] содержание хрома (до 1369 г/т), никеля (до 686 г/т), PЗЭ, Nb, Sr и Ba. На наш взгляд повышенные количества хрома и никеля можно объяснить большой примесью ксеногенных минералов: оливина с высоким содержанием Ni и хромшпинели с высоким хромом. Относительно других редких элементов оливины почти стерильны и их присутствие не вносит значимого изменения геохимических характеристик. Спектр распределения PЗЭ в базанитах полностью совпадает с таким у базальтов океанических островов (OIB) (рис. 11) [Sun, McDonough, 1989]. Также наблюдается хорошая сходимость с аналогичным спектром для щелочных базальтов ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003; Цыпукова и др., 2014]. Еще одной геохимической особенностью является достаточно высокая степень фракционирования PЗЭ (La/Yb = 16-20; Dy/Yb = 2.7-3.1). Значения индикаторных редкоэлементных отношений в вулканитах также соответствуют OIB (Ba/Nb = 6.5-9.5; Nb/Zr = 0.29-0.32). Базальтоиды Бороздинского гольца обогащены HFSE относительно LILE и LREE и имеют низкие отношения Rb/Sr и высокие - U/Pb и Th/Pb.

Рис.11

На спайдердиаграмме (рис. 12) наблюдается полное сходство изученных пород с базальтами ЮБВО.

Рис.12

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОИДОВ

По современным представлениям источниками базальтов океанических островов могут служить мантийные источники NIMU, EM-I, EM-II [Weaver, 1991 и др.]. Для

Рис.14

Таб. 7

выяснения природы изотопных источников базальтоидов Бороздинского гольца южного Забайкалья в породах был исследован изотопный состав Sr, Nd и Pb. Результаты полученных анализов приведены в таблице 7. Изотопные характеристики кайнозойских базальтоидов Южно-Байкальской (ЮБВО) и Южно-Хангайской (ЮХВО) вулканических областей суммированы в работах [Рассказов и др., 2002; Ярмолук и др., 2003; Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010; Цыпукова и др., 2014]. Проведенные исследования показали, что вариации изотопного состава Sr, Nd и Pb в кайнозойских базальтоидах этих вулканических областей, определяются главным образом процессами взаимодействия между истощенными источниками вещества – DM и/или PREMA, и обогащенным источником типа EM I. Изотопные характеристики базальтоидов Бороздинского гольца несколько отличны от выявленной общей тенденции. Изотопная Sr-Nd характеристика пород (рис. 13) позволяет охарактеризовать источник их вещества как близкий к умеренно истощенному источнику PREMA, так как он заметно более деплетирован составами неодима ($\epsilon Nd = 4.9 - 6.1$) и стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7038 - 0.7039$) по сравнению с базальтоидами ЮБВО и ЮХВО, где $\epsilon Nd \leq 4$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \geq 0.7041$. Напротив, изотопный состав свинца исследованных базальтоидов характеризуется более радиогенным составом по сравнению с таковым в базальтоидах ЮБВО и ЮХВО, а также средних составах MORB и PREMA, что следует из диаграмм $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 14А) и $^{208}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 14Б). На них точки составов базальтоидов как ЮБВО, ЮХВО, так и Бороздинского гольца образуют единые сериальные тренды, но в обоих случаях последние наращивают наиболее радиогенные их части. При этом источником дополнительной радиогенной составляющей могут выступать источники как EM II, так и HIMU. На изотопной вариационной диаграмме $\epsilon Nd - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 15А) точки составов базальтоидов Бороздинского гольца образуют компактную группу отчетливо обособленную от таковых для базальтоидов ЮБВО и ЮХВО и смещенную по сравнению с источником PREMA в область более радиогенных величин отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$. Однако

Рис. 14

Рис. 15

незначительная величина этого сдвига не позволяет, как и на диаграммах изотопной эволюции свинца, уверенно определить источник радиогенной добавки. Более определенно этот вопрос решается на основе оценки вариаций изотопных составов базальтоидов в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис.15Б), где точки составов Бороздинского гольца образуют отчетливый тренд от источника PREMA к источнику HIMU, характеризующийся постоянством деплетированного изотопного состава стронция и ростом радиогенности изотопного состава свинца.

Таким образом, Sr-Nd-Pb изотопная систематика базальтоидов Бороздинского гольца свидетельствует о том, что доминирующим мантийным источником для них служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU, что отлично от базальтоидов ЮБВО и ЮХВО, изотопный состав которых контролируется процессом смешения источников PREMA и EM I.

СОСТАВ РОДОНАЧАЛЬНОГО РАСПЛАВА, МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Прежде всего, следует отметить, что наличие даже небольшого количества ксеногенных оливинов и авгитов, особенно высокомагнезиального оливина, привело к искажению петрогенного состава базанитов, что выразилось в повышенной магнезиальности пород. Однако это не повлияло существенно на распределение редких элементов.

Для расчета состава родоначального расплава [Herzberg, 2006] могут быть использованы афировые базальты. Под родоначальным понимается состав расплава, равновесного к наиболее магнезиальному оливиновому вкрапленнику, наблюдаемому в рассматриваемых базальтов. Составы родоначального расплава базанитов Чикокона равновесны к оливину с Mg# 0.86. Для получения равновесного расплава из состава пяти образцов пород проводилось пошаговое удаление оливина с Mg# 0.91 до достижения равновесия с оливином Mg# 0.86. Процедуры удаления оливина и оценки равновесия расплав-оливин осуществлялись с помощью приложений к статье [Putirka, 2008;

Таб.8

Danyushevsky, Plechov, 2011]. Рассчитанный состав родоначального расплава, равновесного к оливину с $Mg\# 0.86$ приведен в таблице 8. Определенный родоначальный расплав имеет нефелин-нормативный состав, умеренные содержания MgO и CaO . Для центральных частей оливина из базанитов в условиях системы кристалл-расплав рассчитаны температура и давления равновесия оливин-расплав и диопсид-расплав [Putirka, 2008]. Полученные расчетные данные показали, что температуры кристаллизации и давления равновесия $Fo_{0.86}$ с базанитовым расплавом составляют ($T = 1379-1293$ °C, а $P = 1.15-1.06$ гПа). Следовательно, можно заключить, что формирование родоначального расплава началось не ниже температуры 1379 °C и давления 1.15 гПа. Следующей кристаллизующейся фазой был диопсид. Для центральных частей вкрапленников с составом ($Wo - 44.96$, $En - 45.86$, $Fs - 9.18$) по той же схеме [Putirka, 2008] температура определена в $1174 - 1122$ °C, а давление $0.94 - 0.926$ гПа. Разница в P-T параметрах для оливина и диопсида позволяют предположить, что подъем расплава происходил достаточно быстро. На высокую скорость подъема расплава к поверхности указывает также то, что вкрапленники, как оливина, так и пироксена, зональны. В случае долгого нахождения в промежуточных камерах должна была наступить полная гомогенизация кристаллов.

На основе анализа экспериментальных данных по плавлению перидотитов и петрологических построений было показано [Herzberg, 2006; Herzberg, 2010], что первичные расплавы, образующиеся при плавлении перидотита, характеризуются более высокими содержаниями CaO , чем продукты плавления пироксенитового источника. Тестирование состава рассчитанного для базальтоидов Бороздинского гольца родоначального расплава в программе PRIMELT3 [Herzberg, Asimow, 2015] показало, что для него более вероятен пироксенитовый источник из-за низкого содержания CaO . Это согласуется с низким содержанием CaO в наиболее магнезиальных оливиновых вкрапленниках базанитов Бороздинского гольца. Более низкие содержания CaO , MnO и

более высокие – NiO в оливиновых фенокристаллах базальтов, образовавшихся из пироксенитов, по сравнению с оливинами эффузивов перидотитового источника отмечалось Соболевым с соавторами [Sobolev et al., 2005; Sobolev et al., 2007].

В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных ОИВ Herzberg [2010] рассматривает оливиновые пироксениты (Ol+Cpx+Grt). Они могут быть кумулятивной частью рециклированной океанической коры или результатом твердофазовых реакций между эклогитами и перидотитами в нижней мантии [Herzberg, 2010]. Частичное плавление оливиновых пироксенитов может дать расплавы с характеристиками, наблюдаемыми у базанитов Бороздинского гольца (низкий SiO₂, CaO, относительно высокий MgO), присутствие оливина в рестите объясняет и «перидотитовые» содержания NiO в оливиновых вкрапленниках.

Подтверждением этого служит тот факт, что на графике отношения MgO/Ni точки составов вулканитов и ксеногенных оливинов располагаются на одной прямой (рис. 16), как предположено Соболевым с соавторами [Sobolev et al., 2005; Sobolev et al., 2007]. Нами также было проведено определение температуры и давления кристаллизации ксеногенного авгита по [Putirka, 2008]. По нашим расчетам температура формирования ксеногенных мегакристов авгита составляет 1173-1181 °С, а давление 1.03 гПа. Таким образом, базанитовый расплав захватывал эти фазы, что подтверждается P-T параметрами формирования родоначального расплава, как показано выше.

Рис.16

По данным ряда исследователей вулканизм данного региона был вызван действием мантийного диапира [Ащепков и др., 1996; Litasov, Taniguchi, 2002]. Мы предполагаем, что базальтоидные расплавы, изученные нами, формировались в результате подъема мантийного плюма, так же как для пород плато Хэвэн [Цыпукова и др., 2014].

ВЫВОДЫ

Определены P-T условия формирования базальтоидных расплавов в диапазоне P -

1.15-1.06 гПа и 1379-1293 °С. В качестве мантийного источника для нефелин-нормативных базанитовых расплавов предполагаются оливиновые пироксениты (Ol+Crpx+Grt). При продвижении расплава из мантии были захвачены мантийные ксенолиты, которые были дезинтегрированы. От ксенолитов остались ксенокристы оливина и авгита.

Вулканическая область Южного Забайкалья (хребет Хэнтей) вероятнее всего возникла в результате воздействия на литосферу мантийного плюма. Возраст ее формирования определен в 3.51 млн лет. Доминирующим мантийным источником для вулканитов служил источник PREMA при резко подчиненном участии источника HIMU. Изученные вулканиты относятся к типичным внутриплитным образованиям и по своим геохимическим характеристикам соответствуют основным породам океанических островов. Их составы близки к щелочным базальтам ЮБВО.

Работа выполнена с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН, Иркутск.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.5 № 0350-2016-0030 АААА-А17-117041910032-1, при частичной финансовой поддержке РФФИ 17-05-00928.

Авторы приносят свою благодарность всем сотрудникам аналитических служб ИГХ.

Литература

Альмухамедов А. И., Жюто Т., Матвеевков В. В., Эйссе Ж. Р., Кашинцев Г. Л. Геохимия низкокалийевых толеитов Красного моря // Геохимия, 1983, № 9, с. 1289-1303.

Альмухамедов А. И., Кашинцев Г. Л., Матвеевков В. В. Эволюция базальтового вулканизма Красноморского региона. Новосибирск, Наука, 1985, 190 с.

Афонин В. П., Гуничева Т. Н., Пискунова Л. Ф. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 225 с.

Ащепков И.В., Литасов Ю.Д., Литасов. Д. Ксенолиты гранатовых перидотитов из меланонефелинитов хребта Хэнтей (Южное Забайкалье): свидетельство подъема мантийного диапира // Геология и геофизика, 1996, т. 37, (1), с. 130-147.

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мелкайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Европейской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53, (9), с.1245-1255.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монголо-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17-32.

Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли, 1988, № 7, с. 33–42.

Икорский С.В. Типоморфные особенности состава и структурного состояния нефелина//Геохимия, 1980, № 5, с. 608-710.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 197 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3-24.

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 в мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, № 3, с. 21-41.

Костяков Н.П., Краснов В.П., Уфимцев Г.Ф., Янковский В. М. Кайнозойские базальты юга центрального Забайкалья // Известия Забайкальского географического общества СССР. 1969, т. V, выпуск 1, с. 11-17.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44, (5), с. 391-406.

Мысовская И.Н., Смирнова Е.В., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Новые данные по определению редких и рассеянных элементов в геологических стандартных образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Заводская лаборатории. Диагностика материалов, 2009, № 10, с. 60-66.

Наумов В.Б., Дорофеева В.А., Гирнис А.В. Летучие и редкие элементы в щелочных и субщелочных расплавах океанических островов по данным изучения включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия, 2016, № 6, с. 558-572.

Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата / Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. В 8 томах. Пред. ред. кол.: Лаверов Н.П. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. т. 2. 280 с.

Поляков А.И., Багдасарьянц Г.П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции состава вулканитов // Геохимия, 1986, № 3, с. 311-317.

Рассказов С.В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов Южного Забайкалья // Геология и геофизика, 1987, № 7, с. 50-60.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Иванов А.В. Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // Геология и геофизика, 2002, т.43, (12), с.1065-1079.

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Источники и геодинамика позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии по данным изотопно-геохимических исследований // Петрология, 2010, т.18, №3, с.297-327.

Сайбаталова Е.В., Куликова Н.Н., Сутурин А.Н., Парадина Л.Ф., Пахомова Н.Н., Воднева Е.Н., Семитуркина Н.А. Влияние способов пробоподготовки на результаты

определения элементного состава пресноводных губок методом ИСП-МС // Журнал аналитической химии, 2010, т. 65, № 7, с. 691-698.

Самсонова Н. С. Минералы группы нефелина. М., Наука, 1973, 250 с.

Сколотнев С.Г. Новые данные об изотопии базальтов Срединно-Атлантического хребта из района разломов Архангельского и Сьерра-Леоне (Центральная Атлантика) // Доклады Академии Наук, 2014, т. 459, №2, с. 215-220.

Финкельштейн А.Л., Гуничева Т.Н., Афонин В.П. Учет матричных эффектов методом альфа-коррекции при рентгенофлуоресцентном анализе // Журнал аналитической химии, 1984, т. 39, № 3, с. 397-404.

Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Пузанков М.Ю. Происхождение и эволюция щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2014, т. 55, (2), с. 244-275.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская_кайнозойская вулканическая провинция Центральной–Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5. с. 41–67.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 115-139.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г. Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3-34.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология, 2011, т. 19, № 4, с. 341-362.

Ярмолюк В.В., Лебедев В.И., Сугоракова А.М., Брагин В.Ю., Литасов Ю.Д., Прудников С.Т., Аракелянц М.М., Лебедев В.А., Иванов В.Г., Козловский А.М. Восточно-Тувинский ареал вулканизма новейшего вулканизма Центральной Азии: этапы, продукты и характер вулканической деятельности // *Вулканология и сейсмология*, 2001, № 3, с. 3-32.

Aoki K., Shiba I. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan // *Lithos*, 1973, v. 6, p. 41–51.

Armienti P., Gasperini D. Do we really need mantle components to define mantle composition? // *Journal of Petrology*. 2007. v. 48, № 4, p. 693-709.

Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandar S. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // *J.Petrol.*, 2003, v.44, № 1, p.55-91.

Buikin A. I., Trieloff M., Koroshantseva E., Hopp J., Kaliwoda M., Meyer H.-P., Altherr R. Distribution of Mantle and Atmospheric Argon in Mantle Xenoliths from the Western Arabian Peninsula: Constraints on Timing and Composition of Metasomatizing Agents in the Lithospheric Mantle // *Journal of Petrology*, 2010, v. 51, № 12, p. 2547-2570.

Chaffey D.J., Cliff R.A., Wilson B.M. Characterisation of the St Helena magma source. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. Ed. by Saunders A.D., Norry M.J. // *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 257-300.

Costa F., Dungan M. Short time scales of magmatic assimilation from diffusion modeling of multiple elements in olivine // *Geology*. 2005. v. 33. № 10. p. 837-840.

Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geoph. Geosyst.*, 2011. v. 12, № 7, doi:10.1029/2011GC003516

Donaldson C. H. The rates of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt // *Mineral. Mag.*, 1985, v. 49, p. 683-693.

Jackson M.G., Dasgupta R. Composition of HIMU, EM1? And EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // Earth and Planetary Science Letters. 2008, v. 276, p. 175-186.

Hamelin C., Dosso L., Hannan B.B., Moreira M., Kositsky A.P., Thomas M.Y. Geochemical portrait of the Pacific Ridge: New isotopic data and Statistical techniques // Earth Planetary Science Letters. 2011, v. 301, p. 154-162.

Herzberg C. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // Nature, 2006, v. 444, № 7119, p. 605.

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for origins // Journal of Petrology, 2010, v. 52, № 1, p. 113-146.

Herzberg C., Asimow P. D. PRIMELT3 MEGA. XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochemistry, Geophysics, Geosystems., 2015, v. 16, № 2, p. 563-578.

Ivanov A.V., Meffre S., Thompson J., Corfu F., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Demonerova E.I. Timing and genesis of the Karoo-Ferrar large igneous province: New high-precision U-Pb data confirm short duration of the major magmatic pulse // Chemical Geology. 2017. v. 455, p. 32-43.

Ivanov A.V., Mukasa S.B., Kamenetsky V.S., Ackerson M., Demonerova E.I., Pokrovsky B.G., Vladykin N.V., Kolesnichenko M.V., Litasov K.D., Zedgenizov D.A. Volatile concentrations in olivine-hosted melt inclusions from melmechite and melanephelinite lavas of the Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence for flux-related high-Ti, high-Mg magmatism // Chemical Geology, 2018, v. 483, p. 442-462.

Le Bas M.J., Lemaître R.W., Streckeis A., Zanettin B. A. Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram // Journal of Petrology, 1986, v 27, № 3, p. 745-750.

Liang Y. Dissolution in molten silicates: Effects of solid solution // *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, v. 64, p. 1617-1627.

Litasov K., Tiniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. CHEAS Monograph Series 5, 2002, 221 p.

Mahoney J.J., Graham D.W., Christie D.M., Johnson K.T.M., Hall L.S., Vonderhaar D.L. Between a hotspot and cold Spot: isotopic variation in the Southeast Indian ridge asthenosphere, 86°E-118°E // *Journal of Petrology*. 2002, v. 43, № 7, p.1155-1176.

Palacz Z. A., Saunders A. D. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986, v. 79, p. 270–280.

Paulick H., Munker C., Schuth S. The influence of small-scale mantle heterogeneities on Mid-Ocean Ridge volcanism: Evidence from the southern Mid-Atlantic Ridge (7°30'S to 11°30'S) and Ascension Island // *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, v. 296, p. 299-310.

Putirka K. Thermometer and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2008, v. 69, p. 61-142.

Rudge J. F., Reynolds B.C., Bourdon B. The double spike toolbox // *Chem. Geol.*, 2009, v. 265, p. 420-431.

Shaw, C. S. J., Dingwell, D. B. Experimental peridotite-melt reaction at one atmosphere: a textural and chemical study // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2008, v. 155, p. 199–214.

Sobolev A. V., Hoffman A. W., Sobolev S. V., Nikogosian I. K. An olivine-free source of Hawaiian shield basalts // *Nature*, 2005, v. 434, № 7033, p. 590-597.

Sobolev A. V., Hoffman A. W., Kuzmin D. V., Yaxley C. M., Arndt N. T., Sun-Lin Chung, Danyushevsky L. V., Elliot T., Frey F. A. Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // *Science*, 2007, v. 316, p. 412-417.

Stracke A. Earth's heterogenous mantle: a product of convection – driven interaction between crust and mantle // *Chem. Geol.*, 2012, v.330-331, p. 274-299.

Sun S.-S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Special Publ. № 2, Blackwell Scientific Publications, 1989, p. 313-346.

Wang Y., Han B., Griffin W. L., Zhang L., Shu G. Post-Entrainment Mineral-Magma Interaction in Mantle Xenoliths from Inner Mongolia, Western North China Craton // *Journal of Earth Science*, 2012, v. 23, №. 1, p. 54–76.

Weaver B.L. The origin of ocean basalt end-member composition: trace element and isotopic constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 88, p. 381-397.

Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M., Staudigel H. Resycled metasomatized Lithosphere as the Enriched Mantle II (EM-2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004, v.5. № 4. 44 p. Q04008, doi:10.1029/2003GC000623

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // *Tectonophysics*, 1981, v. 75, p.135-162.

Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. Modeling of Primary Melt for Tholeiites of Siberian and Deccan Basalts // *Gondwana Geol. Mag.*, 1996, v. 2, p. 283-291.

Подписи к рисункам статьи А. Я.Медведев¹, М. А. Горнова¹, С. И. Дриль¹, В. А.

Беляев¹, А. А.Каримов¹, А. В.Иванов², Е. И.Демонтерова²

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ БОРОЗДИНСКОГО ГОЛЬЦА (ХРЕБЕТ ХЭНТЕЙ, ЮЖНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Рис. 1. Распределение областей новейшего вулканизма и горных систем Центрально-Азиатской субпровинции относительно относительно астеносферных выступов, связанных с “горячим” полем мантии [Зорин и др., 1998]. На врезке карта-схема расположения Бороздинского гольца. Квадратом на врезке обозначен район исследований. 1 – лавовые поля. 2 – область подъема астеносферы до глубин менее 100 км. 3 – выступы астеносферы (мантийные плюмы) до глубин менее 50 км. 4 – оливинные базальты, трахибазальты (Q_{II}). 5 – Кыринский интрузивный гранит-гранодиоритовый комплекс (J₁₋₂), 6 – Даурский интрузивный гранодиоритовый комплекс (P₁), 7 – Ингодинская серия (песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы, яшмы, туфопесчаники) (C₁₋₂). Выступы астеносферы (горячие точки мантии): ЮХ – Южно-Хангайская, ЮБ – Южно-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская, УД – Удоканская, ХНТ – Хэнтэйская. Лавовые плато: Вит – Витимское, Дар – Дариганга.

Рис. 2. Микрофотографии шлифов. А – афировый вулканит, обр. В11/2, белое – мелкие зерна оливина; Б- порфировый вулканит с ксенокристом оливина, обр. В26. В – порфировый вулканит с ксенокристом клинопироксена, обр. В15.

Рис. 3. Результаты возрастного ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования образца В 15.

Рис. 4. Фотографии ксеногенных оливинов. Фотографии получены на микроанализаторе Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd, Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Изображения во всех образцах получены в режиме обратно рассеянных электронов. А – ВВ1; Б – В26; В – В15; Г – В26; Д – В26.

Рис. 5. Фотографии идиоморфных оливинов. Фотографии получены на микроанализаторе Superprobe JXA-8200 (JEOL Ltd, Япония) при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Изображения во всех образцах получены в режиме обратно рассеянных электронов. Для каждого кадра увеличение указано на фотографиях. А – В14-26; Б – В14-15; В – В14-15; Г – В14-26.

Рис. 6. Зависимость содержания СаО и NiO от Fo в оливинах различной генерации. А, Б – образец В26; В, Г – образец В15; Д, Е – образец В11/2. 1 – оливин из ксенолита; 2 – ксеногенный оливин из перидотита (Ol 1); 3 – базальтовый оливин (Ol 2); 4 - оливин из основной массы (Ol 3).

Рис. 7. Составы пироксеновых фенокристов и ксенокристов. 1 – центры фенокристов, 2 – каймы фенокристов, 3 – ксенокристы, 4 – ксенокристы пироксенов из меланефелинитовых лав хребта Хэнтэй [Ащепков и др., 1996]. Поля давлений, и составов на диаграмме Е из (Aoki , Shiba 1973).

Рис. 8. Микрофотография мегакрита клинопироксена.

Рис. 9. Микрофотография окиснорудной фазы. Темное – ильменит, светло-серое – титаномагнетит с распадом. Образец В11/3. Изображение получено в режиме обратно рассеянных электронов. Размер зерна 40x50 мкм.

Рис. 10. Расположение точек составов вулканитов Бороздинского гольца на диаграмме кремнекислотность-щелочность [Lebas et al., 1986].

Рис. 11. График распределения РЗЭ в вулканитах Бороздинского гольца и других вулканических ареалов ЮБВО. 1- вулканиты Бороздинского гольца; 2 – ОIВ [Sun, McDonough, 1989]; 3-5 – щелочные базальты ЮБВО; 3- Окинский сектор; 4 – Тункинский сектор; 5 – Хубсугульский сектор [Ярмолук и др., 2003]; 6 – базаниты плато Хэвен [Цыпукова и др., 2014].

Рис. 12. Диаграмма распределения элементов в вулканитах Бороздинского гольца и других вулканических ареалов ЮБВО. 1- вулканиты Бороздинского гольца; 2 – ОIВ [Sun,

McDonough, 1989]; 3-5 – щелочные базальты ЮБВО; 3- Окинский сектор; 4 – Тункинский сектор; 5 – Хубсугульский сектор [Ярмолюк и др., 2003]; 6 – базаниты плато Хэвен [Цыпукова и др., 2014].

Рис. 13. Изотопная диаграмма $eNd-^{87}Sr/^{86}Sr$ для неогеновых базальтоидов: 1 - Южно-Байкальской вулканической области [Расказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003; Цыпукова и др., 2014]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010] и 3 – Бороздинского гольца. Составы мантийных источников MORB, EM-I, EM-II, HIMU даны по [Armienti et al., 2007; Jackson et al., 2008], PREMA – по [Zindler, Hart, 1986]. Поля составов базальтов MORB и некоторых OIB показаны по следующим источникам: атлантические MORB [Paulick et al.; 2010, Сколотнев, 2014]; тихоокеанские MORB [Hamelin et al., 2011]; индийские MORB [Mahoney et al., 2002]; Гавайские острова – по базам данных [Stracke, 2012]; остров Св.Елены [Chaffey et al., 1989]; острова Кука [Palacz, Saunders, 1986]; острова Самоа [Palacz, Saunders, 1986; Workman et al., 2004].

Рис. 14. Диаграммы изотопной эволюции свинца в координатах $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (А) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Б) для неогеновых базальтоидов: 1 - Южно-Байкальской вулканической области [Расказов и др., 2002; Цыпукова и др., 2014]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010] и 3 - Бороздинского гольца. Линии изотопной эволюции Pb в верхней коре (UC), нижней коре (LC) и деплетированной мантии (DM) даны по [Zartman, Doe, 1981]. Остальные обозначения и ссылки – см. Рис.13.

Рис. 15. Изотопные диаграммы в координатах $eNd -^{206}Pb/^{204}Pb$ (А) и $^{87}Sr/^{86}Sr -^{206}Pb/^{204}Pb$ (Б) для неогеновых базальтоидов: 1 - Южно-Байкальской вулканической области [Расказов и др., 2002; Цыпукова и др., 2014]; 2 - Южно-Хангайской вулканической области [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010] и 3 - Бороздинского гольца. Остальные обозначения и ссылки – см. Рис.13.

Рис. 16. График отношения Ni-MgO. 1-базаниты, 2 –ксеногенные оливины.

Таблица 1. Аналитические данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования.

Шар	T, °C	Ar^{40}	$\pm 1\sigma$	Ar^{39}	$\pm 1\sigma$	Ar^{38}	$\pm 1\sigma$	Ar37	$\pm 1\sigma$	Ar^{36}	$\pm 1\sigma$
1	468	949.10	3.61	888.85	3.03	15.21	0.22	86.22	2.76	1.903	0.196
2	552	186.38	0.80	181.70	0.79	5.79	0.23	160.16	2.77	0.369	0.218
3	687	1 656.95	5.67	354.79	1.29	6.76	0.21	606.86	3.32	4.918	0.202
4	783	167.37	0.71	129.79	0.61	2.00	0.19	275.40	2.80	0.111	0.209
5	936	460.15	1.68	174.98	0.79	3.73	0.23	1 724.08	6.57	0.204	0.226
6	1156	469.14	1.73	249.23	0.97	6.05	0.23	7 212.48	25.12	0.310	0.238
7	1396	229.44	0.84	39.32	0.43	0.80	0.19	1 864.68	7.03	0.045	0.193

Шар	T, °C	Ca/K	$\text{Ar}^{40}\text{rad}/\text{Ar}^{39}$	$\pm 1\sigma$	Возраст, млн. лет	$\pm 2\sigma$
1	468	0.36	0.43	0.02	3.51	0.27
2	552	3.26	0.42	0.09	3.43	1.51
3	687	6.33	0.53	0.01	4.35	0.17
4	783	7.85	1.03	0.32	8.45	5.27
5	936	36.46	2.28	0.30	18.60	4.82
6	1156	107.07	1.51	0.19	12.34	3.13
7	1396	175.45	5.49	1.30	44.48	21.09

Таблица 2. Представительный анализ вкрапленников оливинов (мас. %)

№ обр.	B15				B11/2					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Генезис	Ксеногенный оливин Ol 1				Ксеногенный оливин Ol 1					
Описание	Крупное зональное зерно				Крупное зональное зерно					
Положение	центр	промежуточная зона		край	центр		промежуточная зона			край
SiO ₂	40.68	41.72	40.63	38.98	41.02	40.38	40.51	40.48	39.24	38.57
FeO*	8.93	8.91	17.15	18.47	9.22	9.22	9.53	13.11	15.75	21.03
MnO	0.13	0.12	0.36	0.40	0.10	0.10	0.10	0.19	0.28	0.41
MgO	49.26	48.64	42.94	42.16	50.08	50.08	50.17	46.99	44.92	39.48
CaO	0.13	0.12	0.17	0.21	0.13	0.13	0.09	0.07	0.15	0.29
NiO	0.39	0.40	0.24	0.18	0.36	0.36	0.34	0.33	0.29	0.15
Сумма	99.52	99.61	101.5	100.4	100.9	100.3	100.7	101.2	100.6	100.3
Mg#	0.91	0.90	0.82	0.80	0.91	0.91	0.90	0.86	0.84	0.77

Окончание таблицы 1

№ обр.	B 04						B26			
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Генезис	Оливины I генерации (базальтовые) Ol 2						Оливин II генерации Ol 3			
Описание	Крупное зональное зерно						Мелкое гомогенное зерно			
Положение	центр	центр	Промежуточная зона			край				
SiO ₂	39.01	40.12	39.05	38.53	39.28	38.76	38.27	37.96	38.01	38.41
FeO*	13.54	14.32	15.80	18.37	18.57	19.37	21.28	20.98	21.02	21.10
MnO	0.17	0.19	0.19	0.30	0.30	0.34	0.40	0.41	0.39	0.43
MgO	46.96	46.19	44.26	42.62	42.01	41.85	40.31	40.53	40.37	40.13
CaO	0.19	0.19	0.22	0.22	0.22	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27
NiO	0.25	0.20	0.20	0.19	0.16	0.16	0.15	0.14	0.13	0.14
Сумма	100.1	101.2	99.72	101.2	100.5	100.74	100.7	100.3	100.2	100.5
Mg#	0.86	0.85	0.83	0.79	0.80	0.79	0.77	0.77	0.77	0.77

Примечание. Микронзондовые анализы выполнены О. Ю. Белозеровой. $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})_{\text{мол\%}}$, FeO* - железо общее.

Таблица 3. Представительный анализ вкрапленников клинопироксена

№ проб	В11-2						В15	
	1	2	3	4	5	6	7	8
Генерация	Срх1		Срх1			Мелкое зерно основной массы	Срх1	Срх2
Положение	Центр	Кайма	Центр	Кайма	Кайма		Центр	Центр
SiO ₂	53.30	52.87	52.23	51.63	50.10	50.38	52.60	50.98
TiO ₂	0.35	0.41	0.89	1.81	2.50	2.71	1.11	1.01
.Al ₂ O ₃	6.77	5.47	6.26	3.98	4.86	5.01	7.27	1.73
Cr ₂ O ₃	0.10	0.17	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
FeO*	5.08	4.18	6.81	5.34	6.43	6.50	6.89	7.93
MnO	0.13	0.10	0.12	0.12	0.14	0.11	0.11	0.29
MgO	17.12	15.22	15.42	13.43	13.12	12.77	14.69	13.54
CaO	16.20	21.64	16.29	22.46	22.30	21.99	15.78	22.09
Na ₂ O	1.94	0.94	2.58	1.10	1.14	1.28	2.09	0.70
Сумма	101.0	101.0	100.6	99.9	100.6	100.8	100.5	98.3
Wo	36.75	46.90	40.67	47.17	49.89	49.51	37.55	47.96
En	54.05	45.91	47.19	46.61	40.84	40.00	48.63	40.91
Fs	9.20	7.19	12.71	5.64	9.28	10.50	13.81	11.13
Mg#	0.865	0.845	0.816	0.798	0.786	0.778	0.789	0.776

Окончание таблицы 2

№ проб	В15			В26	
	9	10	11	12	13
Генерация	Мелкое зерно основной массы	Мелкое зерно основной массы	Мелкое зерно основной массы	Срх2	Срх1
Положение				Центр	Центр

SiO ₂	46.88	49.88	47.68	51.97	53.84
TiO ₂	3.58	3.20	2.99	0.95	0.58
Al ₂ O ₃	7.84	4.60	5.12	7.19	0.88
Cr ₂ O ₃	0.75	0.64	н/о	н/о	н/о
FeO*	6.69	6.65	7.58	7.14	6.25
MnO	0.10	0.13	0.10	0.12	0.14
MgO	11.56	12.99	12.73	14.22	15.77
CaO	22.21	21.87	22.57	16.20	21.52
Na ₂ O	1.07	1.10	0.49	2.03	0.81
Сумма	100.7	100.0	99.3	99.81	99.79
Wo	52.00	49.03	49.89	38.87	44.96
En	37.65	40.52	39.16	47.48	45.86
Fs	10.35	10.46	10.96	13.65	9.18
Mg#	0.784	0.794	0.782	0.777	0.838

Примечание. н/о – ниже предела обнаружения 0,1%. FeO* - железо общее.

Таблица 4. Представительный анализ полевых шпатов и фельдшпатоидов

№ обр.	В11/3							В15
	1	2	3	4	5	6	7	
№ п/п								
Описание	Вкрапленники плагиоклаза				Лейсты плагиоклаза			
SiO ₂	56.19	55.41	56.60	55,77	53.12	52.26	53.40	52.86
Al ₂ O ₃	27.00	28.88	26.73	26,83	28.53	29.64	28.84	28.74
FeO*	0.52	0.52	0.52	0,75	0.51	0.40	0.35	0.63
CaO	10.02	9.82	9.83	10.04	11.89	12.88	12.01	11.66
Na ₂ O	5.47	5.55	5.37	5,20	4.55	3.94	4.50	4.60
K ₂ O	0.39	0.40	0.40	0.25	0.28	0.24	0.20	0,21
Сумма	99.59	100.6	99.45	98.84	98.88	99.36	99.30	98,70
Ab	49.18	48.29	49.12	50.85	58.12	63.46	58.90	57.60
An	48.54	49.35	48.52	47.65	40.27	35.11	39.92	41,16
Or	2.28	2.35	2.36	1.50	1.61	1.43	1.18	1,24

Продолжение таблицы 3

№ обр.	В15		В26		ВВ1		В11/3	
	9	10	11	12	13	14	15	16
Описание	Лейсты плагиоклаза						Микролиты плагиоклаза	
SiO ₂	54.59	52,69	52,21	51,94	54.29	54.61	63.16	63.14
Al ₂ O ₃	27.66	29.78	29.51	29.84	29.27	28.59	22.97	21.07
FeO*	0.54	0.59	0.57	0.68	0.48	0.41	0.30	0.27
CaO	10.74	12.43	12.33	12.61	11.36	11.00	4.92	3.03
Na ₂ O	4.99	4.01	4.02	3.93	4.78	4.96	6.99	7.25
K ₂ O	0.30	0.23	0.19	0.19	0.21	0.22	2.68	3.71
Сумма	98.82	99.73	98.83	99.19	100.3	99.79	101.0	98.47
Ab	53.35	62.24	62.31	63.25	56.08	54.36	60.96	63.77
An	44.86	36.37	36.67	35.65	42.67	44.36	23.69	14.74
Or	1.80	1.39	1.12	1.10	1.25	1.27	15.35	21.49

Продолжение таблицы 3

№ обр.	В15		В26	ВВ1		В15	В26
	17	18	19	20	21	22	23
Описание	Микролиты плагиоклаза			Нефелин			
SiO ₂	62.70	62.42	65.41	48.79	48.63	45.80	45.97
Al ₂ O ₃	22.35	22.98	21.21	34.35	32.02	33.42	34.45
FeO*	0.43	0.48	0.37	0.78	0.75	0.72	0.74
CaO	4.32	5.19	2.32	0.76	0.73	1.81	1.01
Na ₂ O	7.34	7.42	7.58	12.27	13.33	13.21	15.02
K ₂ O	2.59	1.74	3.84	2.84	3.10	4.02	4.26
Сумма	99.73	100.2	100.7	99.79	98.56	98.98	101.4
Ab	64.20	64.88	66.56				
An	20.88	25.11	11.23				
Or	14.92	10.00	22.20				

Окончание таблицы 3

№ обр.	B26			B15		BB1	
№ п/п	24	25	26	27	28	29	30
Описание	Нефелин	Лейцит					
SiO ₂	46.03	56.89	57.17	56.52	57.17	56.96	57.06
Al ₂ O ₃	33.91	22.71	22.61	23.15	22.00	22.98	24.28
FeO*	0.81	0.32	0.33	0.31	0.40	0.50	0.44
CaO	0.90	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Na ₂ O	15.87	н/о	н/о	0.30	0.18	н/о	0.12
K ₂ O	4.42	20.43	20.23	18.08	17.89	20.70	19.56
Сумма	101.9	100.4	100.4	98.36	97.64	101.2	101.4

Примечание. н/о – ниже предела обнаружения 0,1%. FeO* -железо общее.

Таблица 5. Представительный анализ окиснорудных минералов

№ обр.	В11/3					В15	В26		ВВ1
	1	2	3	4	5		6	7	
Минерал	Ильменит								
TiO ₂	52.91	52.20	50.86	52.20	52.46	42.78	50.51	50.53	51.26
Al ₂ O ₃	0.10	0.14	0.21	н/о	н/о	0.48	0.33	0.11	0.28
Cr ₂ O ₃	0.27	0.27	0.17	0.18	0.17	0.72	0.16	0.14	н/о
V ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	0.25	н/о	0.24	н/о	0.18	н/о
FeO	40.28	40.38	39.40	37.27	39.40	45.59	38.79	39.83	39.13
MnO	0.59	0.56	0.34	0.70	0.34	0.61	0.34	0.66	0.70
NiO	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
MgO	6.56	6.15	5.24	8.00	5.24	7.30	7.65	7.55	7.10
Сумма	100.8	99.78	96.31	98.68	97.77	97.80	97.85	99.05	98.64

Продолжение таблицы 4

№ обр.	В11/3		В15	В11/3	В26					В11/3
	10	11			12	13	14	15	16	
Минерал	Титаномагнетит				Титаномагнетит					

Описание	Мелкие зерна					Крупные зерна				
	TiO ₂	9.31	8.96	10.35	9.97	6.21	15.75	13.45	15.82	20.29
Al ₂ O ₃	4.82	3.73	3.26	4.12	3.18	3.50	3.63	2.35	2.00	1.96
Cr ₂ O ₃	2.08	1.78	3.93	2.26	1.88	0.75	1.37	0.81	1.07	1.11
V ₂ O ₃	0.11	н/о	н/о	0.10	0.10	н/о	0.19	н/о	н/о	0.15
Fe ₂ O ₃	50.00	52.48	50.90	49.87	54.49	48.83	49.17	47.85	44.64	45.05
FeO	29.60	29.21	28.33	30.89	31.73	27.18	29.45	28.91	26.91	26.06
MnO	0.12	0.13	0,44	0.18	0.16	0.60	0.22	0.55	0.60	0.56
NiO	0.25	0.26	0.22	0.24	0.28	0.25	0.20	0.22	0.19	0.17
MgO	2.80	2.78	2.93	2.61	1.84	2.50	2.36	4.29	4.87	4.93
Сумма	99.09	99.33	100.6	100.2	99.87	99.36	100.0	100.8	100.8	99.58

Окончание таблицы 4

№ обр.	ВВ1						В15			
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
Минерал	Титаномагнетит						Хромшпинель			
Описание	Крупные зерна						Центр		Край	

TiO ₂	14.00	13.74	18.41	19.23	19.06	18.70	0.10	0.09	5.98	6.28
Al ₂ O ₃	2.45	2.52	2.03	2.43	2.35	2.40	29.48	29.08	15.88	14.87
Cr ₂ O ₃	0.80	0.71	0.59	0.93	0.96	0.99	34.51	34.95	20.20	20.14
V ₂ O ₃	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Fe ₂ O ₃	49.43	49.30	45.25	45.41	46.09	46.23	4.85	5.02	22.38	23.11
FeO	28.50	29.58	28.14	27.39	26.66	25.72	19.24	19.31	26.79	27.32
MnO	0.51	0.53	0.58	0.57	0.61	0.60	0.57	0.55	0.58	0.58
NiO	0.18	0.19	0.16	0.15	0.15	0.16	0.14	0.11	0.12	0.17
MgO	3.32	3.41	3.95	4.41	4.59	4.70	11.02	10.98	7.96	7.75
Сумма	99.19	99.98	99.11	100.5	100.4	99.50	99.94	100.1	99.99	100.3
Mg#							0.51	0.51	0.36	0.35
Cr#							0.44	0.45	0.46	0.48
Fe#							0.55	0.57	0.31	0.33

Примечание. Fe₂O₃ и FeO в шпинели и титаномагнетите рассчитаны по стехиометрии. н/о – ниже предела обнаружения 0,1%.

Таблица 6 Химический (мас. %) и редкоэлементный (ppm) составы вулканитов

№ обр	B1	B04	B06	B11/2	B11/3	B12	B15	B23	B24
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Порода	Базан.	Базан.	Базан.	Базан.	Баз.	Базан.	Баз.	Базан.	Базан.
SiO ₂	43.93	43.70	43.90	44.84	45.45	44.84	43.69	44.86	44.37
TiO ₂	3.02	2.56	2.76	2.42	2.00	2.12	2.95	2.35	2.11
Al ₂ O ₃	12.51	12.09	11.98	11.86	11.47	11.86	11.88	11.62	11.55
Fe ₂ O ₃ *	11.73	11.80	11.39	11.28	12.87	12.25	11.58	11.02	12.62
MnO	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19
MgO	12.27	12.66	13.56	14.02	14.49	14.02	13.29	14.77	14.63
CaO	9.94	9.89	9.83	9.32	9.61	9.32	9.96	9.35	9.51
Na ₂ O	3.57	3.56	3.72	3.54	3.15	3.54	3.68	3.31	3.21
K ₂ O	1.68	1.50	1.40	1.44	1.26	1.44	1.51	1.41	1.33
P ₂ O ₅	0.68	0.62	0.76	0.61	0.50	0.61	0.62	0.54	0.65
Ппп	0.34	0.45	0.26	0.24	0.17	0.24	0.22	0.27	0.16
Сумма	99.86	99.02	99.75	99.76	101.15	100.43	99.56	99.69	100.33
Sc	27	25	27	26	28	26	27	28	27
V	248	218	225	218	223	218	233	210	224
Cr	832	856	958	1022	1207	1369	1010	1314	979
Co	67	39	68	67	69	67	65	65	70
Ni	444	513	538	490	666	674	555	686	615
Rb	34	32	26	32	43	30	34	34	27
Sr	753	763	828	685	740	756	685	661	806
Y	32	32	32	29	21	27	28	27	30
Zr	243	227	238	210	187	210	220	187	197
Nb	78	61	78	65	50	65	70	57	64
Ba	491	452	441	412	432	443	419	404	441
La	44	43	47	39	41	32	41	36	41
Ce	85	83	95	77	68	76	81	77	82
Pr	10.0	9.90	10.50	8.70	7.50	8.70	8.80	7.80	9.30
Nd	41	41	43	36	31	36	38	32	37
Sm	8.60	8.70	8.80	7.30	6.60	7.30	8.20	6.70	8.00
Eu	2.99	2.81	2.99	2.57	2.29	2.57	2.71	2.33	2.62
Gd	8.30	7.80	8.30	7.70	6.70	7.70	8.00	7.30	7.50
Tb	0.99	0.99	1.06	0.96	0.98	1.08	1.00	0.88	1.11
Dy	6.70	6.40	6.50	6.20	5.40	6.20	6.00	5.70	6.30
Ho	1.24	1.16	1.19	1.13	1.04	1.13	1.12	1.06	1.20
Er	3.06	2.97	3.08	2.89	2.70	1.89	2.80	2.25	3.23
Tm	0.38	0.36	0.38	0.37	0.35	0.37	0.34	0.35	0.39
Yb	2.28	2.04	2.09	2.14	2.32	1.98	2.03	2.01	2.23
Lu	0.30	0.27	0.30	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28	0.30
Ta	4.38	3.61	4.30	3.59	2.91	3.59	4.00	3.21	3.48
Hf	4.88	6.17	6.81	3.93	3.93	3.93	4.95	4.17	3.85
Pb	3.31	1.99	2.86	2.84	2.70	2.84	1.84	2.86	3.09
Th	5.82	5.24	5.21	4.88	4.29	5.10	4.79	4.41	5.30
U	1.52	1.38	1.52	1.33	1.13	1.32	1.27	1.15	1.36

Таблица 5 (Окончание)

№ обр	ВВ1	ВВ2
№ п/п	10	11
порода	Базан.	Тб.
SiO ₂	43.96	45.70
TiO ₂	2.57	2.76

Al ₂ O ₃	12.04	12.47
Fe ₂ O ₃ *	11.47	11.07
MnO	0.18	0.18
MgO	12.84	11.81
CaO	9.81	9.90
Na ₂ O	3.79	3.72
K ₂ O	1.67	1.35
P ₂ O ₅	0.65	0.53
Ппп	0.25	0.24
Сумма	99.23	99.73
Sc	25	30
V	228	214
Cr	729	707
Co	64	58
Ni	484	406
Rb	32	34
Sr	799	674
Y	29	29
Zr	217	219
Nb	71	70
Ba	479	515
La	41	39
Ce	77	84
Pr	8.80	9.10
Nd	35	33
Sm	7.80	6.90
Eu	2.63	2.46
Gd	7.90	8.10
Tb	0.98	0.98
Dy	6.30	6.10
Ho	1.11	1.13
Er	2.85	2.97
Tm	0.35	0.38
Yb	2.12	2.28
Lu	0.26	0.34
Ta	3.75	4.01
Hf	4.06	4.27
Pb	2.29	2.65
Th	5.07	5.30
U	1.38	1.29

Примечание. Базан. – базанит, Баз. – базальты, Тб – трахибазальты. Аналитики: Ложкин В. И., Пахомова Н. Н., Финкельштейн А. Л.

Таблица 7. Изотопные характеристики базальтоидов.

№ обр.	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (изм.)	$\pm 2\text{SE}$	ϵSr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (изм.)	$\pm 2\text{SE}$	ϵNd	$^{206}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{207}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$	$^{208}/^{204}\text{Pb}$	$\pm 2\text{SE}$
BB1	0.1391	0.70385	3	-9.2	0.1307	0.512948	22	6.0	18.8412	18	15.5410	14	38.8903	38
B11/2	0.1670	0.70392	2	-8.2	0.1311	0.512888	8	4.9	18.8142	13	15.5430	12	38.8628	31
B15	0.1300	0.70386	1	-9.1	0.1319	0.512919	10	5.5	18.6751	12	15.5325	10	38.6828	29
B26	0.0998	0.70384	4	-9.4	0.1297	0.512925	6	5.6	18.4971	20	15.5281	17	38.4961	45

Таблица 8. Рассчитанный состав родончального расплава

	SiO ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	сумма
B1	44.99	3.37	13.98	1.67	9.41	0.20	8.70	11.10	3.96	1.87	0.75	100
B04	45.14	3.27	12.46	1.81	10.29	0.19	9.61	10.79	3.88	1.83	0.73	100
BB1	45.38	2.95	13.77	1.67	9.13	0.20	8.69	11.22	4.32	1.86	0.72	100
B23	46.37	2.80	14.09	1.55	8.70	0.20	8.30	11.39	4.10	1.80	0.70	100
B24	45.81	2.40	13.18	1.65	10.20	0.22	9.85	10.80	3.65	1.50	0.74	100































