

УДК 552.2:551.72 (571.5)

КОНВЕРГЕНТНЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗВИТИИ БАЯНХОНГОРСКОЙ ЗОНЫ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАББРОИДОВ ХАНУЛИНСКОГО МАССИВА)

© 2010 г. Л. Б. Терентьева, И. К. Козаков, член-корреспондент РАН В. В. Ярмолюк,
И. В. Анисимова, В. П. Ковач, А. М. Козловский, Е. А. Кудряшова, Е. Б. Сальникова,
С. З. Яковлева, А. М. Федосеенко, Ю. В. Плоткина

Поступило 16.12.2009 г.

Становление аккреционно-коллизонной каледонской области Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) связывают с процессами раннекаледонского тектогенеза. В интервале 570–490 млн. лет эти процессы привели к образованию каледонского супертеррейна, объединившего в своем строении фрагменты континентальных массивов, находившихся в пределах Палеоазиатского океана, а также позднерифейские и венд-раннепалеозойские океанические и островодужные структуры [1]. Одной из ключевых структур супертеррейна является крупнейшая в Азии Баянхонгорская офиолитовая зона (БХЗ), в строении которой наиболее полно реконструируются начальные этапы каледонского тектогенеза. Среди слагающих эту зону магматических пород установлены ассоциации, типичные для океанических лавовых плато и океанических островов [1] или подобные комплексам пород островных дуг, а также ряд других ассоциаций, геодинамическая природа которых пока еще не достаточно хорошо изучена.

Представления о возрасте формирования пород БХЗ основаны на результатах немногочисленных изотопно-геохронологических исследований. Наиболее ранние события в истории становления магматических комплексов БХЗ зафиксированы на основе изотопных U–Th–Pb-исследований (SHRIMP-II) цирконов из анортозитов расслоенного комплекса, который входит в ассоциацию пород, сопоставляемую с океаническими лавовыми плато или океаническими островами. Средневзвешенное значение возраста по отношению

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 665 ± 15 млн. лет [2]. Этот возраст существенно отличается от оценки возраста габбро 569 ± 21 млн. лет из того же комплекса, которая была получена изохронным Sm–Nd-методом [3]. Такое возрастное расхождение было связано нами с термальным воздействием на породы комплекса, приведшим к переуравновешиванию изотопной Sm–Nd-системы в этих породах.

Геологические данные свидетельствуют о том, что позднерифейское океаническое плато после своего возникновения примерно до 570 млн. лет развивалось в режиме гайота, что привело к образованию в пределах этого плато мощных карбонатных толщ. Поэтому термальное событие на рубеже 570 млн. лет мы сопоставили с процессами конвергенции на границе лавового плато, тем более что этот рубеж отвечает времени заложения конвергентных границ в Палеоазиатском океане и, в частности, отражает время образования островодужных комплексов Озерной и Хан-Тайширской зон Западной Монголии, а также Агардаг-Эрзинской зоны Тувы. В пределах БХЗ этим процессам соответствует комплекс пород, который объединяет базальты, базальтовые андезиты, в меньшей степени – андезиты и дациты, а также их агломераты, гиалокластиты и реже туфы [1], и который в наибольшей степени сопоставляется с островодужными ассоциациями других районов каледонид ЦАСП. Выходы этого комплекса прослеживаются вдоль БХЗ в виде тектонических линз и пластин, отделенных от комплексов лавового плато тектоническими границами. К этому же комплексу отнесены массивы расслоенного габбро предположительно кембрийского возраста [4], ассоциирующие с зеленосланцевыми, предположительно венд-нижнекембрийскими вулканическими толщами в юго-восточной части БХЗ. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст цирконов из даек дацитов, секущих образования островодужного ком-

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва*

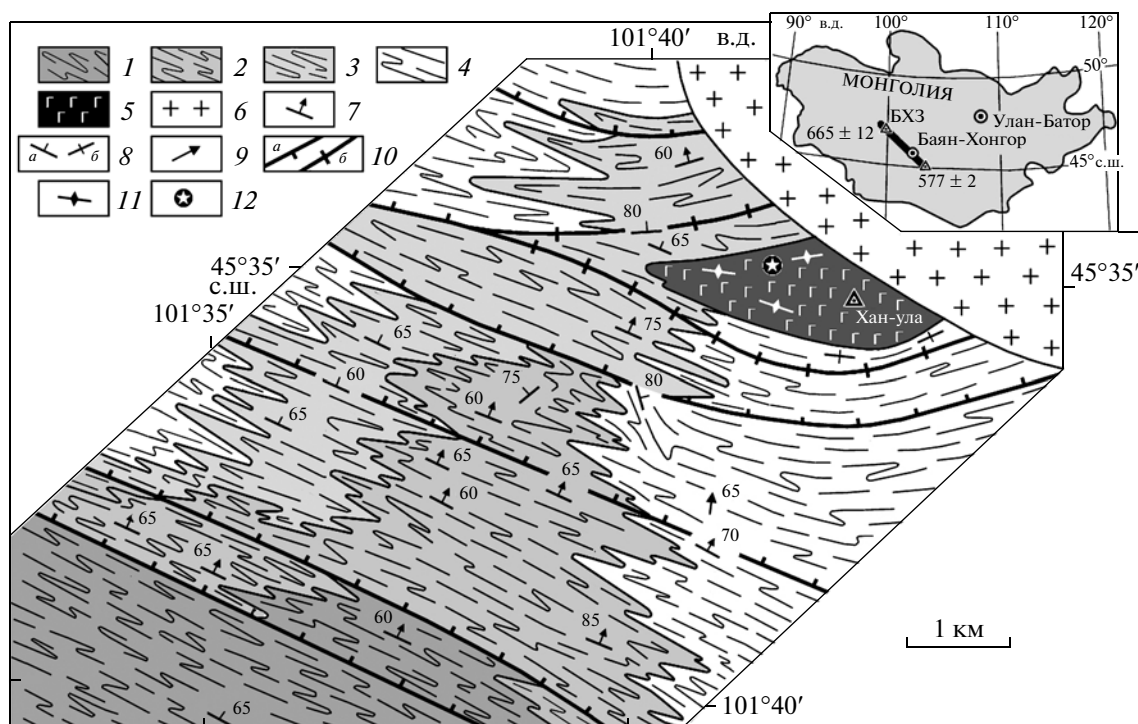


Рис. 1. Схема геологического положения Ханулинского массива юго-восточной части БХЗ на основе данных [6].

На врезке – положение БХЗ и Ханулинского массива.

1 – метаморфические породы (мигматизированные гнейсы, амфиболиты, мраморы) тацаингольского комплекса БХЗ; 2–4 – породы БХЗ (2 – толща переслаивания мраморизованных известняков и метатерригенных и метавулканогенных пород, 3 – толща метавулканитов с характеристиками *MORB* (офиолитовый комплекс), 4 – толща переслаивания вулканитов с характеристиками *IAB* и метатерригенных пород (островодужный комплекс)]; 5 – габброиды Ханулинского массива; 6 – лейкократовые граниты (средний триас); 7 – ориентировка шарниров складок, изгибающихся слоистость; 8 – направление простирания метаморфической полосчатости и сланцеватости (*a* – наклонной, *b* – субвертикальной); 9 – ориентировка линейности и бороздчатости; 10 – сдвиговые зоны (наклонные, субвертикальные); 11 – ориентировка зон кливажа в габброидах Ханулинского массива; 12 – положение пробы БХ-15/1 (плагиограниты с возрастом 577 ± 2 млн. лет).

плекса, составляет 474 ± 8 млн. лет [5] и, таким образом, свидетельствует, что к этому времени его формирование было завершено. Очевидно, что в этой системе оценок рубежей истории БХЗ важную роль играет достоверность определения времени зарождения конвергентной границы и завершения ее развития в пределах этой крупнейшей в Азии офиолитовой системы.

Целью данной работы являются геохронологическая и изотопно-геохимическая характеристики расслоенного габбро Ханулинского массива, одного из наиболее представительных среди тех массивов, которые можно связать с обстановкой конвергенции и проявлениями островодужного магматизма. Полученные данные позволили обосновать вендский этап в развитии структурно-вещественных комплексов офиолитового меланжа БХЗ и оценить возможные геодинамические обстановки протекавших в это время геологических процессов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геологическая характеристика. Ханулинский массив расположен в юго-восточной части БХЗ, где слагающие ее толщи по системе сдвиговых зон северо-западного простирания приведены в контакт с кристаллическими породами тацаингольского комплекса [6] (рис. 1). С севера и северо-востока массив прорван гранитами позднего палеозоя. С запада и юга он обрамлен толщами вулканитов БХЗ, которые здесь представлены двумя комплексами пород, участвующих в строении разных тектонических покровов. Одни из них сопоставляют по особенностям строения разрезов и составу пород с породами офиолитового комплекса в центральных и западных участках БХЗ и выделяют здесь под тем же названием. Породы этого комплекса сильно расланцованы и, как правило, превращены в кристаллические сланцы. Второй комплекс отвечает островодужной серии пород и включает базальты с характеристиками *IAB*-типа, переслаивающие-

Таблица 1. Результаты изотопных U–Pb-исследований цирконов Ханулинского массива (проба БХ-15/1, 45°45.147' с.ш., 101°41.318' в.д.)

Точка анализа (рис. 2)	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho ^б	Возраст, млн. лет		
			²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^а	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^а	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	50–85, 7 зерен	9.39	300	0.0594 ± 3	0.0633 ± 1	0.7637 ± 53	0.0933 ± 5	0.74	576 ± 4	575 ± 3	580 ± 10
2	50–85, 6 зерен	8.08	174	0.0597 ± 4	0.0627 ± 1	0.7726 ± 84	0.0938 ± 8	0.75	581 ± 6	578 ± 5	594 ± 16
3	>85, 3 зерна	8.93	204	0.0594 ± 4	0.0723 ± 1	0.7717 ± 105	0.0943 ± 11	0.85	582 ± 8	581 ± 7	583 ± 14

Примечание. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

^а Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец. ^б Коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. * Навеску цирконов не определяли.

Для удаления поверхностного загрязнения зерна цирконов обрабатывали спиртом и ацетоном в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1М HNO₃ и 1М HCl в течение 20 мин на теплой плитке. Для изотопных исследований использовали смешанный трасер ²³⁵U–²⁰²Pb. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 10 пг Pb.

ся с ними терригенные и карбонатные породы, а также силлы и дайки габброидов и плагиориолитов. В отличие от офиолитового комплекса породы этого комплекса менее расланцованы и имеют легко распознаваемый облик.

Собственно Ханулинский массив сложен расслоенным габбро, в котором нами установлены жильные обособления неправильной формы плагиогранитов поздней фазы. В породах массива развиты зоны кливажа и расланцевания северо-западного простирания, наиболее интенсивные в зоне эндоконтакта. Эти зоны пересекают первичную магматическую полосчатость и проявляются также в жильных плагиогранитах. Северо-западное простирание главных картируемых плоскостных структур установлено также и во вмещающих породах БХЗ и тацаингольском комплексе. При этом зеркало складчатости, фиксируемое по выходам пластов мраморов, ориентировано на северо-восток. Шарниры складок, изгибающих пласты мраморов, погружаются на северо-восток по падению сланцеватости (рис. 1). Следует подчеркнуть, что в пределах Ханулинского массива наличие этих ранних структурных форм не установлено.

Наблюдаемые соотношения позволяют предполагать, что внедрение массива происходило в интервале между формированием ранних северо-восточных структур и более поздних северо-западных, наложенных на Ханулинский массив и на толщи обрамления. В результате совместной деформации были сформированы как сквозные зоны расланцевания, так и структуры облекания, в результате чего в западной части массив приобрел будиноподобную форму (рис. 1). В целом ориентировка плоскостных структур, наложенных на массив и раму, аналогична той, кото-

рая определяет СЗ-структуру Тацаингольского блока [6].

Геохронологические исследования. Разложение циркона, а также выделение Pb и U проводили по модифицированной методике Т. Кроу [7]. Изотопный состав Pb и U определяли на масс-спектрометре Finnigan MAT 261. Экспериментальные данные обрабатывали по программам PbDAT и ISOPLOT [8, 9]. При расчете возрастов использовали общепринятые значения констант распада урана [10]. Поправки на обычный свинец вводили в соответствии с модельными величинами [11]. Результаты приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Возраст Ханулинского массива расслоенного габбро определен нами U–Pb-методом по циркону из жильных плагиогранитов. Циркон представлен идиоморфными бесцветными прозрачными кристаллами длиннопризматического габитуса и их обломками, а также субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными трещиноватыми кристаллами рыжего цвета призматического и длиннопризматического габитуса, которые ограничены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {211} (рис. 2, врезка I). В режиме катодoluminesценции наблюдается зональное внутреннее строение (рис. 2, врезка II). Размер зерен изменяется от 50 до 100 мкм; K_{удл} = 2.5–4.0. Для изотопных U–Pb-исследований были использованы наиболее “чистые” единичные зерна бесцветного циркона размерностью 50–85 и более 85 мкм длиннопризматического габитуса. Точки изотопного состава циркона располагаются на конкордии (рис. 2), а его конкордантный возраст составляет 577 ± 2 млн. лет (СКВО = 0.49, вероятность P = 0.48) и рассматривается как возраст кристаллизации плагиогранитов.

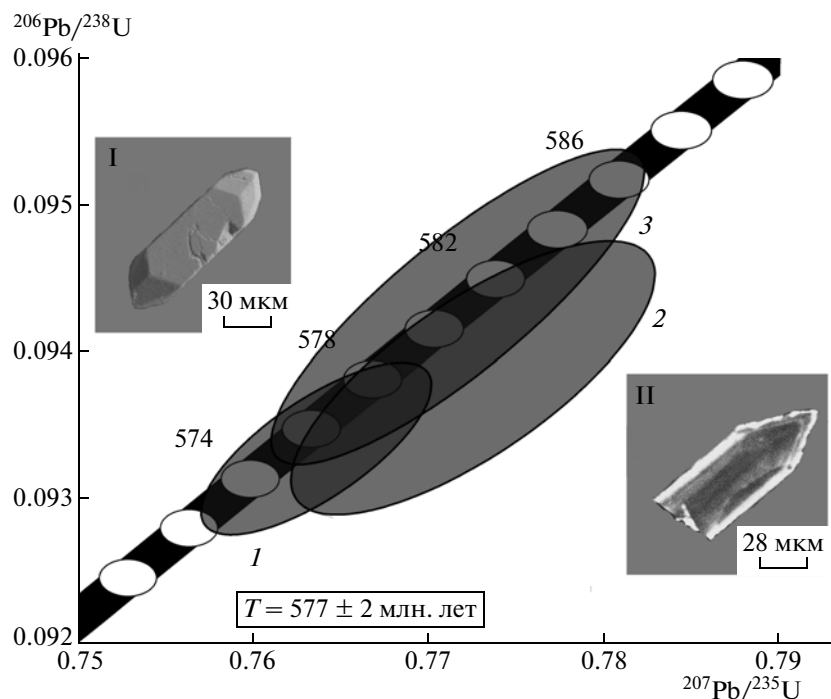


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы БХ-15/1.

Номера точек анализа 1–3 соответствуют номерам в табл. 1.

На врезках приведены микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I – в режиме вторичных электронов, II – в режиме катодолуминесценции.

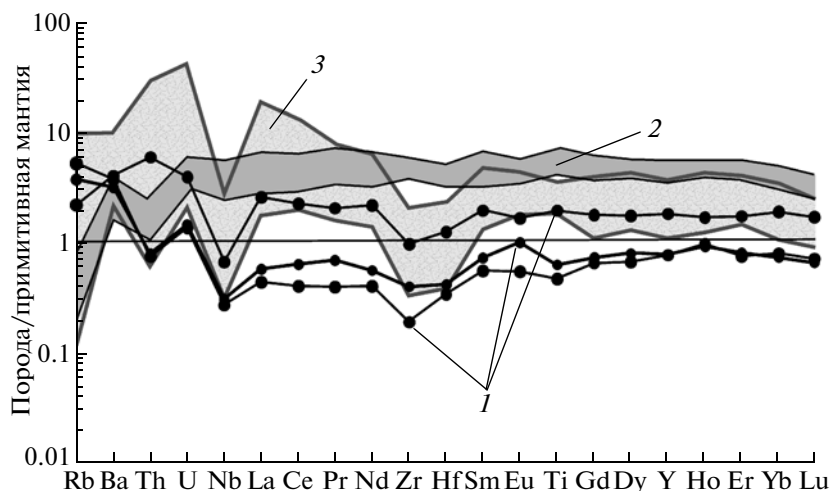


Рис. 3. Распределение нормированных к примитивной мантии [13] несовместимых микроэлементов в породах габбро-анортозитового комплекса Ханулинского массива (1), в породах офиолитового (базальты MORB-типа, 2) и островодужного (базальты IAB-типа, 3) комплексов.

Геохимический и изотопный Nd-состав пород комплекса. Габброиды Ханулинского массива характеризуются низким содержанием TiO_2 (менее 0.5 мас. %), слабо фракционированным распределением редких элементов ($Th_N/Yb_N = 0.5–3.1$) с отрицательными аномалиями Nb и Ta ($Th_N/Ta_N = 0.5–6.9$, $La_N/Nb_N > 1.6$, рис. 3),

слабо фракционированным распределением РЗЭ с обеднением или обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La_N/Yb_N = 0.5–6.6$) и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 0.4–1.2$). Подобные геохимические особенности и отношение $La_N/Nb_N > 1$ типичны для базальтов субдукционных обстановок.

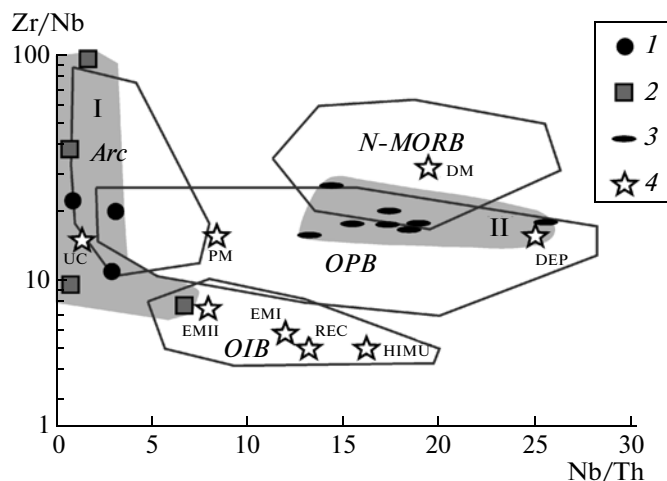


Рис. 4. Состав пород габбро-анортозитового комплекса Ханулинского массива на диаграмме Nb/Th – Zr/Nb (по данным [15]).

Условные обозначения. 1 – породы габбро-анортозитового комплекса Ханулинского массива, 2 – базальты островодужного комплекса, 3 – базальты офиолитового комплекса. 4 – составы модельных источников: DEP – глубинная деплетированная мантия; DM – деплетированная мантия *N-MORB*-типа; PM – примитивная мантия; UC – верхняя кора; EMI – мантия, обогащенная Nd; EMII – мантия, обогащенная радиогенным Sr; HIMU – мантия с высоким отношением U/Pb; REC – рециклированный компонент.

Сплошными линиями выделены поля составов: *N-MORB* – нормальных базальтов срединно-океанических хребтов, *OPB* – базальтов океанических плато, *OIB* – базальтов океанических островов, *Arc* – базальтов островных дуг. Серым цветом выделены поля составов вмещающих вулканических комплексов: I – базальты *IAB*-типа, II – базальты *MORB*-типа [12].

Положение составов габбро Ханулинского массива на различных дискриминационных диаграммах (рис. 4) также позволяет считать, что они сформировались в субдукционной обстановке.

Габбро Ханулинского массива имеют высокие положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +7.9 до +8.1, свидетельствующие о преимущественно деплетированном мантийном источнике исходных для них расплавов (табл. 2). По сравнению с деплетированной мантией типа *N-MORB* ($\epsilon_{Nd}(580) = +8.8$) эти величины несколько меньше, что может быть связано с участием в петрогенезисе долгоживущего корового материала, поступающего в виде осадков в зону субдукции.

Вмещающие Ханулинский массив комплексы вулканических пород БХЗ отчетливо различаются по своим геохимическим характеристикам (рис. 3 и 4). Базальты офиолитового комплекса выделяются относительно повышенным содержанием TiO_2 (до 1.8 мас. %) и по этому параметру их можно сопоставить с аналогичными породами центральных и западных участков БХЗ. Последние датируются возрастом 665 млн. лет, что позволяет распространить его на аналогичный комплекс пород в районе Ханулинского массива. По сравнению с габброидами Ханулинского массива эти базальты характеризуются нефракционированным распределением редких элементов ($Th_N/Yb_N = 0.3-0.6$, $La_N/Yb_N = 0.4-1.4$), не имеют аномалий в распределении Ta и Nb ($Th_N/Ta_N = 0.2-0.5$,

$La_N/Nb_N < 1.1$) и обладают узким диапазоном величин $\epsilon_{Nd}(T) = +7.8 - +8.6$, близким к составу деплетированной мантии соответствующего возраста ($\epsilon_{Nd}(670) = +8.6$).

В отличие от них базальты островодужного комплекса по своим геохимическим параметрам близки к габброидам Ханулинского массива (рис. 3). И те, и другие отличаются низким содержанием TiO_2 (менее 0.7 мас. %), а также отрицательными аномалиями в распределении высоkozарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf).

На дискриминационных диаграммах базиты, вмещающие Ханулинский массив, также образуют две группировки, одна из которых попадает в поле составов базальтов *N-MORB*-типа, а другая – в поле составов базальтов островных дуг (рис. 4). Последнее включает также составы габбро Ханулинского массива. Таким образом, геохимические данные, так же как и геологические, свидетельствуют о сходстве пород массива с породами островодужного комплекса. Это позволяет предполагать их совместное образование на конвергентных границах литосферных плит.

С учетом полученных данных, а также данных о присутствии в строении центральных и западных районов БХЗ комплексов пород с геохимическими характеристиками базальтов океанических плато [1, 2] следует сделать вывод об очень сложной тектонической структуре БХЗ, содержащей продукты практически всех известных геодина-

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и несовместимых микроэлементов (ppm) и изотопные Sm–Nd-данные для пород Ханулинского массива

Компонент, отношение	Породы									
	БХ-12/1	БХ-12/2	БХ-12/3	БХ-12/4	БХ-12/5	БХ-12/9	БХ-12/10	БХ-12/13	БХ-12/15	БХ-12/18
SiO ₂	47.71	48.63	46.50	74.39	47.49	47.79	47.62	56.88	46.97	48.26
TiO ₂	0.12	0.45	0.19	0.08	1.61	1.82	1.28	0.50	1.29	0.67
Al ₂ O ₃	11.74	16.38	16.56	13.72	14.04	14.11	14.72	16.48	13.66	18.47
Fe ₂ O ₃ (t)	6.93	10.21	7.20	2.05	14.26	15.06	13.02	9.45	12.54	12.38
MnO	0.14	0.17	0.13	0.06	0.21	0.22	0.19	0.10	0.18	0.23
MgO	14.76	8.88	10.36	0.03	7.46	6.74	8.20	3.33	7.50	4.70
CaO	15.29	13.23	16.51	2.70	11.53	10.70	11.38	6.77	8.90	9.69
Na ₂ O	0.43	1.40	0.69	5.63	2.31	2.64	2.56	2.79	2.12	1.79
K ₂ O	0.14	0.12	0.09	0.09	0.05	0.05	0.05	0.25	0.02	0.05
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.02	0.03	0.13	0.14	0.09	0.09	0.10	0.12
П.п.п.	2.89	0.76	1.92	1.01	0.75	0.65	0.58	3.32	6.71	3.72
Сумма	100.15	100.27	100.19	99.78	99.08	99.27	99.12	99.97	99.98	100.07
Th	0.07	0.54	0.07	0.44	0.17	0.22	0.09	2.60	0.13	0.12
Nb	0.20	0.49	0.22	0.32	2.93	4.04	2.36	2.00	0.23	0.83
Ta	0.07	0.04	0.03	0.02	0.23	0.31	0.21	0.14	0.007	0.04
Zr	2	11	5	12	50	66	42	19	22	6
Y	3.6	8.4	3.6	5.6	16.3	22.8	15.3	11.4	17.1	17.1
La	0.31	1.85	0.41	4.08	2.31	4.18	2.48	7.79	2.16	12.73
Ce	0.75	4.21	1.19	7.57	7.69	11.49	6.89	16.82	6.60	23.77
Pr	0.11	0.56	0.19	1.01	1.18	1.91	1.10	2.14	1.06	2.07
Nd	0.56	3.02	0.78	4.10	6.47	9.17	5.63	8.53	6.06	7.31
Sm	0.25	0.88	0.33	0.65	2.35	2.91	1.93	2.00	2.04	1.91
Eu	0.09	0.28	0.17	0.58	0.75	0.94	0.69	0.52	0.71	0.66
Gd	0.39	1.07	0.19	0.44	2.53	3.39	2.32	1.64	2.37	1.83
Tb	0.08	0.19	0.09	0.14	0.55	0.72	0.50	0.32	0.54	0.38
Dy	0.50	1.31	0.60	0.89	3.15	3.68	2.76	1.86	3.19	2.04
Ho	0.16	0.28	0.15	0.20	0.66	0.87	0.65	0.41	0.70	0.44
Er	0.37	0.85	0.39	0.64	1.87	2.38	1.83	1.25	1.88	1.28
Tm	0.09	0.14	0.06	0.11	0.28	0.35	0.31	0.21	0.27	0.18
Yb	0.39	0.94	0.36	0.75	2.05	2.07	1.66	1.29	1.55	1.31
Lu	0.06	0.13	0.05	0.13	0.25	0.28	0.20	0.19	0.23	0.17
Hf	0.11	0.39	0.13	0.29	1.53	1.33	1.13	0.73	0.64	0.32
Th _N /Yb _N	0.94	3.12	1.08	3.16	0.45	0.58	0.30	10.98	0.47	0.51
Th _N /Ta _N	0.46	6.89	1.23	9.10	0.34	0.33	0.21	8.20	8.77	1.49
La _N /Nb _N	1.61	3.84	1.86	12.89	0.79	1.05	1.06	3.95	9.55	15.47
La _N /Yb _N	0.54	1.33	0.77	3.68	0.77	1.38	1.02	4.09	0.94	6.57
Gd _N /Yb _N	0.82	0.93	0.42	0.48	1.01	1.34	1.14	1.04	1.25	1.15
ε _{Nd} (T)	—	—	—	—	—	—	—	—	8.1	7.9

Примечания. Породы: БХ-12/1–БХ-12/3 – габбро, БХ-12/4 – плагиогранит, БХ-12/5, БХ-12/9, БХ-12/10 – базальты офиолитового комплекса, БХ-12/13, БХ-12/15, БХ-12/18 – основные породы островодужного комплекса. Fe₂O₃(t) – суммарное железо в виде Fe₂O₃. Отношения несовместимых элементов нормированы к примитивной мантии [13]. Прочерк означает, что изотопный состав не определяли.

мических обстановок внутриокеанического магмообразования, последовательно проявившихся в истории становления Палеоазиатского океана на протяжении более 100 млн. лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные к настоящему времени данные свидетельствуют о том, что в строении офиолитовых ассоциаций БХЗ помимо позднерифейских образований океанического плато и срединно-океанического хребта [2, 12] принимают участие породы островодужного комплекса вендского возраста. Полученные возрастные данные (577 ± 2 млн. лет) определяют возраст заложения конвергентной границы. С ее возникновением по времени хорошо сопоставляются термальные изменения в изотопной Sm–Nd-системе, которые были зафиксированы в соответствии с различиями возрастных оценок пород расслоенного комплекса [2]. Более того, полученная оценка конвергентных событий хорошо согласуется с данными по появлению близких по геодинамическому положению островодужных комплексов в других районах развития каледонид ЦАСП. В частности, она коррелирует со временем преобразования пассивной окраины северного (в современных координатах) обрамления Дзабханского микроконтинента в активную, с чем связано проявление в пределах последнего вендского (~565 млн. лет) метаморфического пояса дистен-силлиманитовой фациальной серии [6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08–05–00369, 08–05–00347, 07–05–00849, 07–05–92001) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртоого О. и др. // Геотектоника. 2005. № 4. С. 55–76.
2. Ковач В.П., Джен П., Ярмолюк В.В. и др. // ДАН. 2005. Т. 404. № 2. С. 22–234.
3. Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas K.B., Pukhtel I.S. // Geophys. Res. Lett. 1991. № 18. P. 1301–1304.
4. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. 1 : 1 500 000 // Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК СССР, 1989.
5. Buchan C., Pfander J., Kroner A. et al. // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 23–45.
6. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14–39.
7. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
8. Ludwig K.R. // US Geol. Surv. Open-File Rept. 1991. № 88–542. 35 p.
9. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex.Vers. 2.06. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
10. Steiger R.H., Jager E. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
11. Stacey J.S., Kramers I.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
12. Терентьева Л.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // ДАН. 2008. Т. 423. № 5. С. 667–671.
13. Sun S.S., McDonough W.F. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
14. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
15. Condie K.C. // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.