

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА ХАРАГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ (Северная Монголия)

И.В. Гордиенко, А.Я. Медведев\*, М.А. Горнова\*, О. Томуртоогоо\*\*, Т.А. Гонегер

*Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия*

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

*\*\* Институт геологии и минеральных ресурсов Академии наук Монголии, Улан-Батор, просп. Мира, 63, Монголия*

В результате проведенных геологических, петролого-геохимических и геохронологических исследований установлено, что Харагольский террейн Западного Хэнтэя сложен главным образом двумя разновозрастными ассоциациями пород, связанными с заложением и развитием островных дуг и окраинных спрединговых морей Монголо-Охотского океана: позднекембрийско-раннесреднеордовикского этапа, во время которого происходило излияние базальтов и андезитбазальтов, а также образование габбро и габбро-долеритов в условиях задуговых спрединговых бассейнов и позднесилурийско-девонского этапа, когда после небольшого перерыва произошла активизация тектономагматических процессов и формирование островодужных вулканитов дифференцированной серии, габброидов и гранитоидов. Приводится их абсолютный ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) возраст. Определенный модельный возраст протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  магматических пород Харагольского террейна соответствует составу ювенильной коры мезопротерозойского возраста.

*Метабазальты, габброиды, кремнистые отложения, изотопный возраст, океаническая кора, задуговые спрединговые бассейны, островодужные системы, Монголо-Охотский океан, Северная Монголия, Западный Хэнтэй, Харагольский террейн.*

### THE HARAA GOL TERRANE IN THE WESTERN HENTIYN MOUNTAINS (northern Mongolia): GEOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY, AND GEODYNAMICS

I.V. Gordienko, A.Ya. Medvedev, M.A. Gornova, O. Tomurtoogo, and T.A. Goner

According to geological, petrological, geochemical, and geochronological studies, the Haraa Gol terrane in the western Hentiyn Mts. is dominated by two rock assemblages of different ages, associated with the initiation and development of the island arcs and marginal spreading seas of the Mongol-Okhotsk Ocean. The Late Cambrian, Early Ordovician, and Middle Ordovician were marked by the effusion of basalt and basaltic andesite and the formation of gabbro and gabbro-dolerite in back-arc spreading basins. In the Late Silurian–Devonian, after a short pause, tectonomagmatic processes were activated, with the formation of differentiated island-arc volcanics, gabbro, and granitoids. Their absolute  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  age is given in the paper. The model age of the  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  protolith of the Haraa Gol igneous rocks corresponds to the composition of the Mesoproterozoic juvenile crust.

*Metabasalt, gabbros, cherty sediments, isotopic age, oceanic crust, back-arc spreading basins, island-arc systems, Mongol-Okhotsk Ocean, Haraa Gol terrane, western Hentiyn Mts., northern Mongolia*

### ВВЕДЕНИЕ

При тектоническом районировании территории Монголии в пределах ее центральной и северо-восточной частей выделяется крупная Хангай-Хэнтэй-Даурская система рифей-палеозойских прогибов и окружающих их поднятий, занимающая ключевое положение в геологическом строении Монголии и смежных районов Забайкалья. Несмотря на длительную историю изучения этих структур, их природа до сих пор остается предметом дискуссий. Особый интерес вызывает время заложения и последующего развития этой системы, ее связь с Палеоазиатским и/или Монголо-Охотским океаническими бассейнами. Нашими исследованиями была охвачена западная часть Хэнтэйского сводово-глыбового поднятия, где [Карта..., 1989] выделяется крупная полоса позднерифейско-раннекембрийских и нижнепалеозойских магматических и осадочно-метаморфических комплексов, в пределах которых отмечаются фрагменты океанической коры (серпентиниты, габброиды, метабазальты, кремнистые отложения). Подобные фрагменты наиболее широко распространены в бассейне верховий р. Хара-Гол, где образуют крупную субмеридиональную полосу протяженностью свыше 100 км, названную Харагольским террейном [Vardach et al., 2002]. В состав последнего были включены Дзаг-Харинский ( $\text{E}_2$ — $\text{O}_1$ ) и Асралт-Хаирханский ( $\text{O}_2$ — $\text{S}_1$ ) турбидитовые террейны, представляющие разновозрастные аккреционные призмьы [Tomurtoogo, 2005, 2006]. В Харагольском террейне нами подробно изучена метабазальтовая толща и ассоцииру-

ющие с ней тела метагаббро и метагаббро-долеритов, входящие в состав так называемой харинской осадочно-метаморфической толщи нижнего палеозоя [Геология..., 1973]. Литология осадочных пород этой толщи, в том числе петрохимический состав вулканитов, изучались Т.А. Вознесенской [1998]. В процессе наших исследований в 2005—2008 гг. впервые основное внимание было уделено геохимическим, изотопным и геохронологическим особенностям метавулканитов и ассоциирующих с ними габброидов с целью определения геодинамических условий их формирования.

#### МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

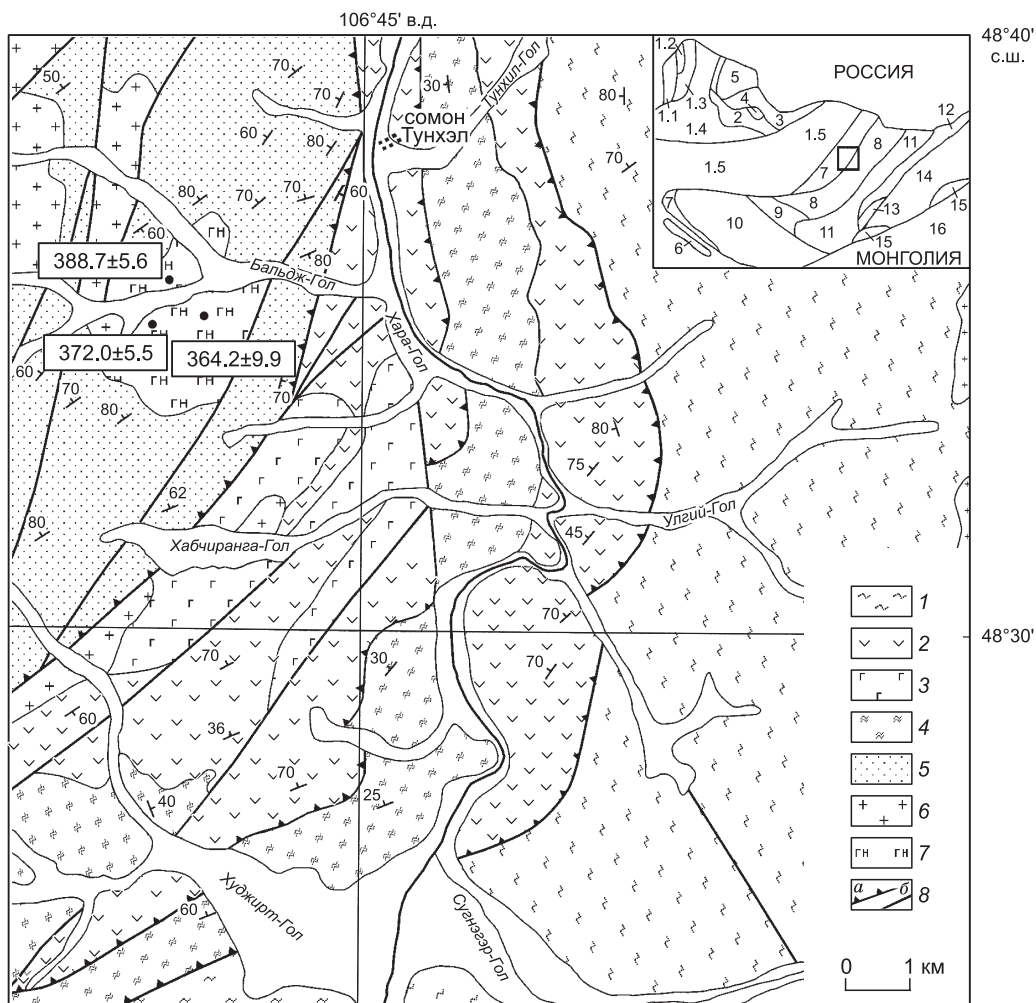
Анализ пород проводился главным образом в аналитических лабораториях Института геохимии СО РАН, г. Иркутск. Силикатный анализ выполнен рентгенофлуоресцентным методом (аналитик А.Л. Финкельштейн), FeO, CO<sub>2</sub> — классическим химическим, Li, Rb — методом фотометрии пламени (аналитик Т.Н. Ожогина), атомно-эмиссионным (остальные элементы) методами (аналитики С.С. Воробьева, С.И. Шигарова). Редкие земли, Ta, Th, U определялись масс-спектрометрическим с индуктивно связанной плазмой на приборе Element-2 с открытым разложением (аналитики В.И. Ложкин, Н.Н. Пахомова, Е.В. Смирнова). Zr, Nb, Y, Ba и Sr определены двумя методами — ICP-MS и рентгенофлуоресцентным на приборе Pioneer (аналитик Т.С. Айсуева). Оба метода показали вполне сходимые результаты. Определение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd отношений производилось на установке МИ-1201Т и Finnigan MAT-262 (аналитики Г.П. Сандиминова, И.В. Сандимиров). Абсолютный возраст габброноритов определялся по плагиоклазам в Аналитическом центре Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск (аналитик А.В. Травин). Для определения возраста <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом изотопного датирования были отобраны монофракции плагиоклаза из габброноритов. Раздробленные породы фракции -0.5...+0.25 мм очищены от пыли в воде и просушены. Плагиоклазы были отобраны вручную под бинолупой. Минеральные монофракции были запакованы в Al фольгу и запаяны после предварительной откачки в кварцевых ампулах с последующим облучением в кадмированном канале ВВР-К реактора в г. Томск. Выделение аргона производилось в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. После очистки выделенного аргона его изотопный состав измерялся на масс-спектрометре Nodle gas 5400.

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ

Харагольский террейн входит в состав крупного Западно-Хэнтэйского поля позднерифейско-раннекембрийских и нижнепалеозойских осадочно-метаморфических пород, протянувшегося от Хархоринского поднятия Центральной Монголии на северо-восток до границ Забайкальского края России на расстоянии 380—400 км при ширине 120—130 км. В настоящее время вся эта структура представляет коллаж террейнов различной геодинамической природы. На юго-востоке она отделена от собственного Хэнтэйского (Улан-Баторского) девон-раннекаменноугольного террейна зоной глубоководных разломов (Тольский и др.), сопряженных с ответвлениями Монголо-Охотского структурного шва, а на северо-западе это поле ограничено другой полосой северо-восточных разломов (Баянгольский и др.) от Дзабхан-Орхонской активной континентальной окраины [Карта..., 1989; Tomurtoogo, 2005].

Согласно ранним исследованиям 60—70-х годов прошлого столетия (В.А. Амантов, Г. Болд, В.Т. Григорьев, Э.В. Михайлов, И.Б. Филиппова, Г.И. Хубульдиков, Ю.П. Цыпуков, В.М. Якимов и другие), в этом районе выделены две осадочно-метаморфические серии: мандальская и харинская [Геология..., 1973]. Было установлено, что мандальская серия (R<sub>3</sub>—E<sub>1</sub>) мощностью 6000—7000 м слагает в основном юго-восточную часть Западно-Хэнтэйского поля. Она сложена тремя толщами (снизу вверх): песчано-сланцевой, кварцитовулканогенно-сланцевой и песчано-филлитосланцевой. Харинская серия (PZ<sub>1</sub>) была выделена преимущественно в бассейне верховий р. Хара-Гол. Считается, что она, так же как и мандальская, состоит из трех частей, имеющих северо-восточное простирание. Наиболее ранней является терригенно-вулканогенная толща с метабазальтами в основании (мощностью около 2500 м), затем образовалась туфогенно-кварцитопесчаниковая толща (до 1500 м) и более поздняя флишоидная песчано-алевритосланцевая толща с редкими горизонтами кислых вулканитов (до 2000 м). Однако в последующем при среднемасштабном картировании серий было установлено, что обе эти серии (мандальская и харинская) сходны по вещественному составу, имеют близкий минеральный состав отложений и по латерали фациально сменяют друг друга. По литолого-петрографическим признакам они были объединены в харинскую серию мощностью 4—4.5 км, которая была подразделена на три толщи: кварцитосланцевую с метавулканитами основного и среднего составов; полимиктовых песчаников и флишоидную песчано-алевролитовую [Ринчин, Фомин, 1972].

Эти данные были отражены на геологической карте нового поколения м-ба 1:200 000, дополненной нами при детальном изучении Харагольского террейна (рис. 1). По результатам геолого-съемочных работ мандальская серия (флишоидная песчано-алевролитосланцевая толща) отнесена к нижнему силуру и занимает более высокое стратиграфическое положение в изученном районе, хотя по степени мета-



**Рис. 1.** Схема геологического строения верховий р. Хара-Гол (Западный Хэнтэй), составлена с использованием геолого-съёмочных работ, м-б 1:200 000.

1 — осадочно-метаморфические отложения мандальской серии ( $C_2—O_1$ ); 2—4 — харинская серия ( $O_2—S_1$ ): 2 — хурэнундерская толща подводных пиллоу-лав базальтов, гиадокластитов и кремнистых пород ( $O_2$ ); 3 — комагматичные толще базальтов габбро, габбро-пироксениты с дайками габбро-долеритов и долеритов ( $O_2$ ); 4 — туфогенно-кварцитопесчано-сланцевая (туфотурбидитовая) толща ( $O_2—S_1$ ); 5 — нерасчлененная карбонатно-терригенно-вулканогенная толща активной континентальной окраины ( $S_2—D$ ); 6 — ниже- и среднепалеозойские коллизионные и островодужные гранитоиды нерасчлененные; 7 — среднепалеозойские (девонские) островодужные габброиды; 8 — разрывные нарушения: надвиги (а), взросы и сбрососдвиги (б).

На врезке показана схема террейнов Северной Монголии, по [Tomurtoogo, 2005, 2006] с некоторыми изменениями. Тувино-Монгольский супертеррейн: байкальские террейны: 1.1 — Улан-Тайгинская пассивная континентальная окраина ( $V—C$ ), 1.2 — Шишидская островная дуга ( $R_3—V$ ), 1.3 — Хугольская аккреционная призма ( $R_3$ ), 1.4 — Дархатская активная континентальная окраина ( $R_3$ ), 1.5 — Дзабхан-Орхонская активная континентальная окраина ( $R_3—PZ$ ); каледонские террейны: 2, 3 — Джидинский островодужный террейн ( $V—C_1$ ), 4 — Уригольский океанический террейн-симаунт ( $V—C_1$ ), 5 — Восточно-Хубсугульская активная континентальная окраина ( $R_3—PZ$ ), 6 — Баянхонгорский офиолитовый ( $V—C_1$ ), 7 — Дзаг-Харинский глубоководный терригенно-флишиодный ( $C_2—O_1$ ), 8 — Асралт-Хаирханский вулканогенно-флишиодный ( $O_2—S_1$ ); герцинские террейны: 9 — Хархоринский кремнисто-вулканогенно-флишиодный ( $S—D$ ), 10, 11 — Цэцэрлэгский и Улан-Баторский вулканогенно-яшмово-терригенный ( $D—C_{1-2}$ ), 12 — Южно-Хэнтэйский кремнисто-вулканогенно-сланцевый ( $D—C—P$ ); 13 — Адацагский офиолитовый ( $C—O$ ); Хэрлэнский супертеррейн: байкало-каледонские террейны: 14 — Эрэндабанская активная континентальная окраина ( $R_3—C_1$ ), 15 — Ундэрханский островодужный ( $R_3—C_1$ ), 16 — Идэрмэгская пассивная континентальная окраина ( $R_3—C_1$ ). Прямоугольником показан район наших детальных работ.

морфизма (до эпидот-амфиболитовой фации) она отличается от других ордовикско-силурийских толщ. По материалам Т.А. Воскресенской [1998] и нашим данным, мощная (6—7 км) мандальская турбидитовая серия залегает в основании разреза Западного Хэнтэя и имеет позднекембрийско-раннеордовикский возраст ( $C_{2-3}—O_1$ ). В последующем в связи с дальнейшим раскрытием спредингового бассейна сформировалась харинская серия ( $O_2—S_1$ ) в составе трех толщ: хурэнундерской толщи подводных пиллоу-лав

базальтов, гиалокластитов и кремнистых пород ( $O_2$ ); комагматичных толще базальтов, габбро, габбро-пироксенитов с дайками габбро-долеритов и долеритов ( $O_2$ ) и туфогенно-кварцитопесчано-сланцевой (туфотурбидитовой) толщи ( $O_2-S_1$ ).

Согласно нашим исследованиям, в пределах Харагольского террейна все выделенные в этом районе толщи мандальской ( $C_2-O_1$ ) и харинской ( $O_2-S_1$ ) серий находятся в аллохтонном залегании, с крутыми углами падения в северо-западных румбах ( $70-80^\circ$ ), надвинутых друг на друга. При этом вулканогенные породы низов харинской серии среднего ордовика образуют здесь две полосы субмеридионального простираения по обоим бортам долины верховий р. Хара-Гол (см. рис. 1). Они отделены друг от друга туфотурбидитовой (туфогенно-кварцитопесчано-сланцевой) толщиной ( $O_2-S_1$ ), которая полого ( $25-30^\circ$ ) падает под толщу вулканитов, обнажающуюся в основном по левому борту долины р. Хара-Гол, по палям Худжирт-Гол, Хабчиранга-Гол, Бальдж-Гол. В пределах этой полосы вулканитов, представленных в основном метабазами, обнажены вытянутые вдоль северо-восточных разломов комагматичные с ними массивы габброидов (до 2—3 км в поперечнике) с многочисленными дайками габбро-долеритов и долеритов. Другой тип более поздних габброидов (габброноритов) вскрывается в бассейне р. Бальдж-Гол, где они прорывают мощную (до 2000 м) карбонатно-песчано-алевросланцевую толщу ( $S_2-D$ ), иногда с кислыми вулканитами, которая 15 км западнее долины р. Хара-Гол слагает фундамент Дзунмодской вулканотектонической структуры раннего—среднего девона. В данном районе формирование харинской серии завершилось в конце ордовика и начале силура аккреционно-коллизийными процессами и внедрением гранитоидов. Возраст метаморфизма пород харинской серии составляет 454—440 млн лет [Томуртоого, 2005].

В последующем, в конце силура и начале девона, на всей территории Западного и Юго-Востоchnого Хэнтэя вновь активизировались тектономагматические процессы и началось формирование грабен-синклинальных прибрежно-морских прогибов и вулканотектонических структур островодужного типа. Так, к западу от Харагольского террейна образовалась Дзунмодская вулканотектоническая структура, в пределах которой сформировались следующие толщи (снизу вверх): вулканогенная с прослоями известняков, песчаников, конгломератов; глинисто-граувакковая и песчано-конгломератовая. По нашим находкам фауны брахиопод в глинисто-граувакковой толще севернее горы Ноён-Ула возраст ее определен как средневерхнедевонский. Возрастное положение вулканогенной толщи, находящейся в едином разрезе с глинисто-граувакковой, считается эйфельским ярусом среднего девона, а возраст перекрывающей песчано-конгломератовой толщи — от среднего до верхнего девона включительно. Все вышеперечисленные толщи прорываются массивами габброидов и гранитоидов среднего и верхнего палеозоя [Гордиенко, 1987].

Нами проанализирован массив габброидов в бассейне р. Бальдж-Гол площадью свыше 20 км<sup>2</sup> (см. рис. 1). Он сложен средневерхнедевонскими габброноритами с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопным возрастом плато  $388.7 \pm 5.6$ ,  $372.0 \pm 5.5$ ,  $364.2 \pm 9.9$  млн лет. Позднее выше названных габброидов образовались массивы позднедевонских субщелочных гранитоидов, которые с конгломератами в основании перекрываются раннесреднекаменноугольными отложениями.

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ХАРАГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ

Авторы статьи подробно изучили метабазальтовую толщу и ассоциирующие с ней тела метагаббро, метагаббро-долеритов и метадолеритов харинской серии, а также Бальджгольский габброноритовый массив. В пределах Харагольского террейна установлено присутствие трех морфологических типов магматических пород: вулканические покровы массивных (компактных) лав и потоки подушечных лав, сцементированных гиалокластитам, а также вытянутые вдоль разломов массивы габброидов и субвулканические дайкообразные тела долеритов и габбро-долеритов. Следует отметить, что все породы испытали метаморфизм зеленокаменной и начала эпидот-амфиболитовой стадий, поэтому в настоящее время они в основном представлены зелеными сланцами (по базальтоидам) и метагабброидами. В связи с этим перед нами стояла достаточно сложная задача реконструировать первичный состав пород. Для этого была проведена тщательная селекция — сначала макроскопическая, затем микроскопическая (просмотр шлифов). В наиболее измененных образцах произведено выпиливание карбонатных и кварцевых прожилков, которые являлись новообразованными. В выборку были включены образцы с содержанием потерь при прокаливании не более 5 мас. % и  $\text{CO}_2$  не более 0.25 % для габброидов и 0.7 % для вулканитов.

Присутствие в разрезах подушечных лав и гиалокластитов указывает на то, что большая часть вулканитов изливалась в подводных условиях. Следовательно, можно предположить, что метавулканиды могли подвергаться переработке, по крайней мере, двух стадий. Первая из них — преобразование состава пород в результате взаимодействия с водой и растворами гидротермальных систем. В этих процессах такие элементы, как K, Li, Rb, Sr, Ba, подвижны и могут существенно перераспределяться [Коссовская,

1984; Hart, Staudigel, 1989]. Вторым этапом преобразования был эпизод регионального зеленосланцевого до начала эпидот-амфиболитового метаморфизма. Данный процесс может быть в целом изохимическим [Петров, Макрыгина, 1975], но в определенных условиях щелочные элементы и кремнезем, вероятно, становятся подвижными. Это ограничивает возможности анализа щелочных и щелочноземельных элементов для расшифровки генезиса пород, претерпевших метаморфизм. С другой стороны, элементы высокочargedной группы и редкие земли достаточно инертны в метаморфических процессах [Smalley et al., 1983; Пирс и др., 1987; Hart, Staudigel, 1989].

Определенной закономерности в распределении базальтоидов не наблюдается. Они слагают довольно мощные (до 1000 м) и монотонные потоки главным образом в основании разреза харинской серии. Крупная субмеридиональная полоса подушечных лав, сцементированных гиалокластитами, прослежена по правобережью Хара-Гола, от устья р. Сугнэгэр-Гол до сомона Тунхэл. Выше по разрезу количество лавовых потоков резко уменьшается, и они постепенно замещаются терригенными породами (песчаниками, алевролитами, алевропелитами) с горизонтами кварцитов и кремнистых пород (силицитов). Все исследованные базальтоиды представлены как афировыми, так и порфиоровыми разностями. Как правило, вкрапленники пироксена замещаются зеленой роговой обманкой, тремолит-актинолитом и хлоритом. В некоторых образцах в центральной части зерен сохраняются реликты пироксена. Плаггиоклазы часто альбитизированы и замещены цоизит-хлоритовым агрегатом, что и обуславливает зеленый цвет пород. Достаточно часто, как было указано выше, наблюдаются как новообразованные кварц-карбонатные прожилки, так и карбонатные обособления, возникшие при альбитизации основных плаггиоклазов. По оптическим данным, состав реликтовых плаггиоклазов соответствует андезин-лабрадору. Основная масса практически полностью замещена хлорит-эпидотовым агрегатом с небольшой примесью карбоната.

Химический и нормативный составы вулканитов харинской серии приведены в табл. 1. Следует отметить, что в анализах не наблюдается значимой разницы между подушечными и массивными лавами. По нормативному составу вулканиты относятся в равной мере к кварц- и оливиннормативным. Вулканиты представлены серией от базальта до андезибазальта, при этом большая часть образцов — базальты (рис. 2). Соответственно содержание кремнезема в них варьирует от 47 до 55 мас. %. По петрохимическим характеристикам породы относятся в равной мере как к нормальной, так и к субщелочной сериям. Базальты представлены слабодифференцированной серией. На это указывает, в частности, содержание MgO, которое меняется от 4.77 до 8.49 мас. %. Андезибазальты достраивают эволюционный ряд. Поэтому можно сказать, что все вулканиты являются единой генетической серией. Пикриты, выделенные Т.А. Вознесенской [1998], нами не обнаружены.

Исследованные метагаббро и метагаббро-долериты, входящие в состав харинской серии, — это породы серо-зеленого до черного цвета различной крупности кристаллов (от мелко- до крупнозернистых). Метадолериты представлены потоками или покровами и, возможно, дайками, являющимися подводящими каналами. Текстура пород массивная. Структура в большинстве образцов габбровая, в габбро-долеритах — офитовая. Как было указано выше, породы метаморфизованы. Пироксены замещаются зеленой роговой обманкой и (или) эпидотом и хлоритом, только в редких случаях в центре зерен остаются неизмененные фрагменты. Плаггиоклазы большей частью пелитизированы, только в отдельных случаях наблюдаются двойники. По оптическим данным, плаггиоклаз представлен лабрадором ( $An_{50-70}$ ). В некоторых образцах отмечается альбитизация и, как следствие, появление карбоната. Химический состав пород приведен в табл. 2. Габброиды сложены слабодифференцированными породами. Содержания главных петрогенных элементов меняются незначительно. Породы относятся к низко- и умеренно титанистым, умеренно глиноземистым. Наибольшая изменчивость наблюдается в содержании щелочей, что объясняется их подвижностью в процессе метаморфизма. На дискриминационной диаграмме щелочность—кремнекислотность можно видеть, что точки составов габброидов располагаются в основном в поле нормального петрохимического ряда, образуя достаточно компактную область (см. рис. 2).

Габбронориты Бальджгольского массива — это черные или черно-зеленые породы массивной тексту-

**Рис. 2. Классификационная диаграмма щелочность—кремнекислотность для магматических пород Харагольского террейна.**

1 — метавулканиты; 2 — метагаббро и метагаббро-долериты; 3 — габбронориты.

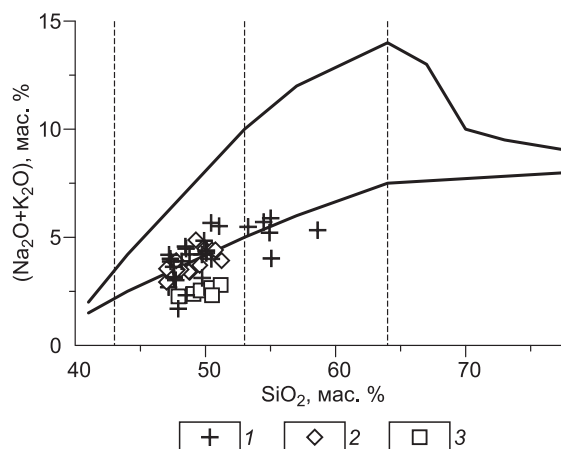


Таблица 1.

## Химический и нормативный составы

Компо- нент	M07/29	M08/3	M07/25	M05/49	M05/39	M05/43	M07/26	M05/47	M07/6	M07/12	M08/2	M07/9	M07/5	M05/48
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.16	47.19	47.30	47.31	47.54	47.56	47.59	47.71	47.90	48.16	48.50	48.52	48.77	49.72
TiO <sub>2</sub>	1.55	1.59	1.79	1.79	1.51	1.83	1.39	1.23	1.48	1.56	1.59	1.37	1.64	1.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.87	16.89	16.55	17.05	17.27	15.55	15.76	16.36	15.81	17.26	15.70	16.28	15.77	16.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.80	2.55	2.36	3.36	2.81	4.29	2.24	3.13	3.07	2.74	1.73	3.38	3.01	3.34
FeO	5.39	6.64	8.11	7.25	5.55	7.01	7.35	6.05	5.99	6.89	7.55	5.36	6.54	5.33
MnO	0.13	0.15	0.18	0.15	0.14	0.18	0.16	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.15	0.10
MgO	6.11	6.70	6.77	6.25	6.76	6.01	7.79	8.49	7.28	5.73	5.91	6.60	7.05	6.72
CaO	11.90	10.03	9.18	9.16	10.90	11.70	10.79	10.13	11.47	9.80	10.45	11.63	9.17	9.61
Na <sub>2</sub> O	2.64	3.14	3.78	3.67	2.63	2.49	2.97	2.30	0.96	3.49	3.55	1.39	2.77	3.38
K <sub>2</sub> O	0.05	1.05	0.23	0.21	1.00	0.67	0.15	0.71	0.73	0.40	0.93	0.93	1.44	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.23	0.30	0.20	0.16	0.18	0.20	0.16	0.24	0.26	0.17	0.23	0.27	0.19
П.п.п.	4.68	4.10	3.91	3.87	4.09	2.92	3.92	3.80	4.87	4.01	3.91	4.76	3.85	2.93
Сумма	100.53	100.26	100.46	100.27	100.36	100.39	100.31	100.21	99.95	100.44	100.12	100.60	100.43	100.26
CO <sub>2</sub>	0.21	< 0.05	0.25	0.33	0.34	0.22	0.05	0.22	0.10	0.26	0.52	0.11	0.06	0.22
Li, г/т	20	22	17	21	17	19	15	21	14	14	10	11	14	21
Rb	< 2	21	4	5.23	25	24	2	25	15	9.36	19	19	36.31	31
Sr	90	77	110	147	64	61	116	107	44	108.15	43	50	112.13	292
Ba	< 50	200	90	49	209	417	80	126	160	114.40	180	210	277.15	148
V	228	250	257	279	274	336	213	207	205	253.29	240	205	242.30	256
Cr	250	260	221	283	306	246	242	343	195	245	290	210	244	240
Co	46	32	49	46	37	38	48	41	43	42.18	35	40	39.30	34
Ni	92	100	105	99	77	43	106	152	90	105.94	120	93	99.98	91
Y	33	31	39	33	25	34	36	24	32	28.05	36	32	29.09	30
Zr	183	156	160	76	53	62	150	83	190	105.22	136	180	174.19	89
Nb	< 10	9	< 10	4.22	3.33	4.16	< 10	3.82	11	7.33	6	< 10	7.8	5.52
Cu	57	57	60	60	61	65	65	42	55	66.82	48	49	63.11	2.65
Zn	97	78	108	11	71	105	96	70	91	122.39	85	87	90.12	28
Pb	—	2.6	—	—	—	—	—	—	—	1.60	2.3	—	2.87	—
<b>Нормативные составы</b>														
Q	0.73	0	0	0	0	0	0	0	5.93	0	0	4.91	0	0
Or	0.29	6.21	1.35	1.24	5.89	3.94	0.82	4.19	4.32	2.35	5.50	5.46	8.47	4.89
Ab	22.22	25.26	31.72	30.97	22.17	20.99	25.06	19.42	8.13	29.40	26.88	11.69	23.34	28.53
An	33.85	28.89	27.38	29.35	32.24	29.16	29.17	32.45	36.69	30.11	24.15	35.22	26.23	27.79
Di	18.57	15.65	13.03	11.88	16.50	22.14	18.53	13.57	14.97	13.49	21.72	16.51	13.94	14.80
Hу	10.69	0	0	4.47	5.02	10.61	6.14	15.32	17.26	6.39	0	13.49	11.67	9.57
Ol	0	12.20	15.08	9.52	6.80	0.17	10.03	4.33	0	6.76	10.33	0	4.45	3.51
Mgt	5.48	3.70	3.41	4.86	4.06	6.20	3.24	4.53	4.45	3.96	2.51	4.87	4.35	4.83
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	2.93	3.02	3.83	3.39	2.86	3.46	2.63	2.33	2.81	2.95	3.02	2.59	3.10	2.71
Ap	0.58	0.53	0.69	0.46	0.37	0.42	0.46	0.37	0.56	0.60	0.39	0.53	0.62	0.44

**вулканитов харинской серии**

Компо- нент	M07/31	M07/32	M08/11	M08/4	M08/13	M07/1	M05/34	M05/45	M05/35	M07/11	M07/3	M07/4	M07/7	M08/14
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49.74	49.89	55.01	50.05	50.06	50.07	50.43	50.45	51.04	53.27	54.47	54.92	55.06	58.62
TiO <sub>2</sub>	2.85	2.73	1.00	1.49	1.12	1.38	2.35	1.71	1.50	1.54	1.52	1.28	1.56	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.87	14.82	14.70	15.92	16.73	16.63	15.66	15.69	17.10	16.11	15.62	15.35	15.80	17.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.21	3.66	1.64	1.42	2.53	2.88	2.49	4.29	2.53	3.66	2.65	2.32	3.39	2.71
FeO	8.77	8.50	6.54	7.01	5.98	5.89	8.42	5.76	6.78	5.26	5.77	4.88	4.47	4.21
MnO	0.12	0.16	0.14	0.14	0.11	0.13	0.15	0.15	0.15	0.14	0.12	0.12	0.11	0.11
MgO	6.04	5.44	5.90	6.17	5.15	5.44	4.77	5.83	5.42	4.22	4.90	5.56	3.92	4.35
CaO	7.22	6.65	7.78	10.12	11.59	9.34	6.77	9.38	7.49	7.95	6.55	7.64	8.23	2.93
Na <sub>2</sub> O	3.04	4.75	5.59	3.54	3.94	4.03	4.88	2.97	4.80	5.39	5.63	4.81	3.95	2.80
K <sub>2</sub> O	0.08	0.09	0.29	0.83	0.33	0.35	0.76	1.03	0.35	0.09	0.08	0.40	0.07	2.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.47	0.09	0.27	0.14	0.24	0.29	0.24	0.19	0.22	0.21	0.21	0.20	0.17
П.п.п.	3.93	3.13	1.57	3.29	2.82	3.95	3.04	2.80	3.02	2.79	2.70	2.78	3.38	3.39
Сумма	100.30	100.19	100.25	100.25	100.50	100.33	100.01	100.30	100.37	100.64	100.22	100.27	100.14	100.19
CO <sub>2</sub>	0.15	0.10	0.09	< 0.05	< 0.05	0.69	0.55	0.22	0.11	0.44	0.29	0.33	0.05	0.22
Li, г/г	20	11	7	14	20	12	11	10	15	8	11	9	9	47
Rb	1.78	1.29	5	20	6	7	16	42	8	1.09	< 2	7	1.05	85
Sr	82.76	218.13	70	34	45	155	85	278	75	539.18	126	75	354.57	85
Ba	31.53	250.51	53	130	64	120	162	164	107	36.66	50	60	23.98	210
V	367.90	313.97	220	220	240	212	313	227	259	313.84	237	206	264	150
Cr	101	122	300	220	240	219	184	135	210	103	217	185	134	100
Co	40.05	34.87	25	27	29	41	38	35	33	29.11	38	30	27.26	18
Ni	34.89	41.64	63	85	84	97	64	56	69	34.45	103	87	41.78	24
Y	46.40	59.93	36	34	28	30	37	36	26	30.29	31	30	27.62	33
Zr	143.22	135.74	154	180	125	180	199	191	66	124.92	200	166	227.79	168
Nb	9.99	13.77	5	11	8	< 10	6.10	6.33	5.19	7.88	< 10	< 10	6.84	11
Cu	52.07	47.10	64	49	24	53	46	39	61	25.99	61	54	36.63	54
Zn	111.06	127.59	87	77	66	93	101	69	94	67.78	95	75	71.44	100
Pb	9.48	2.99	5.7	3.2	1.5	—	—	—	—	7.31	—	—	6.55	5.5

**Нормативные составы**

Q	5.71	0	0	0	0	0	0	3.05	0	0.88	0.90	2.75	10.59	18.40
Or	0.47	0.53	1.71	4.90	1.95	2.06	4.49	6.07	2.06	0.53	0.47	2.36	0.41	5.28
Ab	25.63	40.08	47.30	29.95	31.48	33.99	41.29	25.06	40.47	45.32	47.54	40.59	33.38	14.95
An	26.60	18.79	14.16	25.10	26.99	26.16	18.58	26.36	23.99	19.37	17.07	19.06	25.14	13.22
Di	5.12	8.99	19.44	19.02	24.04	14.92	10.78	14.83	9.60	14.81	11.32	13.96	11.52	0
Hу	21.53	15.50	3.81	4.11	0	8.80	4.03	11.86	6.02	7.63	12.80	12.25	7.28	15.16
Ol	0	1.44	7.77	8.36	6.09	2.80	9.05	0	7.92	0	0	0	0	0
Mgt	4.64	5.29	2.38	2.06	3.67	4.16	3.61	6.20	3.65	5.27	3.83	3.35	4.91	3.92
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	5.39	5.17	1.90	2.83	2.13	2.61	4.46	3.24	2.84	2.91	2.88	2.42	2.96	1.58
Ap	0.99	1.09	0.21	0.63	0.32	0.55	0.67	0.53	0.44	0.51	0.49	0.48	0.44	0.39

Таблица 2.

## Химический состав габброидов харинской серии

Компонент	M07/17	M07/18	M07/16	M07/24	M07/23	M07/13	M07/14	M07/21	M05/22	M07/20	M07/15	M07/19	M08/1	M08/12	M08/15	M08/16	M08/17
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.51	47.74	47.81	47.97	48.13	48.71	48.78	49.55	49.93	50.48	50.76	51.23	49.21	47.00	48.17	48.66	47.01
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.67	1.34	1.49	1.41	1.01	1.09	1.31	1.72	2.27	1.66	2.35	2.07	1.33	1.92	1.25	2.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.15	16.14	16.39	16.80	16.01	16.91	16.81	15.31	15.21	14.20	15.75	14.22	15.19	15.38	15.38	17.35	16.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.86	4.54	2.84	3.20	3.86	2.90	2.78	3.70	4.80	5.40	4.62	5.50	4.04	1.64	2.31	1.44	2.42
FeO	6.09	5.62	5.60	6.13	5.79	5.58	5.62	5.33	5.63	6.58	5.20	6.48	7.14	6.54	8.09	6.53	8.19
MnO	0.17	0.17	0.15	0.16	0.16	0.14	0.15	0.14	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.15	0.17	0.12	0.17
MgO	7.06	7.10	7.65	7.21	7.79	7.65	7.92	7.66	6.45	5.73	5.69	5.35	5.50	8.04	6.48	7.58	6.65
CaO	10.41	10.32	10.87	9.97	9.82	9.99	10.24	10.75	9.37	8.94	9.36	9.27	8.64	13.47	10.54	8.55	9.77
Na <sub>2</sub> O	2.50	2.94	2.26	2.89	2.42	2.14	2.24	2.37	3.37	4.03	3.98	3.58	4.74	2.33	3.41	3.57	2.72
K <sub>2</sub> O	1.28	0.98	1.24	0.75	1.04	1.27	1.15	1.34	1.08	0.38	0.43	0.34	0.15	0.60	0.05	0.65	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19	0.23	0.18	0.19	0.18	0.14	0.14	0.16	0.25	0.30	0.22	0.28	0.26	0.10	0.22	0.19	0.25
П.п.п.	4.93	3.25	3.72	3.66	4.00	3.96	3.57	2.84	2.67	2.24	2.84	1.87	3.07	3.20	3.34	4.26	3.97
Сумма	100.80	100.67	100.05	100.42	100.61	100.40	100.49	100.46	100.63	100.71	100.67	100.64	100.18	99.78	100.08	100.15	100.14
CO <sub>2</sub>	0.21	0.21	0.22	0.05	<0.05	0.16	0.05	0.16	0.05	0.21	0.11	0.15	0.21	<0.05	0.35	0.35	0.29
Li, г/г	11	16	16	16	16	11	14	8	11	10	12	8	10	19	10	18	14
Rb	38	78	36	26.46	28	46.46	42.10	38	38.86	9	11.76	8	<2	15	<2	14	18
Sr	78	98	79	78.33	32	85.94	82.52	238	269.85	403	340.91	456	383	62	101	30	104
Ba	310	120	600	162.36	150	223.16	199.03	170	172.74	90	137.29	100	76	67	27	170	200
V	279	277	215	238.36	231	193.11	200.10	212	263.81	354	268.60	341	270	230	330	210	280
Cr	255	176	275	287	253	353	395	362	208	104	202	77	150	360	210	240	200
Co	46	46	42	38.78	45	43.21	42.41	40	40.54	43	33.09	44	33	32	32	30	33
Ni	88	74	113	108.13	123	110.87	109.18	105	50.76	31	41.54	31	72	81	67	130	77
Y	33	35	29	27.95	30	18.72	18.90	44	33.79	43	32.05	44	49	26	39	29	39
Zr	113	124	114	117.48	125	76.81	67.47	170	98.91	190	110.23	195	230	90.75	162	128	174
Nb	<10	<10	<10	5.06	<10	3.40	3.42	<10	6.70	<10	6.20	<10	7.95	2.97	8	8	10
Cu	60	59	61	63.80	44	57.89	36.33	<10	72.97	122	75.13	26	150	73	57	78	57
Zn	93	78	79	146.07	91	65.26	65.19	65	73.24	61	76.39	58	91	72	99	90	120
Pb	—	—	—	3.58	—	1.85	1.55	—	1.82	—	3.77	—	2.3	2.6	3.2	3.1	1.7



Таблица 3.

Химический состав габброноритов Бальджгольского массива

Компонент	M08/9	M08/7	M08/6	M08/10	M08/5	M08/8
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.92	49.07	49.68	50.42	50.46	51.16
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.74	0.93	0.78	0.85	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.30	14.94	15.16	15.97	13.78	17.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.44	2.15	1.04	3.75	3.13	1.29
FeO	12.05	11.91	11.68	8.12	9.16	5.67
MnO	0.20	0.22	0.23	0.22	0.23	0.13
MgO	7.47	7.38	7.25	6.85	8.58	8.47
CaO	10.93	11.12	10.96	10.93	11.45	11.64
Na <sub>2</sub> O	2.07	2.18	2.27	2.58	2.13	2.58
K <sub>2</sub> O	0.20	0.20	0.23	0.25	0.23	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
П.п.п.	0.91	0.39	0.57	0.71	0.33	1.08
Сумма	100.25	100.32	100.02	100.60	100.35	100.20
CO <sub>2</sub>	0.22	0.09	0.22	< 0.05	< 0.05	0.12
Li, г/т	9	4	5	5	3	7
Rb	2	< 2	2	2	2	8
Sr	200	213	230	260	192	190
Ba	62	52	59	66	45	46
Sc	36	44	45	46	61	45
V	210	210	200	220	300	280
Cr	190	210	170	190	300	150
Co	28	33	31	31	38	36
Ni	80	71	70	65	67	45
Y	14	11	13	10	13	16
Zr	13	16	10	14	11	15
Nb	< 5	< 5	0.39	< 5	0.39	0.45
Cu	24	54	46	36	36	55
Zn	57	98	97	82	96	100
Pb	1.5	1.1	1.3	1.7	1.4	1.6

ры. Структура пород габбровая или норитовая, которая отличается от габбровой большим идиморфизмом минералов и отсутствием офитовых соотношений между плагиоклазом и пироксенами. Порода также метаморфизована, но менее чем вулканиты, габбро и габбро-долериты харинской серии. Пироксены, как правило, амфиболлизированы или (и) замещаются эпидотом и хлоритом. Реликты отмечены только в центральных частях зерен. По оптическим данным, реликты пироксенов представлены диопсид-авгитом и гиперстеном. Плагиоклазы менее изменены, что позволило определить их состав (An<sub>50-70</sub>). Тем не менее в некоторых образцах отмечается альбитизация и появление карбонатной составляющей. Рудный минерал встречается в виде изоморфных кристаллов или пластинок. Во всех образцах присутствуют редкие зерна апатита и очень редко кварца. Химический состав габброноритов приведен в табл. 3. Из данных таблицы можно увидеть, что массив габброноритов слагается слабодифференцированной серией. Содержание петрогенных элементов меняется незначительно. Изученные породы относятся к низкотитанистым, умеренно глиноземистым. На диаграмме щелочность—кремнекислотность (см. рис. 2) точки составов габброноритов в основном располагаются в поле нормального петрохимического ряда.

Из рассмотрения диаграммы (см. рис. 2) видно, что по щелочности и кремнекислотности все исследованные породы близки между собой, несмотря на то, что химический состав габброноритов существенно отличается по пониженному содержанию титана, несколько пониженной щелочности и, как будет показано далее, низкими концентрациями Zr, Nb и высоким Sr. Это позволяет предполагать, что габбронориты не относятся к единому вулканоплутоническому комплексу. На зависимость состава пород от степени дифференциации указывает, в частности, рис. 3, а.

Редкоземельный состав пород показан в табл. 4. Видно, что содержание редких земель, а также Hf, Ta, Th и U меняется незначительно и связано, по всей вероятности, со степенью дифференциации расплавов. Так, для вулканитов, которые мало дифференцированы, содержание наиболее подвижных эле-

Таблица 4.

## Содержания РЗЭ, Hf, Ta, Th и U в исследованных породах

Ком- по- нент	M07/2	M07/5	M07/12	M07/11	M07/26	M07/31	M07/32	M05/34	M05/35	M05/36	M05/48	M05/49	M05/47	M05/45
	Вулканиты													
La, г/г	17.17	16.10	14.12	17.31	10.82	17.31	20.98	11.07	12.00	13.41	12.81	11.81	9.60	15.54
Ce	38.66	37.60	33.72	39.59	26.90	44.29	53.88	27.74	28.47	30.22	29.91	28.13	22.48	37.46
Pr	4.92	4.83	4.32	4.88	3.60	5.98	7.47	3.99	3.79	4.13	3.93	3.78	3.09	4.97
Nd	23.83	22.39	20.29	22.07	17.97	30.00	37.70	19.08	17.41	17.83	17.74	17.38	13.48	24.41
Sm	5.54	5.44	5.07	5.29	4.86	8.11	10.32	5.75	4.44	4.72	4.71	5.05	3.51	6.40
Eu	1.46	1.44	1.62	1.58	1.84	2.72	2.77	1.80	1.19	1.48	1.47	1.40	1.16	2.00
Gd	6.34	6.27	6.16	6.20	5.99	9.62	12.26	6.70	5.29	5.63	5.40	6.16	4.49	7.57
Tb	0.97	0.94	0.92	0.97	0.89	1.55	1.98	1.06	0.81	0.82	0.81	0.90	0.70	1.31
Dy	6.14	6.01	5.89	6.15	5.67	9.86	12.72	7.20	5.34	4.91	5.36	6.04	4.26	7.91
Ho	1.20	1.19	1.15	1.22	1.09	1.93	2.51	1.43	1.06	1.12	1.17	1.28	1.00	1.63
Er	3.29	3.30	3.13	3.31	3.07	5.26	6.64	4.48	2.91	2.86	3.24	3.53	2.62	4.64
Tm	0.45	0.45	0.43	0.45	0.42	0.72	0.86	0.68	0.45	0.45	0.47	0.51	0.40	0.74
Yb	2.96	2.99	2.79	2.96	2.78	4.54	5.45	3.97	2.48	2.55	2.82	3.14	2.43	4.63
Lu	0.43	0.43	0.38	0.42	0.40	0.62	0.68	0.51	0.38	0.37	0.39	0.45	0.31	0.70
Hf	3.07	3.82	2.36	3.21	2.11	3.03	4.02	4.35	1.63	1.65	2.20	1.74	2.10	5.29
Ta	0.58	0.58	0.52	0.61	0.41	0.76	1.01	0.44	0.33	0.37	0.36	0.27	0.28	0.49
Th	2.92	3.32	2.44	4.08	1.31	1.97	2.22	1.35	2.24	2.17	2.63	1.77	1.99	2.34
U	0.72	0.73	0.56	1.21	0.32	0.49	0.70	0.50	0.56	0.59	0.55	0.56	0.43	1.10

Ком- по- нент	M08/4	M08/11	M07/13	M07/19	M07/14	M07/15	M07/24	M07/22	M08/1	M08/12	M08/14	M08/5	M08/6	M08/8
	Вулканиты		Габброиды									Габбронориты		
La, г/г	12.70	15.80	7.80	14.25	7.33	12.67	11.53	13.40	12.73	4.49	31.21	1.38	1.35	1.79
Ce	30.99	43.45	18.02	39.99	18.17	30.58	27.80	32.06	32.63	12.57	64.52	3.32	3.23	3.79
Pr	4.20	4.63	2.45	4.84	2.50	4.02	3.59	4.24	4.57	1.96	7.72	0.64	0.53	0.80
Nd	20.53	20.10	11.75	23.77	12.06	19.46	17.44	20.55	23.18	10.89	31.50	3.66	3.15	3.70
Sm	5.04	4.66	3.08	6.16	3.16	5.05	4.52	5.33	6.34	3.44	5.47	1.26	1.10	2.12
Eu	1.30	1.14	1.05	1.77	1.06	1.54	1.33	1.67	2.11	1.13	1.27	0.86	0.98	1.21
Gd	5.97	5.64	3.72	7.34	3.77	6.02	5.33	6.40	7.83	4.24	5.83	1.72	1.54	1.75
Tb	1.01	0.92	0.60	1.17	0.60	0.97	0.87	1.03	1.32	0.78	0.85	0.31	0.29	0.47
Dy	6.35	5.98	3.95	7.71	3.98	6.35	5.70	6.77	8.73	5.18	5.15	2.23	2.02	2.07
Ho	1.31	1.24	0.79	1.57	0.80	1.27	1.14	1.37	1.83	1.06	1.03	0.46	0.43	0.62
Er	3.90	3.82	2.27	4.40	2.24	3.57	3.21	3.81	5.30	3.04	3.14	1.34	1.24	1.77
Tm	0.52	0.54	0.31	0.60	0.30	0.49	0.45	0.54	0.77	0.41	0.45	0.18	0.18	0.24
Yb	3.39	3.76	2.09	3.90	2.07	3.18	2.91	3.50	4.90	2.88	3.05	1.22	1.18	1.52
Lu	0.53	0.87	0.29	0.54	0.29	0.45	0.43	0.51	0.78	0.41	0.48	0.18	0.19	0.25
Hf	4.70	4.54	1.77	2.98	1.64	2.64	2.83	2.67	5.54	2.54	4.80	0.68	0.84	1.04
Ta	0.45	0.38	0.27	0.60	0.27	0.48	0.38	0.52	0.52	0.20	0.84	0.05	0.16	0.20
Th	3.30	8.39	1.69	3.22	1.68	2.56	2.76	2.82	2.36	1.05	9.77	0.12	0.10	0.19
U	0.99	0.76	0.44	0.75	0.41	0.62	1.08	0.56	0.72	0.29	2.68	0.08	0.08	0.12

**Рис. 3. Графики зависимости содержаний Cr—Ni (а) и La—MgO (б) для пород бассейна р. Хара-Гол.**

Усл. обозн. см. на рис. 2.

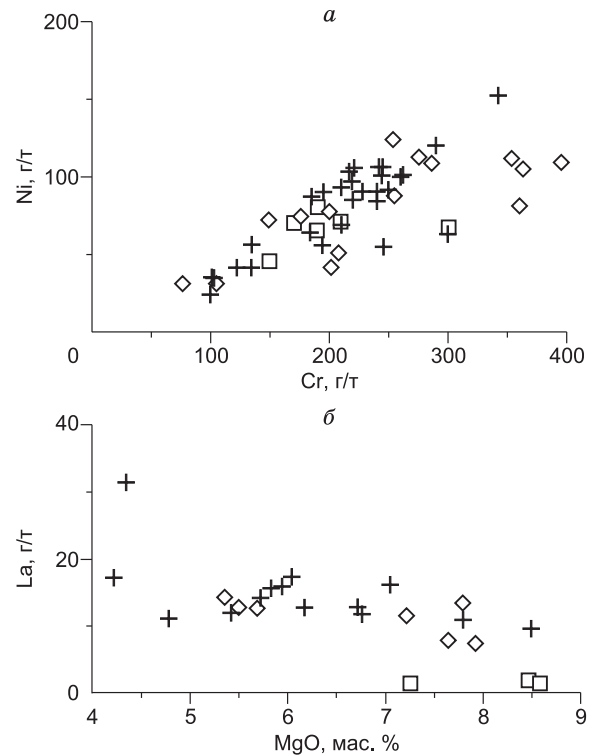
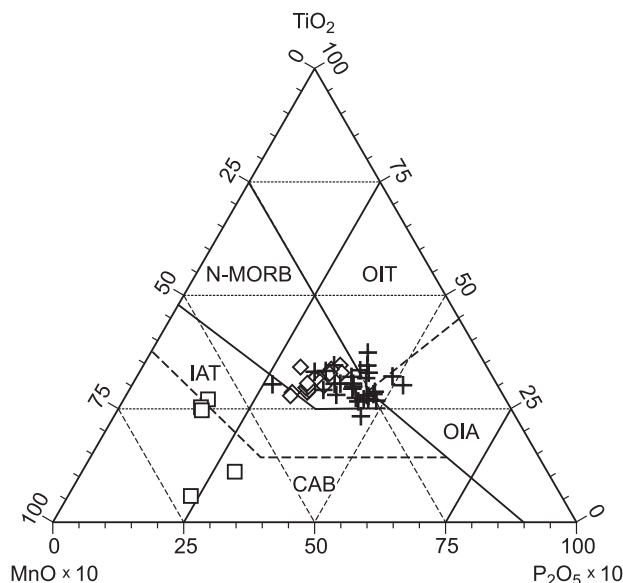
ментов, таких как La и Ce, колеблется от 10 до 18 г/т. Для более дифференцированных габброидов разброс значений больше, в связи с большей степенью дифференцированности. В качестве примера приведен график зависимости содержания La от количества MgO (см. рис. 3, б).

По всей видимости, метагаббро и метадолериты, за исключением габброноритов, комагматичны с вулканитами. Это подтверждается диаграммой щелочность—кремнекислотность (см. рис. 2), а также другими рисунками (рис. 3—6). Рассмотрение графиков показывает, что изученные базальтоиды и габброиды Харагольского террейна Западного Хэнтэя образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию. Но, как отмечено выше, это не относится к более молодым девонским габброноритам.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ И СОПРЯЖЕННЫХ С НИМ СТРУКТУР

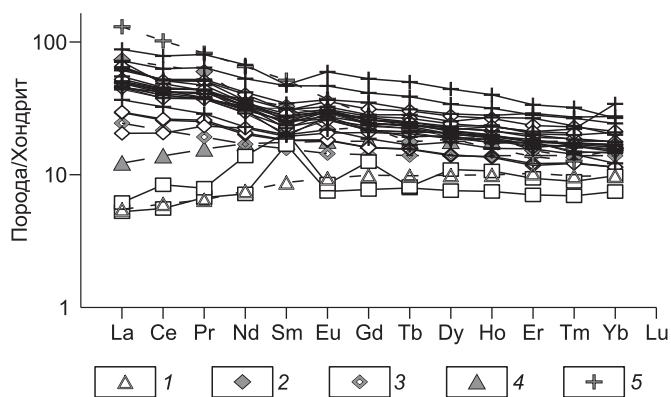
Для определения принадлежности изученных пород к геодинамической обстановке их формирования была использована дискриминационная диаграмма Е.Д. Маллена [Mullen, 1983] (см. рис. 4). Большая часть исследованных образцов как вулканитов, так и габброидов располагается в поле пород срединно-океанических хребтов, за исключением отдельных образцов, точки которых попадают в поле толеитов и андезитов океанических островов и островных дуг. Отметим, что эти образцы являются метаандезибазальтами и метаандезитами. Кроме того, породы претерпели изменение разных степеней метаморфизма, что могло привести к модификации первичного состава пород. Точки составов более молодых габброноритов лежат в полях островодужных толеитов и островодужных андезитов. Возникает вопрос, из какого субстрата происходило выплавление расплавов?

Для выяснения более конкретной геодинамической обстановки было проведено нормирование РЗЭ к хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989] (см. рис. 5). Из рассмотрения графика видно, что точки составов пород харинской серии находятся в достаточно широком интервале по абсолютным значениям между графиками распределения РЗЭ в OIB и E-MORB, совпадая в основном со значениями РЗЭ в базальтах задуговых спрединговых бассейнов (BAB). Для метавулканитов и метагабброидов BAB характерно обогащение легкими редкими землями относительно нефракционированных средних и тяжелых. Для габброноритов спектр распределения достаточно удовлетворительно соответствует спектру островодужных толеитов. Единственное различие выражается в появлении



**Рис. 4. Дискриминационная диаграмма [Mullen, 1983] для пород бассейна р. Хара-Гол.**

Усл. обозн. см. на рис. 2.



**Рис. 5. Распределение РЗЭ в магматических породах Харагольского террейна, нормированное по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989].**

1 — IAB [Tamura et al., 2005], 2 — BAB [Sun, McDonough, 1989], 3 — E-MORB [Sun, McDonough, 1989], 4 — N-MORB [Sun, McDonough, 1989], 5 — OIB [Sun, McDonough, 1989].  
Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

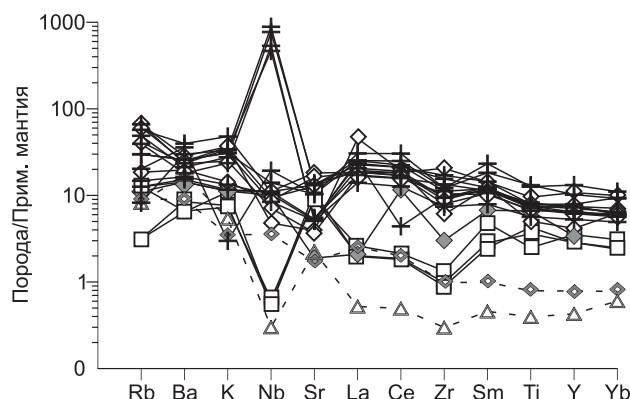
дует отметить, что содержание редких земель находится в обратной зависимости от содержания MgO, что как раз и отражает степень дифференциации (см. рис. 3, б).

Для более полной уверенности отнесения пород харагольского вулканоплутонического комплекса к определенной геодинамической обстановке была построена другая спайдер-диаграмма, где произведено нормирование наиболее характеристических элементов к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] (см. рис. 6). Можно отметить, что распределение приведенных элементов достаточно удовлетворительно подтверждает вывод, сделанный на основе поведения редкоземельных элементов в породах, нормированных к хондриту. Так, для габброноритов наблюдаются минимумы по таким характеристическим элементам, как Nb, Zr, Ti, и максимум для Sr, что типично для пород островодужных серий. Спектры вулканитов, габбро и долеритов харинской серии достаточно удовлетворительно совпадают со спектрами пород задуговых спрединговых бассейнов. Разница отмечается в наиболее подвижных элементах, таких как щелочи, а также некоторые легкие редкие земли. Указанные элементы в процессе метаморфизма могут существенно перераспределяться.

Наше исследование показало, что как базальтоиды, так и габброиды харинской серии достаточно монотонны и близки между собой по химическому составу. Это может служить основанием для того, что они произошли из одного субстрата, что подчеркивается близким модельным возрастом протолита (см. ниже). Рассматривая диаграммы (см. рис. 5, 6), можно увидеть, что приведенные данные не противоречат образованию исследованных пород единой серии в условиях задугового спредингового бассейна. Присутствие среди вулканитов терригенных и кремнистых пород еще раз подчеркивает образование их в водных условиях окраинного морского бассейна. Для девонских габброноритов более вероятно происхождение в условиях островной дуги активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа.

Отметим, что изученный район Западного Хэнтэя входит в состав крупной Хангай-Хэнтэй-Даурской антиклинорной (сводовой) структуры, центральная часть которой сложена кембро-ордовикскими вулканогенно-осадочными и магматическими комплексами, а крылья этой структуры — силур-девонскими и каменноугольными вулканогенными и осадочными отложениями. В соответствии с геологическим строением района исследований в его развитии можно выделить следующие этапы.

**Позднекембрийско-раннесреднеордовикский этап** характеризуется заложением Западно-Хэнтэйского спредингового окраинного бассейна, по-видимому, тесно связанного с началом развития Монголо-Охотского океана, что подтверждается находками в Западном и Восточном Хэнтэе серпентинитов, излияниями компактных и подушечных лав базальтов E-MORB и BAB-типов, формированием гемипелагических кремнистых и турбидитовых отложений, внедрением даек долеритов и габброидов известково-щелочного ряда. Проведенный редкоэлементный анализ показывает, что протолитом вулканитов и габбро-долеритов харинской серии Западного Хэнтэя мог быть субстрат, формировавшийся в условиях задугового спредингового окраинного бассейна. Модельный возраст протолита  $T_{Nd}(DM)$ ,



**Рис. 6. Спайдер-диаграмма для составов магматических пород Харагольского террейна, нормированных по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].**

Усл. обозн. см. на рис. 2, 5.

определенный нами по изотопным отношениям Nd и Sm, составляет 1283—1361 млн лет для метавулканиитов и 1270—1338 млн лет для метагабброидов и долеритов, что говорит о близости этих датировок. В краевых частях Западно-Хэнтэйского бассейна отлагались песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, известняки с кембро-ордовикскими водорослями. В осадках обнаружены детритовые цирконы, U-Pb изотопный возраст которых колеблется от среднего кембрия (504, 512 млн лет), венда (572, 584, 605 млн лет) до протерозоя (804, 876, 901, 1811, 1848, 1935 млн лет) и позднего архея (2568, 2614 млн лет) [Kelty et al., 2008]. Это указывает на то, что при формировании нижнепалеозойского Западно-Хэнтэйского окраинно-морского бассейна размывались и попадали в осадок цирконы из магматических и метаморфических пород, возможных близрасположенных структур южной (в современных координатах) окраины Сибирского континента: Сархойской, Шишихидской, Джидинской островодужных систем позднего рифея, венда—среднего кембрия, а также Шарыжалгайского, Тувино-Монгольского, Центрально-Монгольского и Яблоново-Станового докембрийских метаморфических террейнов [Гордиенко, 2006]. С другой стороны, в названном задуговом бассейне практически отсутствуют детритовые цирконы из магматических пород позднего кембрия и раннего—среднего ордовика. Они, по-видимому, в это время входили в состав расположенной к юго-востоку (в современных координатах) кембро-ордовикской Адацаг-Верхнекеруленской островной дуги, под которую субдуцировала океаническая кора Монголо-Охотского океана [Беличенко и др., 1994]. К этому следует добавить, что вулканогенно-осадочные отложения Западно-Хэнтэйского срединного задугового прогиба хорошо сопоставляются с кулиндинской толщей пиллоу-лав базальтов Агинского (Онон-Кулиндинского) океанического бассейна Восточного Забайкалья с изотопным возрастом N- и E-MORB базальтов 475—446 млн лет (U-Pb метод) [Булгатов и др., 2010]. Nd модельный возраст базальтов кулиндинской свиты в стратотипе составляет 900 млн лет, что указывает на участие в источниках ювенильного материала позднерифейского возраста [Коваленко и др., 1999].

**Позднеордовикско-раннесилурийский этап.** В это время в данном районе произошел небольшой перерыв в осадконакоплении и на всей этой территории проявились интенсивные аккреционно-коллизийные процессы, выразившиеся в складчатости, метаморфизме вулканогенно-осадочных и осадочных отложений харинской серии, внедрением поздних ордовик-силурийских гранитоидов различных генетических типов. Названные события привели к формированию к концу этапа раннеколлизийного орогена.

**Позднесилурийско-девонский этап.** После небольшого перерыва вновь активизировались тектономагматические процессы, которые привели к заложению новых субдукционных зон, гемипелагическому (с конодонтами и радиоляриями S<sub>2</sub>—D<sub>3</sub> [Kurihara et al., 2006]) и окраинно-континентальному осадконакоплению, подводному и островодужному вулканизму и внедрению позднедевонских островодужных габброидов и гранитоидов. Эти процессы охватили огромную территорию в пределах Хангая, Хэнтэя и Восточного Забайкалья и были связаны с дальнейшим развитием Монголо-Охотского океанического бассейна и его островодужных окраин. В это время на территории Северо-Восточной Монголии и Забайкалья сформировались аккреционные комплексы, которыми сложен ряд среднепалеозойских турбидитовых и островодужных террейнов: Дзунмодский, Норовлинский, Сергелен, Горихи, Дов, Унэгт, Даурский, Агуцинский, Усть-Борзинский, Берейнский и др. [Tomurtoogoo, 2006; Dorysuren et al., 2006; Гордиенко, Миронов, 2008; Руженцев, Некрасов, 2009].

**Раннесреднекаменноугольный этап.** В этот период времени произошло образование наложенных грабен-синклинальных структур, где формировались в основном морские терригенные и терригенно-карбонатные отложения. Поставщиком детритовых цирконов в осадочные бассейны являлись ордовик-силурийские и девонские магматические породы (габброиды, гранитоиды, вулканиты) рифтогенного и островодужного типов, а также породы докембрийских метаморфических террейнов. Данные структуры широко распространены в пределах Хангай-Хэнтэй-Даурско-Агинской системы морских прогибов и окружающих островодужных поднятий Монголо-Охотского океанического бассейна.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В современном виде Западно-Хэнтэйское сводовое поднятие представляет собой аккреционно-коллизийную структуру. В ней тектонически совмещены океанические и островодужные комплексы нижнего, среднего и верхнего палеозоя. В пределах изученного нами Харагольского террейна распространены позднекембрийско-раннеордовикские задуговые срединные комплексы Монголо-Охотского океанического бассейна, сложенные базальтами, габбро и габбро-долеритами BAB- и E-MORB типов, а также кремнисто-терригенными и флишoidalными отложениями харинской серии, в которых по детритовым цирконам фиксируются продукты размыва позднерифейских и венд-раннекембрийских островодужных систем и докембрийских микроконтинентов. Модельный возраст протолита T<sub>Nd</sub>(DM) магмати-

ческих пород Харагольского террейна соответствует составу ювенильной коры мезопротерозойского возраста.

Геологическое строение и геохимические особенности пород харинской серии во многом сходны с породами ононской и кулиндинской свит Кулиндинского и Кыранского блоков Восточного Забайкалья [Медведев и др., 2007], которые по последним данным являются частями ордовикской и девонской офиолитовых ассоциаций [Руженцев, Некрасов, 2009; Булгатов и др., 2010]. Ранее было предложено, что вулканы харинской серии сопоставимы с офиолитами Баянхонгорской зоны каледонид ( $V-C_1$ ) Западной Монголии [Вознесенская, 1998]. Наши исследования показали, что, по всей вероятности, магматические породы харинской серии представляют собой самостоятельный офиолитовый комплекс задугового спредингового бассейна позднекембрийско-раннесреднеордовикского возраста, включающего в себя габбро, дайки и вулканы. Остальные фрагменты офиолитов (серпентинизированные ультрамафиты) встречаются в аккреционных призмах вдоль Баянгольского и Тольского разломов Западного и Восточного Хэнтэя, однако они до сих пор практически не изучены.

В результате позднеордовикско-силурийских коллизионных процессов структура Хэнтэйского прогиба, в том числе Харагольского террейна, подверглась сжатию, складчатости, метаморфизму и внедрению коллизионных гранитоидов. В начале девона, после небольшого перерыва, спрединг в океаническом бассейне Хэнтэя, по-видимому, вновь усилился, что привело к концу девона к заложению новых субдукционных зон и, соответственно, островодужных систем (Дзунмодская, Норовлинская и др.) и формированию структур Хэнтэйского междугового бассейна (Сергелен, Горихи, Дов, Унэгт и др.). Активизация тектономагматических процессов в островных дугах сопровождалась формированием девонских островодужных вулканических, габброноритов ( $388.7 \pm 5.6$ ,  $372.0 \pm 5.5$  млн лет) и гранитоидов ( $410 \pm 30$  млн лет).

В раннем—среднем карбоне морское осадконакопление и вулканизм были сосредоточены в грабен-синклинальных наложенных рифтогенных структурах и островных дугах. Эти структуры широко распространены в пределах Хангай-Хэнтэй-Даурско-Агинской системы окраинных морей и окружающих их островодужных поднятий Монголо-Охотского океанического бассейна и в данной работе не рассматриваются.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ и СО РАН «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования континентальной коры» (проекты 7.10.1, 7.10.2, 6.17), РФФИ (гранты 08-05-00290, 10-05-93160-Монг\_а) и поддержке ФАНИ (Госконтракт 02.740.11.03.24).

#### ЛИТЕРАТУРА

**Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О.** Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 29—40.

**Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А.** Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отечественная геология, 2010, № 4, с. 54—60.

**Вознесенская Т.А.** Природа каледонского бассейна Хэнтэя (Монголия) // Литология и полезные ископаемые, 1998, № 4, с. 413—424.

**Геология МНР/Ред. Н.А. Маринов.** Т. 1. Стратиграфия. М., Недра, 1973, с. 130—138.

**Гордиенко И.В.** Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 239 с.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Гордиенко И.В., Миронов А.Г.** Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее—палеозое // Отечественная геология, 2008, № 3, с. 46—57.

**Карта геологических формаций МНР / Ред. А.Л. Яншин.** М-б 1:1 500 000. М., ГУГК, 1989.

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

**Коссовская А.Г.** Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., Наука, 1984, с. 3—13.

**Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И.** Метавулканы Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // Литосфера, 2007, № 1, с. 138—146.

**Петров Б.В., Макрыгина В.А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975, 326 с.

**Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С.** Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М., Мир, 1987, с. 134—165.

**Ринчин Ц., Фомин И.Н.** Вопросы корреляции и формационной принадлежности древнейших отложений хребта Хэнтэй (Северная Монголия) // Геологические формации Прибайкалья и Забайкалья. Чита, Зап. Забайкал. фил. Географ. о-ва СССР, 1972, вып. 75, с. 17—19.

**Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.** Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника, 2009, № 1, с. 39—58.

**Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.** A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 21, p. 87—110.

**Dorysuren B., Buyinkham B., Minyin Ch., Tsukada K.** Geological settings of the Ulaanbaatar terrane in the Hangay-Hentey zone of the Devonian accretionary complex, Central Asian orogenic belt // Structural and tectonic correlation across the Central Asian Orogenic Collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. Second Intern. Workshop and Field Excursions for IGCP 480. Abstracts and Excursions Guidebook. Inst. Geol. and Mineral Resources. Ulaanbaatar, 2006, p. 39—42.

**Hart S.R., Staudigel H.** Isotopic characterization and identification of recycled components // Crust/Mantle recycling at convergence zones / Eds. S.R. Hart, L. Gulen. Kluwer Academic Publishers, 1989, p. 15—28.

**Kelty T.K., An Yin, Batulzii Dash, Gehrels G.E., Ribeiro A.E.** Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean in central Asia // Tectonophysics, 2008, v. 451, p. 290—311.

**Kurihara T., Tsukada K., Otoh S., Kashiwagi K., Minjin Ch., Sersman G., Dorjsuren B., Bujinkham B.** Middle Paleozoic radiolarians from the Gorkhi formation, Central Mongolia // Structural and tectonic correlation across the Central Asian Orogenic Collage: implications for continental growth and Intracontinental Deformation. Second Intern. Workshop and Field Excursions for IGCP 480. Abstracts and Excursions Guidebook. Inst. Geol and Mineral Resources. Ulaanbaatar, 2006, p. 67.

**Mullen E.D.** MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 62, p. 53—62.

**Smalley P.C., Field D., Lamb R.C., Clough P.W.L.** Rare earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variations in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v. 63, p. 446—458.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, v. 42, p. 313—346.

**Tamura Y., Tani K., Ishizuka O., Chang Q., Shukuno H., Fiske R.S.** Are arc basalts dry, wet, or both? Evidence from the Sumusu Volcano, Japan // J. Petrol., 2005, v. 46, № 9, p. 1769—1803.

**Tomurtogoo O.** Tectonics and structural evolution of Mongolia // SEG-IAGOD Fieldtrip, 14—16 Aug. 2005, 8 Brinial SGA Meeting IAGOD Guidebook series 11. London, 2005, p. 5—12.

**Tomurtogoo O.** Tectonic framework of Mongolia // Structural and tectonic correlation across the Central Asian Orogenic Collage: implications for continental growth and intracontinental deformation. Second Intern. Workshop and Field Excursions for IGCP 480. Abstracts and Excursions Guidebook. Inst. Geol and Mineral Resources. Ulaanbaatar, 2006, p. 18—20.