

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ НЕОГЕНОВЫХ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ ПЛАТО ХЭВЭН НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ФЛАНГЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (Северная Монголия)

С.С. Цыпукова, А.Б. Перепелов, Е.И. Демонтерова*, Л.А. Павлова, А.В. Травин, М.Ю. Пузанков*****

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

** Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

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

**** Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйпа, 9, Россия*

В результате геологических и геохимических исследований вулканического плато Хэвэн в Прихубсугульском ареале Южно-Байкальской вулканической области установлен раннесреднемиоценовый возраст его формирования в интервале 20.0—15.5 млн лет. В истории вулканического развития структуры выделены два этапа: первый — раннемиоценовый гавайит-трахибазальтовый и второй — среднемиоценовый базанитовый. Вещественный состав базальтоидов плато Хэвэн соответствует составам пород других вулканических ареалов южного фланга БРЗ и отличается от ОИВ повышенными концентрациями Ba, K, Pb и Sr. Определены *PT*-условия формирования базанитовых, гавайитовых и трахибазальтовых магм плато Хэвэн в диапазоне давлений 25—15 кбар и температур 1434—1358 °С. Показано, что образование исходных магм плато Хэвэн проходило на глубинах 74—41 км в астеносферной и литосферной мантии в условиях разогрева зоны магмогенерации на ~200 °С. Установлена направленность кристаллизации щелочно-базальтовых магм структуры. В условиях снижения давлений и температур процесс кристаллизации расплавов проходил с формированием на ликвидусе высокомагнезиальных оливинов и хромпикотитовых шпинелей и далее с последовательным образованием парагенезисов вкрапленников и субфенокристаллов $Ol + Cpx$, $Ol + Cpx + TiMgt \pm Pl$, парагенезиса микролитов $Cpx + TiMgt + Ilm + Pl$ и интерстиционных выделений щелочных алюмосиликатов $Ne+Kfs$ в завершение. Выделены два этапа кристаллизации щелочно-базальтовых расплавов с отчетливой сменой направленности изменений химизма темноцветных минералов. Это связывается с достижением вначале мантийно-коровой области кристаллизации и затем малоглубинных условий вплоть до стадии излияния и литификации магм. Главными условиями формирования гавайит-трахибазальтового и базанитового ряда магм плато Хэвэн на различных этапах его магматического развития являлись глубина магмообразования и вариации степени плавления в области гранатсодержащей астеносферной и литосферной мантии, связанные с прогрессивной и регрессивной динамикой и фазовой неоднородностью плюма. Источниками щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн было вещество мантии PREMA и ЕМ1 типа.

Рифтовые зоны, плюмы, базальтовые магмы, кристаллизация, источники вещества.

ORIGIN AND EVOLUTION OF NEOGENE ALKALI-BASALTIC MAGMAS IN THE SOUTHWESTERN FLANK OF THE BAIKAL RIFT ZONE (Heven lava plateau, northern Mongolia)

S.S. Tsyukova, A.B. Perepelov, E.I. Demonterova, L.A. Pavlova, A.V. Travin, and M.Yu. Puzankov

The Heven lava plateau in the Hövsgöl field of the South Baikal igneous province formed in the Early–Middle Miocene between 20 and 15.5 Ma. It consists of Early Miocene hawaiites and trachybasalts and Middle Miocene basanites erupted, correspondingly, during two major events in its history. The Heven alkali-basaltic lavas are compositionally similar to their counterparts from other volcanic fields in the southern flank of the Baikal rift system and are richer in Ba, K, Pb, and Sr than oceanic island basalts (OIB). The basanitic, hawaiitic, and trachybasaltic magmas were generated at pressures from 25 to 15 kbar and at temperatures in the range from 1434 to 1358 °C. The magma sources occurred at 74 to 41 km in asthenospheric and lithospheric mantle and were ~200 °C hotter than the ambient lithospheric mantle in the surrounding areas and the continental geotherm. The crystallization history of dark-colored began with liquidus highly magnesian olivine and Cr-spinel, and then several other parageneses formed successively as pressures and temperatures decreased: $Ol + Cpx$ and $Ol + Cpx + TiMgt \pm Pl$ phenocrysts and subphenocrysts, $Cpx + TiMgt + Ilm + Pl$ microphenocrysts, and finally interstitial $Ne + Kfs$ alkali aluminosilicates. There were two crystallization stages with different mineral chemistry trends. The chemistry of minerals changed as the rising magmas first reached the crust–mantle region and then moved

to shallow depths, erupted, and solidified. The generation of the Heven hawaiite–trachybasalt and basanite magmas was controlled by the depth of the reservoirs and the melt fraction in garnet-bearing asthenospheric and lithospheric mantle associated with progressive and regressive dynamics of the lower heterogeneous mantle plume consisting of PREMA and EMI components.

Rift zone, plume, basaltic magma, crystallization, sources

ВВЕДЕНИЕ

Петролого-геохимические исследования вулканизма внутриконтинентальных рифтовых областей ставят своей целью определение источников магматических расплавов, условий образования и эволюции магм, а также дают необходимые сведения для разработки моделей состояния и взаимодействия литосферной и подлитосферной мантии на различных этапах их геологической эволюции.

В Центральной Азии рифтогенные процессы и связанный с ними вулканизм широко проявлены в фанерозойской истории развития складчатого обрамления Сибирского кратона [Воронцов, Ярмолук, 2004; Коваленко и др., 2009]. Крупнейшей рифтогенной структурой в Центральной Азии является Байкальская рифтовая зона (БРЗ) [Киселев и др., 1979; Рассказов, 1993; Логачев, 2003; Буслов, 2012]. Вблизи юго-западного фланга БРЗ выделяется так называемая Южно-Байкальская вулканическая область — ЮБВО, которая объединяет районы от Восточной Тувы до хр. Хамар-Дабан и Прихубсугуль в Северной Монголии [Ярмолук и др., 2003]. Эта область характеризуется масштабными проявлениями позднекайнозойских вулканических процессов.

Одним из наиболее крупных вулканических ареалов в составе ЮБВО является Прихубсугульский, представляющий значительный интерес в изучении раннего неогенового этапа тектономагматического развития БРЗ. Результаты петролого-геохимических и геохронологических исследований Прихубсугульского вулканического ареала отражены в работах [Рассказов, 1993; Ярмолук и др., 2003; Демонтерова и др., 2007]. Проведенные ранее исследования носили региональный характер и содержат необходимую информацию о составе вулканических пород, возрастном диапазоне их формирования в интервале поздний олигоцен—поздний миоцен и интерпретацию происхождения магм на основе модели плюм-литосферного взаимодействия [Ярмолук и др., 2003] или модели литосферного контроля глубины зарождения базальтоидных расплавов [Демонтерова и др., 2007]. При этом решение ряда актуальных петрологических вопросов эволюции позднекайнозойского вулканизма Прихубсугульского ареала ЮБВО, а именно установление источников базальтоидных магм, условий их формирования и кристаллизации, а также направленности эволюции вулканических процессов во времени, требует проведения детальных исследований крупных вулканических структур с продолжительной и этапной историей магматического развития.

В восточном секторе Прихубсугульского ареала такой структурой в связи со значительным объемом продуктов вулканических извержений и длительностью образования является лавовое плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг (далее плато Хэвэн). На основе проведенных в 2008—2009 годах тематических геологических исследований нами детально изучены вулканогенные толщи плато Хэвэн, установлен возрастная диапозон их формирования, проведены минералогические и изотопно-геохимические исследования слагающих плато щелочно-базальтовых лавовых покровов. Полученные данные позволяют предоставить информацию об источниках, условиях зарождения и эволюции щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн и охарактеризовать это вулканическое сооружение как одно из петротипических для раннего неогенового этапа тектономагматического развития юго-западного фланга БРЗ.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Изучены 122 образца вулканических пород плато Хэвэн, проведены их минералого-петрографические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования. Аналитические исследования проводили в ИГХ СО РАН (г. Иркутск), ИЗК СО РАН (г. Иркутск), ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН.

Изотопное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование выполнено методом ступенчатого прогрева с измерением изотопного состава выделенного аргона на масс-спектрометре Micromass 5400 (Micromass UK Limited, Великобритания). Основные условия метода изложены в работе [Травин и др., 2009]. Материалом для датирования являлась тонкокристаллическая и стекловатая основная масса вулканических пород.

Составы минералов исследованы методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на микроанализаторе JXA8200 (JEOL Ltd., Япония). Измерения проводились при уско-ряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 20 нА с использованием электронного пучка минимального диаметра (< 1 мкм) или 10 мкм.

Содержания породообразующих оксидов в породах определялись на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25 (ЗАО «Научприбор», Орел, Россия). Калибровка рентгенофлуоресцентного анализа проводилась по стандартным образцам СТ-1А (трапп, Россия) и JB-1 (базальт, Япония) [Финкельштейн и др., 1984; Афонин и др., 1984; Afonin et al., 1992]. Разделение F_2O_3/FeO выполнено методом титрования.

Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 $M/\Delta M$. Анализ проводили при стандартных операционных условиях [Смирнова и др., 2004]. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 и андезитов AGV-1, AGV-2 через каждые 5—6 проб. Детальное описание условий химической подготовки проб к ICP-MS анализу и условий измерений концентраций микроэлементов в породах приведено в работе [Перепелов и др., 2007].

Методика исследований изотопного состава пород включала в себя следующее. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в тefлоновых бюксах в смеси кислот $HNO_3-HF-HClO_4$ в микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводили с использованием смол EIChroM Industries, II (США). Для выделения суммы редкоземельных элементов и разделения Sm и Nd применяли одноразовую смолу TRU Spec и многоразовую смолу Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. Выделение Sr осуществлялось с использованием одноразовой смолы Sr Spec по методике [Pin et al., 1994]. Выделение Pb произведено с помощью смолы BioRad-AG1X8 по методике [Krogh, 1973] с незначительными изменениями. Измерения изотопных отношений Nd, Sr и Pb проводили на приборе Finnigan MAT-262 (Thermo Fisher Scientific, США). Качество анализа контролировали измерением стандартных образцов SRM-987, JNd-1 и NBS-981. При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.375209$, а для неодима к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Изотопные отношения Pb скорректированы с учетом масс фракционирования для NBS 981.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ ПЛАТО ХЭВЭН

Вулканическое плато Хэвэн находится в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и локализовано в области сочленения Хамар-Дабанского и Джидинского террейнов, аккрецированных в раннем палеозое к Тувино-Монгольскому массиву (микроконтиненту) [Беличенко и др., 2003]. Размеры плато в современном виде составляют до 30×35 км по площади (рис. 1), его территория возвышается над уровнем оз. Хубсугул ~ на 800 м. Лавовые базальтовые покровы плато перекрывают породы рифейских и венд-раннекембрийских метаморфических толщ, средневерхнекембрийские и девонские гранитоидные комплексы. Плато представляет собой лавовую толщу, относительно слабоденудированную в центральной части и вскрытую протяженными речными долинами в южном и юго-восточном секторах структуры. В строении вулканогенной толщи плато насчитывается суммарно более 30 моногенных лавовых покровов общей мощностью до 250—300 м. Мощности отдельных лавовых покровов составляют обычно 3—8 м и иногда достигают 20—25 м, некоторые из них протягиваются по палеорельефу на расстояние до 8—10 км. Отсутствие в строении плато прижерловых брекчий, некков и пирокластических отложений свидетельствует о том, что извержения имели здесь трещинный тип и слабоблэксплозивный характер. Реконструкция наклонов лавовых покровов ($\sim 3\text{—}5^\circ$) по направлению к их фронтальным зонам с мелкоглыбовыми и кластическими фациями пород указывают на приуроченность центров извержений к центральным и северным участкам структуры. Субвулканические тела — дайки, которые могли бы быть интерпретированы как подводящие каналы, не обнаружены и, вероятно, скрыты под лавовыми толщами.

Особенности геологического строения и морфологии плато Хэвэн позволяют установить, что его формирование происходило в течение двух последовательных этапов вулканической активности. Ранний этап вулканизма являлся исключительно продуктивным по объемам изверженного материала (до $100\text{—}120$ км³) и представлен лавами оливин-, реже оливин-пироксенсодержащих гавайитов с образованием моногенного слоистого разреза. Общая мощность лавовых покровов этого этапа достигает 200—220 м. В завершение раннего этапа проявляются относительно слабоденудированные плагиоклазсодержащие типы лав — трахибазальты.

Второй или заключительный этап вулканизма отчетливо выражен в верхних ступенях рельефа плато и связан с образованием единичных лавовых покровов, которые резко ограничены по площади распространения и объемам изверженного материала (до $2\text{—}3$ км³). Лавы этого этапа формируют короткие и мощные покровы с хорошей морфологической сохранностью и представлены мелкопорфировыми оливин-пироксеновыми базанитами. Суммарная мощность лавовых покровов заключительного этапа составляет не более 50—80 м.

Развитие тектонических дислокаций в структуре плато Хэвэн фиксируется на его южном фланге в виде крупной разломной зоны субширотного простирания, которая привела к сбросу блока лавового разреза раннего этапа на величину до 40—60 м по вертикали. Выпрямленные долины рек, берущих начало с поверхности плато, предполагают наличие дислокаций северного и юго-восточного простирания. При этом следует отметить, что установленные дислокации могут быть прослежены только в лавовых толщах раннего этапа и не затрагивают лавовые покровы второго этапа.

ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТО ХЭВЭН

Ранее временной диапазон вулканической активности для районов, находящихся в непосредственной близости к структуре плато Хэвэн в Восточном Прихубсугулье, был определен К-Аг методом по единичным образцам базальтоидов. Полученные даты, а именно 21.8—15.2 млн л.н., по [Ярмолюк

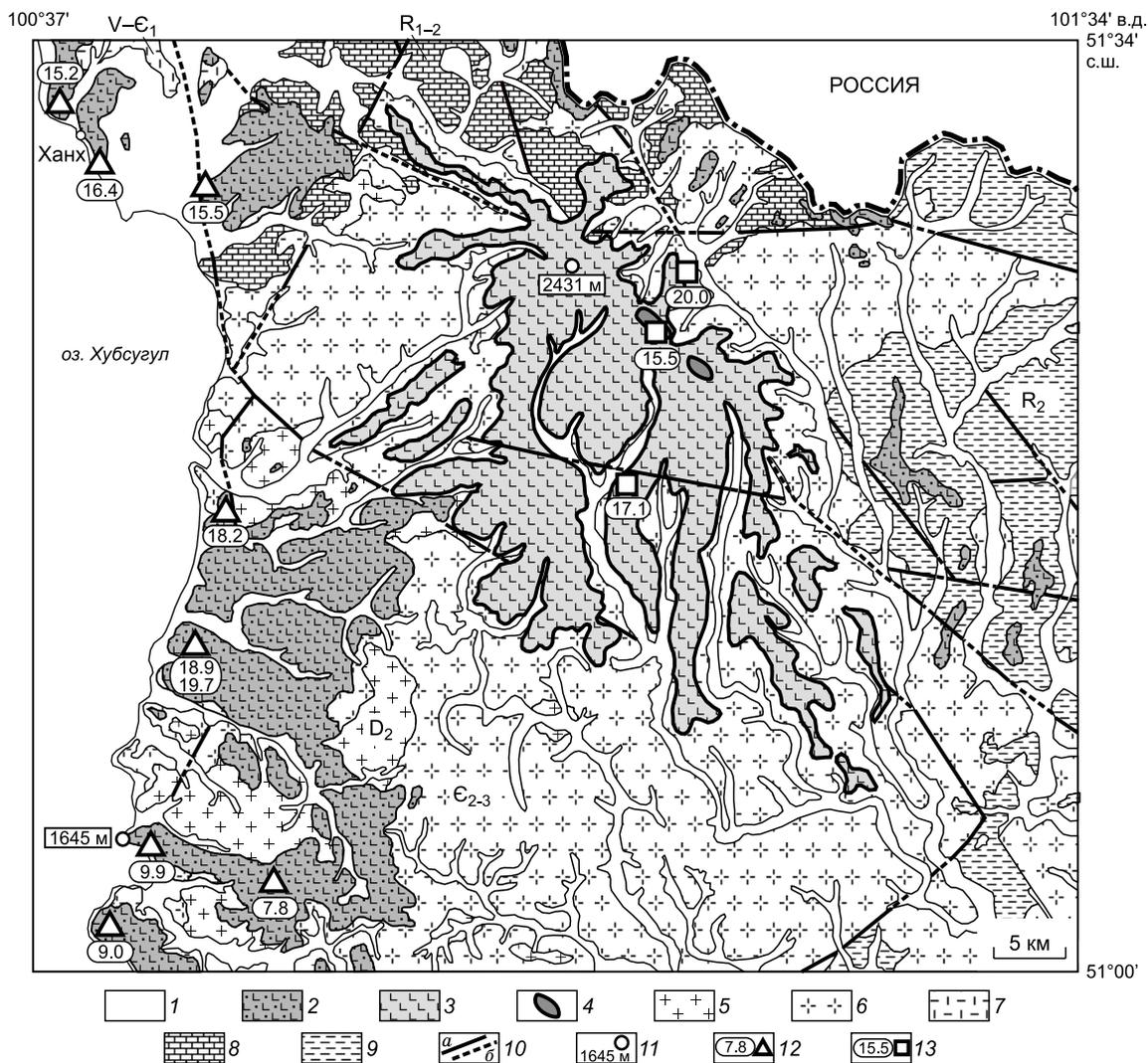


Рис. 1. Положение вулканического плато Хэвэн на схеме геологического строения Восточного Прихубсугулья (Северная Монголия).

1 — четвертичные осадочные отложения и акватория оз. Хубсугул; 2 — раннесреднемиоценовые и среднепозднемиоценовые вулканогенные толщи Восточного Прихубсугулья; 3, 4 — вулканическое плато Хэвэн: 3 — гавайиты и трахибазальты первого этапа, 4 — базальты второго (заключительного) этапа; 5 — среднедевонские гранитоидные комплексы (граниты, лейкограниты, кварцевые сиениты, сиениты); 6 — среднепозднекембрийские гранитоидные комплексы (кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, плагиограниты); 7 — венд-раннекембрийские метаморфогенно-осадочные толщи (доломиты, алевролиты); 8 — позднерифейские метаморфические толщи (гнейсы, гранитогнейсы, кварциты); 9 — раннесреднерифейские метаморфические толщи (гнейсы, кварциты, доломиты); 10 — разломные дислокации, установленные (а) и скрытые (б); 11 — абсолютные высотные отметки и населенные пункты; 12, 13 — участки отбора образцов базальтов и результаты датирования (млн лет): 12 — К/Аг метод [Ярмолюк и др., 2003; Rasskazov et al., 2003]; 13 — $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, плато Хэвэн (данные авторов).

и др., 2003], и 16.4—7.8 млн л.н., по [Rasskazov et al., 2003], указывают на раннепозднемиоценовый возраст вулканогенных толщ этой территории. Данные последних двух публикаций относятся к образцам базальтов из лавовых разрезов прибрежной части оз. Хубсугул для гипсометрических уровней ~ 1650—1840 м (см. рис. 1). Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования нами получены три определения возраста лав из вулканогенной толщи собственно плато Хэвэн (рис. 2). Согласно этим датировкам, извержения плато Хэвэн происходили в диапазоне 20—15.5 млн л.н., что соответствует окончанию раннего и началу среднего миоцена.

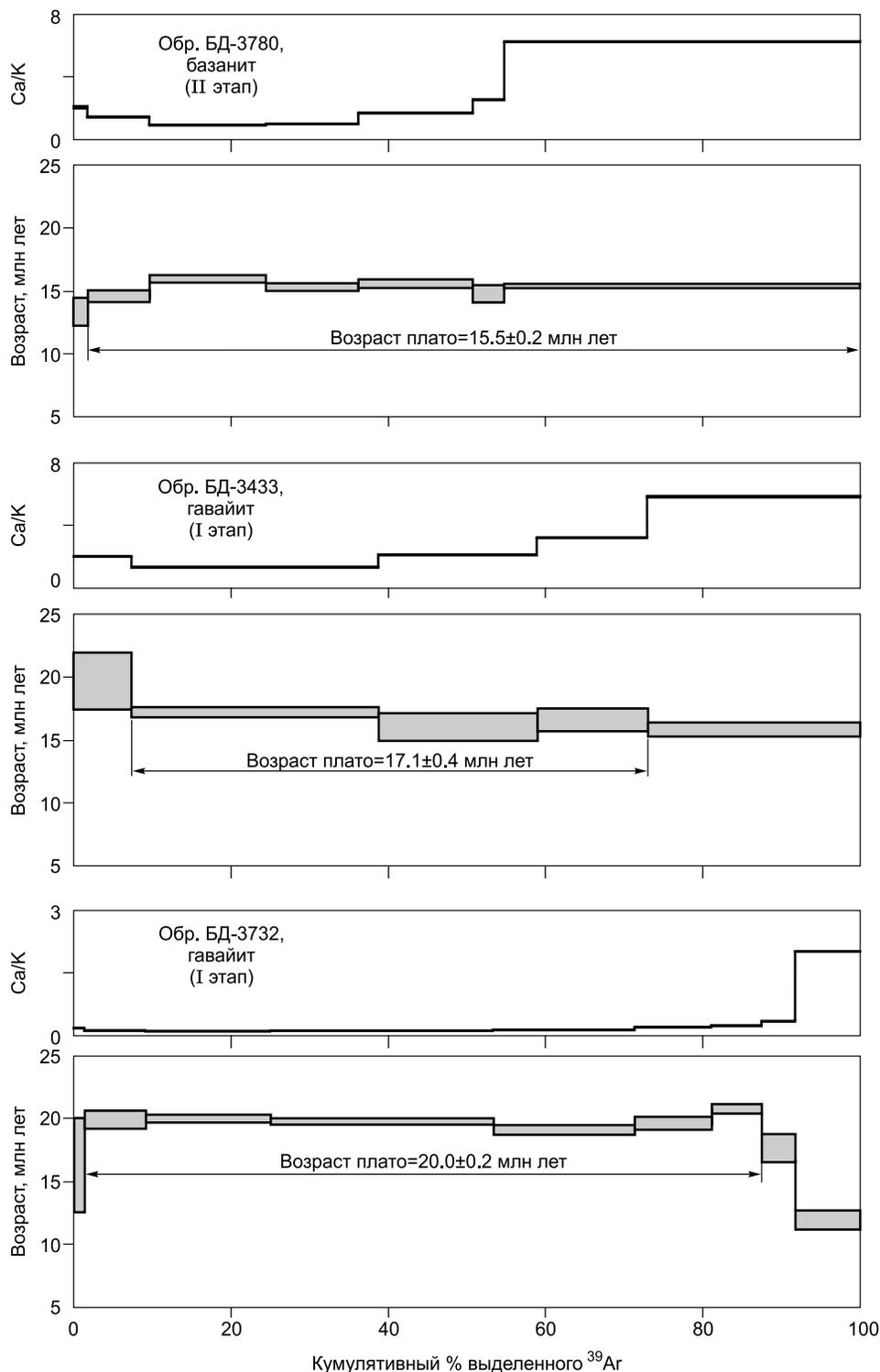


Рис. 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования — возрастные и Са/К спектры для базальтоидов плато Хэвэн.

Как было установлено на основе геологических данных, формирование плато Хэвэн происходило в течение двух этапов вулканической активности. Эти выводы подтверждаются результатами датирования пород. Первый раннемиоценовый этап вулканизма (~ 20—17 млн л.н.) был связан с проявлениями гавайитовых и трахибазальтовых магм. Они сменяются ограниченными по площади излияниями лав базанитов второго среднемиоценового этапа (~ 15.5 млн л.н.) с последующим прекращением вулканического развития структуры. Наличие каких-либо вулканогенно-осадочных отложений на границах между лавовыми толщами выделенных этапов не зафиксировано. В целом длительность формирования лавового плато Хэвэн оценивается нами в ~ 5 млн лет.

Результаты датирования показывают, что в отличие от прежних предположений о преимущественно позднемиоценовом возрасте вулканогенных толщ Восточного Прихубсугуля [Демонтерова и др., 2007], поступление преобладающего объема изверженного материала высокогорного плато Хэвэн происходило на раннемиоценовом этапе эндогенной активности и согласуется с наибольшей продуктивностью этого этапа для Южно-Байкальской вулканической области в целом [Ярмолюк и др., 2003]. Заключительный среднемиоценовый этап вулканизма плато Хэвэн должен быть соотнесен с началом среднепозднемиоценового этапа вулканической активности в ЮБВО, сопряженного с активизацией тектонических процессов и образованием рифтогенных впадин и грабенов. Развитие этого этапа в Восточном Прихубсугуле в позднем миоцене подтверждается более молодыми датировками базальтов прибрежной части оз. Хубсугул [Rasskazov et al., 2003].

КЛАССИФИКАЦИЯ, ВЕЩЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВОВ БАЗАЛЬТОИДОВ ПЛАТО ХЭВЭН

Лавы плато Хэвэн представлены гавайитами, трахибазальтами и базанитами. По петрогеохимическим характеристикам они принадлежат щелочно-оливин-базальтовой серии и внутриплитному геохимическому типу. Большинству базальтоидов свойственно присутствие в нормативном минеральном составе нефелина (Ne, до 6.7 %). По положению точек составов этой группы пород на диаграмме TAS [LeBas et al., 1986] они классифицируются как базаниты и гавайиты (табл. 1, рис. 3). Среди лавовых покровов первого этапа формирования плато Хэвэн на верхних уровнях вулканогенных разрезов обнаружены трахибазальты. Они обладают повышенной кремнекислотностью и имеют гиперстен-нормативный состав (0.1—5.7 %). По соотношению K_2O/Na_2O гавайиты и трахибазальты первого этапа отличаются несколько более натровыми составами (0.34—0.57) в сравнении с базанитами (0.60—0.62). Коэффициенты магнезиальности пород (Mg#) составляют 0.60—0.66 и отвечают характеристикам примитивных мантийных магм. Среди гавайитов по этому параметру могут быть выделены магнезиальные (Mg# = 0.65—0.66) и умеренно магнезиальные разности (Mg# = 0.60—0.63).

По результатам петрографических и петрохимических исследований базальтоидов плато Хэвэн установлено, что многие из них несут следы вторичных изменений — иддингситизация ОI, серицитизация алюмосиликатов основной массы, окисление рудных фаз и хлоритизация темноцветных минералов, а также появление мельчайших выделений карбонатов и цеолитов. В отличие от базальтоидов, не затронутых вторичными изменениями (п.п.п. = 0.4—1.6 мас. %), составы измененных пород демонстрируют повышенные величины потерь при прокаливании (1.2—4.9 мас. %) и отличаются статистически значимым снижением концентраций Na_2O , а также увеличением окисленности Fe и значительной дисперсией в распределении ряда петрогенных и редких элементов с возрастанием величин п.п.п. (см. рис. 3). Данные по таким базальтоидам приводятся далее для демонстрации дисперсии составов и исключены из петрологического анализа.

Помимо K-Na щелочной специфики, базальтоиды плато Хэвэн имеют повышенные содержания TiO_2 , MgO, P_2O_5 , HFSE (Nb, Ta) и соответствующие значения индикаторных редкоэлементных отношений ($Ba/Nb = 6.6—11.5$, $Nb/Zr = 0.18—0.25$). К геохимическим особенностям пород следует отнести также достаточно высокую степень фракционирования REE для гавайитов, трахибазальтов ($La/Yb = 16—24$, $Dy/Yb = 3.0—3.5$) и базанитов ($La/Yb = 28—32$, $Dy/Yb = 3.9—4.0$) (см. табл. 1). В сравнении с гавайитами и трахибазальтами раннего этапа формирования плато базаниты второго этапа отличаются меньшей кремнекислотностью и более высокими содержаниями TiO_2 , P_2O_5 , Be, HFSE, LREE, Th и U. Трахибазальты наряду с относительно повышенной кремнекислотностью отличаются от гавайитов и базанитов более низкими содержаниями TiO_2 , MgO и ряда литофильных редких элементов.

Необходимо отметить, что базальтоиды плато Хэвэн обладают в целом примечательно слабой дисперсией составов. Тем не менее при снижении кремнекислотности пород в узком диапазоне содержаний $SiO_2 = 46—51$ мас. % в направлении от трахибазальтов и гавайитов раннего этапа к базанитам заключительного этапа наблюдается как увеличение концентраций ряда петрогенных оксидов — TiO_2 , MgO, K_2O , P_2O_5 (рис. 3, 4), так и отчетливое возрастание содержаний Be, Rb, Sr, HFSE, LREE, Th и U (рис. 5). Между концентрациями в базальтоидах TiO_2 , K_2O , P_2O_5 , Be, Rb, HFSE, REE (от La до Ho), Th и

Таблица 1.

Представительные составы базальтоидов плато Хэвэн

Компонент	Гавайиты								
	БД-3732	БД-3795	БД-3703	БД-3711	БД-3710	БД-3832	БД-3253	БД-3730	БД-3250
	Координаты отбора образцов пород: 51° с.ш.; 101° в.д.								
	22°53.5";	24°11.3";	22°53.3";	21°19.2";	21°20.2";	25°51.8";	16°27.1";	22°53.8";	14°48.1";
18°00.0"	14°42.0"	13°38.6"	13°18.2"	13°13.5"	11°03.0"	12°29.0"	17°27.7"	22°21.9"	
SiO ₂ , мас. %	46.78	47.35	47.38	47.39	47.42	47.94	47.95	48.03	48.09
TiO ₂	2.54	2.64	2.37	2.52	2.45	2.68	2.35	2.41	2.37
Al ₂ O ₃	14.60	15.25	14.79	14.55	14.55	14.69	15.09	14.92	14.60
Fe ₂ O ₃	2.77	2.25	3.40	2.60	2.80	2.42	1.79	4.65	2.43
FeO	8.44	9.16	7.90	8.80	8.44	8.98	8.80	6.65	8.44
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	9.19	8.16	8.01	8.45	8.77	7.57	8.36	8.11	8.70
CaO	8.55	8.07	8.09	8.23	8.17	8.20	8.22	8.43	8.21
Na ₂ O	3.67	3.43	3.77	3.66	3.64	3.81	3.51	3.77	3.88
K ₂ O	1.91	1.89	2.14	2.10	1.96	1.89	1.94	1.63	1.95
P ₂ O ₅	0.63	0.63	0.71	0.72	0.70	0.70	0.61	0.57	0.59
П.п.п.	0.87	1.17	1.20	0.82	0.96	0.81	1.33	0.78	0.46
Сумма	100.10	100.15	99.92	100.00	100.01	99.84	100.09	100.09	99.87
Mg#	0.66	0.63	0.63	0.65	0.65	0.60	0.65	0.63	0.65
Ne (Hy _N)	6.7	2.9	6.0	5.3	4.7	2.4	2.8	3.8	5.3
Be, г/т	1.9	2.0	2.2	2.1	2.2	2.2	1.8	1.7	1.8
Sc	17	17	15	16	16	15	17	20	18
Cr	219	205	188	210	188	175	226	206	247
Ni	141	136	78	93	100	102	86	112	159
Cu	26	27	21	30	25	25	23	24	42
Zn	105	124	119	121	119	146	127	114	119
Rb	18	23	25	23	24	21	22	18	21
Sr	814	992	911	896	887	961	866	781	821
Y	19	21	19	20	19	20	22	20	21
Zr	194	227	196	229	204	226	182	183	181
Nb	40	45	44	46	43	55	41	36	39
Cs	0.18	0.20	0.27	0.32	0.32	0.28	0.28	0.19	0.23
Ba	348	384	443	486	457	341	418	309	385
La	25.1	31.8	26.7	29.1	26.9	30.2	26.4	22.4	26.4
Ce	57.0	68.9	59.7	64.9	58.6	65.5	60.4	50.6	57.7
Pr	7.07	8.70	7.79	8.40	7.87	8.40	7.66	6.65	7.16
Nd	30.3	35.1	32.9	34.5	32.7	35.9	32.0	28.7	30.3
Sm	6.76	7.48	7.65	7.44	7.66	7.91	7.27	6.31	7.15
Eu	2.04	2.24	2.27	2.31	2.29	2.47	2.19	1.98	2.10
Gd	5.77	6.25	5.95	6.39	6.40	6.75	6.56	5.51	5.76
Tb	0.80	0.91	0.84	0.91	0.90	0.96	0.86	0.80	0.81
Dy	4.13	4.67	4.34	4.64	4.52	4.80	4.31	4.17	4.42
Ho	0.74	0.79	0.75	0.83	0.78	0.81	0.80	0.77	0.74
Er	1.79	1.96	1.78	2.01	1.83	1.88	1.91	1.77	1.80
Tm	0.22	0.24	0.23	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24	0.23
Yb	1.32	1.41	1.28	1.37	1.36	1.33	1.26	1.39	1.22
Lu	0.18	0.20	0.19	0.19	0.18	0.18	0.17	0.20	0.16
Hf	4.59	4.73	4.34	5.24	4.47	5.04	4.22	4.08	4.27
Ta	2.44	2.76	2.50	2.66	2.50	2.85	2.24	2.05	2.33
Pb	2.3	3.6	3.1	3.3	2.8	2.8	2.9	2.2	3.0
Th	2.37	2.97	2.59	2.61	2.30	2.72	2.53	1.99	2.48
U	0.80	0.97	0.95	0.89	0.83	0.86	0.85	0.64	0.79

Гавайиты								
БД-3813	БД-3735	БД-3801	БД-3254	БД-3705	БД-3738	БД-3700	БД-3759	БД-3720
Координаты отбора образцов пород: 51° с.ш.; 101° в.д.								
25'57.8";	26'45.5";	27'51.9";	16'45.5";	22'17.6";	27'26.1";	22'54.2";	24'01.5";	20'59.4";
12'23.2"	07'44.3"	18'02.8"	14'06.7"	12'27.4	09'26.4"	14'51.6"	13'03.7"	16'34.6"
48.18	48.19	48.28	48.32	48.37	48.40	48.50	48.52	48.54
2.57	2.48	2.41	2.40	2.46	2.66	2.34	2.30	2.48
15.03	15.18	14.90	15.08	14.83	14.83	14.71	14.99	15.15
2.70	2.91	2.33	2.36	3.53	3.12	2.60	1.95	2.67
8.26	8.08	9.16	8.26	8.08	8.08	8.80	8.26	8.62
0.15	0.15	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15
7.93	7.85	7.40	7.87	7.47	7.48	8.21	7.58	7.74
8.05	7.78	7.79	8.18	7.87	8.06	8.23	8.40	8.25
3.56	3.84	4.00	3.58	4.02	3.71	3.65	3.93	3.96
1.77	2.00	1.87	2.05	1.85	1.83	1.49	1.82	1.55
0.73	0.72	0.70	0.68	0.66	0.74	0.56	0.70	0.57
0.93	0.70	1.11	0.93	0.89	0.95	0.89	1.10	0.35
99.86	99.87	100.10	99.86	100.18	100.01	100.13	99.70	100.04
0.63	0.63	0.60	0.63	0.60	0.61	0.63	0.63	0.62
1.5	3.7	3.9	2.6	4.1	0.7	1.7	2.0	3.5
2.05	2.22	2.12	1.91	1.99	2.13	1.68	2.03	1.84
15	15	15	18	16	15	15	15	17
167	179	162	208	184	153	220	185	192
113	137	86	84	82	117	96	97	127
30	34	24	31	22	33	26	24	38
118	118	124	119	123	124	127	134	135
19	24	25	23	22	19	18	22	19
961	931	893	880	898	915	750	928	745
20	20	20	23	21	21	20	21	21
210	221	210	205	195	216	187	219	191
45	49	43	43	40	44	35	45	40
0.14	0.30	0.59	0.40	0.20	0.13	0.14	0.25	0.20
380	399	426	420	431	363	342	386	298
29.8	31.1	29.2	28.9	24.8	27.5	24.0	30.8	22.4
65.1	64.6	63.5	62.7	55.4	61.3	53.3	66.8	51.7
8.46	8.21	8.11	8.31	7.32	8.13	6.73	8.51	6.76
33.9	34.5	33.8	33.5	31.9	34.5	28.9	34.9	29.2
7.69	8.03	7.58	7.92	7.51	7.61	6.64	7.76	7.00
2.31	2.38	2.29	2.33	2.26	2.29	1.99	2.35	2.20
6.39	6.51	6.37	6.53	6.32	6.20	5.45	6.47	6.18
0.86	0.88	0.91	0.91	0.90	0.86	0.82	0.90	0.86
4.60	4.67	4.58	4.63	4.68	4.62	4.42	4.62	4.56
0.80	0.76	0.79	0.79	0.81	0.76	0.80	0.80	0.80
1.88	1.66	1.79	1.95	1.88	1.74	1.83	1.90	1.88
0.23	0.22	0.23	0.25	0.24	0.22	0.23	0.23	0.24
1.28	1.34	1.34	1.40	1.43	1.36	1.27	1.35	1.43
0.18	0.18	0.19	0.19	0.21	0.17	0.18	0.18	0.19
4.63	4.85	4.97	4.55	4.35	4.84	4.11	4.57	4.13
2.47	2.75	2.34	2.47	2.26	2.58	1.94	2.64	2.29
2.6	3.1	2.8	3.1	3.2	2.5	2.5	3.2	2.4
2.30	2.89	2.47	2.90	2.37	2.39	2.18	2.67	2.09
0.86	0.83	0.83	0.84	0.72	0.85	0.70	0.81	0.74

Компонент	Гавайиты								
	БД-3706	БД-3766	БД-3777	БД-3791	БД-3765	БД-3757	БД-3707	БД-3773	БД-3741
	Координаты отбора образцов пород: 51° с.ш.; 101° в.д.								
	22°17.4";	22°43.9";	22°21.4";	23°54.1";	23°38.9";	24°07.7";	22°19.5";	22°38.0";	26°28.9";
12°38.0"	14°41.1"	15°20.2"	14°28.2"	14°35.1"	13°11.9"	12°44.1"	15°01.9"	08°10.5"	
SiO ₂ , мас. %	48.60	48.60	48.61	48.64	48.69	48.71	48.75	48.76	48.80
TiO ₂	2.46	2.42	2.33	2.39	2.46	2.39	2.39	2.45	2.45
Al ₂ O ₃	15.01	14.94	14.91	15.48	14.80	15.01	15.02	14.90	15.48
Fe ₂ O ₃	3.33	2.38	3.04	1.71	1.94	2.51	2.58	1.81	4.11
FeO	7.90	8.80	7.90	9.34	9.16	8.80	8.08	9.34	6.65
MnO	0.15	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16
MgO	7.28	7.79	7.80	7.53	7.76	7.64	7.66	7.64	6.57
CaO	7.91	8.30	8.39	8.29	8.20	7.96	7.80	8.32	8.04
Na ₂ O	3.88	3.63	3.48	3.70	3.84	3.90	3.82	3.56	3.83
K ₂ O	1.75	1.54	1.79	1.52	1.65	1.75	1.81	1.57	1.91
P ₂ O ₅	0.66	0.56	0.61	0.55	0.58	0.60	0.67	0.60	0.75
П.п.п.	1.06	0.96	0.92	0.74	0.72	0.64	0.86	0.80	1.08
Сумма	99.99	100.08	99.95	100.04	99.95	100.06	99.58	99.90	99.82
Mg#	0.61	0.62	0.63	0.61	0.62	0.61	0.63	0.62	0.60
Ne (Hy _N)	2.4	1.4	0.8	1.7	2.7	3.0	2.0	0.7	1.9
Be, г/г	2.00	1.53	1.70	1.89	1.78	1.84	2.05	1.76	2.17
Sc	16	15	16	15	15	16	15	17	17
Cr	190	179	203	186	177	176	163	185	194
Ni	81	123	84	131	121	92	79	121	86
Cu	20	31	25	33	35	24	22	34	31
Zn	126	122	130	114	124	123	130	126	125
Rb	21	16	24	18	19	22	21	17	21
Sr	922	771	854	740	753	786	872	725	919
Y	21	20	22	20	20	19	20	20	22
Zr	204	175	201	186	189	198	188	184	231
Nb	37	37	45	36	39	38	38	36	46
Cs	0.36	0.19	0.25	0.33	0.30	0.23	0.24	0.21	0.24
Ba	436	293	400	309	314	353	402	297	355
La	27.1	21.5	26.5	23.0	22.1	25.6	23.8	22.5	30.7
Ce	58.8	49.5	59.4	51.1	51.5	57.3	55.9	52.2	66.5
Pr	7.63	6.37	7.79	6.76	6.87	7.39	7.34	6.84	8.63
Nd	31.5	27.4	32.6	28.6	29.2	29.8	31.8	28.6	35.2
Sm	7.11	6.25	7.13	6.38	7.21	6.86	7.46	6.49	7.81
Eu	2.15	1.92	2.21	1.95	2.14	2.12	2.25	2.06	2.43
Gd	5.93	5.55	6.15	5.37	6.15	5.73	6.18	5.96	6.66
Tb	0.88	0.76	0.87	0.79	0.85	0.80	0.85	0.81	0.93
Dy	4.64	4.11	4.55	4.17	4.31	4.22	4.53	4.43	4.68
Ho	0.79	0.70	0.80	0.74	0.78	0.73	0.78	0.73	0.78
Er	1.85	1.63	1.89	1.77	1.72	1.60	1.85	1.73	1.72
Tm	0.24	0.22	0.23	0.24	0.23	0.22	0.24	0.24	0.23
Yb	1.38	1.27	1.30	1.38	1.28	1.24	1.40	1.41	1.36
Lu	0.18	0.18	0.19	0.20	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19
Hf	4.53	4.16	4.07	4.28	4.44	4.26	4.55	4.33	4.71
Ta	2.34	2.09	2.53	2.15	2.23	2.17	2.16	2.12	2.81
Pb	3.2	2.6	2.4	2.4	2.5	2.4	3.3	3.4	2.8
Th	2.39	2.26	2.56	2.15	2.23	2.38	2.26	2.12	2.56
U	0.80	0.71	0.89	0.73	0.76	0.78	0.78	0.72	0.81

Гавайиты								
БД-3796	БД-3713	БД-3839	БД-3770	БД-3718	БД-3256	БД-3726	БД-3771	БД-3433
Координаты отбора образцов пород: 51° с.ш.; 101° в.д.								
23°09.7";	20°46.2";	25°50.6";	22°38.1";	20°58.5";	16°51.2";	21°10.8";	22°38.1";	16°52.1";
17°05.8"	13°23.9"	09°57.4"	14°51.6"	16°48.2"	10°39.5"	17°24.5"	14°55.9"	10°49.5"
48.82	48.84	48.86	48.98	49.01	49.03	49.06	49.14	49.32
2.37	2.28	2.42	2.36	2.36	2.25	2.38	2.31	2.30
15.63	15.27	14.96	15.21	15.24	15.09	14.96	15.42	15.07
2.02	2.51	2.72	2.80	2.88	3.39	2.41	2.96	1.48
8.80	7.90	8.80	8.08	7.90	7.36	8.44	7.00	8.80
0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15	0.14	0.14
7.37	7.69	7.99	7.59	7.73	7.67	7.80	7.04	7.39
7.73	8.09	8.08	7.71	7.78	7.99	7.80	8.28	8.05
3.97	4.13	3.64	3.67	3.58	3.92	4.03	3.92	4.03
1.82	1.79	1.44	1.71	1.72	1.88	1.81	2.11	1.97
0.59	0.64	0.55	0.60	0.58	0.62	0.62	0.71	0.64
0.84	0.83	0.64	1.09	1.04	0.84	0.74	0.99	0.76
100.12	100.12	100.25	99.94	99.96	100.18	100.20	100.01	99.96
0.61	0.63	0.62	0.62	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63
3.0	4.5	0.5	0.5	0.2	2.9	3.3	2.2	3.3
1.80	1.87	1.64	1.75	1.97	1.90	2.02	2.00	1.87
16	14	16	14	17	18	17	16	16
190	164	184	170	185	235	166	203	200
124	79	106	123	124	95	126	95	81
33	23	25	30	32	26	32	32	28
123	118	117	125	124	128	125	113	116
22	23	17	18	19	22	22	24	22
867	922	741	1118	851	912	905	909	878
20	19	20	19	19	21	20	20	21
210	178	180	197	189	197	199	212	186
48	39	35	35	38	41	41	45	38
0.29	0.34	0.13	0.21	0.16	0.19	0.23	0.47	0.28
471	434	305	370	423	452	407	394	431
26.1	24.7	22.3	26.3	23.9	29.5	26.1	27.4	27.4
58.7	54.5	49.9	58.0	52.9	62.5	57.7	61.0	58.2
7.54	7.11	6.62	7.11	6.86	7.99	7.32	7.55	7.49
32.1	31.5	27.7	30.2	29.2	32.9	31.0	30.5	31.2
7.16	7.08	6.46	6.93	7.08	7.34	6.92	6.96	7.17
2.16	2.17	2.02	2.08	2.17	2.20	2.22	2.18	2.20
6.13	6.05	5.84	5.63	5.85	6.57	5.94	6.06	6.28
0.87	0.82	0.83	0.78	0.82	0.89	0.78	0.87	0.83
4.35	4.43	4.29	4.17	4.39	4.76	4.27	4.50	4.42
0.76	0.77	0.74	0.70	0.75	0.80	0.70	0.82	0.76
1.87	1.72	1.76	1.56	1.72	1.88	1.65	1.81	1.81
0.24	0.22	0.23	0.21	0.23	0.24	0.22	0.22	0.22
1.30	1.29	1.38	1.25	1.31	1.23	1.27	1.31	1.24
0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.18	0.17
4.74	4.10	3.97	4.30	4.28	4.12	4.37	4.28	4.24
2.53	2.23	1.69	2.06	2.20	2.35	2.31	2.82	2.19
3.1	2.7	2.5	3.0	3.0	3.4	3.0	3.1	2.9
2.48	2.20	1.70	2.31	2.15	2.61	2.44	2.77	2.53
0.82	0.84	0.61	0.84	0.65	0.77	0.70	0.93	0.70

Компонент	Гавайиты				Базаниты		Трахибазальты		
	БД-3775	БД-3751	БД-3836	БД-3724	БД-3780	БД-3717	БД-3831	БД-3841	БД-3774
	Координаты отбора образцов пород: 51° с.ш.; 101° в.д.								
	22'39.0";	24'38.8";	26'06.4";	21'07.0";	23'06.3";	22'16.0";	26'16.4";	25'34.9";	22'34.9";
15'11.5"	14'57.7"	10'05.6"	17'01.3"	16'15.0"	15'43.8"	11'47.1"	09'25.7"	15'07.2"	
SiO ₂ , мас. %	49.34	49.42	49.48	49.50	45.98	46.12	49.94	50.13	50.22
TiO ₂	2.39	2.36	2.35	2.34	3.05	3.03	2.30	2.24	2.31
Al ₂ O ₃	15.23	15.12	15.20	14.87	14.27	14.79	15.37	15.36	15.11
Fe ₂ O ₃	2.91	2.27	2.58	2.86	3.52	3.42	2.00	2.38	2.80
FeO	7.99	8.44	8.80	7.54	8.98	8.44	8.44	7.90	7.72
MnO	0.15	0.15	0.15	0.14	0.16	0.16	0.15	0.14	0.14
MgO	7.04	7.65	7.35	7.32	8.09	8.04	6.87	7.08	6.86
CaO	7.94	7.90	7.76	8.44	8.30	8.32	8.02	7.76	7.90
Na ₂ O	3.61	3.65	4.04	4.05	3.67	3.49	3.76	3.94	3.74
K ₂ O	1.84	1.67	1.39	1.83	2.28	2.17	1.57	1.63	1.63
P ₂ O ₅	0.67	0.60	0.54	0.59	0.84	0.81	0.56	0.62	0.63
П.п.п.	0.63	0.77	0.45	0.57	0.92	1.20	0.68	0.83	0.80
Сумма	99.74	99.99	100.09	100.06	100.06	99.99	99.66	100.01	99.86
Mg#	0.60	0.63	0.60	0.62	0.61	0.62	0.61	0.62	0.61
Ne (Hy _N)	0.01	0.02	1.1	3.7	6.3	5.1	(2.0)	(0.04)	(4.3)
Be, г/г	1.87	1.95	1.68	1.90	2.35	2.28	1.87	1.72	1.6
Sc	15	16	16	17	16	14	17	16	15
Cr	190	190	182	188	125	151	173	186	170
Ni	112	117	98	96	113	113	87	83	106
Cu	36	32	24	29	28	31	30	20	30
Zn	126	120	142	121	130	144	119	123	104
Rb	23	21	17	24	26	28	19	21	19
Sr	867	926	795	776	944	997	813	989	836
Y	20	21	19	19	22	22	20	20	19
Zr	210	193	182	181	261	258	200	192	178
Nb	43	37	35	36	64	66	40	37	36
Cs	0.38	0.17	0.34	0.38	0.37	0.38	0.22	0.22	0.23
Ba	430	425	304	374	422	435	388	422	342
La	28.2	27.2	22.7	22.3	41.4	37.4	24.1	26.4	24.7
Ce	60.9	56.3	51.3	49.7	83.9	82.0	52.3	58.0	53.9
Pr	7.92	7.32	6.56	6.29	10.08	10.11	6.81	7.23	6.88
Nd	32.6	29.7	29.5	27.0	41.1	42.1	29.3	31.0	29.0
Sm	7.28	7.22	7.03	6.60	8.83	9.06	6.60	7.01	6.71
Eu	2.29	2.21	2.17	2.06	2.60	2.78	2.16	2.17	2.07
Gd	6.20	6.50	5.87	5.91	7.27	7.65	5.98	6.18	5.70
Tb	0.87	0.83	0.80	0.80	0.99	1.04	0.86	0.86	0.80
Dy	4.47	4.33	4.36	4.18	5.12	5.22	4.59	4.40	4.20
Ho	0.79	0.74	0.75	0.73	0.85	0.85	0.80	0.75	0.73
Er	1.89	1.70	1.83	1.69	1.82	1.92	1.88	1.78	1.83
Tm	0.24	0.24	0.24	0.23	0.22	0.24	0.24	0.23	0.24
Yb	1.39	1.30	1.27	1.31	1.31	1.35	1.42	1.29	1.38
Lu	0.20	0.17	0.18	0.18	0.19	0.18	0.20	0.18	0.19
Hf	4.47	4.32	4.16	3.85	5.94	5.94	4.31	4.10	4.06
Ta	2.50	2.14	1.88	2.03	3.71	3.76	2.11	2.13	2.01
Pb	2.8	3.0	2.4	2.8	3.1	3.2	2.9	2.6	3.3
Th	2.51	2.29	1.97	2.44	3.50	3.47	2.20	2.27	2.15
U	0.86	0.78	0.61	0.79	1.11	1.05	0.70	0.63	0.74

Компонент	Трахитобазальты	Измененные базальтоиды			Гавайит*	
		слабая степень		значительная степень		
	БД-3829	БД-3252	БД-3257	БД-3815	n = 40	σ
	Координаты отбора образцов пород: 51° с.ш.; 101° в.д.					
	26'15.0"; 12'27.4"	16'27.1"; 12'29.0"	17'34.2"; 07'25.5"	26'04.7"; 12'24.3"		
SiO ₂ , мас. %	50.57	46.67	47.30	46.73	48.51	0.62
TiO ₂	2.07	2.55	2.43	2.52	2.41	0.10
Al ₂ O ₃	15.72	14.29	15.08	14.28	15.01	0.26
Fe ₂ O ₃	2.07	3.70	2.64	6.24	2.66	0.61
FeO	8.08	7.54	8.80	5.75	8.34	0.66
MnO	0.14	0.16	0.15	0.14	0.15	0.01
MgO	7.32	8.69	8.06	7.64	7.76	0.49
CaO	7.69	8.34	8.05	8.11	8.09	0.22
Na ₂ O	3.90	3.33	3.32	2.70	3.78	0.18
K ₂ O	1.30	2.09	1.75	1.38	1.79	0.19
P ₂ O ₅	0.47	0.57	0.61	0.97	0.63	0.06
П.п.п.	0.66	1.89	1.38	3.42	0.85	0.21
Сумма	99.99	99.82	99.55	99.87	99.98	
Mg#	0.63	0.65	0.62	0.61	0.63	0.01
Ne (Hy _N)	(4.8)	4.3	1.3	(18.5)	2.6	1.6
Be, г/т	1.22	1.87	1.80	1.85	1.91	0.16
Sc	15	18	17	16	16	1
Cr	163	229	213	180	191	20
Ni	117	137	131	140	106	21
Cu	20	37	36	34	28	5
Zn	119	114	146	130	123	7
Rb	13	26	18	17	21	2
Sr	775	917	836	1925	861	86
Y	17	22	21	19	20	1
Zr	149	200	180	208	199	16
Nb	28	48	37	47	41	5
Cs	0.04	0.62	0.12	0.37	0.26	0.10
Ba	304	450	386	314	384	53
La	19.1	31.8	25.3	25.1	26.2	3.0
Ce	42.5	67.1	56.5	59.3	57.8	5.6
Pr	5.64	8.61	7.23	7.35	7.46	0.69
Nd	24.2	35.4	31.6	31.9	31.3	2.5
Sm	5.86	7.54	6.70	7.39	7.17	0.46
Eu	1.81	2.35	2.12	2.20	2.19	0.13
Gd	5.17	6.45	5.81	6.27	6.10	0.35
Tb	0.71	0.96	0.88	0.90	0.85	0.05
Dy	3.70	4.76	4.48	4.44	4.44	0.19
Ho	0.67	0.88	0.78	0.75	0.77	0.03
Er	1.57	2.02	1.88	1.80	1.79	0.10
Tm	0.21	0.26	0.24	0.23	0.23	0.01
Yb	1.21	1.52	1.28	1.38	1.33	0.06
Lu	0.17	0.20	0.17	0.19	0.18	0.01
Hf	3.54	4.68	4.25	4.60	4.38	0.28
Ta	1.51	2.62	2.14	2.58	2.33	0.27
Pb	2.2	3.2	2.9	2.0	2.8	0.4
Th	1.55	3.11	2.16	2.24	2.39	0.27
U	0.35	0.88	0.69	0.62	0.78	0.09

Примечание. Mg# — коэффициент магнезиальности $Mg/(Mg + FeO_{\text{общ.}})$ мол. %. Методы анализов см. в тексте. Анализы выполнены в ИГХ СО РАН, аналитики: RFA — А.Л. Финкельштейн, А.К. Климова, FeO — Л.П. Коваль, ICP-MS — Л.А. Чувашова, В.И. Ложкин, М.Г. Кожарская.

* Средний состав гавайитов плато Хэвэн, n — количество проб для подсчета среднего, σ — стандартное отклонение.

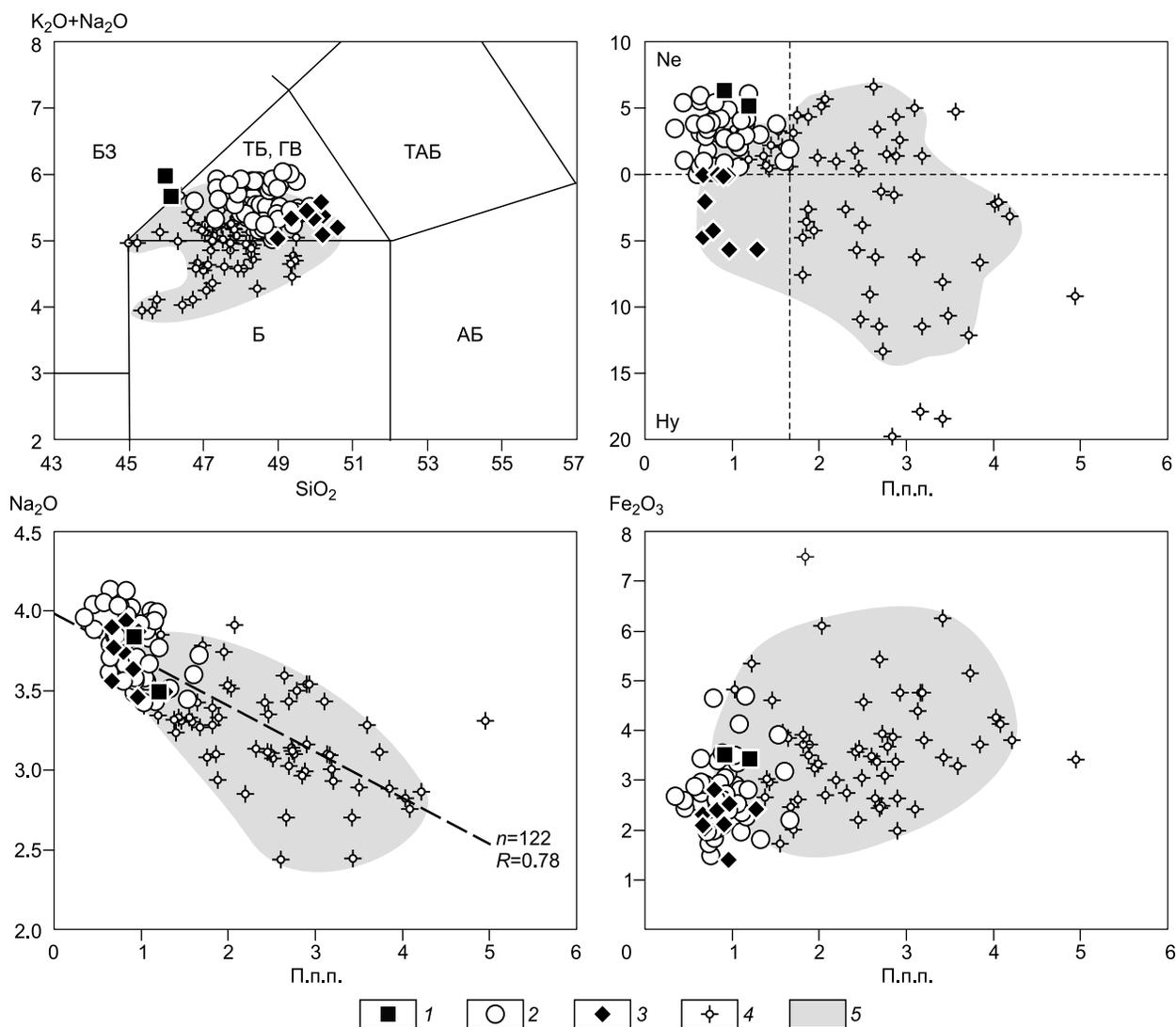


Рис. 3. Классификационная диаграмма SiO_2 — $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ (мас. %) [LeBas et al., 1986] и графики корреляции нормативного минерального состава (%), петрогенных оксидов и п.п.п. (мас. %) для базальтоидов плато Хэвэн.

Сокращения наименований полей составов пород: БЗ — базаниты, ТБ — трахибазальты, ГВ — гавайиты, ТАБ — трахиандезитобазальты, Б — базальты, АБ — андезитобазальты. Точки составов пород плато Хэвэн: 1 — базаниты, 2 — гавайиты, 3 — трахибазальты, 4 — измененные базальтоиды, 5 — поле составов измененных базальтоидов. n — количество проб, R — коэффициент корреляции, штриховая линия — регрессия $\text{Na}_2\text{O} = 3.9663 - 0.2863 \cdot \text{п.п.п.}$ в области 95%-го статистического прогноза.

U обнаруживается отчетливая прямая корреляция. При этом следует отметить, что корреляция HREE (Er, Tm, Yb, Lu) с петрогенными оксидами и другими редкими элементами для базальтоидов всей группы составов отсутствует.

На диаграммах распределения магматофильных элементов (рис. 6) гавайиты и трахибазальты раннего этапа близки к среднему составу OIB и имеют относительно более низкие концентрации Th, U, Zr, Hf, Y и HREE, а также слабовыраженные положительные аномалии для Ba, K, Pb и Sr. Базаниты в сравнении с OIB имеют более высокие концентрации K, Nb, Ta, Sr и P. В целом по содержанию петрогенных и редких элементов гавайиты, трахибазальты и базаниты плато Хэвэн соответствуют уровням их концентраций в одноименных породах других неогеновых вулканических ареалов Центральной Азии — ЮБВО [Ярмолюк и др., 2003; Демонтерова и др., 2007] и Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО) [Саватенков и др., 2010].

Отмеченные закономерности распределения петрогенных и редких литофильных элементов в базальтоидах плато Хэвэн позволяют сделать следующие выводы. Для базальтоидов плато устанавливает-

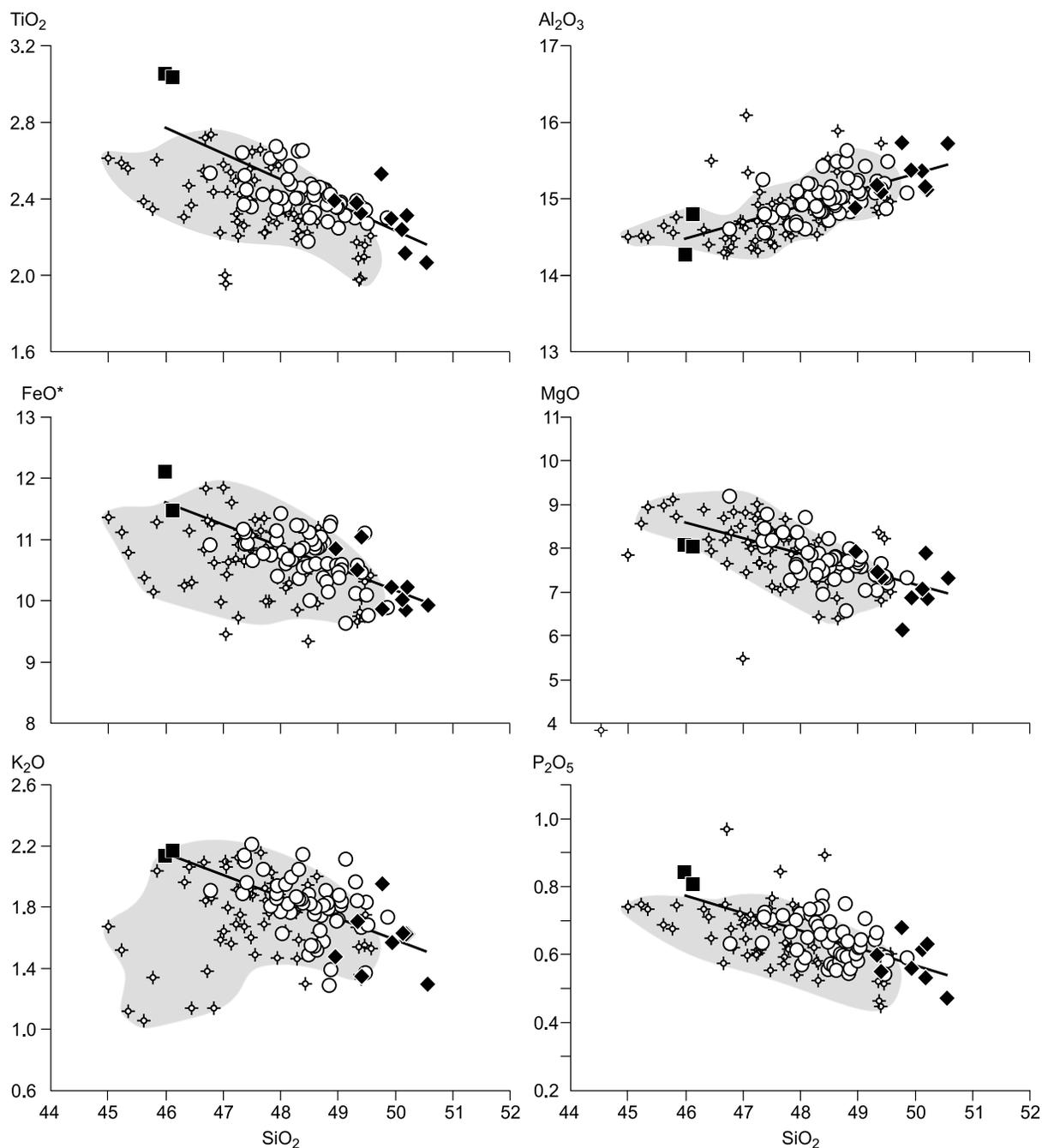


Рис. 4. Диаграммы распределения петрогенных оксидов (мас. %) для базальтоидов плато Хэвзн.

Усл. обозн. точек и полей составов пород см. на рис. 3.

ся примечательно низкая дисперсия в распределении HREE. Это определяется, вероятно, стабильностью реститового Grt в источнике расплавов и отражено в составах формирующихся магм. Тесные прямые геохимические связи между TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и большинством редких литофильных элементов, а также возрастание их концентраций с уменьшением кремнекислотности пород являются основанием для предположения о близком составе источника и различиях степени плавления магмообразующего субстрата при образовании трахибазальт-гавайитового ряда расплавов раннего этапа и базанитовых магм второго этапа. Заметная вещественная обособленность базанитов позволяет предполагать специфические условия образования исходных для них магм, возможно, связанные не только с величиной степени плавления магмообразующего субстрата, но и с особенностями его фазового минерального состава.

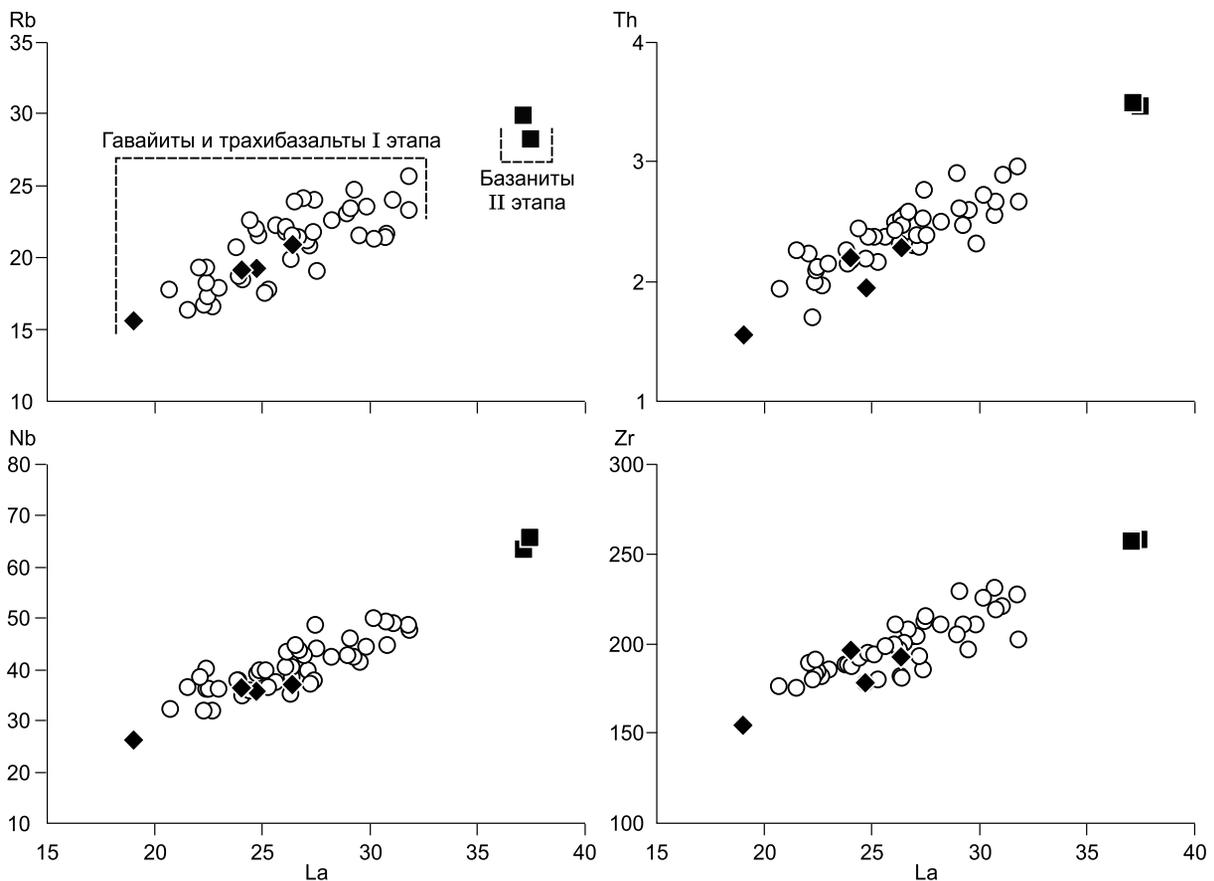


Рис. 5. Диаграммы распределения редких элементов (г/т) для базальтоидов плато Хэвэн.

Усл. обозн. точек составов пород см. на рис. 3.

Петрографические признаки коровой контаминации расплавов для базальтовых магм плато Хэвэн определены для некоторых разновидностей трахибазальтов. Помимо отмеченных особенностей их составов с повышенными содержаниями SiO_2 , среди минералов из этих пород обнаружены ксеногенные плагиоклаз (Pl) и кварц (Qtz). Тем не менее отчетливых вещественных признаков контаминации не установлено.

МИНЕРАЛОГИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ ПЛАТО ХЭВЭН

Базальтоиды плато Хэвэн представляют собой мелкопорфировые и редкопорфировые породы. В центральных зонах крупных лавовых покровов породы в значительной степени раскристаллизованы. Среди вкрапленников (> 500 мкм) и субфенокристаллов ($\sim 150\text{—}350$ мкм) в гавайитах и базанитах абсолютно преобладают идиоморфные и ксеноморфные обломочные оливины (Ol) размером до 1.5—2 мм. Во вкрапленниках Ol в отдельных разновидностях пород наблюдаются включения шпинели (Sp) и раскристаллизованные расплавные включения. Значительно более редки вкрапленники и сростки клинопироксенов (Cpx) (до 1—1.5 мм). Они обычно отчетливо зональны. В некоторых гавайитах Cpx находится в сростании с вкрапленниками и субфенокристаллами Ol. Единичные вкрапленники в гавайитах представлены плагиоклазом с зональным строением кристаллов (до 1 мм). В значительно большей степени плагиоклазсодержащий парагенезис минералов вкрапленников характерен для трахибазальтов. Структуры основной массы пород варьируют от гиалопилитовых и интерсертальных до эссекситовых и диабазовых. В основной массе пород наиболее широко распространением пользуются микролиты (< 100 мкм) полевых шпатов и Cpx с подчиненным количеством Ol и значительным количеством мельчайших зерен титаномагнетита (TiMgt), ильменита (Ilm) и тонкоигольчатых кристаллитов апатита (Ap). В сростании и в интерстициях между микролитами Pl отмечены анортоклазы (Anrt) и K-Na полевые шпаты (Kfs). В интерстициях между микролитами полевых шпатов в гавайитах и базанитах обнаружены анальцимы, нефелины и остаточное стекло (нефелиновые твердые растворы). В породах отмечаются крайне редкие микролиты эгирин-авгитов (Aeg-Aug). В трахибазальтах завершающей стадии развития

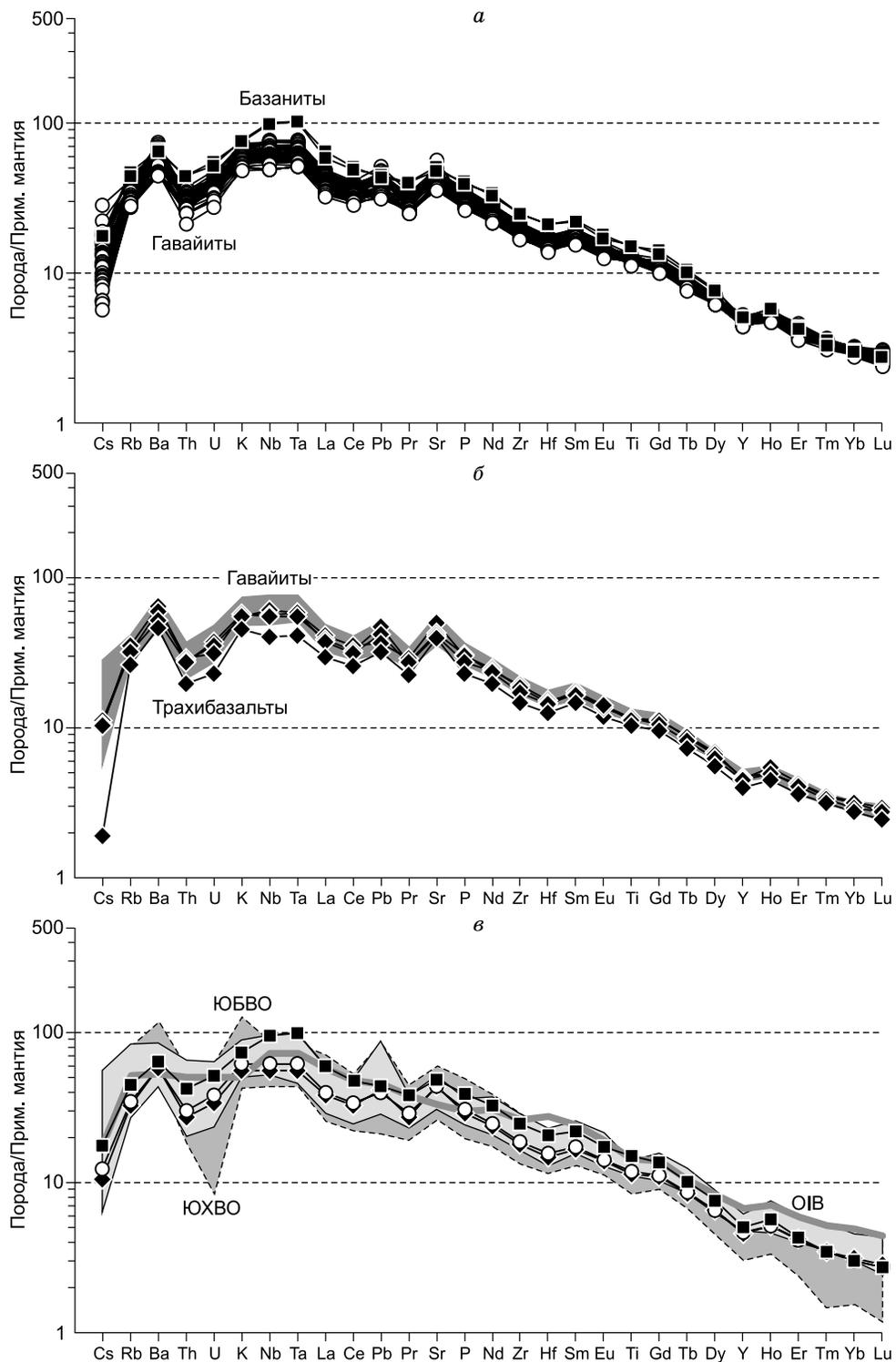


Рис. 6. Диаграммы распределения магматофильных элементов для базальтоидов плато Хэвэн и других вулканических ареалов Центральной Азии.

Содержания элементов в породах (г/г) нормированы на примитивную мантию [McDonough, Sun, 1995]. Усл. обозн. точек составов пород см. на рис. 3. Графики распределения магматофильных элементов: *a* — гавайиты и базаниты; *б* — трахибазальты; *в* — средние для базанитов ($n = 2$), гавайитов (40) и трахибазальтов (4) плато Хэвэн; поля составов базальтоидов Южно-Хангайской вулканической области (ЮХВО) [Саватенков и др., 2010] и Южно-Байкальской вулканической области (ЮБВО) [Демонтерова и др., 2007]. ОИВ — средний состав базальтов океанических островов [Sun, McDonough, 1989].

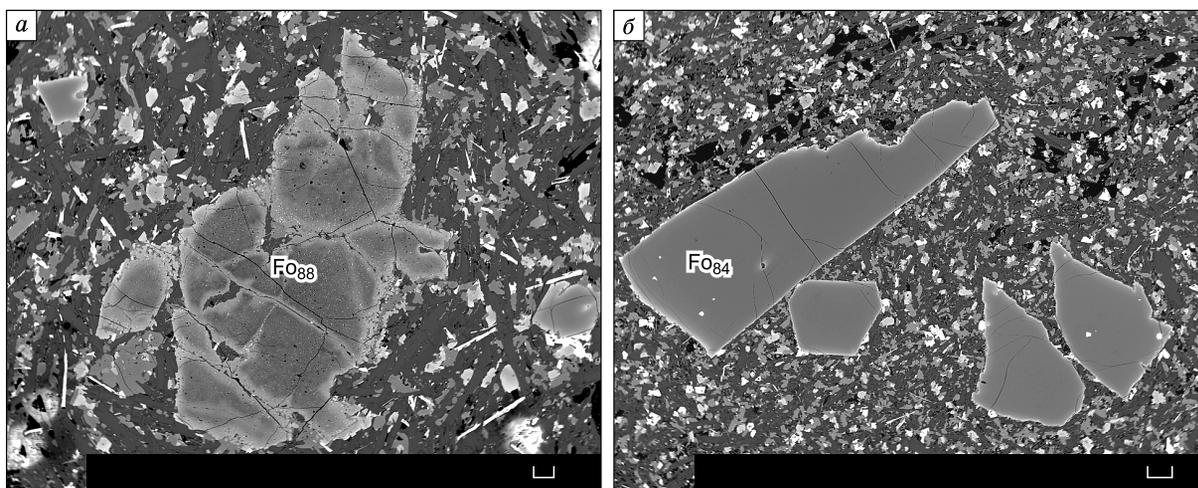


Рис. 7. Формы ксеногенных кристаллов (а) и вкрапленников оливинов (б) в гавайитах плато Хэвэн.

Изображения в обратнорассеянных электронах. Масштабная линейка 100 мкм, размеры снимков 9 × 11 мм.

первого этапа формирования вулканического плато установлены ксеногенные кристаллы Pl и кварца размером до 1.5—2 мм, а также мельчайшие дезинтегрированные обломки полнокристаллических пород метаморфического фундамента размером до 4—6 мм. Ксеногенные включения мантийных пород в базальтах плато Хэвэн не обнаружены.

Следует отметить, что в отличие от гавайитов и трахибазальтов раннего этапа, базаниты заключительного этапа вулканического развития плато Хэвэн имеют заметно меньшие содержания и размерность вкрапленников Ol и Crx, а составы этих минералов в базанитах демонстрируют значительно более слабые вариации химизма в направлении от вкрапленников к микролитам. В целом все базальтоиды плато Хэвэн обладают общими закономерностями в эволюции составов минералов и смены минеральных парагенезисов в процессе кристаллизации и далее рассматриваются совместно.

Наиболее магнезиальные составы Ol (Fo_{88-86}) определены в центральных зонах исключительно редких и крупных резорбированных кристаллов из гавайитов (рис. 7, табл. 2). Такие кристаллы по составу

Таблица 2. Представительные составы оливинов из базальтоидов плато Хэвэн

Компонент	БД-3250		БД-3252		БД-3257		БД-3433			БД-3732		БД-3841		БД-3780	
	В	В	В	В	В	М	Х	В	М	В	М	В	М	В	С
	ц	к	ц	п	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	ц	к
SiO ₂	40.04	35.84	38.97	36.95	39.22	35.10	39.24	39.38	34.03	39.68	35.20	40.04	36.98	39.49	37.54
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.88	2.85	0.53	0.63	1.82	0.50	0.49	н.о.	1.18	н.о.	0.79	н.о.	н.о.
FeO	14.97	35.03	16.08	21.46	17.84	37.62	9.84	14.56	43.74	16.57	38.78	16.88	30.63	19.08	30.67
MnO	0.19	0.50	0.22	0.34	0.23	0.58	0.23	0.15	0.72	0.19	0.70	0.19	0.42	0.21	0.47
MgO	44.33	27.75	43.10	37.77	42.29	25.47	47.07	44.43	20.38	43.36	25.10	43.64	32.12	41.82	32.34
CaO	0.20	0.45	0.28	0.34	0.29	0.48	0.43	0.19	0.56	0.20	0.50	0.20	0.37	0.22	0.43
NiO	0.18	н.о.	0.15	0.09	0.15	н.о.	0.14	0.19	н.о.	0.17	н.о.	0.13	н.о.	0.15	н.о.
Сумма	99.92	99.57	99.68	99.80	100.55	99.88	98.77	99.40	99.92	100.17	101.46	101.08	101.31	100.97	101.45
Fo	83.91	58.19	81.77	73.43	80.27	53.97	87.77	83.95	44.71	82.18	52.46	82.00	64.32	79.44	64.92
Fa	15.89	41.21	17.98	26.18	19.48	45.33	11.98	15.90	54.38	17.62	46.71	17.79	35.21	20.33	34.54
Tf	0.20	0.60	0.25	0.40	0.25	0.70	0.25	0.15	0.91	0.21	0.83	0.21	0.47	0.23	0.53

Примечание. Здесь и далее составы минералов приведены в мас. %, Fe₂O₃/FeO рассчитано по стехиометрии. Фазы минералов: В — вкрапленники, С — субфенокристаллы, М — микролиты, Х — ксеногенный (?) оливин. Зоны минералов: ц — центральная, п — промежуточная, к — краевая. Миналы оливинов (%): Fo — форстерит, Fa — фаялит, Tf — тефроит. н.о. — не обнаружено. Составы минералов и основной массы пород определены Л.А. Павловой в ИГХ СО РАН на микроанализаторе JXA-8200 (JEOL Ltd., Япония). Условия анализа см. в тексте.

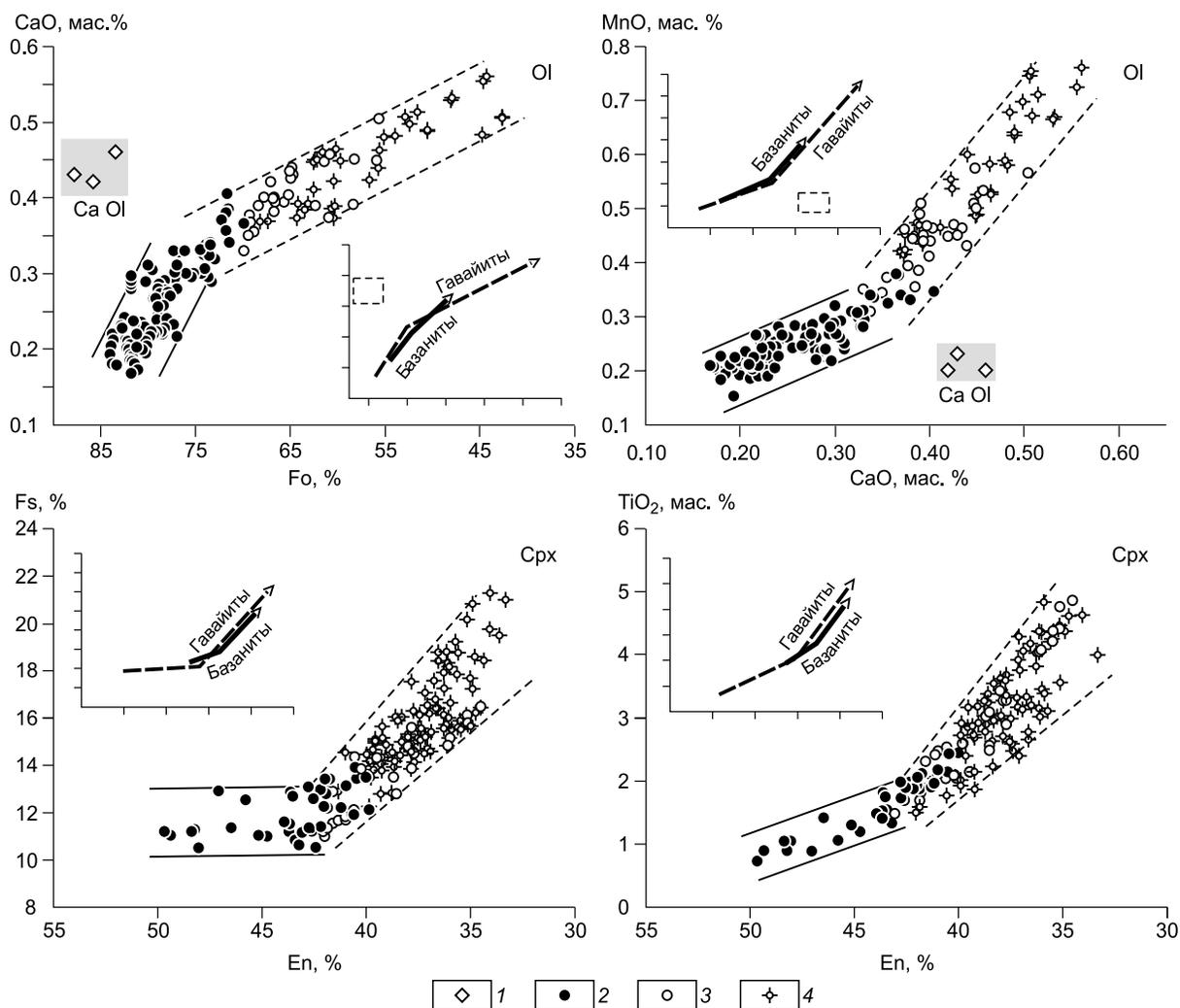


Рис. 8. Составы оливинов и клинопироксенов из базальтоидов плато Хэвэн.

Точки составов: 1 — ксеногенные оливины; 2 — центральные и промежуточные зоны вкрапленников, центральные зоны субфенокристаллов; 3 — краевые зоны вкрапленников и субфенокристаллов; 4 — микролиты. Границы полей составов минералов: сплошные линии — этап кристаллизации в условиях литосферной мантии и коры, штриховые линии — этап кристаллизации в малоглубинных условиях при излиянии и литификации магм. На врезках тренды эволюции составов оливинов и пироксенов из гавайитов и базанитов.

вам незональные, имеют необычно высокие содержания CaO (0.43—0.46 мас. %) и высокие концентрации NiO (0.14—0.15 мас. %). Эти оливины в связи с их обособленным химизмом и морфологией кристаллов рассматриваются как ксеногенные мантийные фазы.

Начало кристаллизации Ol во всех типах базальтоидов плато Хэвэн связано с формированием крупных идиоморфных вкрапленников Ol и завершается образованием субфенокристаллов и микролитов. В этом направлении происходит закономерная смена их составов с возрастанием содержаний FeO, MnO, CaO и, соответственно, снижением магнезиальности. Из анализа эволюции составов оливинов следует, что процесс их кристаллизации может быть разделен на два этапа.

Формирование основного объема вкрапленников Ol происходило со слабым увеличением железистости минерала и содержаний CaO и MnO (рис. 8). Составы оливинов этого этапа кристаллизации отвечают диапазону Fo_{84-76} , $Tf_{0.20-0.30}$, CaO = 0.17—0.30 и NiO = 0.09—0.20 мас. %. Далее, при образовании промежуточных зон вкрапленников и начале кристаллизации субфенокристаллов Ol, их составы формируются в интервалах Fo_{80-73} , $Tf_{0.25-0.41}$, CaO = 0.21—0.39 и NiO = 0.06—0.16 мас. %. В завершении первого этапа кристаллизации происходит изменение направленности эволюции составов. Начинается более интенсивное увеличение железистости оливинов и содержаний в них MnO (см. рис. 8). Это направление в изменении составов Ol сохраняется до микролитов. Промежуточные зоны субфенокристал-

Таблица 3.

Представительные составы пироксенов из базальтоидов плато Хэвэн

Компонент	БД-3250			БД-3252	БД-3257		БД-3433			БД-3732			БД-3841	БД-3780	
	В	В	М	М	Вкл	М	В	М	М*	В	В	М	М	В	М
	ц	к	к	ц	ц	ц	ц	ц	ц	п	к	ц	ц	ц	ц
SiO ₂	51.56	50.69	45.94	47.56	49.14	47.34	48.70	49.36	51.72	50.81	50.56	45.31	48.57	49.70	43.99
TiO ₂	0.89	1.33	4.34	3.03	1.92	3.76	1.93	2.72	1.42	1.19	2.14	4.10	3.45	1.88	4.61
Al ₂ O ₃	3.60	3.08	5.85	6.43	5.06	5.15	5.48	3.87	1.46	4.00	3.24	7.68	4.03	4.02	8.61
Cr ₂ O ₃	0.28	0.59	н.о.	0.15	0.51	н.о.	1.01	н.о.	н.о.	0.32	н.о.	0.11	н.о.	н.о.	н.о.
Fe ₂ O ₃	0.37	1.05	1.94	1.35	2.57	1.80	1.00	0.05	4.25	0.96	1.01	2.43	0.87	2.21	2.68
FeO	6.29	5.40	7.24	6.12	4.47	7.86	5.08	8.07	14.07	5.65	7.66	7.15	9.72	5.72	6.59
MnO	0.15	0.13	0.16	0.13	0.11	0.16	0.13	0.15	0.30	0.14	0.17	0.16	0.19	0.11	0.13
MgO	16.26	14.70	11.56	12.70	14.23	12.13	13.91	12.98	5.69	15.19	13.52	11.52	11.91	14.31	10.97
CaO	18.96	21.81	21.38	22.05	21.81	21.15	21.54	21.44	18.12	20.90	22.03	21.13	21.11	21.18	21.56
Na ₂ O	0.59	0.46	0.74	0.53	0.56	0.70	0.51	0.57	3.20	0.47	0.48	0.64	0.64	0.57	0.62
Сумма	98.95	99.24	99.15	100.05	100.38	100.05	99.29	99.20	100.24	99.62	100.80	100.22	100.50	99.70	99.75
Wo	40.45	46.13	47.96	48.40	46.42	46.43	47.17	46.65	45.02	44.25	46.23	47.40	45.86	44.88	49.06
En	48.25	43.22	36.05	38.78	42.16	37.06	42.40	39.31	19.67	44.75	39.46	35.97	36.00	42.19	34.73
Fs	11.30	10.65	15.99	12.82	11.42	16.51	10.43	14.04	35.31	11.00	14.31	16.63	18.14	12.93	16.21

Примечание. Обозначения фазы и зоны минералов см. в табл. 2. Вкл — включения. Миналы пироксенов (%): Wo — волластонит, En — энстатит, Fs — ферросилит.

* Эгирин-авгит.

лов и центральные зоны микролитов имеют составы Fo₇₃₋₆₅, Tf_{0.31-0.50}, CaO = 0.3—0.5 мас. %, в них не обнаруживаются значимые содержания NiO и установлены высокие концентрации ZnO = 0.07—0.12 мас. %. В завершение кристаллизации Ol при формировании краевых зон вкрапленников и субфенокристаллов, а также микролитов, составы минерала отвечают диапазону Fo₇₀₋₄₀, Tf_{0.37-1.07}, CaO = 0.31—1.10, Zn = 0.07—0.13 мас. %.

Клинопироксены в базальтоидах плато Хэвэн представлены в основном салитами и реже авгитами. В эволюции составов Сrx в процессе кристаллизации базальтоидных магм плато Хэвэн, так же как и для оливинов, фиксируются два этапа. Первыми по порядку кристаллизуются крупные зональные вкрапленники авгитов. Их составы отвечают диапазону Wo₃₉₋₄₂, Fs₁₀₋₁₃, TiO₂ = 0.72—1.06, Al₂O₃ = 3.60—4.18 мас. % (табл. 3, см. рис. 8). В краевых зонах таких кристаллов составы авгитов сменяются салитами Wo₄₅₋₄₈, Fs₉₋₁₃, TiO₂ = 1.33—1.92, Al₂O₃ = 4.17—5.31 мас. %, составы которых соответствуют центральным зонам наиболее распространенного типа вкрапленников Сrx — Wo₄₄₋₄₇, Fs₁₀₋₁₃, TiO₂ = 1.19—2.44, Al₂O₃ = 3.66—5.79 мас. %. На уровне формирования краевых зон вкрапленников и субфенокристаллов Сrx происходит изменение направленности эволюции составов с началом более интенсивного роста содержаний в минерале Ti, Fe и Al — Wo₄₅₋₄₉, Fs₁₁₋₁₆, TiO₂ = 1.75—4.86, Al₂O₃ = 3.70—9.88 мас. %. (см. рис. 8). Этот этап кристаллизации продолжается далее с образованием микролитов Сrx широкого ряда составов — Wo₄₅₋₄₉, Fs₁₃₋₂₂, TiO₂ = 2.21—4.83, Al₂O₃ = 2.71—11.10 мас. %. Содержания Na₂O от вкрапленников Сrx к их микролитам возрастают в диапазоне 0.43—0.89 мас. %. Кристаллизация пироксенов заканчивается в базальтоидах плато Хэвэн формированием в интерстициях основной массы редких и мельчайших кристаллитов эгирин-авгитов (≤ 10—15 мкм) с содержаниями Na₂O в диапазоне 1.97—4.95 мас. % (см. табл. 3).

Сравнение трендов изменения химизма темноцветных минералов показывает (см. рис. 8), что в процессе кристаллизации гавайитовых расплавов первого этапа магматического развития плато Хэвэн образуется более протяженный ряд составов оливинов Fo₈₄₋₄₀ и пироксенов Fs₉₋₂₂ по отношению к базальтовым магмам второго этапа. В процессе кристаллизации базальтоидных магм формируются значительно более узкие интервалы составов оливинов Fo₇₉₋₆₅ и пироксенов Fs₁₂₋₁₆, а изменение направленности эволюции составов в направлении от вкрапленников к микролитам выражено менее отчетливо.

Эволюция составов полевых шпатов при кристаллизации базальтоидных расплавов плато Хэвэн происходит в обычном направлении с увеличением щелочности минералов (табл. 4). Вкрапленники и субфенокристаллы Pl, редкие для гавайитов и свойственные трахибазальтам, представлены в центральных зонах лабрадорами и андезинами (An₆₁₋₄₄Or_{1.7-3.1}), которые сменяются в краевых зонах более кислыми андезинами и олигоклазами (An₅₀₋₂₂Or_{1.9-10.0}). В краевых зонах субфенокристаллов и среди микролитов определен широкий ряд составов Pl от лабрадоров до олигоклазов (An₆₅₋₁₉Or_{1.3-12.0}), а также

Таблица 4. Представительные составы полевых шпатов из базальтоидов плато Хэвэн

Компонент	БД-3250			БД-3252			БД-3257			БД-3433			БД-3732			БД-3841			БД-3780				
	Pl	Kfs	Pl	Pl	Anrt	Kfs	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Anrt	Kfs	Pl	Pl	Pl	Anrt	Pl	Pl	Anrt	Pl	Pl	Anrt
	М	И	Ц	М	М	М	В	Ц	М	С	М	М	М	С	М	С	М	М	М	М	М	М	М
SiO ₂	53.48	64.74	54.66	58.91	63.28	63.28	52.14	60.34	52.69	58.13	50.75	60.73	64.31	52.35	59.05	55.41	64.52	57.24	55.41	60.07	57.24	55.41	60.07
TiO ₂	0.16	0.32	0.14	0.43	0.37	0.37	0.16	0.14	0.18	0.17	0.11	0.29	0.24	н.о.	0.15	0.22	0.19	0.15	0.22	0.18	0.15	0.22	0.18
Al ₂ O ₃	29.47	19.04	28.29	20.81	21.00	21.00	29.28	24.31	28.60	19.05	30.36	23.99	19.95	29.29	25.66	28.25	20.82	26.55	28.25	24.73	26.55	28.25	24.73
Fe ₂ O ₃	0.47	0.29	0.77	0.99	0.82	0.82	0.53	0.60	0.60	0.41	1.00	0.59	0.43	0.84	0.59	0.85	0.84	0.69	0.85	0.78	0.69	0.85	0.78
CaO	11.91	0.00	10.60	9.09	н.о.	н.о.	12.49	5.89	11.24	4.77	12.78	3.88	0.49	11.96	6.54	9.81	1.06	8.18	9.81	2.45	8.18	9.81	2.45
Na ₂ O	4.59	7.59	5.42	2.84	4.22	4.22	4.40	7.39	4.17	7.81	3.66	5.54	3.36	4.22	7.01	3.83	6.24	6.65	3.83	5.78	6.65	3.83	5.78
K ₂ O	0.29	1.48	0.25	6.27	9.35	9.35	0.31	1.00	0.38	1.54	0.27	4.76	11.46	0.31	0.82	0.33	6.13	0.51	0.33	6.35	0.51	0.33	6.35
Сумма	100.37	99.79	100.13	99.34	99.04	99.04	99.31	99.67	97.86	91.88	98.93	99.78	100.24	98.95	99.81	98.69	99.79	99.96	98.69	100.33	99.96	98.69	100.33
An	57.92	26.23	0.00	51.19	0.00	0.00	59.99	28.80	58.43	23.00	64.77	19.84	2.42	59.93	32.38	57.28	5.37	39.32	57.28	11.96	39.32	57.28	11.96
Ab	40.40	65.38	42.90	23.69	40.68	40.68	38.24	65.38	39.23	68.16	33.60	51.20	30.10	38.25	62.81	40.46	57.47	40.46	57.47	51.09	40.46	57.47	51.09
Or	1.68	8.39	1.44	34.41	59.32	59.32	1.77	5.82	2.34	8.84	1.63	28.96	67.48	1.83	4.82	2.26	37.16	2.89	2.26	36.95	2.89	2.26	36.95

Примечание. Обозначения фазы и зоны минералов см. в табл. 2. Сокращенные наименования минералов приведены в тексте. И — интерстиционные выделения. Минералы полевых шпатов (%): An — анортит, Ab — альбит, Or — ортоклаз.

Таблица 5. Представительные составы шинселей, титаномагнетитов и ильменитов из базальтоидов плато Хэвэн

Компонент	БД-3250			БД-3252			БД-3257			БД-3433			БД-3732			БД-3841			БД-3780						
	TiMgt	Ilm	Sp	Sp	Sp	TiMgt	Ilm	Sp	Ilm	TiMgt	Ilm	Sp	TiMgt	Ilm	Sp	Sp	Sp	TiMgt	Ilm	Sp	TiMgt	Ilm	Sp	TiMgt	
	М	М	Вкл	Вкл	Вкл	М	М	Вкл	М	М	М	Вкл	Вкл	М	М	Вкл	Вкл	М	М	М	М	М	М	М	М
SiO ₂	н.о.	н.о.	0.12	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	0.30	н.о.	н.о.	0.11	н.о.	н.о.	н.о.	0.14	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
TiO ₂	26.91	51.25	3.16	7.58	9.44	24.08	28.29	52.49	6.73	13.11	21.97	21.97	13.11	21.97	12.45	25.00	12.45	25.00	25.88	25.88	25.00	25.88	25.88	25.88	25.88
Al ₂ O ₃	1.06	0.09	25.58	16.31	13.34	1.18	0.86	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.									
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	25.47	20.63	17.94	н.о.	н.о.	25.83	24.54	5.67	н.о.	н.о.	5.67	н.о.	12.97	0.38	12.97	0.38	0.20	0.20	0.38	0.20	0.20	0.20	
Fe ₂ O ₃	14.97	3.90	13.47	18.94	21.04	19.54	16.19	4.38	14.08	39.43	27.20	18.09	39.43	27.20	24.83	19.48	24.83	19.48	18.15	18.15	19.48	18.15	18.15	18.15	
FeO	52.23	40.47	21.20	27.59	29.88	49.78	53.71	42.25	26.51	41.57	49.78	42.54	41.57	49.78	44.98	52.04	44.98	52.04	52.04	52.04	44.98	52.04	52.04	52.04	
MnO	0.62	0.58	0.24	0.30	0.33	0.55	0.77	0.74	0.30	0.50	0.87	0.83	0.50	0.87	0.60	0.64	0.35	0.60	0.64	0.64	0.60	0.64	0.64	0.64	
MgO	1.61	2.82	11.28	8.68	7.79	1.41	2.37	2.30	9.30	1.34	0.89	1.67	1.34	0.89	7.38	3.04	7.38	3.04	2.44	2.44	3.04	2.44	2.44	2.44	
NiO	н.о.	н.о.	0.12	0.13	0.10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	97.4	99.11	100.52	95.35	99.86	96.54	102.19	102.16	103.29	102.02	101.43	101.51	102.02	101.43	101.79	101.65	101.99	101.79	101.65	102.45	101.65	101.79	101.65	102.45	

Примечание. Обозначения фазы и зоны минералов см. в табл. 2, 3. Сокращенные наименования минералов приведены в тексте.

Таблица 6.

**Представительные составы нефелинов и нефелиновых твердых растворов
из базальтоидов плато Хэвэн**

Компонент	БД-3433			БД-3732	БД-3250	БД-3433		БД-3841	БД-3732	БД-3250
	Ne	Ne	Ne*	Ne*	Ne*	Ne*	Ne*	Ne*	Ne*	Ne*
SiO ₂	49.28	49.79	49.81	50.46	51.85	50.67	51.53	50.57	51.56	50.99
TiO ₂	н.о.	0.13	0.09	0.12	н.о.	0.13	0.10	н.о.	0.24	н.о.
Al ₂ O ₃	29.03	28.94	28.53	29.91	30.74	29.72	30.27	30.45	28.84	30.91
FeO	0.94	0.70	0.72	0.77	0.78	1.03	0.98	0.92	1.09	0.75
MgO	0.12	н.о.	0.07	0.09	0.08	0.13	0.08	н.о.	0.11	н.о.
CaO	н.о.	»	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	»	н.о.	0.33
Na ₂ O	16.21	16.10	15.03	14.32	13.44	12.11	12.23	11.34	10.93	10.72
K ₂ O	1.89	1.67	1.60	2.42	2.28	1.81	2.32	2.40	1.58	1.76
Сумма	97.47	97.33	95.85	98.01	99.16	95.60	97.51	95.67	94.34	95.47
Ne	80.6	80.4	77.9	74.3	71.2	68.9	67.8	65.5	64.9	64.7
Ks	6.2	5.5	5.5	8.3	7.9	6.8	8.5	9.1	6.2	7.0
Qtz	13.2	14.1	16.6	17.5	20.8	24.3	23.7	25.4	28.9	28.3

Примечание. Ne — нефелины, Ne* — нефелиновые твердые растворы. Ne, Ks, Qtz — минералы (%).

анортотлазовые составы (An₂₅₋₃Or₁₅₋₃₇) и K-Na полевые шпаты (Ab₅₉₋₃₀Or₃₈₋₆₇). Na-санидины типичны для мельчайших интерстиционных выделений в основной массе пород. Дискретность или совмещение диапазонов составов вкрапленников и микролитов плагиоклазов связано с особенностями химизма ряда пород, так, микролиты лабрадора An₆₅₋₅₉ характерны только для гавайитов повышенной магнезиальности (Mg# = 0.66).

Кристаллизация рудных минералов в базальтоидных магмах плато Хэвэн начинается совместно с оливинами Fo₈₄₋₈₁. В центральных зонах таких оливинов обнаруживаются хромпикотитовые шпинели с содержаниями (мас. %) Cr₂O₃ = 25—27, Al₂O₃ = 21—26, MgO = 9—12 и TiO₂ = 2.8—4.7 (табл. 5). Далее в процессе кристаллизации шпинелей в них происходит снижение содержаний Cr, Al, Mg и рост концентраций Ti. Эволюция составов Sp при этом сопровождается снижением магнезиальности вкрапленников оливина-хозяина. С оливинами Fo₈₀₋₇₇ кристаллизуется шпинель Cr₂O₃ = 19—25, Al₂O₃ = 16—20,

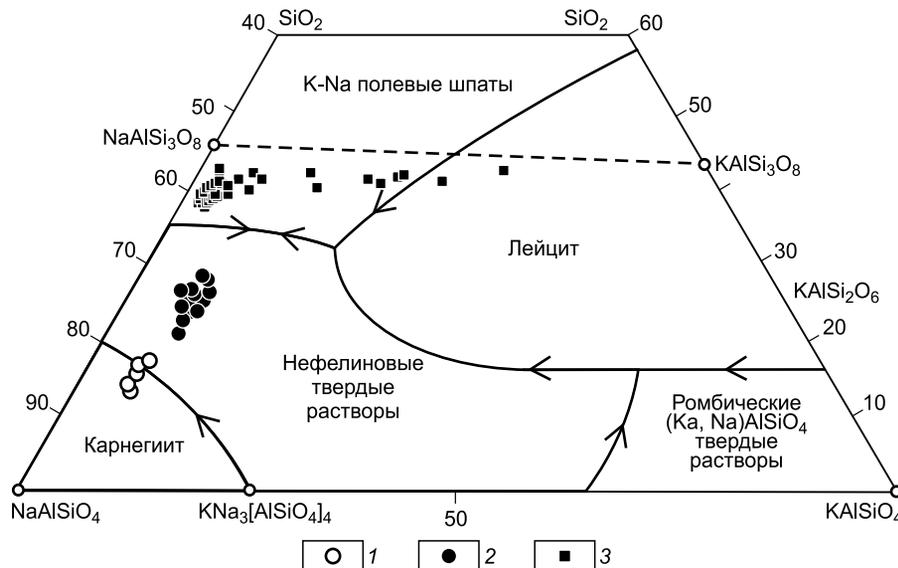


Рис. 9. Диаграмма NaAlSiO₄—KAlSiO₄—SiO₂ (ф.е.) для интерстиционных фаз щелочных алюмосиликатов из базальтоидов плато Хэвэн.

Диаграмма приведена по [Шерер, 1952]. Составы приведены по формульным единицам минералов (ф.е.). Сплошными линиями на диаграмме показаны границы полей составов кристаллических фаз и твердых растворов, стрелками — направления снижения температур кристаллизации. Точки составов микролитов и интерстиционных выделений: 1 — нефелины, 2 — нефелиновые твердые растворы, 3 — K-Na полевые шпаты.

Таблица 7. Представительные составы основной массы из базальтоидов плато Хэвэн

Компонент	БД-3732					БД-3841					БД-3780				
SiO ₂	49.65	50.25	48.60	49.49	47.48	52.73	54.41	54.34	52.87	52.27	47.85	47.57	49.66	49.35	50.66
TiO ₂	1.32	1.43	1.62	1.87	2.37	0.97	0.82	1.03	1.20	1.52	1.90	2.28	1.91	2.01	1.60
Al ₂ O ₃	19.00	19.49	17.82	16.82	16.82	22.6	20.85	18.62	16.42	14.9	17.77	18.86	18.75	18.47	20.59
FeO	5.62	6.56	6.89	7.85	8.94	5.44	3.32	4.30	4.98	5.89	7.06	9.03	7.00	8.48	6.38
MnO	0.06	0.08	0.10	0.12	0.13	0.05	0.01	0.01	0.06	0.10	0.09	0.12	0.06	0.11	0.06
MgO	2.33	2.80	2.87	4.07	3.59	1.95	0.63	2.45	3.90	4.64	3.45	3.28	3.10	3.70	2.68
CaO	6.79	7.36	7.10	8.20	7.99	7.20	5.77	8.07	9.22	10.50	7.68	7.23	7.54	6.82	7.06
Na ₂ O	6.08	5.62	5.76	5.29	5.33	5.52	6.10	5.78	5.07	4.75	5.94	6.10	6.24	6.17	6.26
K ₂ O	2.76	2.54	2.59	2.33	2.18	1.34	2.66	1.88	1.78	1.42	2.60	2.68	2.84	2.95	3.02
BaO	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06
Сумма	93.64	96.17	93.38	96.08	94.84	97.83	94.62	96.50	95.52	96.04	94.33	97.14	97.11	98.10	98.31

Примечание. Микронзондовые определения состава основной массы пород выполнены на участках размером до 800 × 800 мкм.

MgO = 7—10 и TiO₂ = 5.5—6.9 (мас. %), затем с оливинами Fo₇₆₋₇₅ — шпинель Cr₂O₃ = 12—13, Al₂O₃ = 10—11, MgO = 7.1—7.4 и TiO₂ = 12.3—12.5 (мас. %). В промежуточных и краевых зонах крупных вкрапленников оливина Fo₇₄₋₇₃ в завершение этого этапа кристаллизации формируются Cr-Ti магнетиты (CrTiMgt) — Cr₂O₃ = 5.8—6.2, Al₂O₃ = 5.0—5.2, MgO = 4.5—4.8 и TiO₂ = 21—22 (мас. %). Среди микролитов основной массы базальтоидов кристаллизуются только TiMgt и ильмениты. Особенности составов магнетитов из базальтоидов является их высокая титанистость (TiO₂ = 20—29 мас. %). Им свойственны также повышенные содержания Al₂O₃ (0.58—4.25 мас. %), MgO (0.75—3.72 мас. %) и ZnO (0.15—0.21 мас. %). Микролиты ильменитов (TiO₂ = 49.3—51.5, MnO = 0.58—0.82 мас. %) характеризуются высокими содержаниями MgO (1.42—3.46 мас. %).

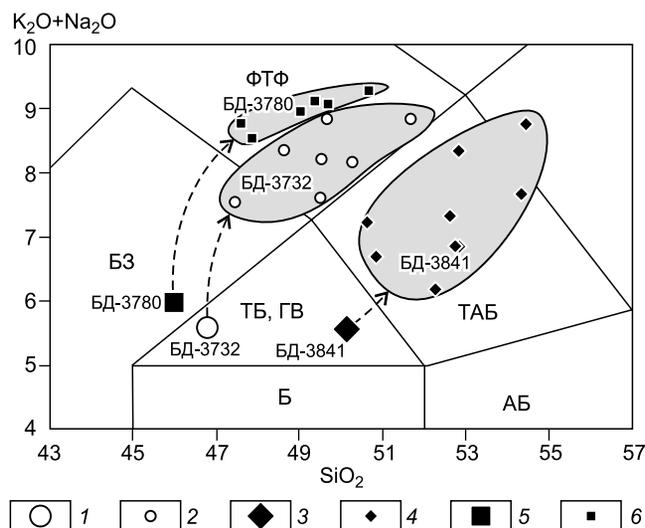
Следует сделать вывод, что все темноцветные и рудные минералы из базальтоидов плато Хэвэн обнаруживают отчетливую смену направленности эволюции составов при кристаллизации оливинов и клинопироксенов в интервале Fo₇₇₋₇₃, Fs₁₁₋₁₄ и шпинелей со сменой парагенезиса Fo₇₆₋₇₅ — Al-Cr-Mg шпинель на Fo₇₄₋₇₃ — CrTiMgt. Это может свидетельствовать о реализации достаточно быстрых изменений условий формирования минеральных парагенезисов на определенном этапе кристаллизации расплавов.

Изучение обнаруженных в основной массе базальтоидов плато Хэвэн нефелинов и нефелиновых твердых растворов актуально в связи с тем, что их появление свидетельствует о достижении в процессе кристаллизации магм кремний недосыщенных составов остаточных расплавов. Интерстиционные выделения этих фаз располагаются в окружении микролитов Pl и K-Na полевых шпатов и образуются на заключительных этапах кристаллизации расплавов, вероятно, уже при излиянии базальтовых расплавов и их литификации. Размеры выделений в изометричных формах не превышают 100 × 100 мкм, а в удлиненных — 20 × 150 мкм.

Как следует из представленных данных (табл. 6), нефелины, наиболее приближенные к идеальным составам, встречаются в изученных породах достаточно редко. Наиболее представи-

Рис. 10. Составы тонкокристаллической и стекловатой основной массы базальтоидов плато Хэвэн (мас. %) на классификационной диаграмме SiO₂—(K₂O + Na₂O) [LeBas et al., 1986].

Точки составов базальтоидов (1, 3, 5) и основной массы из них (2, 4, 6): 1, 2 — гавайит, обр. БД-3732; 3, 4 — трахибазальт, обр. БД-3841; 5, 6 — базанит, обр. БД-3780. Штриховыми стрелками объединены составы пород и поля составов основной массы из них. Наименование полей составов пород см. на рис. 3.



тельные составы нефелинов имеют характеристики $Ne_{81-80}Ks_{5-6}$. В целом среди щелочных алюмосиликатов из интерстиций преобладают водосодержащие разности, представляющие собой твердые растворы в широком диапазоне составов. Общими для них являются высокая натриевая щелочность (Na_2O от 11 до 16 мас. %). Характерными особенностями их химических составов является повышенная кремнекислотность, что типично для большинства нефелинов эффузивных пород щелочно-базальтового состава. На тройной полевошпатовой диаграмме (рис. 9) составы Ne и Ne твердых растворов обнаруживают разрывы трендов, что может свидетельствовать о том, что среди минеральных парагенезисов завершающей стадии кристаллизации расплавов формируются и структурно упорядоченные щелочные Na алюмосиликаты.

Возможность формирования кремний недосыщенных остаточных расплавов как среды для кристаллизации щелочных Na алюмосиликатов может быть показана на примере составов основной массы пород. Они получены растровым микросондовым анализом тонкокристаллического и стекловатого базиса пород по площадкам размером до 800×800 мкм. Установлено, что в процессе эволюции щелочно-базальтовых магм в результате кристаллизации Fe-Mg-содержащих минералов и кальциевых пироксенов в гавайитовых и базанитовых расплавах, остаточный расплав мог приобретать фонотефритовый, а в трахибазальтовых расплавах — трахиандезитобазальтовый или муджиеритовый составы (рис. 10, табл. 7).

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ ПЛАТО ХЭВЭН

С использованием эмпирических геотермометров и геобарометров определены *PT*-условия начальных этапов кристаллизации базальтоидных расплавов плато Хэвэн. Для вкрапленников и субфенокристаллов темноцветных минералов из лав плато Хэвэн в условиях водосодержащей системы минерал—расплав рассчитаны температуры кристаллизации Ol и давления равновесия оливин—расплав [Putirka, 2008, формулы 21, 42], а также *PT*-параметры кристаллизации Crx [Putirka, 2008, форм. 31, 34]. При этом достигалось соответствие результатов расчетов *PT*-условий кристаллизации Crx в системе пироксен—расплав с результатами расчетов, выполненных по геотермобарометрам, учитывающим исключительно кристаллохимические особенности Crx [Putirka, 2008, форм. 32с, 32d]. Расчеты проводились с использованием составов модельных расплавов, находящихся в равновесии по $KD_{Fe/Mg} = (Fe_{Ol}^{+2} / Fe_{расплав}^{+2}) / (Mg_{Ol} / Mg_{расплав})$ с оливинами Fo_{84-73} и пироксенами Wo_{39-48} . Для установления составов модельных расплавов использовался широко применяемый метод учета фракционирования из расплавов субликвидусной наиболее магнезиальной фазы оливина Fo_{84} (0.5—5.5 об. %). Этот метод основан на предположении, что формирование оливинов Fo_{84} характеризует начало процесса кристаллизации исходных базальтоидных расплавов плато Хэвэн. Фракционирование субликвидусной фазы хромпикотитовой шпинели при этом не учитывалось в связи с крайне малыми объемами ее выделений. Граничными условиями расчетов параметров кристаллизации в системе минерал—расплав были $KD_{Fe/Mg} = 0.30 \pm 0.01$ — для оливинов, $KD_{Fe/Mg} = 0.27 \pm 0.01$ — для клинопироксенов, при принятых для расплавов параметрах $FeO/FeO_{общ} = 0.9$ и $H_2O = Ce \cdot 200$ (г/т) [Dixon et al., 2002]. Величины ошибок используемых геобарометров и геотермометров приведены в работе [Putirka, 2008].

PT-параметры формирования краевых зон вкрапленников и субфенокристаллов, а также микролитов темноцветных минералов не устанавливались. Составы таких минеральных фаз не удается привести в соответствие по $KD_{Fe/Mg}$ с реальными составами пород или с расчетными и предполагаемыми составами остаточных расплавов (основные массы). Это объясняется быстрой неравновесной кристаллизацией расплавов в малоглубинной системе и в условиях их литификации на поверхности с удалением значительного объема летучих компонентов.

Кристаллизация вкрапленников и субфенокристаллов оливинов Fo_{84-73} в базальтоидных магмах плато Хэвэн происходила в целом в широком интервале температур 1282—1137 °С и давлений 16.1—10.6 кбар равновесия оливин—расплав. Для первого этапа развития магматической системы плато Хэвэн максимальные температуры кристаллизации и давления равновесия Fo_{84-80} —расплав установлены для магнезиальных гавайитов ($T = 1282—1200$ °С, $P = 15.4—13.4$ кбар). Далее в направлении к умеренно магнезиальным гавайитам и трахибазальтам этого этапа максимальные температуры кристаллизации оливинов и давления равновесия Fo_{84-80} —расплав закономерно снижаются (1252—1193 °С, 13.6—12.3 кбар и 1222—1186 °С, 11.4—10.9 кбар соответственно). Особенности условий кристаллизации оливинов в базанитовой магме второго этапа могут быть установлены только для интервала составов Fo_{79-73} , так как магнезиальные оливины $Fo > 79$ в базанитах не обнаружены. Кристаллизация оливинов Fo_{79-73} в базанитах происходила при более высоких температурах и давлениях равновесия (1245—1153 °С, 16.1—14.5 кбар) в сравнении с условиями формирования оливинов этого ряда составов в гавайитах (1194—1146 °С, 14.3—12.1 кбар) и трахибазальтах раннего этапа развития вулканического плато Хэвэн (1162—1138 °С, 10.7—10.6 кбар).

Кристаллизация редких и наиболее крупных зональных вкрапленников Срх ($W_{0_{39-42}}$, Fs_{10-13}) начинается в гавайитовых магмах плато Хэвэн при температурах 1260—1230 °С и давлениях 13.4—11.1 кбар. Основной объем вкрапленников и субфенокристаллов клинопироксенов $W_{0_{45-48}}$, Fs_{9-13} был сформирован в гавайитах при $T = 1221—1171$ °С и $P = 11.7—8.4$ кбар. Формирование вкрапленников пироксенов $W_{0_{45-47}}$, Fs_{12-14} в базанитах начинается при несколько более низких параметрах $T = 1174—1151$ °С и $P = 10.2—7.8$ кбар.

Оценки *PT*-условий кристаллизации оливинов в позднекайнозойских щелочно-базальтовых магмах были выполнены ранее для других вулканических ареалов ЮБВО [Наумов и др., 2003; Naumov et al., 2006]. Этими авторами на основе исследований флюидных включений из вкрапленников оливинов Fo_{84-75} для диапазона температур кристаллизации минерала-хозяина в 1200—1300 °С было определено давление CO_2 , равное 4.3—6.6 кбар, принятое как давление кристаллизации оливинов. Несмотря на соответствие диапазонов составов и температур кристаллизации вкрапленников оливинов, оценки, приведенные в работах [Наумов и др., 2003; Naumov et al., 2006], в 2.5-кратных величинах ниже выполненных нами определений давлений равновесия оливин—расплав для щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн. Следует отметить, что представленные нами давления равновесия указывают на возможность достижения равновесия системы оливин—расплав для установленных диапазонов температур кристаллизации оливинов в модельных базальтоидных расплавах. Они являются при этом максимальными при заданных параметрах расчетов, тогда как оценки давления, полученные на основе оценки плотности флюидных включений CO_2 , должны рассматриваться как минимальные в связи с отмеченными признаками возможной разгерметизации включений [Наумов и др., 2003]. Все эти оценки могут учитываться только в качестве относительных.

Анализ направленности и порядка кристаллизации магм плато Хэвэн позволяет сделать следующие выводы и предположения. Кристаллизация базальтоидных расплавов начинается с выделений хромпикотитовой шпинели и магнезиальных оливинов Fo_{84-82} . Это связано, вероятно, с достижением исходными расплавами относительно низкобарической области литосферной мантии. С началом кристаллизации ОI в результате процессов фильтрации становится возможным изменение состава магм, обусловленное задержкой подъема кристаллического компонента и более высокой подвижностью расплава. Начало формирования ОI-Срх парагенезиса может быть сопоставлено с подъемом расплавов на менее глубинный уровень и, судя по установленным *PT*-параметрам кристаллизации Срх, происходило, вероятно, на уровне нижней коры. Дальнейшая совместная кристаллизация ОI, Sp, Срх продолжается в менее глубинных коровых условиях. Примечательно наличие в процессе кристаллизации магм этапа резкой смены направленности изменения химизма ОI и Срх (см. рис. 8). Это согласуется с уменьшением размерности кристаллического компонента и снижением в этом направлении давлений и температур кристаллизации и *PT*-условий равновесия минералов с расплавами. Очевидно, что кристаллизация расплавов на заключительном этапе происходила в малоглубинной магматической системе с увеличением скорости подъема магм и далее при их излиянии и литификации с образованием интерстиционного парагенезиса щелочных алюмосиликатов.

Следует отметить, что скорость подъема базанитовых магм заключительного этапа магматического развития плато Хэвэн была, вероятно, более высокой, что обусловило формирование в них ограниченных рядов составов оливинов и пироксенов (см. рис. 8) и меньшую размерность кристаллического компонента по сравнению с гавайитовыми расплавами раннего этапа.

Условия заключительного этапа кристаллизации базальтоидных магм плато Хэвэн могут быть частично реконструированы по результатам исследований интерстиционных щелочных алюмосиликатов. Так, температуры кристаллизации нефелинов в базальтоидах, рассчитанные по геотермометру [Peterson, 1989], составили интервал от 969 до 872 °С. Такие значения отвечают известному диапазону температур формирования Ne в щелочных базальтах других магматических провинций [Перепелов и др., 2007].

Возвращаясь к установленным закономерностям снижения концентраций Na_2O с возрастанием п.п.п. для группы базальтоидов, имеющих признаки вторичных изменений (рис. 3), предполагается, что причиной этого процесса было разрушение в основной массе пород щелочных алюмосиликатов и нефелинового стекла с выносом Na и формированием низкотемпературных вторичных водосодержащих минералов.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ ПЛАТО ХЭВЭН

Условия формирования базальтоидных магм плато Хэвэн также установлены на основе расчетов с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров. Методика расчетов включала в себя следующее: расчет составов исходных базальтоидных расплавов, равновесных с установленной мантийной фазой оливина Fo_{88} (состав породы + Fo_{84} от 10 до 16 мас. %); расчет давлений и температур

образования модельных базальтоидных расплавов для водосодержащей и безводной системы, по [Putirka, 2008, форм. 15, 16, 42]. Граничными условиями расчетов были заданные параметры, аналогичные тем, которые использованы при определении *PT*-условий кристаллизации магм: для системы оливин—расплав — $KD_{Fe/Mg} = 0.30 \pm 0.01$; для расплава — $FeO/FeO_{общ.} = 0.9$ и $H_2O = Ce \cdot 200$ (г/т) [Dixon et al., 2002].

Расчитанные составы исходных расплавов обладают повышенной магнезиальностью ($Mg\# \approx 0.72$) и по классификационным характеристикам могут быть отнесены к базанитам, гавайитам и щелочным оливиновым базальтам. Установлено, что *PT*-условия формирования гавайитовых магм раннего этапа вулканического развития плато Хэвэн для безводной системы отвечают диапазону значений $P = 22—17$ кбар и $T = 1414—1370$ °С. Трахибазальтовые расплавы этого этапа образовались при несколько более низких значениях $P = 17—15$ кбар и $T = 1376—1358$ °С. Базанитовые расплавы второго этапа, напротив, формируются при более высоких $P = 25—23$ кбар и $T = 1434—1425$ °С. В условиях водосодержащей системы расчетные температуры и давления образования гавайитовых, трахибазальтовых и базанитовых магм плато Хэвэн снижаются на небольшие величины в диапазоне $16—27$ °С и ~ 1 кбар.

Максимальные оценки *PT*-условий формирования базанитовых и гавайитовых магм плато Хэвэн согласуются с оценками образования щелочно-базальтовых расплавов других районов ЮБВО, а именно вулканического ареала Восточно-Тувинского нагорья [Наумов и др., 2003] и Джидинского вулканического поля [Naumov et al., 2006]. Выводы авторов, сделанные на основе анализа расплавных включений в оливинах, показывают, что исходные базальтоидные расплавы этих ареалов должны были образоваться при давлениях более 20 кбар в области стабильности Grt.

Как было отмечено выше, для оценки температур и давления формирования базальтоидных магм плато Хэвэн применен принцип достижения равновесия системы Fe_{88} —расплав. Для расчетов в качестве фракционирующей субликвидусной фазы был принят состав оливина Fe_{84} . Практически с тем же результатом расчеты могут быть проведены и с использованием состава мантийного оливина Fe_{88} . Возможность применения избранной методики и достаточная корректность результатов расчетов могут быть подтверждены сравнением полученных результатов с моделью [Herzberg, Asimov, 2008]. В основу этой модели при установлении составов и температур формирования исходных базальтоидных магм океанических островов положены сходные принципы. Величины температур формирования щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн для составов, удовлетворяющих необходимым условиям распределения Fe/Mg , были рассчитаны в программе PRIMELT2.XLS при заданном параметре $Fe_2O_3/TiO_2 = 1$ [Herzberg, Asimov, 2008]. Они оказались полностью сопоставимы (1434—1358 °С).

Общая оценка степени плавления перидотитового мантийного субстрата при формировании магм плато Хэвэн выполнена на основе редкоэлементных построений по [Harangi, 2001]. Точки составов базальтоидов плато Хэвэн на диаграмме $Zr/Nb—Nb/Y$ (рис. 11) располагаются в области между кривыми плавления Grt и Sp перидотита. На возможность применения этой модели указывают приведенные на диаграмме данные авторов о составах включений Sp перидотитов из неогеновых базальтоидов южного фланга БРЗ (плато Тумусун). Положение точек составов базальтоидов плато Хэвэн в координатах $Zr/Nb—Nb/Y$ дает основание предполагать, что гавайитовые и трахибазальтовые расплавы могли образоваться в мантии при степени ее плавления в интервале до $\sim 1.5—2$ %.

При этом базанитовые магмы формировались на уровне Grt фации глубинности при степени плавления до ~ 1 %. Эти выводы согласуются с установленными общими закономерностями эволюции составов базальтоидов плато Хэвэн, а именно с увеличением концентраций в них многих некогерентных ли-

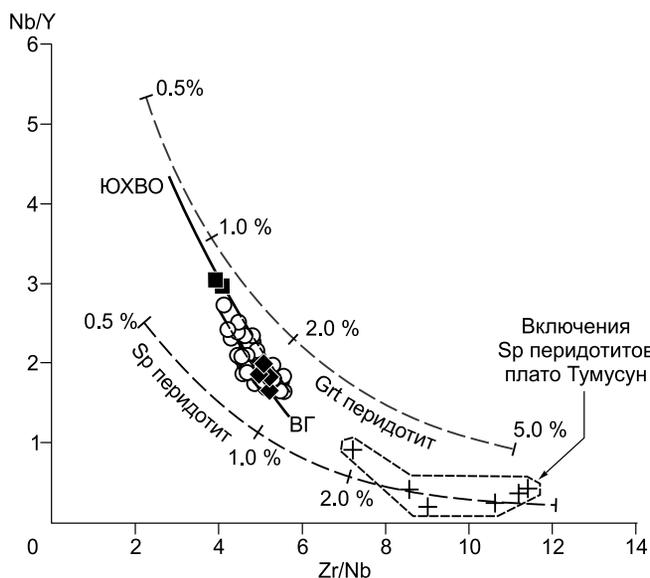


Рис. 11. Диаграмма $Zr/Nb—Nb/Y$ для базальтоидов плато Хэвэн.

Обозначения точек составов пород см. на рис. 3. На графике приведены кривые распределения составов базальтоидов ЮХВО в целом и составов пород вулканического поля Водораздельного грабена (ВГ) Хангайского нагорья, в частности, по данным [Саватенков и др., 2010], а также кривые и величины степени плавления Sp и Grt перидотитов, по [Harangi, 2001].

тофильных элементов в направлении от трахибазальтов и гавайитов раннего этапа к базанитам заключительного этапа.

Полученные оценки степени плавления магнообразующего мантийного субстрата сопоставимы с предположениями об условиях формирования различных типов позднекайнозойских щелочно-базальтовых магм Южно-Хангайской вулканической области Центральной Монголии и, в частности, Водораздельного грабена Хангайского нагорья [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010] (см. рис. 11).

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИСТОЧНИКИ БАЗАЛЬТОИДНЫХ МАГМ ПЛАТО ХЭВЭН

Данные по изотопным характеристикам позднекайнозойских вулканических комплексов Южно-Байкальской вулканической области немногочисленны [Расказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003]. Особенно немногочисленны сведения по изотопным характеристикам Pb [Расказов и др., 2002]. До последнего времени такие данные полностью отсутствовали для Прихубсугульского вулканического ареала в целом, в том числе и для базальтоидов плато Хэвэн. Это существенно затрудняло установление источников магматического вещества в истории развития ЮБВО. Ранее в результате анализа изотопных (Sr, Nd) и редкоэлементных характеристик позднекайнозойских базальтоидов ЮБВО сделан вывод о формировании исходных для них магм с возможным участием NIMU или PREMA, а также EMI и EMII мантийных источников [Ярмолюк и др., 2003]. Неопределенность выбора между мантийными источниками магм для позднекайнозойского магнообразования в ЮБВО была вызвана, в частности, отсутствием для пород сведений об изотопном составе Pb. На основе полученных нами данных по изотопным характеристикам Sr и Nd для 7 и Pb для 4 образцов гавайитов и базанитов плато Хэвэн роль различных источников магм Прихубсугульского вулканического ареала может быть уточнена.

Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для гавайитов и базанитов плато Хэвэн находятся в пределах диапазона изотопных составов позднекайнозойских базальтоидов ЮБВО [Расказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003] и смещены в направлении наименее радиогенных значений (рис. 12, табл. 8). Величины изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для гавайитов плато Хэвэн, так же как и для позднекайнозойских базальтов других вулканических ареалов ЮБВО [Расказов и др., 2002], принадлежат к области меток, располагающихся между резервуаром PREMA и обогащенным мантийным резервуаром EMI. Они не могут быть сопоставлены с источниками NIMU или EMII типов.

Для установления роли различных мантийных источников в происхождении базальтоидных магм плато Хэвэн проведено их сопоставление с данными по позднекайнозойским ареалам Южно-Хангайской вулканической области Центральной Монголии (ЮХВО) [Ionov et al., 1994; Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010] (см. рис. 12). Это сравнение обосновано близким возрастом и общей геодинамической позицией позднекайнозойского вулканизма ЮБВО и ЮХВО [Ярмолюк и др., 2000]. На основе анализа изотопно-геохимических характеристик базальтоидов ЮХВО установлено участие в их образовании мантийных источников PREMA, EMI и EMII типов [Barry et al., 2003; Саватенков и др., 2010]. Изложены основные параметры модели с участием в происхождении позднекайнозойских базальтоидных магм ЮХВО вещества нижнемантийного резервуара PREMA и рециклированной ювенильной раннедокембрийской коры [Саватенков и др., 2010]. Согласно этой модели, магнообразование под ЮХВО в позднем кайнозое происходило в астеносферной области умеренно деплетированной верхней мантии в результате подъема неоднородного по составу плюма. Его компонентами были PREMA, в подчиненном объеме рециклированное вещество мантийного источника EMI и малозначительная доля EMII. Другие условия модели [Саватенков и др., 2010] заключались в объяснении вещественной зональности

Таблица 8. Изотопные характеристики базальтоидов плато Хэвэн

№ п/п	№ образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	БД-3250	0.704345 ± 14	0.512852 ± 04	17.973 ± 09	15.469 ± 09	37.832 ± 21
2	БД-3252	0.704312 ± 11	0.512760 ± 19	17.954 ± 09	15.468 ± 11	37.833 ± 27
3	БД-3254	0.704601 ± 12	0.512746 ± 06	17.985 ± 06	15.463 ± 05	37.867 ± 12
4	БД-3433	0.704560 ± 15	0.512748 ± 28	17.919 ± 05	15.435 ± 04	37.716 ± 10
5	БД-3732	0.704320 ± 18	0.512867 ± 06	—	—	—
6	БД-3841	0.704585 ± 13	0.512753 ± 08	—	—	—
7	БД-3780	0.704336 ± 16	0.512863 ± 08	—	—	—

Примечание. Изотопный анализ Sr, Nd и Pb выполнен Е.И. Демонтеровой в Байкальском аналитическом ЦКП ИИЦ СО РАН. Приведены измеренные значения. Ошибки измерений приведены для последних десятичных знаков. 1—5 — гавайиты, 6 — трахибазальт первого этапа магматического развития плато Хэвэн, 7 — базанит второго этапа.

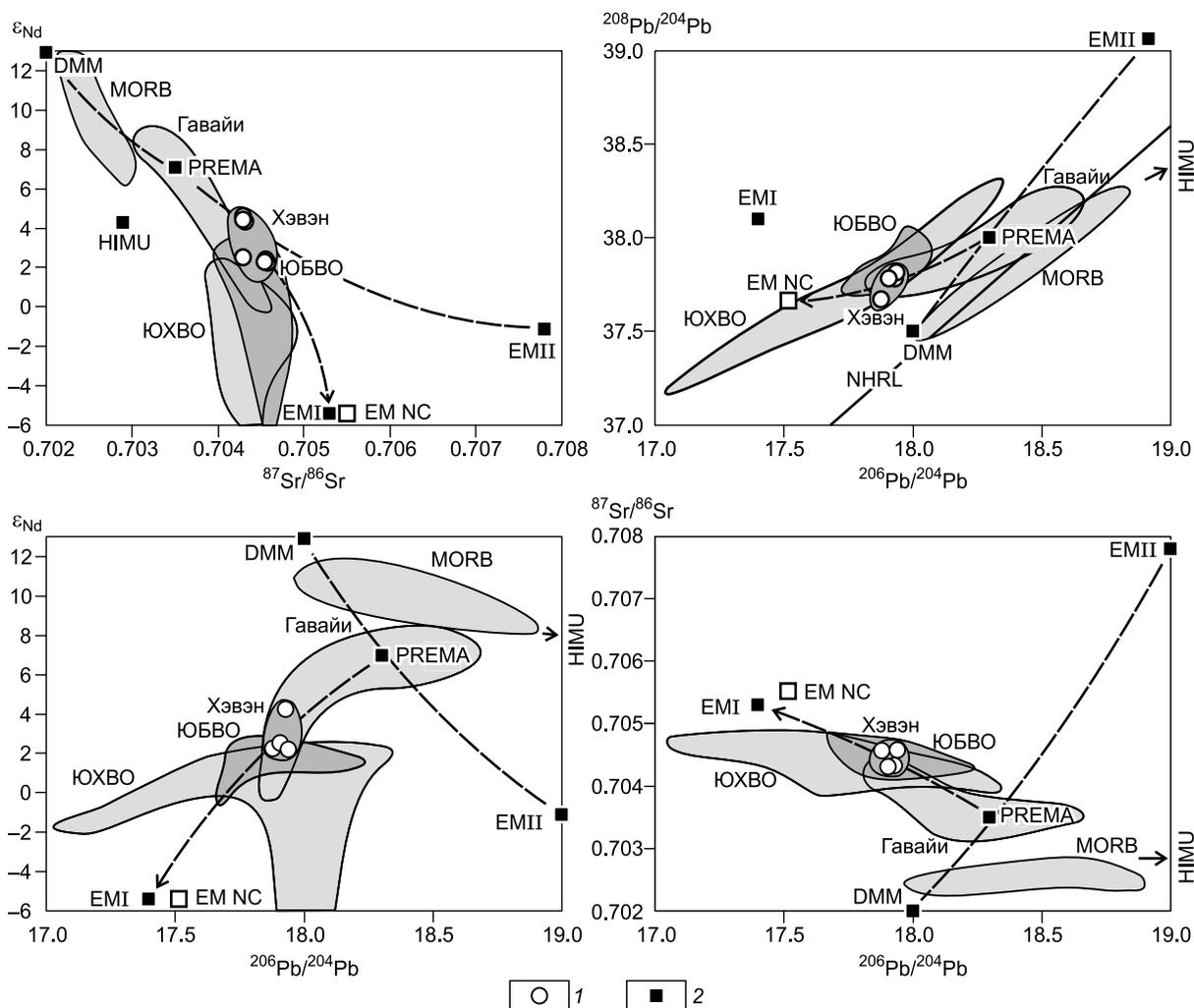


Рис. 12. Изотопные характеристики базальтоидов плато Хэвэн и других вулканических ареалов ЮБВО и ЮХВО.

Поля составов базальтоидов: плато Хэвэн (данные авторов, см. табл. 8), Южно-Байкальской вулканической области [Расказов и др., 2002; Ярмолюк и др., 2003], Южно-Хангайской вулканической области [Ваггу et al., 2003; Саватенков и др., 2010], MORB и Гавайских островов [Stracke, 2012]. Мантийные резервуары: DMM (деплетированная MORB мантия), EMI и EMII (обогащенная мантия) и HIMU (мантия с высокими значениями $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), по [Hart et al., 1992]; PREMA (умеренно деплетированная преобладающая мантия), по [Zindler, Hart, 1986]; EM NC (обогащенная мантия Северо-Китайского литосферного блока), по [Xu et al., 2011]. 1 — гавайиты и базаниты плато Хэвэн, 2 — метки мантийных резервуаров. Штриховыми линиями показаны возможные направления взаимодействия вещества модельных источников.

изученного вулканического ареала ЮХВО. Предполагено, что основными параметрами, ответственными за вариации составов и изотопных характеристик магм в центре и на периферии ареала, были глубина формирования расплавов, степень плавления Grt-содержащего мантийного субстрата и вещественная неоднородность зонального плюма.

В связи со сходством изотопных и редкоэлементных характеристик базальтоидов плато Хэвэн с породами других вулканических ареалов ЮБВО и ЮХВО, источники и условия формирования исходных для них магм могут быть реконструированы с использованием отдельных положений рассмотренной выше модели [Саватенков и др., 2010] и согласованы с известными моделями строения литосферы южного фланга БРЗ.

МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПЛАТО ХЭВЭН

Предполагается, что базальтоидные расплавы плато Хэвэн формировались в результате подъема мантийного плюма в условиях астеносферной мантии, а также в области Grt фации глубинности и Sr-

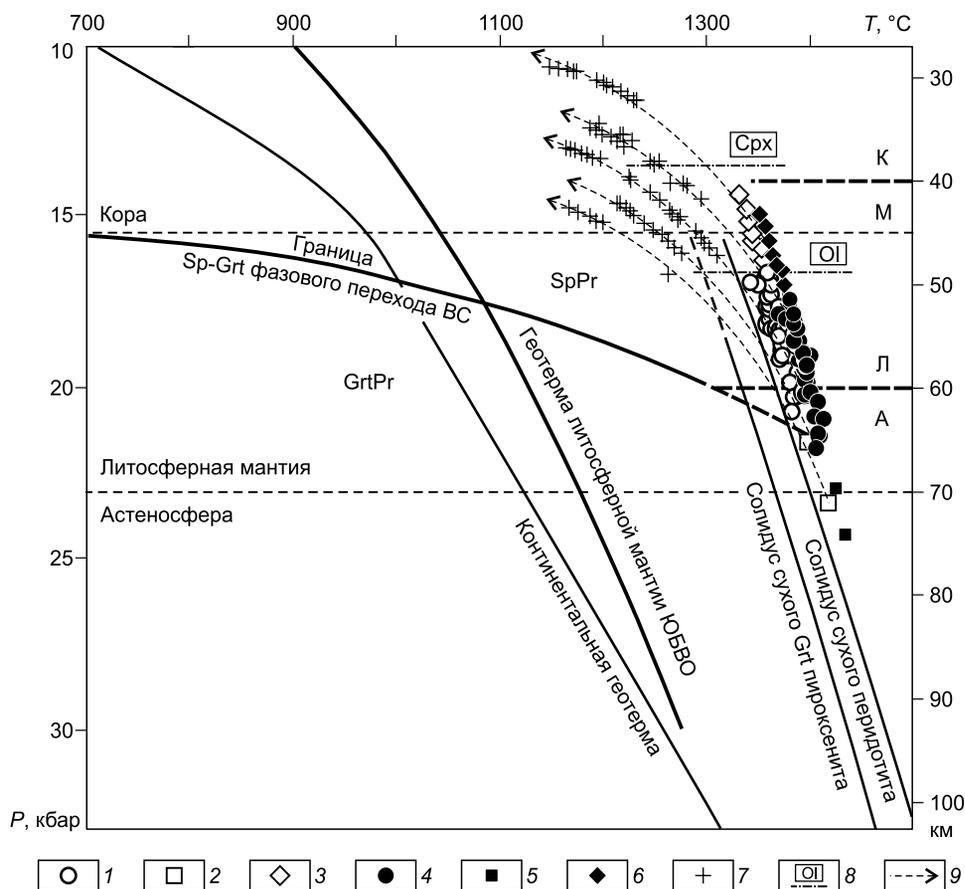


Рис. 13. *PT*-условия формирования и кристаллизации базальтоидных магм плато Хэвэн.

Температуры формирования магм и давления рассчитаны по [Putirka, 2008, форм. 15, 16, 42]. Условия расчетов см. в тексте. 1—3 — *PT*-параметры формирования: 1 — гавайитовых, 2 — базанитовых и 3 — трахибазальтовых магм плато Хэвэн для водосодержащей системы; 3—6 — то же, для сухой системы; 7 — *PT*-параметры равновесия оливин—расплав для вкрапленников OI из базальтоидов плато Хэвэн для водосодержащей системы, по [Putirka, 2008, форм. 21, 42]; 8 — уровни максимальных *PT*-параметров равновесия минерал—расплав для оливинов (OI) и пироксенов (Срх); 9 — направления от точек составов базальтоидов к составам вкрапленников оливинов. Геотерма литосферной мантии ЮБВО и кривая границы раздела Sp-Grt фазового перехода для Восточного Саяна (BC), по [Litasov, Taniguchi, 2002]. Области фаций глубинности литосферной мантии: GrtPr — гранатового и SpPr — шпинелевого перидотита. Кривые солидуса сухого перидотита, по [Hirschmann et al., 2000] и сухого Grt пироксенита, по [Kogiso et al., 2003]. Кривая типичной континентальной геотермы, по [McKenzie et al., 2005]. Л и А — предполагаемая область раздела литосферной и астеносферной мантии под плато Хэвэн в раннем неогене, К и М — предполагаемое положение раздела Мохо в раннем неогене, граница коры и мантии. Расчет глубины формирования магм выполнен на основе установленных величин давлений, средних величин мощности коры для южного фланга БРЗ в 45 км, по [Zorin et al., 2002], и оценок плотности коры 2.9 г/см³ и мантии 3.3 г/см³.

Grt фазового перехода литосферной мантии. Этот вывод согласуется с диапазоном значений *PT*-параметров образования магм, установленных на основе расчетов эмпирических геотермобарометров, и соответствует реконструкциям строения литосферы в регионе. Как отмечено выше, формирование гавайитовых и трахибазальтовых расплавов раннего этапа магматического развития плато Хэвэн происходило при давлении 22—17 и 17—15 кбар соответственно. Базанитовые магмы заключительного этапа образовались при давлении 25—23 кбар. В условиях безводной и водосодержащей системы расчетные давления и температуры плавления при формировании магм плато Хэвэн сближаются с кривой солидуса сухого перидотита (рис. 13). Выполненные по этим данным определения глубин образования магм показывают, что гавайитовые расплавы раннего этапа формировались на уровне глубин ~ 66—49 км, а трахибазальтовые являются наименее глубинными — 50—41 км. Базанитовые расплавы образуются на глубинах 74—65 км (см. рис. 13). Для установления места формирования магм эти расчеты необходимо сопоставить с реконструкциями строения литосферы в регионе.

Результаты геофизических и петрологических исследований показывают, что мощность континентальной коры на юго-западном фланге БРЗ составляет 45—50 км [Zorin et al., 2002; Мордвинова, Артемьев, 2010], граница раздела литосферной и астеносферной мантии в неогене проходила на глубинах ~ 70—75 км, а область Sp-Grt фазового перехода располагалась на глубине ~ 55—65 км [Litasov, Taniguchi, 2002]. Согласно проведенным расчетам, зона магмогенерации под плато Хэвэн в раннем неогене была разогрета примерно на ~ 200 °С в сравнении с обычным термическим состоянием литосферной мантии сопредельных районов ЮБВО и модельной континентальной геотермой (см. рис. 13). В этом случае термальный граничный слой между литосферной и астеносферной мантией мог располагаться выше, на уровне глубинности около 60 км.

Расчеты по модели [Herzberg, Asimov, 2008], выполненные на основе составов гавайитовых магм, показывают, что потенциальная температура астеносферной мантии под плато Хэвэн в раннем неогене могла достигать ~ 1520 ± 30 °С, а при расчетах на основе базанитовых расплавов ~ 1500 °С. Согласно этой модели, соотношение MgO/CaO в составах исходных магм плато Хэвэн указывает на возможное участие в процессах магмообразования пироксенитового источника, что предполагает завышение расчетных потенциальных температур на ~ 50 °С.

В отличие от модели формирования магм ЮХВО [Саватенков и др., 2010], мы предполагаем, что неогеновые магмы плато Хэвэн образовались при участии незонального по объему и сечению нижне-мантийного плюма. Главными мантийными компонентами при формировании магм здесь служили источники PREMA и EMI. При этом вслед за [Stracke, 2012] предполагается, что вещество плюма было неоднородно на уровне его фазового состава — кристаллического и подвижного флюидно-магматического компонентов или преобладающей перидотитовой и подчиненной пироксенитовой составляющих, близких к составам PREMA и источника EMI соответственно. Вариации вещественного состава магм плато Хэвэн и повышенные содержания в породах Ba, K, Pb и Sr указывают на возможность участия в процессах магмообразования рециклированного корового вещества. Эти выводы согласуются с результатами исследований магматических ареалов ЮХВО [Саватенков и др., 2010] и некоторых других районов ЮБВО [Наумов и др., 2003; Naumov et al., 2006].

На раннем этапе магматического развития плато Хэвэн при достижении плюмом области раздела литосферной и астеносферной мантии происходило утонение литосферы [Zogin et al., 2003] (см. рис. 13) и формирование в условиях высоких потенциальных температур и высоких степеней плавления значительных объемов гавайитовых и в завершение этапа трахибазальтовых магм. На втором этапе магматического развития структуры плато Хэвэн в результате снижения активности плюма происходили уменьшение степени его воздействия на литосферу и ее локальная компенсационная тектоническая деструкция. Вулканическая активность этого заключительного этапа формирования лавового плато Хэвэн связана с заглублением уровня магмообразования и редкими излияниями малых объемов базанитовых магм. Их обогащенный характер, повышенные концентрации в базанитах TiO₂, P₂O₅, Be, HFSE, LREE, Th и U определяются уменьшением степени плавления Grt-содержащей астеносферной мантии на фоне снижения потенциальных мантийных температур.

Следует сделать вывод, что проявление различных по составам гавайитовых, трахибазальтовых и базанитовых расплавов в последовательном развитии локализованной вулканической системы плато Хэвэн определяется изменениями условий формирования мантийных магм, связанных с прогрессивной и регрессивной динамикой и фазовой неоднородностью плюма.

ВЫВОДЫ

В результате геологических и геохимических исследований вулканического плато Хэвэн в Прихубсугульском ареале Южно-Байкальской вулканической области установлен раннесреднемиоценовый возраст его формирования в интервале 20.0—15.5 млн лет. В истории вулканического развития структуры выделены два этапа — раннемиоценовый гавайит-трахибазальтовый и среднемиоценовый базанитовый. Вещественный состав базальтоидов плато Хэвэн соответствует составам пород других вулканических ареалов южного фланга БРЗ и отличается от OIB повышенными концентрациями Ba, K, Pb и Sr. Определены *PT*-условия формирования базанитовых, гавайитовых и трахибазальтовых магм плато Хэвэн в диапазоне давлений 25—15 кбар и температур 1434—1358 °С. Показано, что образование исходных магм плато Хэвэн проходило на глубинах 74—41 км в астеносферной и литосферной мантии в условиях разогрева зоны магмогенерации на ~ 200 °С. Установлена направленность кристаллизации щелочно-базальтовых магм структуры. В условиях снижения давлений и температур процесс кристаллизации расплавов проходил с формированием на ликвидусе высокомагнезиальных оливинов и хромпикотитовых шпинелей и далее с последовательным образованием парагенезисов вкрапленников и субфенокристаллов Ol + Crx, Ol + Crx + TiMgt ± Pl, парагенезиса микролитов Crx + TiMgt + Ilm + Pl и интерстиционных выделений щелочных алюмосиликатов Ne + Kfs в завершение. Выделены два этапа

кристаллизации щелочно-базальтовых расплавов с отчетливой сменой направленности изменений химизма темноцветных минералов. Это связывается с достижением вначале мантийно-коровой области кристаллизации и затем малоглубинных условий вплоть до стадии излияния и литификации магм. Главными условиями формирования гавайит-трахибазальтового и базанитового ряда магм плато Хэвэн на различных этапах его магматического развития являлись глубина магмообразования и вариации степени плавления в области гранатосодержащей астеносферной и литосферной мантии, связанные с прогрессивной и регрессивной динамикой и фазовой неоднородностью плюма. Источниками щелочно-базальтовых магм плато Хэвэн было вещество мантии PREMA и EMI типа.

Данные о времени вулканической активности, изотопно-геохимические и минералогические характеристики пород позволяют сделать вывод, что плато Хэвэн может рассматриваться как один из петротипических объектов для раннесреднемиоценового этапа магматического развития южных флангов Байкальской рифтовой зоны и Южно-Байкальской вулканической области.

Авторы благодарят коллектив аналитиков ИГХ СО РАН за высококачественное выполнение исследований составов вулканических пород, сотрудников ИГХ СО РАН М.А. Митичкина, к.г.-м.н. А.В. Горегляда и монгольских коллег к.г.-м.н. Д. Одгэрэл и академика АНМ О. Томуртоого (Институт геологии и минеральных ресурсов АНМ) за помощь в организации и проведении экспедиционных исследований на территории Монголии, а также д.г.-м.н. А.В. Иванова (ИЗК СО РАН) за участие в обсуждении материалов. Авторы выражают признательность академику В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН) и д.г.-м.н. А.А. Воронцову (ИГХ СО РАН) за критический анализ результатов исследований и важные замечания, которые позволили авторам значительно улучшить содержание статьи и качество предложенных выводов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты 11-05-00425_а, 13-05-12026-офи_м), Президиума СО РАН (интеграционные проекты № 11, 87, проект СО РАН — АНМ № 16) и Президиума РАН (проект № 4.3).

ЛИТЕРАТУРА

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

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

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

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

Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Ясныгина Т.А., Малых Ю.М. Литосферный контроль позднекайнозойского магматизма на границе Тувино-Монгольского массива, Прихубсугулье, Северная Монголия // Петрология, 2007, т. 15, № 1, с. 93—110.

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., Ярмолук В.В., Богатиков О.А. Геодинамическое положение новейшего вулканизма Северной Евразии // Геотектоника, 2009, № 5, с. 3—24.

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

Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по объемным волнам // Геология и геофизика, 2010, т. 51(6), с. 887—904.

Науом В.Б., Портнягин М.В., Толстых М.Л., Ярмолук В.В. Состав магматических расплавов Южно-Байкальской вулканической области по данным изучения включений в оливинах трахибазальтов // Геохимия, 2003, № 3, с. 243—253.

Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Иванов А.В., Философова Т.М., Демонтерова Е.И., Смирнова Е.В., Чувашова Л.А., Ясныгина Т.А. Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералого-геохимические особенности и геодинамическая позиция // Петрология, 2007, т. 15, № 5, с. 524—546.

Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Наука, 1993, 288 с.

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.

Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов // Всероссийская конференция по аналитической химии «Аналитика России». М., ИОНХ РАН, 2004, с. 157—158.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*, 2009, т. 47, № 11, с. 1181—1199.

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.

Шерер Д.Ф. Щелочно-полевошпатовый разрез в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ // *Полевые шпаты*. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 165—173.

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

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.

Afonin V.P., Finkelshtein A.L., Borkhodoev V.J., Gunicheva T.N. X-ray-fluorescence analysis of rocks by the fundamental parameter method // *X-Ray Spectrom.*, 1992, v. 21, № 2, p. 69—75.

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.

Dixon J.E., Leist L., Langmuir C., Schilling J.-G. Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt // *Nature*, 2002, v. 420, p. 385—389.

Harangi S. Neogene magmatism in the Alpine-Pannonian Transition Zone — a model for melt generation in a complex geodynamic setting // *Acta Vulcanol.*, 2001, v. 13, p. 25—39.

Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A., Whitehead J.A. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence // *Science*, 1992, v. 256, p. 517—520.

Herzberg C., Asimow P.D. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, v. 9, № 9, 2008GC002057.

Hirschmann M.M. Mantle solidus. Experimental constraints and the effect of peridotite composition // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2000, v. 24, 2000GC000070.

Ionov D.A., Hofmann A.W., Shimizu N. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 753—785.

Kogiso T., Hirschmann M.M., Frost D.J. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean islands basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 216, p. 603—617.

Krogh T. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 485—494.

LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 745—750.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal rift. CNEAS. Monograph series № 5. Tohoku University, Center for Northeast Asian studies, 2002, 222 p.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.

McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, v. 233, p. 337—349.

Naumov V.B., Portnyagin M.V., Tolstykh M.L., Yarmolyuk V.V. Chemical composition and crystallization conditions of trachybasalts from the Dzhida field, Southern Baikal volcanic area: evidence from melt and fluid inclusions // *Geochem. Int.*, 2006, v. 44, № 3, p. 286—295.

Peterson T.D. Peralkaline nephelinites. I. Comparative petrology of Shombole and Oldoinyo L'engai, East Africa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 101, p. 458—478.

Pin C., Danielle B., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // *Analyt. Chem. Acta*, 1994, v. 299, p. 209—217.

Pin C., Zaldugeui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyt. Chem. Acta*, 1997, v. 339, p. 79—89.

Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Miner. Geochem.* / Eds. K. Putirka, F. Tepley. *Miner. Soc. Amer.*, 2008, v. 69, p. 61—120.

Rasskazov S.V., Luhr J.F., Bowring S.A., Ivanov A.V., Brandt I.S., Brandt S.B., Demonterova E.I., Boven A.A., Kunk M., Housh T., Dungan M.A. Late Cenozoic volcanism in the Baikal rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress // *Berliner paläobiologische abhandlungen* / Eds. A.V. Ivanov, G. Coulter, O.A. Timoshkin, F. Riedel. Special «SIAL III» issue, 2003, b4, p. 33—48.

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.

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

Xu Ch., Taylor R.N., Kynicky J., Chakhmouradian A.R., Song W., Wang L. The origin of enriched mantle beneath North China block: evidence from young carbonatites // *Lithos*, 2011, v. 127, p. 1—9.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.

Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko V.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*, 2002, v. 359, № 3—4, p. 307—327.

Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.

*Поступила в редакцию
23 сентября 2013 г.*