

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ МОНГОЛИИ: ПРОБЛЕМА ПРИРОДЫ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

Ю.С. Геншафт, А.Ф. Грачев, А.Я. Салтыковский

Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, Россия

Приводятся новые геохимические данные для 63 образцов разновозрастных кайнозойских базальтов из различных ареалов Монголии. Показана высокая гетерогенность состава пород, свидетельствующая о латеральной и временной изменчивости мантийных источников магм. Базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги выплавлялись из наиболее обогащенных источников. Раннекайнозойские базальтоиды южных ареалов Монголии образовывались из расплавов, состав которых был близок к деплетированной мантии. В целом составы монгольских базальтов на различных геохимических диаграммах попадают в пределы полей, расположенных между источниками типа DM, MORB, EM, PM, HIMU, REC, OIB. По модели смешения расплавов средняя, базальтовая магма Монголии формировалась при смешении 90 % расплавов из источника типа DM и 10 % — из обогащенного источника. Ряд геохимических параметров (Sm/Nd, La/Yb и др.) свидетельствуют о вероятности смешения расплавов из различных мантийных источников. Уровень глубинности плавления соответствует области существования гранат-шпинелевого лерцолита. Геохимические данные в совокупности с ранее полученными результатами по величине отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ свидетельствуют о наличии мантийного плюма, состав которого близок к источникам щелочных магм океанических островов.

Базальт, геохимия, мантийный плюм, мантийные источники, вулканизм, глубинная структура, Монголия.

GEOCHEMISTRY OF CENOZOIC BASALTS OF MONGOLIA: THE PROBLEM OF GENESIS OF MANTLE SOURCES

Yu.S. Genshaft, A.F. Grachev, and A.Ya. Saltykovsky

New geochemical data are reported for 63 samples of heterochronous Cenozoic basalts taken from separate areas of Mongolia. The rock compositions are strongly heterogeneous, indicating lateral and temporary variability of the mantle magma sources. The Taryat-Chulutuin and Dariganga basalts were derived from the most enriched sources. The Early Cenozoic basaltoids of southern Mongolia were formed from melts compositionally close to a depleted mantle. In general, on different geochemical diagrams, the compositions of the Mongolian basalts lie within the fields located among the sources of the DM, MORB, EM, PM, HIMU, REC, and OIB types. According to the melt mixture model, the average basaltic magma of Mongolia was generated from a mixture composed of 90% DM melt and 10% enriched magma source. Some geochemical parameters (Sm/Nd, La/Yb, etc.) suggest that the melts of the mixture could have been supplied from different mantle sources. The melting depth corresponds to the region of existence of garnet-spinel lherzolite. Our geochemical data together with the earlier obtained $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios evidence the presence of a mantle plume whose composition is close to sources of an alkaline magma of oceanic islands.

Basalt, geochemistry, mantle plume, mantle sources, volcanism, deep structure, Mongolia

ВВЕДЕНИЕ

Природа внутриплитного вулканизма как в пределах древних и молодых платформ на континентах, так и океанических впадин широко обсуждается в современной литературе, поскольку в рамках классической тектоники плит этот вулканизм не находит объяснения. Большинство исследователей связывают проявления внутриплитного магматизма с мантийными плюмами, что доказывается комплексом изотопно-геохимических данных и сейсмической томографией [1]. Эталонными объектами в этом плане являются базальты Восточной Сибири, Эмейшаня, плато Декан, Гренландии, Южной Африки, Эфиопии и других районов, которые изливались в разное время, но имеют близкие изотопно-геохимические параметры, среди которых безусловным критерием является изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ [2].

В этой связи в последнее время большое внимание уделяется обсуждению природы кайнозойского вулканизма Монголии, которому посвящено большое число статей и монографий [3—10]. Интерес к этому региону вызван тем, что базальты изливались в различных тектонических структурах — от Байкальской рифтовой зоны на севере до разновозрастных складчатых сооружений на востоке и юго-востоке, являясь частью обширных проявлений кайнозойского базальтового вулканизма в Центральной, Восточной и Юго-Восточной Азии. По общепринятой номенклатуре эти базальты относятся к щелочно-базальтовому типу калиевой и натровой специализации. В отличие от классических проявлений плюмового магматизма,

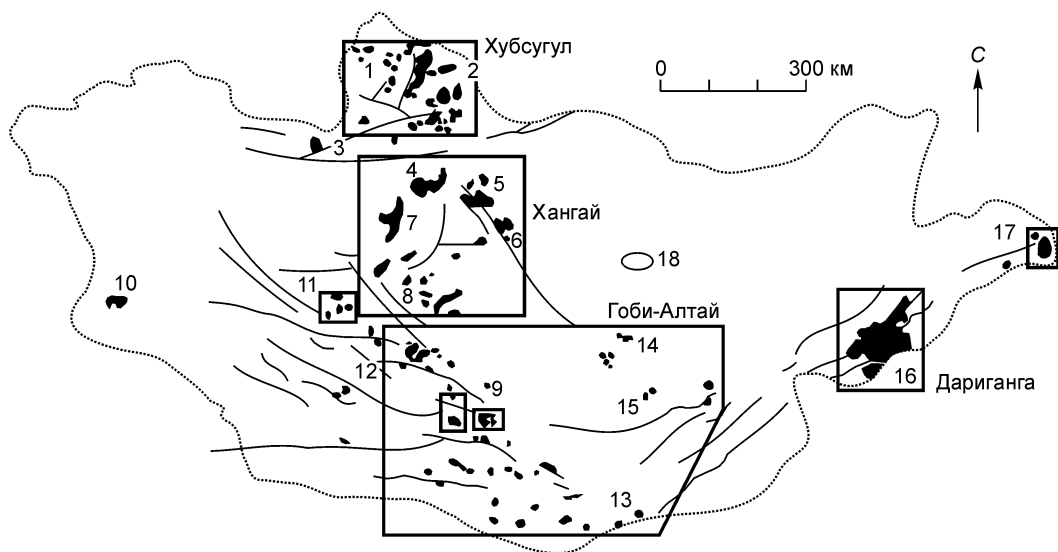


Рис. 1. Схема положения ареалов кайнозойского вулканизма Монголии:

1 — Западное Прихубсугулье; 2 — Восточное Прихубсугулье; 3 — Тэсийнгольский; 4 — Хануйгольский; 5 — Орхон-Селенгинский; 6 — Угейнурский; 7 — Тарят-Чулутунский; 8 — Южно-Хангайский; 9 — Долиноозерский; 10 — Барун-Хурайский; 11 — Дзабханский; 12 — осевая зона Гобийского Алтая; 13 — Северо-Гобийский; 14 — Мандалгобийский; 15 — Ундэр-Шильский; 16 — Дариганга; 17 — Халхинольский; 18 — Хэнтэйский. Прямоугольниками показаны обобщенные лавовые поля, по [10].

ограниченного очень коротким интервалом времени (порядка 1 млн лет) [11], базальтовый вулканизм Монголии развивается в течение последних 55 млн лет.

Раннекайнозойский вулканизм эоценового и палеоценового возраста локализовался в Заалтайской Гоби, Мандалгобийском и Ундэр-Шильском ареалах, возобновился в олигоцене (Долина Озер) и получил наибольшее распространение в миоцене—плиоцене в большинстве известных ареалов Монголии (рис. 1). В четвертичное время произошло существенное сокращение площади вулканизма и голоценовые проявления известны в Тарятской впадине, в верховьях рек Орхон, Байдариг (Центральный и Южный Хангай), на плато Дариганга. Петрохимические данные свидетельствуют о чрезвычайно высокой гетерогенности кайнозойских базальтов Монголии по химизму. Четко это было показано для вулканитов Дариганги [4]. В большинстве ареалов вулканиты содержат разнообразные по минеральному составу включения глубинных пород и мегакристаллов [3, 5]. Ксенолиты ультрамафитов гранатовой фации глубинности известны в базальтах Тарятской впадины и на Дариганге [5, 12]. На основании различий в содержаниях петрогенных, малых и рассеянных элементов были сделаны выводы о различном составе и условиях плавления мантийных источников под Хангаем и Даригангой [1, 10].

Ранее авторами было показано, что кайнозойский вулканизм Монголии развивался в условиях предрифтового режима [13, 14], что является характерной чертой геодинамической обстановки развития плюмов в пределах континентальной литосферы с точки зрения формационного анализа. Тем не менее другие признаки, необходимые для идентификации мантийных плюмов, до последнего времени отсутствовали.

Первые детальные и представительные изотопно-геохимические данные для базальтов Монголии были опубликованы лишь недавно [10, 15], однако проблема природы мантийных источников базальтов остается открытой для дальнейшего обсуждения. Главный вывод из этих работ состоит в том, что роль ассимиляции первичных расплавов коровой компонентой незначительна [10], а изотопное отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в базальтах имеет значение, не превышающее величину, типичную для MORB [15].

В данной статье авторы вновь обращаются к обсуждению проблемы мантийных источников кайнозойского вулканизма Монголии на основе новых данных по содержанию редких и редкоземельных элементов в 62 образцах базальтов из всех ареалов Монголии от Прихубсугулья на севере до Дариганги на юго-востоке (см. рис. 1).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение малых и редкоземельных элементов выполнено в лаборатории ядерно-физических методов Опытного-методической экспедиции ГПП „Севзапгеология“ (г. Санкт-Петербург) инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) и рентгенофлуоресцентным анализом (РФА). При

выполнении исследований методом ИНАА пробы навеской 150—250 мг, упакованные в герметично запаянные ампулы из сверхчистого кварца, облучались в исследовательском канале тепловой колонны реактора ВВР-М Института ядерной физики (г. Гатчина). Время облучения составляло 10 ч с потоком тепловых нейтронов $7,5 \cdot 10^{13}$ н/см²/с. Для метрологического обеспечения применялись международные стандартные образцы AGV-2, G-2, W-2, BIR-1, BHVO-1, любезно предоставленные д-ром Д. Миллером (США). Стандартные образцы облучались в одном контейнере с исследуемыми пробами. Измерения проводились в три этапа со временем остывания соответственно 6, 12, и 35 дней: на коаксиальном детекторе — La, Eu, Sc, Ta, Cs, Rb, Na, Co, Fe, Sb, Zn, Ag, W; на Ge-детекторе — Ce, Sm, Gd, Tb, Tm, Yb, Lu, Th, U, Hf, Ba, Cr, As, Se, Mo, Cd, Au.

При этом достигнута следующая чувствительность по элементам (в г/т): La—0,8; Ce—3; Sm—0,5; Eu—0,1; Gd—5; Tb—0,8; Tm—1; Yb—0,7; Lu—0,5; U—1; Th—1; Sc—0,2; Ta—0,5; Cs—0,5; Rb—10; Na—10; Hf—1; Ba—100; Cr—3; Co—0,5; Fe—300; Sb—0,8; Se—10; As—2; Mo—30; W—5; Zn—70; Ag—20; Cd—50; Au—0,05.

Рентгенофлуоресцентный анализ выполнялся по оригинальной методике, разработанной в ОМЭ ГГП „Севзапгеология“, аттестованной НСАМ в 1989 г. ПЭВМ „Искра-1030М“. Пробы навеской 20 г, истертые до 200 меш, упаковывались в специальные кюветы. Характеристическое излучение возбуждалось: а) рентгеновской трубкой с промежуточной серебряной мишенью; б) радиоизотопным источником Am-241. Для метрологического обеспечения РФА использовались стандартные образцы ВМ, СГД-1А, СГ-1А, СТ-1А, СА-1, ТВ, СГХМ-3. Время измерения составляло 400 с для определения: рентгеновской трубкой — Ca, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, V, Zr, Nb, Mo, Pb, Bi, Th, U; радиоизотопным источником Am-241 — Ag, Sn, Cd, Sb, Cs, Ba, La, Ce. Достигнута следующая чувствительность по элементам (в г/т): Ca—5000; Mn—2000; Fe—500; Ni—200; Cu—70; Zn—40; As—20; Rb—15; Sr—10; Y—10; Zr—10; Nb—10; Mo—5; Pb—10; Bi—10; Th—1; U—0,5; Ag—10; Sn—10; Cd—10; Sb—10; Cs—10; Ba—5; La—10; Ce—10.

В лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты) на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ № 22-78 и МИ-1201 ИГ № 6-91-V1 (под рук. И.Л. Каменского) проведены изотопные анализы гелия как по валовым пробам, так и по отдельным минералам (например, для клинопироксена из базальта Шаварын-Царама получено значение $3\text{He}/^4\text{He} = 4,3 \cdot 10^{-6}$).

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТЫ

Новые данные по содержаниям малых и рассеянных элементов в кайнозойских базальтах Монголии принципиально не отличаются от ранее полученных и обсужденных в обзоре [6], но позволяют более конкретно судить о геохимических особенностях базальтов из различных ареалов. При рассмотрении геохимических спайдер-диаграмм (рис. 2) бросается в глаза широкий диапазон изменчивости в содержаниях как сидерофильных, так и литофильных элементов. Все изученные образцы характеризуются свойственной для щелочных базальтов обогащенностью легкими РЗЭ относительно тяжелых, но степень обогащения вулканитов из разных ареалов различна.

При достаточно однотипном поведении всех элементов на спайдер-диаграмме следует отметить различное положение Nb относительно соседних элементов — U, K, La для базальтов Орхон-Селенгинского и Хануйгольского ареалов. Это может указывать на определенное воздействие коровых компонентов на состав некоторых мантийных базальтовых расплавов, хотя дальше будет показано крайне незначительное влияние вещества коры на геохимию монгольских базальтов. Геохимическая гетерогенность изученных образцов подтверждается при сопоставлении малых элементов с содержанием MgO или с магнезиальностью $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{общ}})$, например, Cr, Ta, Nb и др. Геохимическая гетерогенность кайнозойских базальтов Монголии четко прослеживается на различных геохимических диаграммах. Так, при сопоставлении Sm/Yb — La/Sm , Zr/Nb — Th/U , Zr/Nb — Sm/Nd и других отчетливо различны области занимают точки образцов, принадлежащих разным ареалам (рис. 3). Более того, даже в пределах одного ареала можно видеть явную геохимическую гете-

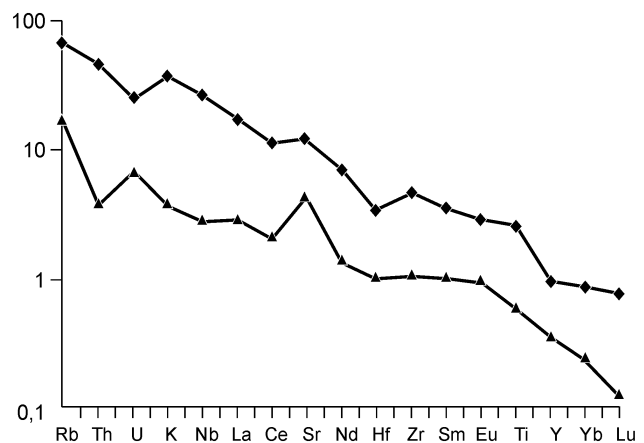


Рис. 2. Спайдер-диаграмма, нормированная к хондриту.

Показаны максимальные и минимальные значения для каждого элемента.

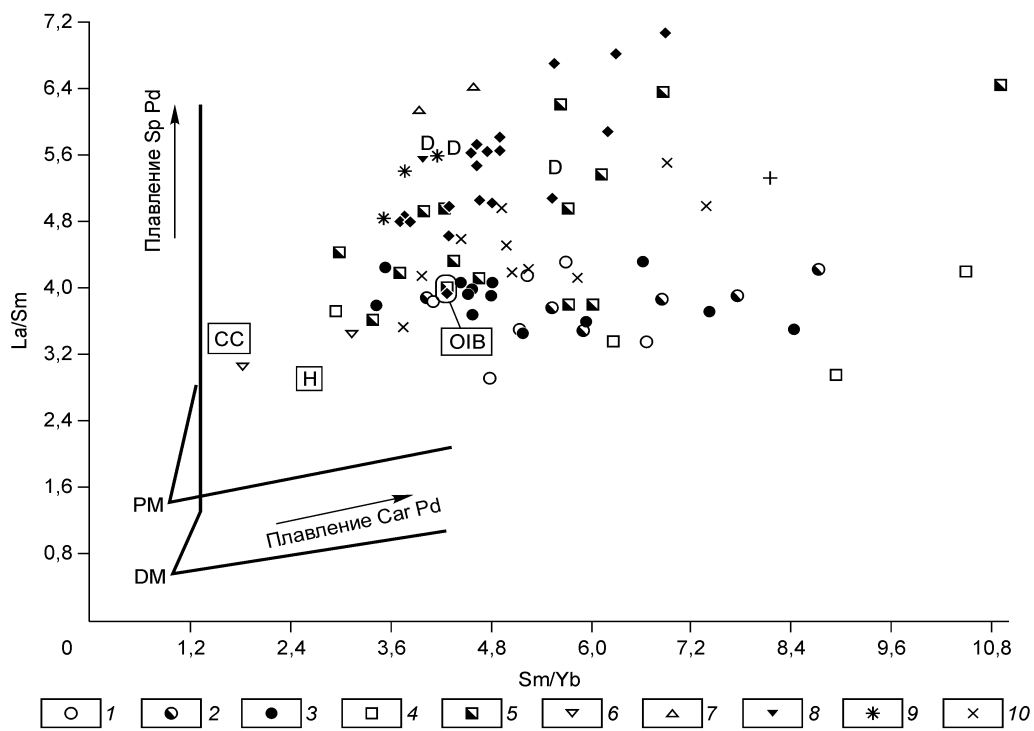


Рис. 3. Соотношение Sm/Yb—La/Sm.

Показаны тренды изменения геохимических параметров при плавлении гранатового перидотита (Ga Pd) и шпинелевого перидотита (Sp Pd), по[20]. Показано положение базальтов Дарфура (D), Гавайев (H), состав континентальной земной коры (CC) и базальтов океанических островов (OIB).

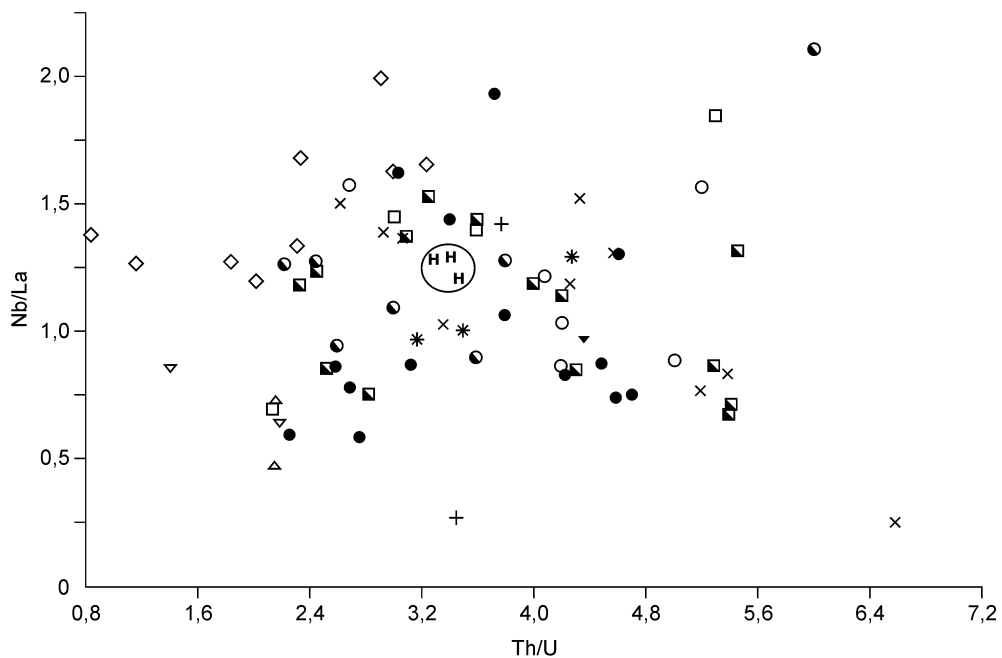


Рис. 4. Соотношение Th/U—Nb/La.

Показано положение гавайских базальтов (H).

рогенность образцов. Так, на диаграмме Th/U—Nb/La образцы Тарят-Чулутуинского и Орхон-Селенгинского ареалов образуют два противоположных тренда изменчивости для каждого ареала (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При интерпретации полученных результатов необходимо принять во внимание следующие закономерности, установленные в результате предшествующих работ большого числа исследователей.

1. Кайнозойский вулканизм Монголии обусловлен трещинными излияниями, которые в современном эрозионном срезе образуют 16 ареалов, развитие которых во времени не имело какого-либо структурного контроля.

2. В распределении кайнозойских базальтов по возрасту не наблюдается каких-либо закономерностей. Более того, отдельные ареалы развиваются в течение длительного времени. Так, например, по последним данным К-Аг датирования (ИГЕМ РАН, г. Москва, аналитик М. Аракелянц), для базальтов плато Дариганги получены следующие значения изотопного возраста: $13,8 \pm 0,9$; $5,5 \pm 0,4$ и $3,3 \pm 0,4$ млн лет. Вулканическая активность в этом месте продолжалась и в голоцене. Как отмечено выше, эти данные не согласуются с чисто плюмовой природой магматической активности в этом регионе.

3. Хотя все ареалы кайнозойских базальтов Монголии как по валовому составу, так и составу редких элементов имеют много общего (высокое содержание титана, магния и железа), использование методов факторного, кластерного и тренд-анализа позволило выявить ряд важных закономерностей в вариациях как главных, так и редких элементов [6, 16]. Распределение редких земель, нормированных к хондриту, показывает, что наиболее обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов плиоцен-четвертичные базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги. Наименее контрастна картина распределения РЗЭ в раннекайнозойских базальтах южных ареалов Монголии (рис. 5). Минимально отношение La/Yb для раннекайнозойских базальтов южных ареалов (Мандалгобийский, Долиноозерский), базальтов Прихубсугуля, Орхон-Селенгинского ареалов ≤ 25 . Максимальное значение этого отношения имеют базальты Тарят-Чулутуинского ареала (до 80), хотя здесь же есть породы с очень низким значением (<20). Относительно однородны по этому показателю базальты Дариганги и Тэсийнгольского ареалов (от 20 до

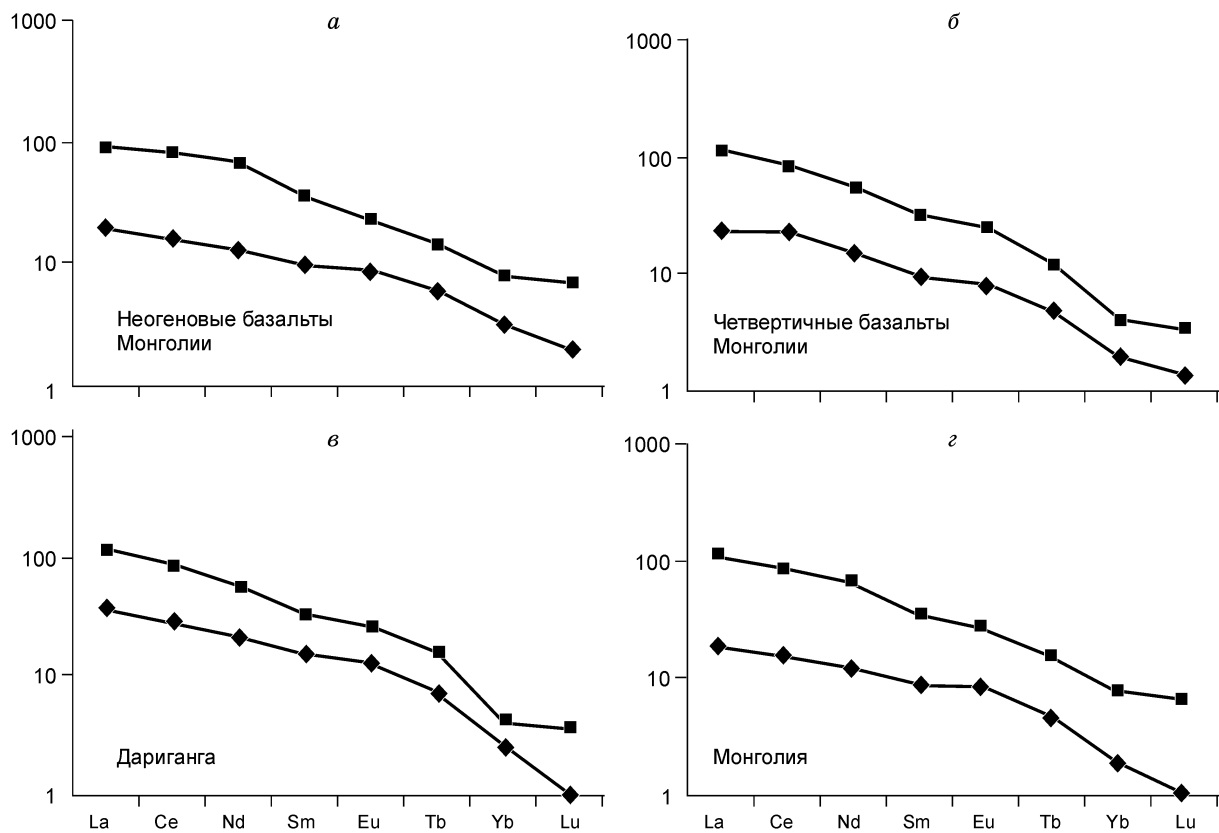


Рис. 5. Спайдер-диаграмма РЗЭ, нормированных к хондриту для неогеновых базальтов (а), четвертичных базальтов (б), для базальтов Дариганги (в) и всех изученных образцов (г).

Показаны максимальные и минимальные значения для каждого элемента.

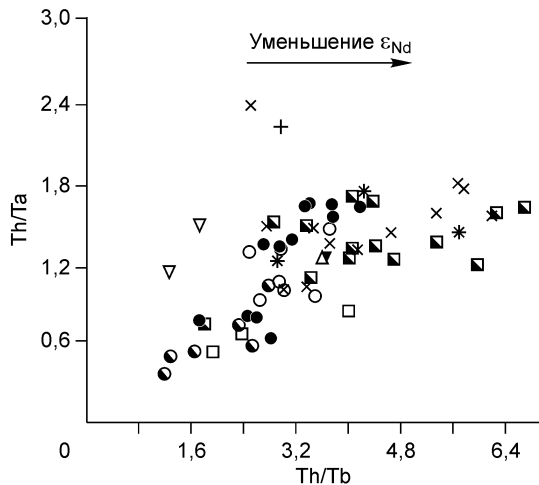


Рис. 6. Соотношение Th/Tb—Th/Ta.

Показан тренд изменения Th/Tb при увеличении степени обогащенности мантии (уменьшение ϵ_{Nd}).

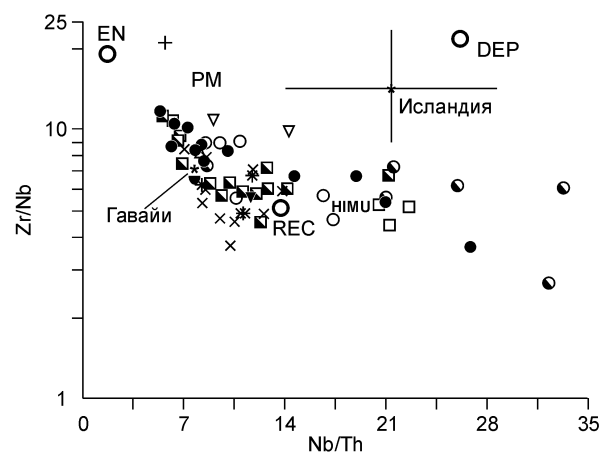
линейные тренды. Базальты Тарят-Чулутуинского ареала и Дариганги ближе всего отвечают условиям генерации из наиболее обогащенных источников. В то же время очевидны различия в степени обогащенности источников магм различных ареалов Монголии. Базальты южных, раннекайнозойских и Орхон-Селенгинского ареалов выплавлялись из наименее обогащенных источников. Таким образом, можно заключить, что в целом монгольские базальты произошли из изотопно и геохимически гетерогенной мантии.

Изотопно-геохимические данные привели к выводу о существовании в мантии Земли ряда магматических источников со своими характеристиками: источники типа N-MORB, E-MORB, HIMU, EM1, EM2 и др. Их положение видно на ряде геохимических диаграмм. Примером подобной диаграммы может служить соотношение Nb/Th—Zr/Nb (рис. 7). На ней точки составов монгольских базальтов попадают в поля между значениями, характерными для таких мантийных резервуаров, как деплетированная мантия (DEP), в разной степени обогащенная мантия (EN, PM, HIMU), предполагаемая рециклированная литосфера (REC) — источник, близкий по изотопно-геохимическим параметрам к HIMU и другим источникам обогащенного типа. Базальтовые магмы Монголии выплавлялись из источников, близких к источнику магм океанических островов (OIB) и EN с „примесью“ компонентов деплетированных источников. По модели смешения расплавов, образованных при частичном плавлении деплетированного и обогащенного источников (в координатах Zr/Nb—Th/U [18]), средняя базальтовая магма в пределах Монголии могла образоваться при смешении 90 % расплавов из источника типа DM и 10 % расплава из обогащенного источника. Диаграмма на рис. 7 отчетливо показывает геохимическую гетерогенность мантийных источников магм. Ранее отмечались основные причины гетерогенности магм, образованных под воздействием плюмов: вещественная гетерогенность самих плюмов, контаминация плюмов веществом литосферы, смешение магм из различных источников [2, 19]. На рис. 7 видно разное положение базальтов из различных ареалов Монголии.

К резервуару REC наиболее близки базальты Ундэр-Шильского, Дариганги и Тарят-Чулутуинского ареалов, тогда как породы Орхон-Селенгинского и Орхонского ареалов расположены ближе к источнику типа EN. В целом упомянутые выше диаграммы показывают, насколько широкое поле занимают базальты Монголии, достаточно удаленные от деплетированного источника мантии и близкие к положению обогащенных источников, в том числе, предположительно сформированные при участии погруженной океанической коры [7]. По ряду геохимических показателей монгольские базальты близки базальтам Гавайев (см. рис. 7). Причиной геохимической неоднородности магм может быть как геохимическая неоднородность плавящегося мантийного субстрата, так и смешение магм, образованных из различных источников. На диаграмме Zr/Nb—Y/Nb точки составов базальтов ложатся вдоль линии смешения источников типа MORB и OIB [20] (рис. 8).

Рис. 7. Соотношение Nb/Th—Zr/Nb.

Показано положение различных мантийных источников, базальтов Исландии и Гавайев. Пояснения см. в тексте.



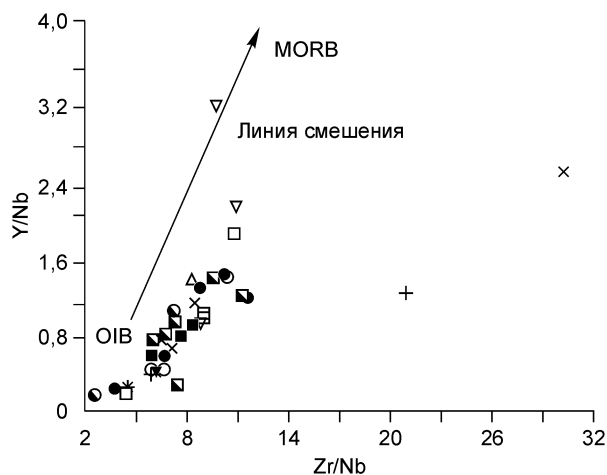


Рис. 8. Соотношение Zr/Nb—Y/Nb.

Линия смешения источников OIB и MORB дана по [19].

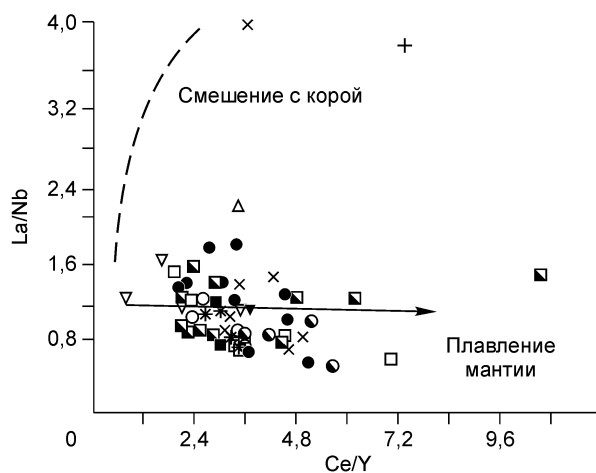


Рис. 9. Соотношение Ce/Y—La/Nb.

Линии плавления литосферной мантии и смешения с коровым материалом даны по [19].

Однако явная отрицательная корреляция отношений Sm/Nd и La/Yb для монгольских пород свидетельствует о вероятности смешения расплавов из различных мантийных источников [21].

Геохимические индикаторы типа La/Ta , Ta/Th , Nb/La и др. позволяют прийти к заключению, что монгольские магмы практически не испытали контаминацию коровым веществом. Например, диаграмма $Ce/Y—La/Nb$ (рис. 9) отчетливо указывает на образование последних при плавлении шпинель-гранатовой литосферной мантии региона, но не за счет смешения с корой продукта частичного плавления лерцолита мантии [22]. Об этом же свидетельствует и анализ данных соотношений $Rb/Sr—La/Nb$. Для континентальной коры и ее верхней части (гранитометаморфического слоя) установлены величины Rb/Sr 0,12 и 0,32 соответственно. Величины La/Nb для этих оболочек Земли 1,45 и 1,2 соответственно. Для монгольских базальтов величины Rb/Sr и La/Nb заключены в пределах 0,01—0,1 и 0,5—6,0 соответственно. Таким образом, значения Rb/Sr для базальтов значительно ниже величин, характеризующих субстрат континентальной коры.

Ряд диаграмм позволяет оценить условия плавления в мантийном источнике. Соотношения Zr/Nb , La/Sm , $(Ce/Sm)_N$, La/Yb , Sm/Nd , Lu/Hf определяют степень плавления, а Tb/Yb , Ce/Y , Sm/Nb , $(Yb/Sm)_N$ — количество реститового граната и соотношение ультраосновных пород гранатовой и шпинелевой фаций глубинности в магматическом источнике. Рассмотрение диаграмм с указанными геохимическими трассерами показывает, что исходные магмы в различных ареалах Монголии образовались преимущественно при плавлении гранат-шпинелевого лерцолита (степень плавления не превышает 5%), содержащего, по-видимому, не более 15% граната. Соотношение $Sm/Nd—Lu/Hf$ показывает, что составы изученных базальтов попадают в поля, расположенные между областями магм с остаточными шпинелью и гранатом [23].

Геохимические данные позволяют сопоставить роль процессов частичного плавления мантийного субстрата и фракционной кристаллизации первичных магм в образовании пород различного состава. Было показано, что при фракционировании глубинных магм отношение La/Yb меняется слабо при значительных изменениях в содержании La . Между тем на диаграмме $La—(La/Yb)$ (рис. 10) точки, характеризующие монгольские базальты, ложатся на тренд частичного плавления. И на диаграмме $(La/Yb)—Yb$ точки лежат далеко в стороне от тренда фракционирования расплава, но соответствуют модели смешения расплавов, образованных при частичном плавлении содержащих слюду шпинелевого и гранатового лерцолитов [21].

В работе [10] обосновывается выплавление кайнозойских базальтов Монголии из гетерогенной по изотопным и геохимическим меткам мантии на глубинах существования амфиболизированного гранатового перидотита. Однако, в отличие от выводов, сделанных авторами [10] относительно отчетливой геохимической однотипности древних (~33 млн лет) и относительно молодых (<6 млн лет) базальтов Монголии, нами показаны заметные латеральные и возрастные отличия в геохимии этих магматических пород, указывающие на аналогичные различия в глубинных источниках магм. Следует отметить, что около 20 лет тому назад авторами было показано, что кайнозойский магматизм в Монголии был обусловлен взаимодействием астеносферы с поднимающимися снизу потоками „аномальной“ мантии (в

Химический состав

Образец	Ареал	ΔNb	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr	Co	Sc
174/76	1	0,069	46,8	2,02	16,78	5,1	6,83	0,17	7,64	7,12	3,73	1,17	0,7	122,4	39,2	13,51
323/77	1	-0,069	45,36	2,33	16,31	1,86	9,14	0,15	7,18	8,41	4,10	2,35	0,82	97,6	39,8	13,15
324/77	1	0,115	50,22	2,43	15,48	4,06	6,2	0,13	5,73	6,78	3,85	1,81	1,4	145,9	32,7	10,15
322d/77	2	-0,098	48,28	2,12	15,52	1,9	8,84	0,17	8,62	8,13	3,3	1,42	0,55	215,3	45,1	18,51
182/76	2	-0,088	47,71	2,35	17,05	8,67	4,61	0,17	3,43	6,83	3,94	1,85	0,94	127,4	40	14,77
332/77	2	0,092	50,44	2,33	15,76	3,46	6,61	0,11	5,04	6,5	4,1	3,6	1,14	184,6	45,4	18,69
175/76	2	-0,096	47,66	2,4	16,98	3,58	8,54	0,16	6,68	5,85	3,86	1,8	0,63	153,9	49	16,4
334/77	3	-0,042	51,06	2,3	15,82	2	8,42	0,12	5,46	6,76	4	2,62	0,85	112,3	36,9	13,55
329/77	3	0,0002	49,92	2,52	15,02	3,8	6,38	0,11	6,38	6,21	3	3,25	0,77	125,7	38,3	15,17
331	3	0,245	50,7	2,43	15,8	3,39	6,85	0,12	5,2	6,58	4,2	3,05	0,89	398,2	48,8	10,27
336/77	3	-0,038	51,08	2,2	15,73	2,26	8,05	0,12	5,43	6,76	4	2,8	0,84	104,7	31,4	12,24
338/77	3	-0,135	51,32	2,35	15,63	3,19	7,21	0,14	4,8	6,39	3,87	3,1	0,92	73,6	31,4	11,03
407a/79	4	-0,191	52,2	2,08	18	3	6,07	0,12	5,42	6,2	3,72	2,05	0,07	134,3	35,3	12,48
404a/79	4	0,015	53,72	2,8	16,11	2,38	6,57	0,12	4,09	5,7	4,64	2,7	0,73	57,2	26,2	9,95
402/79	4	-0,025	51,84	2,36	15,86	2,17	6,92	0,11	5,36	7,1	3,93	2,38	0,68	112,2	31,5	10,05
407c/79	4	-0,079	51,78	2,29	15,77	3,14	6,07	0,12	7,2	6,57	3,72	2,05	0,63	139,9	33,7	12,29
478a	5	-0,102	49,54	2,26	1,1	2,73	8,67	0,15	6,86	7,19	3,7	1,95	0,7	147,4	42,9	15,17
476a	5	-0,112	51,22	1,85	15,27	5,5	6,85	0,14	6,57	6,72	4	1,75	0,59	173,1	38,4	14,42
475/75	5	-0,253	50,74	1,99	14,81	4,24	8,03	0,15	6,7	6,812	3,75	1,7	0,6	160,8	35,7	13,82
478d	5	-0,08	49,54	2,26	15,1	2,73	8,67	0,15	6,86	7,19	3,7	1,95	0,7	151,8	40,8	14,06
476b	5	-0,065	51,04	1,6	16,23	2,08	7,93	0,14	7,2	7,31	3,45	1,89	0,59	152	37,4	12,7
477a	5	-0,058	50,06	1,92	15,3	2,95	8,93	0,19	6,67	7,18	3,58	1,75	0,53	159,6	41,2	14,36
310	5	0,079	48,82	2,65	14,56	2,86	7,69	0,13	7,21	7,69	3,85	2,52	1,15	220,6	37,7	12,35
882d/85	5	0,031	48,76	1,88	15,28	2,63	8,03	0,16	8,3	8,23	3,3	1,57	0,62	253,9	43,9	19,37
882b/85	5	-0,073	50,02	1,84	15,31	2,46	7,96	0,16	8,93	8,05	2,8	1,45	0,51	215,5	42,6	17,27
488a	6	-0,163	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68,5	23,9	7,29
485a/79	6	-0,01	48,96	3,08	11,12	4,82	7,29	0,14	8,7	7,08	2,96	2,18	0,76	254,3	49,8	14,8
489b	6	-0,009	48,4	3,02	12,83	5,38	6,25	0,14	5,01	6,82	3,8	3,52	0,98	42,7	29,6	15,45
481/79	6	0,066	49,7	2,5	14,05	4,37	6,26	0,13	8,24	7,03	3,15	2,64	0,84	173,1	33,9	11,94
190/76	7	-0,092	44,7	2,28	15,03	3,07	7,68	0,05	8,23	7,84	4,16	2,94	1,33	208	47,7	18,88
417a/79	7	-0,084	49,64	2,17	15,91	2,77	7,07	0,14	7,15	6,77	3,5	2,11	0,76	138	36,2	12
440	7	-0,096	48,86	2,06	15,3	2,6	7,7	0,13	7,37	7,28	3,89	3,08	1,2	305,1	45,8	14,07
430/79	7	-0,103	51,72	2,68	14	4,98	5,53	0,13	4,97	7,08	4,4	3,02	0,7	182,3	32,7	13,03
879b	7	-0,181	47,08	2,24	14,72	5,72	4,92	0,16	8,56	6,83	3,85	3,7	1,12	209,3	38,7	13,32
431/79	7	-0,207	51,88	2,2	16,1	8,4	7,59	0,12	6,68	7,31	3,22	1,64	0,6	152,7	33,6	14,17
420a/79	7	0,055	43,78	1,96	13,67	4,56	7,19	0,16	10,24	8,97	3,93	1,05	0,8	319,2	50,8	13,01
418k/79	7	-0,122	50,26	2,52	14,82	2,4	7,97	0,16	6,71	7,93	3,5	1,88	0,64	185,5	41	16,04
444/79	7	-0,476	46,64	3,44	14,95	4,67	7,14	0,15	5,04	6,46	4,75	4,5	1,21	25,7	39,1	8,49
418a/79	7	0,054	48,8	2,89	14,48	2,48	8,14	0,16	7,89	7,55	3,7	2,3	0,73	157	41,4	15,36
354/77	7	-0,119	47,84	1,95	16,49	4	6,03	0,13	7,54	7,23	2,76	2,63	0,85	170,5	35,5	16,87
355/77	7	0,056	45,56	1,79	16,74	1,46	8,42	0,16	4	6,74	4,2	2,31	0,72	314,9	47	25,63
869	9	-0,099	50,92	1,76	15,36	5,4	4,66	0,15	4,4	6,83	3,9	2,95	1,37	266,3	55,6	19,19
375/77	9	0,289	47,16	2	16,57	8,08	1,92	0,19	5,46	9,79	4,1	0,44	0,6	98,4	26,1	21,14
449a	11	-0,066	47,74	2,24	14,52	4,92	5,76	0,16	7,85	7,53	3,28	2,03	0,85	171,4	33,4	15,83
449a/79	11	0,092	47,74	2,24	14,52	4,92	5,76	0,15	7,85	7,53	3,28	2,03	0,85	171,1	41,1	15,79
701	12	-0,749	52,84	2	15,3	4,05	6,32	0,15	3,99	6,8	3,07	1,52	0,68	71,7	25,3	17,54
371b	12	0,052	53,48	0,92	19,53	4,53	3,12	0,12	4,28	7,13	4	1,62	0,45	120,9	21,9	14,05
600	14	-0,024	42,7	2,66	14,57	3,32	8,96	0,18	10,8	10,29	2,3	0,56	0,39	280,9	50,3	24,71
607	14	0,086	43,56	2,28	12,38	4,92	6,7	0,19	8,97	10,57	4	0,5	0,59	311,1	44,2	21,68
614/83	14	0,056	48,48	2,26	13,89	9,16	2,75	0,17	5,08	9,75	2,78	2,06	0,53	226,7	35,1	19,27
604	14	0,051	43,7	2,1	13,03	3,52	8,67	0,18	10,67	10,65	2,3	1,3	0,53	289,2	46,2	23,67
624b	15	0,052	45,42	2,3	13,45	4,39	9,56	0,11	8,56	8,97	2,59	1,69	0,51	147	44,4	19,87
616d	15	0,128	43,76	2,4	13,3	3,59	7,17	0,17	11,13	9,4	2,76	1,14	0,58	386,2	44,5	22,1
499b	16	-0,078	44,96	3,36	12,65	6,25	6,76	0,19	8,54	9,53	3,5	0,86	0,84	146,1	39,5	14,85
493	16	-0,002	50,56	2,52	13,04	5,3	6,66	0,15	7,13	8,26	3,33	1,36	0,47	156,5	45,7	19,94
511	16	0,077	47,6	2,72	12,28	6,64	6,48	0,16	8,31	8,26	3,33	1,86	0,7	126,1	48,6	14,08
503	16	0,171	46,24	3,08	12,31	5,02	7,47	0,18	9,62	8,92	2,95	1,45	0,87	255,3	53	16,48
506b	16	0,081	46,86	2,88	12,07	7,13	5,65	0,15	9,62	8,81	3,5	1,22	0,72	220,8	50,4	14,96
674a	16	0,164	46,42	2,62	12,46	3,79	8,39	0,16	9,52	9,85	3,07	1,84	0,55	185,3	53,1	15,12
513d	16	0,182	42,94	3,88	11,18	7,04	7,93	0,2	9,03	9,45	4,36	0,92	1,02	143,7	52	13,84
502a	16	-0,018	45,88	3,12	12,03	5,9	7,03	0,18	10,14	8,92	2,85	1,45	0,86	193,2	49,2	13,58
98/76	16	0,064	47,31	2,8	13,42	2,62	8,92	0,16	8,62	9,02	3,44	1,94	0,6	175,2	42,9	15,06

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов — мас.%, малые и редкие элементы — г/т; номера ареалов

базальтов Монголии

Rb	Cs	Sr	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
20	<1	782	2,17	33	4,3	183	18	3,1	0,76	27	61,4	31	6,49	2,24	0,83	1,24	0,19
26	<1	910	2,87	45	4,4	254	18	2,7	1	28,6	64,2	36,1	6,62	2,2	0,77	1,16	0,13
20	<1	1125	2,66	45	4,5	209	19	2,6	<0,5	28,7	64	41,8	8,54	2,69	0,86	1,28	0,12
20	<1	743	2,4	21	4,6	186	20	2,5	<0,5	23,7	47	32,5	6,17	2,07	0,85	1,5	0,2
36	<1	609	1,66	20	4,7	179	20	2,1	<0,5	19,3	46,9	25,1	6,55	2,19	0,84	1,37	0,16
31	<1	778	2,37	21	4,3	155	22	2,4	0,67	23,2	47,1	33,9	5,96	1,95	0,86	1,47	0,22
27	<1	843	2,32	23	4,5	208	23	2,1	<0,5	26,6	60,1	34,1	7,57	2,63	0,79	1,47	0,17
57	<1	865	2,7	28	5,6	202	20	1,3	<0,5	29,5	70,2	45,1	8,44	2,52	1,01	1,43	0,2
62	<1	897	3,37	40	6,1	242	22	1,2	0,54	31,6	79,3	47,9	8,41	2,43	1,01	1,52	0,18
45	<1	1140	5,34	97	5,1	260	18	3	<0,5	46	102,3	53,2	10,89	3,55	1,18	1,25	0,08
64	<1	909	2,68	40	5,7	224	17	1,9	<0,5	31,1	70,4	40,4	8,02	2,48	0,81	1,17	0,15
78	<1	832	2,86	39	6,9	241	16	1,5	<0,5	35,5	82,6	45,6	9,08	2,91	0,91	1,17	0,1
38	<1	802	2,55	28	5,4	189	12	1,9	<0,5	26,2	55	38	7,48	2,23	1,1	0,89	0,13
47	<1	816	2,34	32	4,9	187	17	2,3	<0,5	24,4	55,6	29,6	6,75	2,26	0,76	1,14	0,09
36	<1	831	2,54	42	5,2	226	17	2	0,66	25,8	62,7	34,3	7,17	2,38	0,81	1,2	0,15
32	<1	775	2,33	34	5,2	228	19	1,8	0,53	23,6	57,2	30,8	6,8	2,27	0,69	1,31	0,18
36	<1	854	2,23	28	3,9	183	14	3,6	0,85	33,4	63,7	41,7	7,74	2,2	1,06	1,17	0,18
26	<1	734	1,74	19	3,9	166	17	2,3	<0,5	25,4	51,9	32	6,23	1,84	0,85	1,29	0,16
45	<1	749	1,49	13	3,7	152	15	2,4	0,87	22,1	50,7	28,9	5,54	1,84	0,64	1,21	0,13
20	<1	705	1,44	18	3,8	151	16	2,3	0,89	20,7	45,5	25,7	5,63	1,88	0,69	1,23	0,16
29	<1	734	1,47	19	3,4	157	17	1,9	0,61	21,7	48,6	25,2	5,34	1,83	0,64	1,2	0,17
25	<1	825	1,71	22	3,6	168	17	2,6	0,58	25,2	56,8	34,1	6,45	2,29	0,69	1,34	0,17
43	<1	1012	3,53	59	5	217	14	2,2	0,59	30,5	71,3	39,2	8,17	2,64	0,78	1,1	0,14
35	<1	743	1,95	19	4,1	165	24	3,1	0,66	25,1	53,1	27,7	5,89	1,93	0,74	1,66	0,2
28	<1	680	1,63	16	4	164	22	2,2	0,82	20,4	44,1	28,5	5,4	1,87	0,7	1,57	0,2
92	1,9	1450	5,7	100	10,5	442	19	4,7	0,89	53,9	133	68,5	12,79	3,71	1,17	1,22	0,14
48	<1	898	2,93	34	4,6	175	13	1,5	<0,5	23,5	57,3	37,3	7,94	2,58	0,77	0,89	0,11
26	1,4	1118	0,25	10	3	108	18	1,6	0,75	14,3	35,3	17,4	3,84	1,26	0,47	1,3	0,09
51	<1	930	2,78	37	4,6	195	18	1,8	<0,5	26,3	63,4	43,1	7,82	2,48	0,76	1,25	0,16
62	<1	838	4,14	47	7,1	267	18	4,8	0,88	35,6	81,7	39,6	7,17	2,25	0,8	1,25	0,19
42	<1	800	2,47	36	4,9	211	15	3,2	0,89	24,8	51,7	30,2	6,53	2,09	0,72	1,14	0,14
44	<1	946	3,11	42	6	266	20	4,1	1,62	48,7	97	42,8	7,84	2,47	0,76	1,39	0,18
54	<1	806	2,41	40	6	242	17	3,1	0,95	26	58,7	34,6	6,82	2,21	0,76	1,13	0,14
51	<1	1222	3,64	50	7,1	315	19	5,6	1,06	57,7	117,4	60,5	9,08	2,98	0,89	1,32	0,12
31	<1	632	1,62	15	3,9	169	18	2,7	<0,5	22,2	43,3	23,9	5,12	1,74	0,66	1,17	0,13
33	<1	1192	4,26	63	6	287	22	5,1	1,65	45,7	97,3	48,2	8,53	2,85	1,08	1,39	0,12
30	<1	793	1,84	20	3,9	182	19	3	1,06	26,4	55,8	29,7	5,34	1,84	0,68	1,33	0,12
67	<1	1354	4,56	50	8,2	374	13	7,2	1,33	69,5	137	60,5	10,8	3,48	1,07	0,99	0,11
40	<1	873	2,65	39	5,4	224	22	3,2	1,31	31,5	63,8	34,2	6,35	2,26	0,79	1,49	0,11
29	<1	964	2,27	34	4,5	205	25	2,4	0,6	28,4	63,4	35,3	6,86	2,24	0,7	1,47	0,14
27	<1	1035	1,44	27	3,5	196	25	2,1	<0,5	23,4	54,6	24,2	5,27	1,78	0,62	1,76	0,22
29	<1	656	1,72	14	4,4	147	19	2,2	0,97	23,4	52,2	25,4	5,95	1,96	0,74	1,31	0,15
39	1,4	521	0,63	10	3,6	98	31	0,7	<0,5	11,6	24,7	15,4	3,76	1,28	0,56	2,04	0,25
45	<1	1161	2,71	32	4,9	228	21	2,7	1,25	44	89,1	42,8	6,85	2,21	0,8	1,49	0,11
20	<1	1507	1,79	18	4	149	24	2,2	1,02	37,8	82,8	35,7	6,15	1,87	0,61	1,56	0,21
40	16,8	775	1,4	14	9,6	424	34	3,3	<0,5	55	124,5	77,9	13,25	3,23	1,32	3,33	0,43
38	1,2	755	0,75	10	2,9	108	21	1,1	<0,5	15,3	34,8	20,7	4,41	1,56	0,64	1,4	0,12
35	<1	748	2,09	21	4,9	200	28	3,1	0,72	24,5	59,2	28,8	6,77	2,24	1,07	1,99	0,24
36	1,4	1217	3,03	43	6	241	25	3,7	0,85	44	91,6	42,7	7,89	2,63	1,01	1,98	0,27
63	<1	770	2,46	35	5,1	220	24	4,2	1,32	35,9	72,7	30,9	6,64	2,21	0,99	1,76	0,25
42	<1	689	2,37	36	5	242	28	1,7	0,73	30,3	64,6	32,9	7,23	2,45	0,94	1,95	0,17
43	<1	629	2,34	33	4,9	223	26	2,8	0,8	32,7	68,5	34,2	6,76	2,34	0,96	1,92	0,16
20	9,5	874	3,55	56	6,2	273	27	5	1,17	43,2	87,4	40,7	7,72	2,64	0,88	1,86	0,23
33	<1	814	1,82	22	4,1	172	17	2,6	<0,5	28,7	58,8	35	6,94	2,23	0,75	1,19	0,18
29	<1	559	1,86	19	4,6	161	21	2,7	<0,5	22,7	45	27,7	6,41	2,01	0,98	1,7	0,23
42	<1	675	2,38	35	4	187	18	4,2	1,37	25,6	59,7	26,2	6,12	1,97	0,74	1,21	0,18
28	<1	837	3,01	44	5,2	216	24	4	0,94	36,9	75,5	35,2	8,16	2,59	1,07	1,63	0,19
20	<1	723	2,5	40	4,9	194	17	3,2	1,22	26,6	56,8	31,9	6,29	2,14	0,77	1,2	0,07
44	<1	758	2,9	43	4,1	202	21	4,5	1,53	30,9	67,2	31,8	6,71	2,28	0,84	1,51	0,11
61	1,7	1217	5,08	90	6,5	333	28	8,8	1,92	68,6	137,8	64,4	12,47	3,97	1,52	1,8	0,18
41	1,1	1127	5,59	90	8,6	409	26	8,5	1,96	59	119,1	62,4	11,82	3,86	1,37	1,6	0,13
37	<1	753	2,92	35	4,9	209	22	4,1	1,22	34	71,7	33,7	6,85	2,27	0,88	1,39	0,11

соответствуют значениям, приведенным на рис. 1. $\Delta Nb = 1,74 + \log (Nb/Y) - 1,92 \log (Zr/Y)$.

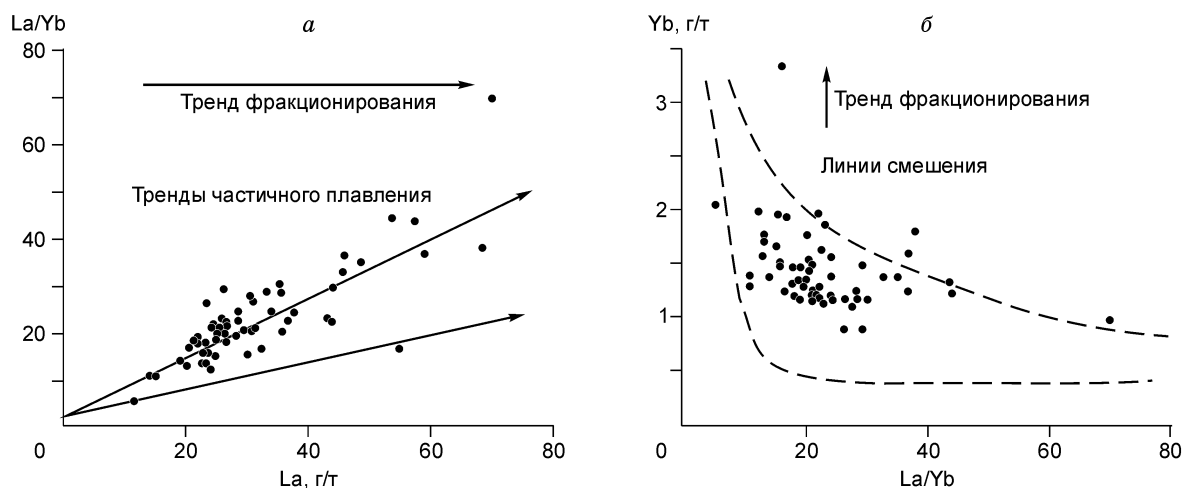


Рис. 10. Условия плавления по распределению РЗЭ: соотношения La—(La/Yb) и (La/Yb)—Yb.

Показаны тренды частичного плавления и фракционирования.

современном понимании с плюмом), воздействующими на всю литосферу региона [4, рис. 49]. Авторы писали, что „термин „аномальная мантия“ должен быть отнесен к областям мантийного диапиризма как восходящего потока вещества“. Данные настоящего исследования подтверждают ранее сделанные выводы о глубинной гетерогенности мантийных источников магм в различных вулканических ареалах в силу достаточно быстрых изменений химического и минерального составов мантийного субстрата в магматогенных структурах [4].

Учитывая приведенные данные, можно полагать, что магматическая активность Монголии в кайнозойе в различных ареалах развивалась в значительной мере под действием мантийных плюмов или отдельных выступов-протуберанцев одного обширного Центрально-Азиатского плюма [9]. При наличии ограниченных данных по изотопии Ne ($^3\text{He}/^4\text{He}$) и детальным результатам исследования недр методом сейсмической томографии на территории Монголии в настоящее время трудно найти надежные геохимические критерии плюмовой природы мантийных магм. На геохимической диаграмме Zr/Y — Nb/Y [24, 25] практически все изученные образцы из всех ареалов Монголии попадают в поле базальтов, сформированных при воздействии плюма, вблизи источников щелочных магм океанических островов. На примере Исландии и Северной Атлантики показано [24], что эти геохимические параметры могут быть использованы для идентификации магм, образованных под воздействием плюма и в источниках, близких к N-MORB. В таблице приведен геохимический параметр ΔNb , вычисленный по уравнению $\Delta\text{Nb} = 1,74 + \log(\text{Nb}/\text{Y}) - 1,92 \log(\text{Zr}/\text{Y})$. Положительные значения ΔNb указывают на плюмовый источник базальтов, отрицательные — на отсутствие плюма. Практически для всех ареалов имеются как положительные, так и отрицательные значения. В соответствии с вышеприведенными геохимическими данными в пользу влияния различных мантийных источников на состав монгольских базальтов полученный результат не кажется удивительным. Во всяком случае значения ΔNb не противоречат представлениям о формировании магм при участии плюмовой компоненты. Следует отметить, что, по данным [26], точки, характеризующие траппы Сибири, Декана на диаграмме Zr/Y — Nb/Y лежат по обе стороны вдоль линии, разделяющей поля плюмовых базальтов и образованных без участия плюма. Геохимические данные, приведенные в [10], более определенно указывают на плюмовый источник базальтов под Центральной Монголией, значительная часть значений $\Delta\text{Nb} > 0$. Некоторые вещественные признаки плюма на основе главных петрогенных элементов базальтов были приведены в [2] — повышенные содержания в магмах оксидов Fe, Ti, Mg, наличие феннеровского тренда дифференциации и т. п. А. Хофманн писал, что по многим изотопно-геохимическим данным плюм практически не отличим от обогащенных источников типа OIB, EM [19]. На примере Исландии было показано, что с изотопией гелия нелинейно отрицательно коррелируют отношения Nb/Rb , Nb/Th [27]. Между отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$ и Th/U установлена положительная корреляция. На этой основе можно утверждать, что магма под плато Дариганга должна характеризоваться отношениями $^3\text{He}/^4\text{He}$, не меньшими, чем это установлено для лавы влк. Шаварын-Царам (Хангай, Тарягская впадина) [15]. Более низкие значения изотопных отношений гелия следует ожидать для базальтов Северо-Восточного Китая, Тэсийнгольского, Угейнурского и, возможно, Орхон-Селенгинского ареалов. Ограниченные данные по изотопии стронция и неодима (два определения) для

базальтов Дариганги дают значения, практически неотличимые от плюмовых (ϵ_{Nd} — до +4, $(^{87}Sr/^{86}Sr) — 0,7047—0,7051$) [28]. Если это так, то можно предполагать существование, по крайней мере, в пределах верхней мантии БМР отдельных выступов-протуберанцев. Так как на различных геохимических диаграммах вулканические ареалы региона занимают различное положение (обычно с некоторым перекрытием полей), то можно полагать, что это обусловлено как первичной геохимической неоднородностью плюмов, так и различными процессами взаимодействия плюма с подкоровой частью монгольской литосферы. Интересно отметить, что на геохимических диаграммах точки составов монгольских базальтов чаще группируются около предполагаемого плюмового источника базальтов Дарфур (Северная Африка), а иногда и вблизи источника пикритов Лоихи (Гавайи) — вулканические области, для которых установлены самые высокие значения $^3He/^4He$.

Еще одним косвенным аргументом в пользу существования плюмового источника под Монголией являются ранее опубликованные данные о сходстве состава и структурного состояния ряда мегакристаллов и мантийных включений в базальтах Дариганги с таковыми в кимберлитах [29]. Повышенная хромистость шпинелей и гранатов, наличие мегакристаллов циркона, пикроильменита и других минералов, сопоставимых по составу и структурному состоянию с кимберлитовыми образованиями, все это позволяет допустить определенное сходство условий образования кимберлитовой магмы и базальтового расплава под плато Дариганга. Отметим также, что для Дариганги в большей степени, чем для других ареалов, установлена доля образцов, характеризуемых положительным значением ΔNb .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые геохимические данные не согласуются с выводами работы [10] о геохимической однотипности древних (~33 млн лет) и относительно молодых (<6 млн лет) базальтов Монголии.

Раннекайнозойские базальты осевой зоны Гобийского Алтая (и, возможно, Долины Озер) практически на всех геохимических диаграммах отличаются от более молодых вулканитов остальных ареалов Монголии. Это подтверждает представления [7] о существенных отличиях в условиях мантийной магмогенерации в пределах Центральной Азии в кайнозое по сравнению с предшествующими геологическими эпохами. В более молодых базальтах в большей степени проявляется влияние обогащенных источников.

Распределение редких земель, нормированных к хондриту, показывает, что наиболее обогащены легкими лантаноидами относительно тяжелых элементов плиоцен-четвертичные базальты Тарят-Чулуутинского ареала и Дариганги. Геохимическая близость базальтов этих двух ареалов прослеживается на диаграммах $La/Sm—La/Ta$, $Sc—Zr$, $Th/Tb—Th/Ta$. Последняя диаграмма иллюстрирует различия в глубинных источниках магм разных ареалов (см. рис. 6). На геохимической диаграмме $Zr/Nb—Nb/Th$ [25] (см. рис. 7) практически все изученные образцы из всех ареалов Монголии попадают в поле базальтов, сформированных при воздействии плюма, вблизи источников щелочных магм океанических островов. Так как на различных геохимических диаграммах вулканические ареалы региона занимают различное положение (обычно с некоторым перекрытием полей), то можно полагать, что это обусловлено как первичной геохимической неоднородностью мантийного плюма, так и его разной температурой при движении вдоль подошвы литосферы, что наблюдается во многих районах плюмового магматизма [2]. Интересно отметить, что на геохимических диаграммах точки составов монгольских базальтов чаще группируются около предполагаемого плюмового источника базальтов Дарфур (Северная Африка) [30], а иногда и вблизи источника пикритов Лоихи (Гавайи) — вулканические области, для которых установлены самые высокие значения $^3He/^4He$. Однако следует заметить, что само отсутствие данных о высоких изотопных отношениях гелия не может являться аргументом против плюмовой природы магматизма. Так, например, значения $^3He/^4He$, близкие к атмосферным или даже существенно ниже, были получены для сибирских траппов и базальтов Земли Франца Иосифа (устное сообщение И.Л. Каменского).

Полученные геохимические данные указывают на MORB как на один из источников, влияющих на генерацию рассматриваемых базальтов. Об этом прямо говорят полученные авторами данные по изотопии гелия в оливинах и пироксенах из базальтов Монголии. Вопрос о существовании мантийного плюма под Монголией в рамках изотопно-геохимических данных остается открытым до получения новых результатов.

В заключение отметим, что имеющиеся геофизические данные о глубинном строении Монголии (пониженные значения групповых скоростей волн Рэлея для периодов 7—150 с и моделирование гравитационного поля) согласуются с гипотезой о существовании мантийных плюмов в этом регионе [31].

Результаты выполненных исследований показывают, что кайнозойские базальты в различных ареалах Монголии характеризуются отличиями в содержании петрогенных, малых и рассеянных элементов, и в условиях генерации магм. На это указывают такие геохимические индикаторы, как Th/Tb , La/Yb , La/Nb , La/Sm , Sm/Yb , Tb/Yb и др. На диаграммах с указанием мантийных источников (N-MORB, E-MORB, HIMU) — $Nb/Th—Zr/Nb$, $La/Yb—Th/Ta$ и др. — подавляющее число точек анализов попадает в поля

обогащенных источников. По многим геохимическим признакам базальты Дариганги близки к базальтам Тарят-Чулутуинского ареала. Для упомянутых выше двух ареалов, возможно, выделяются две группы базальтов, различающихся условиями образования или типами мантийных источников. По геохимическим признакам кроме Тарят-Чулутуинского ареала мантийный плюм (выявляемый по изотопии Ne), скорее всего, проявился на Дариганге. Раннекайнозойские базальты осевой зоны Гобийского Алтая (и, возможно, Долины Озер) практически на всех геохимических диаграммах отличаются от более молодых базальтов остальных ареалов Монголии. Это подтверждает представления [7] о существенных отличиях в условиях мантийной магмогенерации в пределах Центральной Азии в кайнозой по сравнению с предшествующими геологическими эпохами. В более молодых базальтах в большей степени проявляется влияние обогащенных источников, сформированных скорее всего под влиянием мантийного плюма.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 03-05-64077, программы 5 „Взаимодействие мантийного плюма с литосферой“ и программы „Ведущие научные школы“ ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Мантийные плюмы** и металлогения. Материалы Международного симпозиума 4—7 сентября 2002 г., Петрозаводск, Ин-т геологии Карельского НЦ РАН. М., 2002, 515 с.
2. **Грачев А.Ф.** Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // *Петрология*, 2003, т. 11, № 6, с. 618—654.
3. **Кебезинская В.В.** Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М., Наука, 1979, 312 с.
4. **Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.** Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М., Наука, 1985, 135 с.
5. **Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.** Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М., Наука, 1990, 72 с.
6. **Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.** Кайнозойский вулканизм Монголии // *Российский журнал о Земле*, 2000, т. 2, № 2, с. 153—183.
7. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская—кайнозойская вулканическая провинция Центральной—Восточной Азии как проекция мантийного горячего плюма // *Геотектоника*, 1995, № 5, с. 41—64.
8. **Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И.** Северо-азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 3—29.
9. **Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // *Петрология*, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.
10. **Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D. et al.** 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.
11. **White R., McKenzie D.** Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, p. 17543—17585.
12. **Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Дашевская Д.М.** Включения гранат-шпинелевых лерцолитов в кайнозойских базальтоидах Монголии // *Докл. АН СССР*, 1981, т. 260, № 6, с. 1461—1465.
13. **Салтыковский А.Я., Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С.** Некоторые закономерности пространственного распределения петрогенных элементов в базальтах МНР // *Особенности внутриконтинентального базитового магматизма*. М., 1980, с. 3—27.
14. **Грачев А.Ф., Девяткин Е.В.** Предрифтовый тектонический режим // *Геология и разведка*, 1997, т. 1, с. 3—10.
15. **Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Каменский И.Л., Салтыковский А.Я.** Первые данные об изотопии гелия в кайнозойских базальтах Монголии // *Докл. РАН*, 2003, т. 393, № 5, с. 669—672.
16. **Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф. и др.** Петрология и петрохимия КЗ базальтов и глубинных включений БМР // *Комплексные исследования развития БМР в кайнозой*. М., 1981, с. 5—86.
17. **Joron J.-L., Treuil M.** Hydromagmaphile elements distributions in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling method // *Magmatism in the oceanic basins.*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 777—799.
18. **Niu Y., Batiza R.** Trace element evidence from seamounts for recycle oceanic crust in the Eastern Pacific mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 148, p. 471—483.
19. **Hoffman A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, v. 385, p. 219—229.
20. **Floyd P.A.** Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts // *Magmatism in the oceanic basins.*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 215—230.

21. **Shaw J.E., Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F., Ibrahim K.M.** Petrogenesis of the largest intraplate volcanic field on the Arabian Plate (Jordan): A mixed lithosphere-asthenosphere source activated by lithospheric extension // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 9, p. 1657—1679.
22. **Anand M., Gibson S.A., Subbarao K.V. et al.** Early Proterozoic melt generation processes beneath the Intra-cratonic Cuddapah Basin, Southern India // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, № 12, p. 2139—2171.
23. **Chauvel C., Blichert-Toft J.** A hafnium isotope and trace element perspective on meeting of the depleted mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 190, p. 137—151.
24. **Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al.** Thermal and chemical structure of the Iceland plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 153, p. 197—208.
25. **Condie K.C., Frey B.A., Kerrich R.** The 1.75-Ga Iron King Volcanics in west-central Arizona: a remnant of an accreted oceanic plateau derived from a mantle plume with a deep depleted component // *Lithos*, 2002, v. 64, № 1—2, p. 49—62.
26. **Baksi A.K.** Search for a deep-mantle component in mafic lavas using a Nb-Y-Zr plot // *Canad. J. Earth Sci.*, 2001, v. 38, p. 813—824.
27. **Breddham K., Kurz M.D., Storey M.** Mapping out the conduit of the Iceland mantle plume with helium isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 176, № 1, p. 45—55.
28. **Wiechert U., Ionov D.A., Wedepohl K.H.** Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle // *Contr. Miner. Petrol.*, 1997, v. 126, p. 345—364.
29. **Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.** О кимберлитовом типе включений в щелочных базальтах Дариганги (МНР) // Докл. АН СССР, 1985, т. 282, № 5, с. 1200—1205.
30. **Franz G., Steiner G., Volker F. et al.** Plume related alkaline magmatism in central Africa — the Meidob Hills (W Sudan) // *Chem. Geol.*, 1999, v. 157, № 1—2, p. 27—47.
31. **Зорин Ю.А., Туруганов Е.Х.** Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // *Геология и геофизика*, 2004, т. 45, с. 1248—1258.

*Рекомендована к печати 30 августа 2005 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию 7 июля 2004 г.,
после доработки — 18 апреля 2005 г.*