

## ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПОВ ГЕЛИЯ И ПЕТРОХИМИИ

И.А. Жукова, Ю.Д. Литасов, А.Д. Дучков\*, Д.Д. Новиков\*\*

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*\* Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*\*\* Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Мурманская область, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия*

В образцах кайнозойских эффузивов и выделенных из них фенокристаллов оливина и пироксена Северной и Центральной Монголии определен изотопный состав гелия (27 образцов) и аргона (7 образцов), а также петрогенные и редкие элементы. Измеренные отношения изотопов гелия ( $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ) лежат в интервале  $(0.1\text{—}13)\cdot 10^{-6}$ . Впервые для областей кайнозойского базальтового вулканизма Монголии на одном из участков Хангайского нагорья получены аномально высокие значения отношения изотопов гелия  $R = 13\cdot 10^{-6}$ . Составы исследуемых пород отвечают тефритам, трахибазальтам и субщелочным андезитобазальтам. Анализ редкоземельных и мультиэлементных спектров показывает, что источником, участвующим в образовании базальтовых полей Хангайского нагорья, является обогащенная мантия типа EM1, спектры подобны спектрам OIB, отношение  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  составляет 9—53. В целом отмечаются повышенные изотопные отношения в фенокристаллах оливина по сравнению с фенокристаллами пироксена и валовыми составами пород в тех же образцах. Исходя из элементного состава эффузивов, был сделан расчет радиогенного  ${}^4\text{He}$  и  ${}^3\text{He}$  в исследуемых объектах. Значение полученной скорости образования  ${}^3\text{He}$  составляет  $5.65\cdot 10^{-2}$  ат./г.год). Анализ рассчитанных и измеренных отношений изотопов гелия показал наличие в образцах мантийного захваченного гелия.

*Изотопы, гелий, аргон, геохимия, базальты.*

### GENESIS OF CENOZOIC BASALTS IN CENTRAL ASIA AND NORTHERN MONGOLIA

*(from helium isotope and petrochemical data)*

I.A. Zhukova, Yu.D. Litasov, A.D. Duchkov, and D.D. Novikov

Isotopic compositions of He (27 samples) and Ar (7 samples) as well as major and trace elements have been determined in Cenozoic effusive rocks and hosted olivine and pyroxene phenocrysts from northern and central Mongolia. The  $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  values are within  $(0.1\text{—}13)\cdot 10^{-6}$ . Abnormally high  $R$  value,  $13\cdot 10^{-6}$ , atypical of Cenozoic basaltic-volcanism areas in Mongolia, has been first revealed at one of the sites of the Hanganyn upland. In composition the rocks under study correspond to tephrites, trachybasalts, and subalkalic andesite-basalts. Analysis of their REE patterns and spidergrams shows that the elements participating in the formation of basalt fields of the Hanganyn upland were supplied from the enriched mantle (EM1). These patterns are similar to the OIB ones;  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9\text{—}53$ . The  $R$  values in the olivine phenocrysts are higher as compared with the pyroxene phenocrysts and the bulk rock compositions of the same samples. Based on the elemental composition of the rocks, their contents of radiogenic  ${}^4\text{He}$  and  ${}^3\text{He}$  were calculated. The rate of  ${}^3\text{He}$  formation is  $5.65\cdot 10^{-2}$  at/(g·year). The calculated and measured  $R$  values in the rock samples point to the presence of trapped mantle helium.

*Isotopes, helium, argon, geochemistry, basalts*

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время общепризнана роль изотопной геохимии благородных газов при изучении строения недр, природы движущих сил тектогенеза, происхождения разнообразных подземных флюидов и дегазации Земли. Благородные газы, содержащиеся в мантийных ксенолитах и базальтовых выплавках, дают важную информацию об образовании и эволюции земной атмосферы, коры, мантии и ядра.

Изучение изотопии гелия является важным инструментом современной химической геодинамики, позволяющим выявлять вклад того или иного источника в процесс генерации магматических расплавов. Выводы, получаемые при анализе отношений  $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ , базируются на том, что изотоп  ${}^3\text{He}$ , образующийся в результате ядерного синтеза, был захвачен Землей во время аккреции планеты, тогда как радиогенный изотоп  ${}^4\text{He}$  постоянно образуется при распаде урана и тория. Отношение изотопов гелия в атмосфере  $R_a = {}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1.4\cdot 10^{-6}$ , тогда как на Солнце оно составляет  $457\cdot 10^{-6}$ , а в среднем в метеоритах —  $143\cdot 10^{-6}$  [Jackson, 1998]. Большую часть гелия Земля потеряла еще во время аккреции. Рассеивание изотопов гелия в космическое пространство происходит с разной скоростью, однако очевидно, что атмосферный гелий представляет собой смесь мантийного, поступающего в основном через срединно-океанические хребты, и корового, обогащенного  ${}^4\text{He}$ . Вклад других источников невелик. Отношение

$^3\text{He}/^4\text{He}$  в источниках типа MORB, связанных со срединно-океаническими хребтами, достаточно постоянно —  $(1.2 \pm 0.2) \cdot 10^{-5}$  ( $R/R_a = 8.5 \pm 1.4$ , т. е. в 8.5 раза больше атмосферного), тогда как в горячих точках это отношение колеблется в больших пределах, от  $R/R_a = 33$  ( $^3\text{He}/^4\text{He} = 46.2 \cdot 10^{-6}$ , влк. Лоихи, Гавайи) до  $R/R_a = 5$  (о. Тристан-да-Кунья). Земная кора в целом содержит  $^3\text{He}/^4\text{He} = 0.01 \cdot 10^{-6}$  [Азбель, Толстихин, 1988].

К настоящему времени для многих областей кайнозойского базальтового вулканизма (как океанических, так и внутриконтинентальных) получены представительные данные по гелиевой изотопии, что позволило получить важную информацию об источниках базальтового вулканизма. В то же время пока еще сравнительно мало этих данных имеется для областей внутриплитного магматизма Азии [Basu et al., 1995; Грачев, 1998; 1999]. Практически только началось изучение изотопии гелия в Монголии, где наиболее широко проявился кайнозойский базальтовый магматизм [Грачев и др., 2003]. Между тем вопрос о природе рассеянного континентального базальтового вулканизма в этом регионе остается спорным. Поэтому нами было проведено более детальное изучение изотопов гелия и аргона в базальтах Центральной и Северной Монголии.

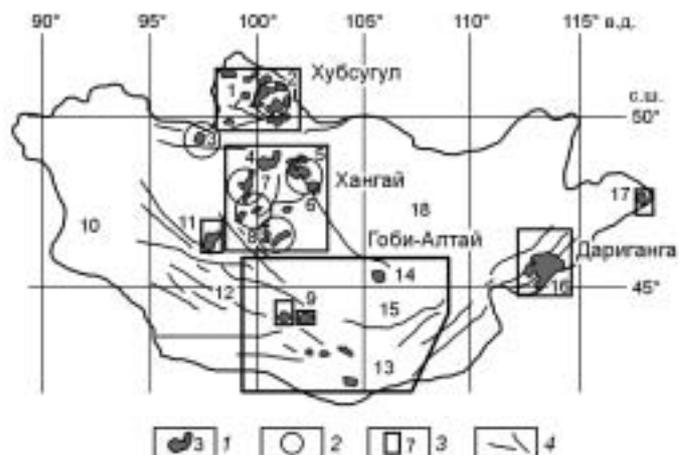
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

В работе были использованы образцы разновозрастных щелочных и субщелочных базальтов, отобранные в нескольких районах Северной и Центральной Монголии (рис. 1). Плато Тэсийнгол занимает крайнюю северо-западную часть исследованной площади и расположено в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента (V—E) на продолжении Орхон-Селенгинского вулканоплутонического пояса (D—T<sub>3</sub>) [Ярмлюк, Коваленко, 2003; Кузьмин и др., 2003]. Базальты слагают компактное плато на правом берегу р. Тэсийн-Гол в верхнем ее течении. Возраст базальтовых потоков достаточно однообразен и составляет около 10—12 млн лет (неопубликованные данные). Базальты Восточного Прихубсугуля слагают лавовые покровы на восточном фланге рифтовой структуры оз. Хубсугул, вытянутой в субмеридиональном направлении. В фундаменте сочленяются структуры Хамар-Дабанского метаморфического пояса (E<sub>1</sub>), Джидинского террейна (NP—E<sub>1</sub>) и Телменского плутонического пояса (E<sub>2</sub>—O<sub>1</sub>). Хангайское поднятие представлено системой складчатых хребтов и разделяющих их впадин в центральной части Монголии. Разновозрастные базальты в пределах Хангайского хребта образуют вершинные покровы, встречаются в приразломных долинах притоков крупных рек (реки Хануйн-Гол, Чулут, Орхон), а также выполняют грабенообразные структуры типа Тарятской впадины. Фундамент Хангай представляет собой сложный коллаж блоков Хангай-Даурского террейна (S—C<sub>3</sub>) и Хубсугул-Боксонских осадочных бассейнов (NP—E<sub>2</sub>), на который наложен Селенгинский вулканоплутонический пояс (P—J). Таким образом, состав и возраст коровых структур разнообразен и не имеет корреляции с составом кайнозойских вулканитов.

Базальтовые вулканы и потоки в районе Тарятской впадины были изучены наиболее подробно, так как здесь на небольшой площади сосредоточены продукты излияний как минимум трех возрастных уровней — позднплиоценового, среднепозднеплейстоценового и позднейшего, голоценового [Геншафт, Салтыковский, 2000]. Тарятская впадина представляет собой широтно-ориентированный грабен, входящий в систему молодых структур Хангайского поднятия, возникших во время максимальной активизации неотектонических движений в позднем неогене. Она достигает 70—80 км в длину и всего лишь 10—15 км в ширину. Грабенообразная природа Тарятской впадины подчеркнута прямолинейностью ее бортов, резким (до 800—1000 м) превышением их над дном, четко выраженными в рельефе субпараллельными разломами. Помимо прочего, по данным сейсмической томографии, под Центральным Хангаем на глубине 150—250 км расположена одна из самых крупных скоростных аномалий

**Рис. 1. Схема положения ареалов кайнозойского базальтового вулканизма Монголии.**

1 — ареалы: 1 — Западное Прихубсугулье, 2 — Восточное Прихубсугулье, 3 — Тэсийнгольский, 4 — Хануйнгольский, 5 — Орхон-Селенгинский, 6 — Угейнурский, 7 — Тарят-Чулутский, 8 — Южно-Хангайский, 9 — Долиноозерский, 10 — Барун-Хурайский, 11 — Дзабханский, 12 — осевая зона Гобийского Алтая, 13 — Северо-Гобийский, 14 — Мандал-Гобийский, 15 — Ундер-Шильский, 16 — Дариганга, 17 — Нумургингольский, 18 — Хэнтэйский [Вагу, Kent, 1998]; 2 — места отбора проб; 3 — обобщенные лавовые поля; 4 — разломы.



в Центральной Азии [Хуторской, 1996]. В Хангае были также опробованы разновозрастные фрагменты лавовых потоков в районе сомона Эрдэнэцогт, а также рек Их-Тамир, Тэрхийн-Гол, Хануин-Гол, Тацын-Гол и др.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для геохимических анализов были отобраны образцы базальтов, принадлежащих к разным этапам вулканизма Северной и Центральной Монголии в пределах Хубсугульского и Хангайского лавовых полей (см. рис. 1, табл. 1). В анализируемых пробах базальтов и выделенных из них фенокристаллов оливина и пироксена были определены концентрации гелия (27 обр.), аргона (7 обр.) и их изотопный состав.

Таблица 1. Содержания и отношения изотопов гелия и аргона в базальтах, оливиновых и пироксеновых фенокристаллах Центральной и Северной Монголии

№ образца	Координаты		Объект	Метод экстракции	Лавовое поле	Гелий		Аргон		
	с.ш.	в.д.				$^4\text{He}\cdot 10^{-8}$ , см <sup>3</sup> /г*	$R\cdot 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-8}$ , см <sup>3</sup> /г*	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	
DG-28	48° 07' 01"	99° 56' 00"	Базальт	Д	7	0.8	2.6	—	—	
DG-14	48° 13' 00"	100° 25' 00"	»	»	7	0.9	0.5	—	—	
DG-8	48° 17' 22"	100° 28' 35"	»	»	7	0.9	1	—	—	
DG-24	48° 02' 17"	99° 58' 13"	»	»	7	0.37	2.8	—	—	
SCh-1	48° 14' 03"	100° 25' 59"	»	»	7	0.75	0.72	—	—	
SCh-2	48° 14' 03"	100° 25' 59"	»	»	7	1.2	1.5	—	—	
S-1	48° 13' 35"	100° 25' 39"	»	»	7	0.6	1	—	—	
S-2	48° 13' 35"	100° 25' 39"	»	»	7	1.1	0.6	—	—	
S-3	48° 13' 35"	100° 25' 39"	»	»	7	0.48	2.5	—	—	
P-1	48° 02' 17"	99° 58' 14"	»	»	7	0.3	3.5	—	—	
TG	48° 09' 27"	99° 59' 17"	»	П	7	3.1	1.03	—	—	
IT-1	47° 13' 55"	101° 03' 32"	»	»	8	98	0.23	—	—	
				Д	8	0.8	1	—	—	
OR-1	46° 49' 19"	101° 38' 33"	»	П	8	12	0.81	—	—	
				Д	8	1.6	1.7	—	—	
HA-3	47° 50' 23"	100° 46' 50"	»	П	7	470	0.057	—	—	
OR-19	48° 32' 18"	103° 16' 56"	»	»	6	8	0.36	—	—	
TS-10	49° 29' 09"	97° 48' 59"	»	»	3	22	0.38	—	—	
				Д	3	0.31	0.8	—	—	
HU-4	48° 14' 59"	103° 26' 0"	»	П	6	33	1.2	—	—	
ER-1	46° 25' 46"	100° 50' 48"	»	»	8	2.8	3.05	—	—	
				Оливин	»	8	4.24	9	77	293.4
				»	»	8	1.65	13	37	278.5
OR-13	46° 53' 45"	102° 16' 54"	Базальт	»	8	1.3	0.54	—	—	
OR-7	46° 54' 05"	101° 33' 52"	»	»	8	125	0.077	—	—	
CH-2	48° 06' 34"	100° 17' 48"	»	»	7	3.1	0.8	—	—	
HV-6	50° 45' 59"	100° 31' 0"	»	»	2	17	0.28	—	—	
TTS-1	46° 22' 24"	101° 44' 24"	»	»	8	1.3	7.4	—	—	
				Оливин	»	8	2.65	12	63	294.6
				Пироксен	»	8	2.83	4.6	61	302.6
GB-1	48° 56' 08"	102° 46' 04"	Базальт	»	5	3	2.9	—	—	
OR-28	48° 35' 02"	102° 44' 29"	»	»	5	9	0.75	200	316	
HV-18	50° 37' 05"	100° 31' 26"	»	»	2	32	0.59	320	352	
HR-2	48° 10' 35"	99° 52' 41"	»	»	7	2	10.5	—	—	
				Оливин	»	7	10.5	4.1	72	376.9

Примечание.  $R = ^3\text{He}/^4\text{He}$ ; метод извлечения гелия: П — плавление, Д — дробление; названия лавовых полей см. на рис. 1.  
\* При  $P = 760$  мм рт.ст. и  $T = 273.15$  °С.

Образцы отбирались как с поверхности потоков (с визуальным контролем отсутствия вторичных изменений), так и из средних и нижних частей потоков (на эрозионном срезе), чтобы провести измерения для разных уровней одного и того же разреза с целью контроля влияния времени эксгумации на отношения изотопов гелия. Глубина отбора не превышала 30—40 см. В пределах ошибки измерений не обнаружено никакой зависимости отношений изотопов гелия от уровня эрозионного среза.

Оливины и пироксены отбирались в лаборатории прикладной минералогии и химического анализа Аналитического центра ОИГГМ СО РАН из трех образцов базальтов, которые предварительно были раздроблены и разделены на три фракции: 0.3—0.2, 0.2—0.15 и <0.15 мм. Определения изотопов гелия и аргона проводились на масс-спектрометре МИ-1201 № 22-78 в лаборатории изотопных исследований Геологического института КНЦ РАН, г. Апатиты. Методы экстракции газа из образца — дробление в вакууме и плавление. Ошибки измерений концентраций  $^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}$  составляют 3—5 %. Ошибки измерений отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  приведены в табл. 2. Методика изотопно-газовых измерений была неоднократно опубликована ранее, например в работах [Marty et al., 1998; Tolstikhin et al., 1999].

Определение содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) проводилось методом ICP-MS (аналитик — С.В. Палесский) на одноканальном ИСП масс-спектрометре ELEMENT с двойной фокусировкой, ошибка измерений 15 %. Определение главных петрогенных элементов — методом РФА (аналитик — Н.М. Глухова) на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25, ошибки измерений составляют от 0.005 до 0.2 %. Определения составов минералов производились на микроанализаторе Camebax-Micro при ускоряющем напряжении 20 кВ с использованием природных и синтетических стандартов. Пересчет рентгеноспектральных данных производился по алгоритму ZAF.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ПОРОД

Для петрографического описания были использованы только базальты Тарягской впадины как наиболее полно представляющие эволюцию вулканизма Центральной Монголии. По петрографическим характеристикам базальты можно разделить на три типа.

1. Полнокристаллические базальты с пористой текстурой. Здесь выделяются две разновидности — равномерно-зернистые с долеритовой структурой (см. рис. 2, б) и неравномерно-зернистые, порфирировидные, с долеритовой структурой основной массы и вкрапленниками оливина и пироксена (см. рис. 2, а). В образцах с порфирировидной структурой имеются гломеропорфиновые образования. В обоих случаях матрикс сложен основным плагиоклазом, клинопироксеном, рудными минералами, в интерстициях встре-

Таблица 2. Ошибки оценок отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  и  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  по измерениям изотопов гелия и аргона

Отношение	Порядок	Ошибка измерений, %
$^3\text{He}/^4\text{He}$	$10^{-5}, 10^{-6}$	2
	$10^{-7}$	10
	$10^{-8}$	25
$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	300	0.5
	$10^3$	2
	$10^4$	10
	$10^5$	25

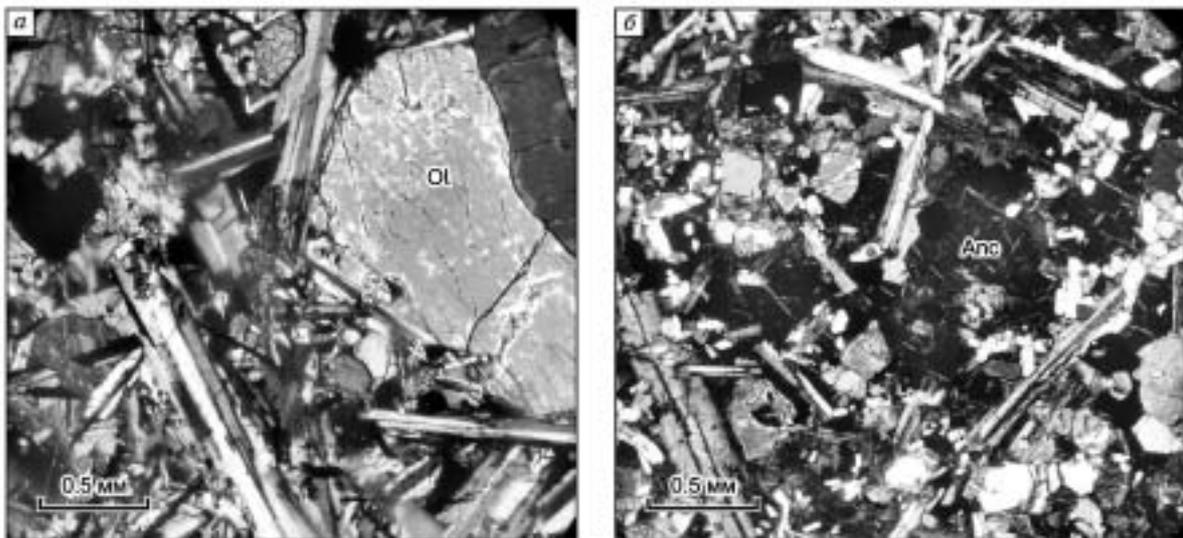


Рис. 2. Микрофотографии базальтов Хангайского нагорья в шлифах.

а — полнокристаллический порфирировидный базальт, во вкрапленниках оливин (Ol), долеритовая структура основной массы; б — полнокристаллический равномерно-зернистый базальт, структура долеритовая, в интерстициях анальцит (Anc).

Таблица 3. Анализы составов плагиоклаза, оливина, пироксена, анальцима и базальтового стекла (мас.%)

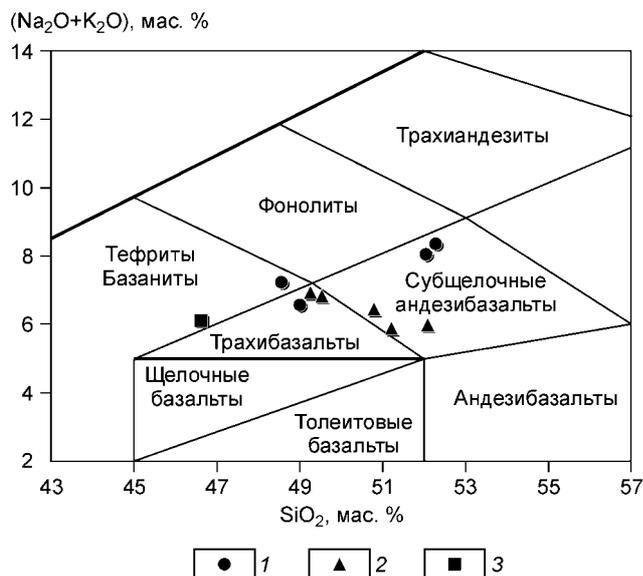
Компонент	Pl					Ol				Cpx				Anc		Стекло		
	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	—	—	28.2	26.6	25.6	16.1	7.1	6.9	7.2	7.0	—	—	7.6	19.6	7.7
Na <sub>2</sub> O	3.1	4.4	4.9	4.1	4.8	—	—	—	—	—	—	—	—	4.8	5.8	5.0	4.7	3.6
MgO	—	—	—	—	—	33.0	34.3	35.5	43.2	12.6	13.3	12.1	14.4	—	—	2.6	3.7	2.6
SiO <sub>2</sub>	53.1	53.0	53.5	52.4	54.6	37.0	37.3	37.1	39.6	46.7	50.5	46.1	53.2	58.3	57.7	49.1	40.9	48.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.0	28.9	28.5	28.5	28.0	—	—	—	—	6.2	3.7	6.9	—	22.6	22.9	19.2	16.7	19.1
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.2	4.1	4.5
CaO	11.3	11.9	11.3	11.8	10.7	—	—	—	—	22.0	22.0	21.8	22.8	—	—	5.9	5.7	5.9
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.1	1.9	3.3	—	—	—	2.2	5.2	2.2
Сумма	98.1	99.3	99.2	98.8	99.9	99.2	99.1	99.1	99.4	98.7	99.2	98.4	98.9	87.4	87.8	96.8	100.9	93.7

чается анальцим (см. рис. 2, б). В равномерно-зернистых базальтах, как и в базальтах других типов, встречаются два вида плагиоклаза: один в матриксе — лейстовидный, более основной, другой, более кислый, — в интерстициях. Анализы составов пироксена, оливина, плагиоклаза и анальцима приведены в табл. 3. Средний модалльный состав (%) базальтов этого типа: плагиоклаз (матрикс) — 10, плагиоклаз (интерстиции) — 40, оливин — 25, клинопироксен — 10, анальцим — до 10, рудные минералы — до 5. Вкрапленники слагают до 5 %, причем оливин существенно преобладает над пироксеном.

2. Самый распространенный тип — неполнокристаллические базальты с порфировой структурой и интерсертальной структурой основной массы. Текстура пористая. Во вкрапленниках преимущественно оливин в виде изометричных неограниченных, изометричных и короткопризматических ограниченных зерен, реже пироксен, плагиоклаз и рудные минералы. В основной массе — лейсты плагиоклаза, клинопироксен, оливин, рудные минералы, стекло. Модалльный состав (%) матрикса: стекло — до 25, плагиоклаз (матрикс) — 5—10, плагиоклаз (интерстиции) — до 35, оливин — 25—35, клинопироксен — 10—25, рудные минералы — до 15; во вкрапленниках: оливина — 5—20, пироксена — до 5 %, содержание других минералов незначительное.

3. Стекловатые базальты с массивной текстурой, микропорфировой структурой и гиалопилитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках присутствуют в основном оливин, очень редко — рудные минералы и пироксен. Оливин часто футляровидный, габитус длинно- и короткопризматический. Наблюдаются единичные случаи, когда по оливину развивается идингсит, в основном оливин свежий. Модалльный состав (%) матрикса: стекло — 50—75, плагиоклаз (матрикс) — 5—10, плагиоклаз (интерстиции) — до 35, оливин — 5—10, Срх — 10—25, рудные минералы — до 5; вкрапленники оливина слагают 5—20 % базальта.

### ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД



На классификационной диаграмме (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> (рис. 3) для эффузивов Тарятской впадины составы исследуемых пород лежат в поле тефритов, трахибазальтов и субщелочных андезибазальтов. По данным [Barry, Kent, 1998], среди разновидностей отмечаются, в том числе гавайиты и муджиериты. На диаграмме базальты разделены по возрасту: голоценовые, средне-позднеплейстоценовые и плиоценовые. Они в той или иной степени подверглись дифференциации, их магнезиальность лежит в пределах 28.8—39.9 (табл. 4). На спектрах редких земель отсутствует

Рис. 3. Диаграмма (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)—SiO<sub>2</sub> для исследуемых базальтов Тарятской впадины Хангайского нагорья Центральной Монголии [Le Bas et al., 1986].

1 — голоценовые, 2 — среднепозднеплейстоценовые, 3 — плиоценовые.

Таблица 4. Состав петрогенных элементов базальтов Тарятской впадины (мас.%)

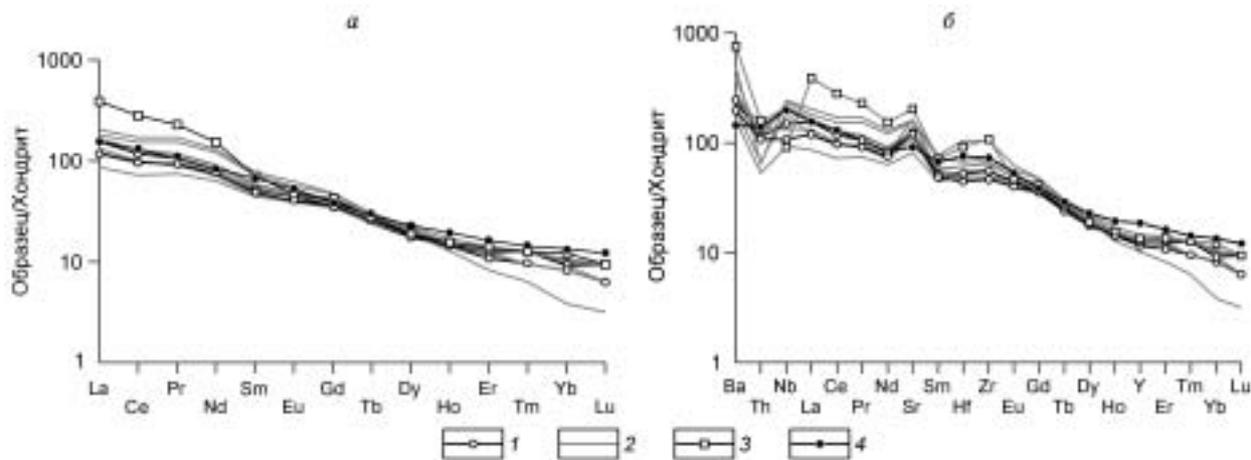
Компонент	DG-28	DG-14	DG-8	DG-24	SCh-1	SCh-2	S-1	S-2	S-3	P-1
SiO <sub>2</sub>	49.25	52.09	46.62	52.05	48.55	49.00	50.79	51.22	49.53	52.27
TiO <sub>2</sub>	2.08	2.00	2.19	2.28	2.16	2.10	2.07	2.06	1.97	2.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.63	15.38	14.04	17.07	15.00	15.23	15.60	15.37	15.09	16.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.30	9.50	10.98	8.44	10.87	10.62	10.09	10.03	10.15	8.71
MnO	0.14	0.13	0.15	0.12	0.17	0.15	0.13	0.13	0.14	0.12
MgO	7.94	6.39	7.98	4.04	7.60	6.97	6.48	6.52	7.17	4.09
CaO	6.92	7.06	8.58	6.82	6.90	8.03	7.58	7.74	7.67	6.85
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.75	4.03	4.78	4.07	3.60	4.50	4.05	4.07	5.23
K <sub>2</sub> O	3.32	2.23	2.09	3.27	3.17	2.96	1.94	1.82	2.76	3.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.84	0.55	0.72	0.72	0.99	0.77	0.55	0.54	0.74	0.76
Ba	0.07	0.05	0.06	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	0.07	0.07
П.п.п.	0.30	0.08	2.87	0.08	0.14	0.70	0.26	0.30	0.02	0.02
Сумма	99.41	99.22	100.30	99.73	99.70	100.21	100.04	99.84	99.38	100.07
Mg#	39.93	36.71	38.52	29.21	37.61	36.14	35.64	35.92	37.85	28.82

Таблица 5. Состав редких и редкоземельных элементов базальтов, г/т

Компонент	CH-2	OR-19	HV-6	ER-1	TTS-1	TS-10	OR-13	IT-1	HA-3	HU-4
Cs	0.47	0.23	0.15	0.39	0.31	0.16	0.23	0.31	0.31	0.54
Rb	27.16	23.24	16.87	33.74	34.60	72.85	24.34	38.01	62.19	50.68
Ba	520.98	480.53	386.61	588.91	691.49	1179.56	472.75	596.86	1808.62	922.61
Th	3.98	1.96	1.53	3.29	3.56	1.86	3.11	4.35	4.66	3.16
U	1.01	0.47	0.54	0.94	1.32	0.16	0.86	0.93	1.40	0.62
Nb	32.00	44.37	22.31	35.54	49.77	57.88	25.89	51.31	22.05	56.70
La	31.37	27.63	20.40	36.64	39.32	48.26	28.23	39.41	91.61	42.97
Ce	60.95	58.46	44.47	71.71	78.42	104.35	59.09	77.43	171.20	93.42
Pr	8.43	8.84	6.90	9.86	10.91	15.75	8.55	10.57	21.27	14.19
Nd	32.39	37.02	28.75	37.65	42.03	59.27	34.29	41.28	70.19	55.77
Sr	791.14	1154.44	593.26	903.68	914.05	1154.26	876.38	894.43	1469.57	1106.52
Sm	6.79	7.83	6.59	7.67	8.67	11.40	7.15	8.32	10.48	10.72
Hf	5.70	4.93	5.06	5.40	6.19	10.78	4.59	6.30	9.39	6.94
Zr	213.59	185.72	186.17	213.16	257.23	401.95	176.35	246.66	410.87	275.55
Eu	2.19	2.58	2.22	2.51	2.71	3.49	2.25	2.72	2.64	3.16
Gd	6.87	7.59	6.82	7.05	8.05	9.46	7.15	8.47	8.23	9.33
Tb	0.86	0.94	0.92	0.86	1.01	1.09	0.93	1.09	1.01	1.08
Dy	4.60	4.77	4.52	4.31	5.03	4.73	4.59	5.44	4.66	5.17
Ho	0.78	0.78	0.84	0.78	0.85	0.70	0.78	0.93	0.85	0.85
Y	19.98	18.94	19.94	18.08	20.67	15.83	19.91	22.70	21.20	19.98
Er	1.95	1.88	1.99	1.72	2.09	1.32	2.02	2.25	2.17	2.01
Tm	0.31	0.23	0.31	0.23	0.31	0.16	0.31	0.31	0.31	0.23
Yb	1.48	1.33	1.53	1.33	1.63	0.62	1.48	1.71	1.94	1.31
Lu	0.16	0.16	0.23	0.16	0.23	0.08	0.23	0.23	0.23	0.15
La/Yb	21.16	20.76	13.30	27.53	24.19	77.75	19.11	23.05	47.20	32.76

европиевый минимум, хотя незначительное количество мегакристаллов санидина и анортотлаза все же присутствует в некоторых потоках; их образование не отразилось на спектре редких земель.

Для десяти образцов базальтов было определено содержание редких и редкоземельных элементов (табл. 5). На редкоземельном спектре (значения анализов нормированы по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995] для сравнения показан РЗЭ спектр источника OIB [Sun, McDonough, 1989], который практически полностью совпадает со спектрами, полученными в ходе исследований (рис. 4, а). Этот результат не



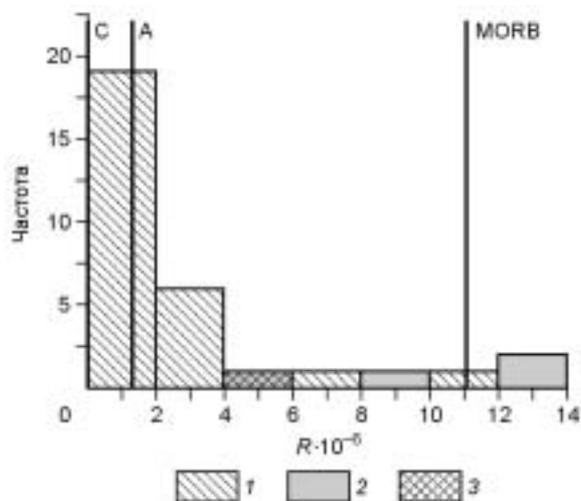
**Рис. 4. Редкоземельный (а) и мультимедийный (б) спектры базальтов Хангайского нагорья и Прихубсугуля, нормированные по хондриту [Sun, McDonough, 1989; McDonough, Sun, 1995].**

1 — голоцен, 2 — неоген, 3 — мезозой, 4 — ОИВ [Sun, McDonough, 1989].

противоречит данным по другим полям кайнозойских континентальных базальтов [Рассказов и др., 2002], но имеет свою специфику. Как и в большинстве других районов кайнозойского континентального вулканизма в мире, базальты Хангайского нагорья обогащены легкими лантаноидами относительно хондрита, при этом отношение  $(La/Yb)_n$  в исследованных образцах составляет 9—53 (среднее значение для ОИВ —  $(La/Yb)_n = 11.66$ ). Для некоторых образцов можно отметить сильное обеднение тяжелыми лантаноидами по сравнению с ОИВ. На мультиэлементном спектре, нормированном по С1 (рис. 4, б) не наблюдается существенного отклонения от ОИВ.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ИЗОТОПИИ ГЕЛИЯ

Точки отбора проб показаны на рис. 1, результаты изотопных анализов представлены в табл. 1, на рис. 5 приведена гистограмма отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в базальтах, оливиновых и пироксеновых фенокристаллах. Здесь же для сравнения показаны средние значения параметра  $R$  для континентальной коры, атмосферы и MORB. Отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в изученных базальтах и фенокристаллах изменяется более чем на два порядка — от  $0.1 \cdot 10^{-6}$  до  $13 \cdot 10^{-6}$ , среднее значение составляет  $3.0 \cdot 10^{-6}$ . Основной объем данных располагается в интервале  $(2.7—5.3) \cdot 10^{-6}$ , т. е. в промежутке между значениями изотопного отношения гелия, характерными для земной коры и мантийными источниками типа MORB. Максимальные измеренные изотопные отношения как для базальтов, так и для фенокристаллов приближаются и даже превышают значение  $R$  для MORB. Необходимо отметить, что нами получены более высокие значения  $R$  для базальтов Хангайского нагорья, чем для всей Монголии [Грачев и др., 2003]. В целом базальты Северной и Центральной Монголии характеризуются более высоким гелиевым изотопным отношением по сравнению с базальтами других изученных в Азии областей кайнозойского базальтового вулканизма [Грачев, 1998, 1999; Грачев и др., 2003].



**Рис. 5. Гистограмма распределения изотопного отношения гелия ( $R = ^3\text{He}/^4\text{He}$ ) в базальтах, оливиновых и пироксеновых фенокристаллах Хангайского нагорья и Прихубсугуля.**

С — среднее значение  $R$  для континентальной коры, А — для атмосферы, MORB — для источника базальтов срединно-океанических хребтов [Азбель, Толстихин, 1988]; 1 — базальт, 2 — оливин, 3 — пироксен.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По пороодообразующим и редким элементам в базальтах Северной и Центральной Монголии видно, что источники разновозрастных выделов близки по составу и отвечают обогащенной мантии, как и в других районах базальтового вулканизма, например в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ).

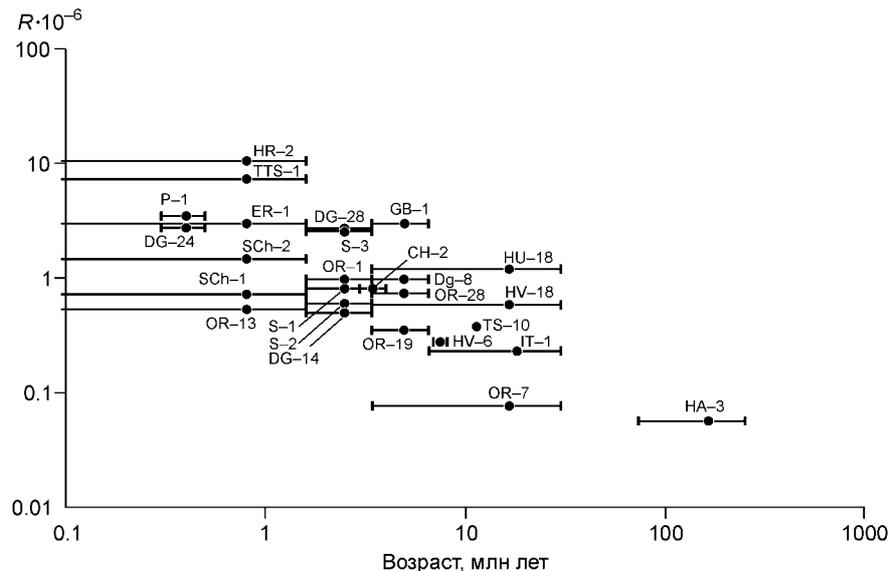
Незначительная вариация содержаний кремнезема свидетельствует о близких уровнях плавления в мантии, поскольку определяется главным образом давлением [Takahashi, Kushiro, 1983; McKenzie, Bickle, 1988]. Фракционная кристаллизация не влияет существенно на поведение кремнезема, если процесс фракционирования не зашел слишком далеко [Write, Fiske, 1971]. На содержание кремнезема может влиять количество летучих ( $H_2O$  способствует обогащению  $SiO_2$ , тогда как  $CO_2$  повышает щелочность расплава [Eggler, 1973]). Но влияние летучих в глубинных условиях, скорее всего, было незначительно ввиду их низкой растворимости и очевидной недосыщенности ими расплава. Поэтому вариации составов, а также содержаний редких и редкоземельных элементов в значительной степени обусловлены различием степеней частичного плавления и фракционной кристаллизацией на больших глубинах.

Спектр содержания редкоземельных элементов показывает обогащение исследуемых базальтов легкими лантаноидами относительно хондрита, что свидетельствует о малых степенях плавления источника. Оценки, проведенные для районов базальтового вулканизма (БРЗ), показывают, что степень плавления источника не превышает 5—7 %, обычно же составляет 1 % и менее [Litasov et al., 2001]. Обеднение тяжелыми редкими землями относительно ОИВ свидетельствует об удалении из расплава граната в ходе глубинной кристаллизационной дифференциации. Действительно, мегакристаллы граната обнаружены в нескольких районах, включая влк. Шаварын-Царам (правобережье р. Нарийн-Гичген, в 5 км южнее Тарятской впадины).

Не наблюдается относительного обеднения LILE элементами. Отсутствие положительного пика по Nb свидетельствует о том, что не происходило вклада рециклингового материала в источник базальтов, как это отмечалось, например, для Азасского плато в Северо-Восточной Туве [Litasov et al., 2001] (следовательно, вклад источника EM2 не фиксируется).

Основываясь на анализе редкоземельных и мультиэлементных спектров, можно сделать вывод о том, что источником, участвующим в образовании базальтовых полей Хангайского нагорья, является обогащенная мантия типа EM1 (к этим же выводам приходят Т.Л. Барри с соавторами в работе, посвященной петрогенезису кайнозойских базальтов Центральной Монголии [Bagy et al., 2003]). Причиной плавления является аномальный разогрев мантии под Хангаем и, возможно, привнос глубинных флюидов.

Хангайское нагорье — очень неоднородный в плане распределения отношений изотопов гелия район. Интервал, в котором лежат значения, достаточно широкий. Максимальным значением  $R = 1.3$  характеризуется самый молодой вулканический ареал — Тарятская впадина. В целом отмечаются повышенные изотопные отношения в оливиновых фенокристаллах по сравнению с фенокристаллом пироксена и



**Рис. 6. Диаграмма отношение изотопов гелия—возраст базальтов.**

Сведения о возрасте базальтов взяты по результатам геологической съемки 1999 г. [Geological..., 1999].

Таблица 6. Рассчитанные и измеренные значения отношений изотопов гелия в базальтах Хангайского нагорья

Эра	Период	Эпоха	№ образца	$^3\text{He}$ (рассч.)	$^4\text{He}$ (рассч.)	$R$ (рассч.)	$R$ (изм.)
				см <sup>3</sup> /г*			
KZ	Q	Q <sub>IV</sub>	ER-1	1.69E-15	1.67E-07	1.01E-08	3.05E-06
			OR-13	1.69E-15	1.55E-07	1.09E-08	5.40E-07
	N	N <sub>2</sub>	CH-2	7.37E-15	8.30E-07	3.86E-08	8.00E-07
			OR-19	1.04E-14	5.58E-07	1.86E-08	3.60E-07
		N <sub>1</sub>	TS-10	2.42E-14	8.30E-07	2.91E-08	3.80E-07
			HV-6	1.58E-14	8.15E-07	1.93E-08	2.80E-07
			IT-1	3.83E-14	4.32E-06	8.85E-09	2.30E-07
			TTS-1	3.51E-14	4.35E-06	8.06E-09	7.40E-06
			HU-4	3.51E-14	2.76E-06	1.27E-08	1.20E-06
			HA-3	3.44E-13	4.95E-05	6.96E-09	5.70E-08

\* При  $P = 760$  мм рт.ст. и  $T = 273.15$  °С.

валовыми составами базальтов в тех же образцах. Фенокристаллы оливина лучше удерживают захваченный гелий [Икорский, 1992], который в основном теряется из расплава во время извержения (50—90 % по [Толстихин, 1986] и >95 % по [Верховский, Шуколюков, 1991]). Таким образом, образующийся после извержения радиогенный  $^4\text{He}$  сильнее изменяет изотопное отношение в базальте в целом, чем в фенокристаллах оливина. Потеря гелия базальтом происходит главным образом с потерей газовой фазы во время извержения, однако не исключается и захват атмосферного гелия при течении лавовых потоков. Продвижение расплава на поверхности происходит путем образования многочисленных субпотоков, когда застывшая лава на фронте потока неоднократно прорывается, а сам поток продвигается по гусеничному принципу. При этом возможен захват атмосферного гелия и дополнительная потеря собственного (примером интенсивного внедрения атмосферной составляющей служит вскипание воды под потоком и внедрение в лаву в виде цепочек газовых пузырей, поднимающихся от подошвы потока, однако трудно оценить степень контаминации расплава). Наиболее близкие к мантийным отношения гелия на влк. Хорго, по всей видимости, связаны с тем, что образцы взяты из шлакового конуса, т. е. материала, застывшего сразу после извержения, что не давало возможности для контаминации атмосферным гелием.

Анализ данных, представленных на диаграмме  $^3\text{He}/^4\text{He}$ —относительный возраст базальтов (рис. 6), показывает, что четкой корреляции между изотопными отношениями и возрастом пород нет, несмотря на то, что статистически возможно выявить уменьшение отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  с возрастом. Более ясный результат может быть получен при наличии абсолютных датировок изученных лавовых потоков.

По образцам, для которых был определен состав редкоземельных элементов (методом ICP-MS), рассчитано содержание радиогенного  $^4\text{He}$  и  $^3\text{He}$ . Использована методика расчетов, описанная в работе [Ballentine, Burnard, 2002]. Результаты расчетов приведены в табл. 6.

Для расчета скорости образования радиогенного  $^3\text{He}$  были использованы средние содержания U, Th, Si, Al, Mn, Mg и Na в исследуемых образцах. Содержание углерода принято такое же, как в составе верхней коры по [Rudnick, Fountain, 1995]. Скорость образования  $^3\text{He}$  в исследуемых базальтах составляет  $2.1 \cdot 10^{-21}$  см<sup>3</sup>/(г·год), что ниже, чем полученная К. Балентайном [Ballentine,

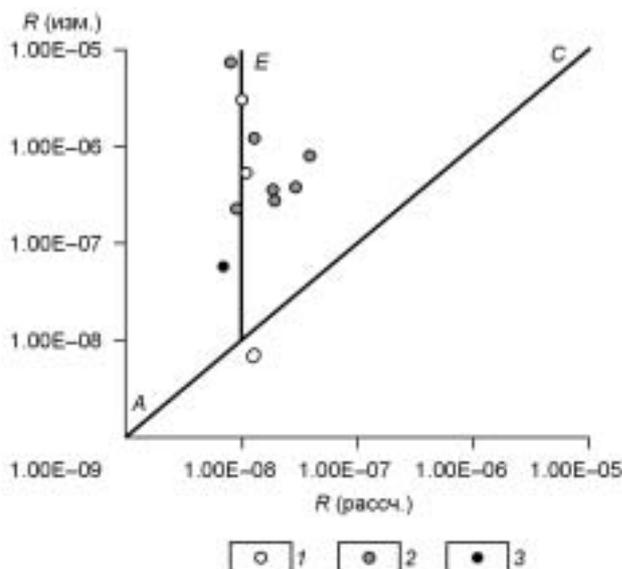
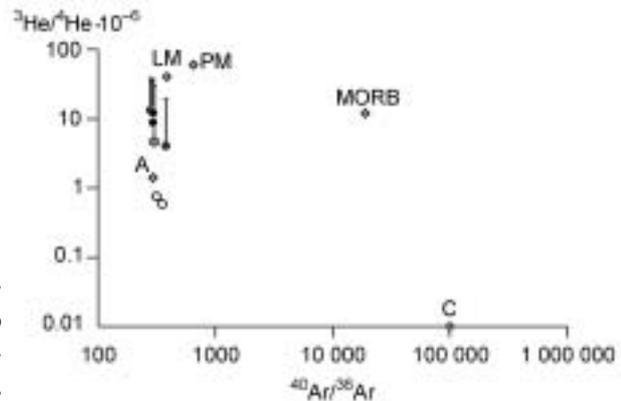


Рис. 7. Рассчитанные и измеренные отношения  $R = ^3\text{He}/^4\text{He}$  в базальтах Хангайского нагорья.

Линии [Толстихин, Друбейской, 1977]: AC — согласованных значений  $R$ (рассч.) и  $R$ (изм.), OE — смещения радиогенного и мантийного гелия. 1 — голоцен, 2 — неоген, 3 — мезозой.

**Рис. 8.** Диаграмма  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}\cdot 10^{-6}$ — ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ .

Источники гелия: LM — нижняя мантия [Allegre et al., 1986], PM — примитивная мантия [Азбель, Толстихин, 1988], MORB — источник для срединно-океанических базальтов [Азбель, Толстихин, 1988], А — атмосфера [Ozima, 1994], С — континентальная кора в целом [Азбель, Толстихин, 1988]. Усл. обозн. см. на рис. 7.



Burnard, 2002] оценка для верхней коры, которая составляет  $6.96\cdot 10^{-21}$  см<sup>3</sup>/г·год (состав верхней коры по [Rudnick, Fountain, 1995]). На рис. 7 показано соотношение рассчитанных и измеренных значений  ${}^3\text{He}$ ,  ${}^4\text{He}$  в атомах на грамм. Концентрации спалогенных изотопов  ${}^3\text{He}$  и  ${}^4\text{He}$  в данном случае не рассчитывались.

Доказательством присутствия в образцах мантийного гелия является тот факт, что все измеренные значения отношений изотопов гелия на диаграмме  $R$  (рассчитанное) —  $R$  (измеренное) лежат выше линии согласованных значений (см. рис. 7). Показана линия смешения радиогенного (корового) и мантийного гелия, к которой приближается большинство полученных значений.

На диаграмме  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}\cdot 10^{-6}$  —  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  (рис. 8) показаны значения, соответствующие валовому составу базальтов, а также составам оливинов и пироксенов, для которых, помимо изотопных отношений гелия, были определены отношения  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ . Большинство определений (оливиновые и пироксеновые фенокристаллы) лежат на линии смешения мантийного источника и атмосферного значения. Для двух образцов базальтов значения отношения изотопов гелия в 15 раз ниже, чем для оливинов и в 2 раза ниже атмосферных значений. На данной диаграмме вклад корового источника не фиксируется, хотя количество данных ограничено.

## ВЫВОДЫ

Сопоставление данных рассчитанного и измеренного отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  свидетельствует о наличии в исследуемых образцах как радиогенного, так и захваченного мантийного гелия.

Впервые для областей кайнозойского базальтового магматизма Монголии на одном из участков Хангайского нагорья получены anomalously высокие значения отношения изотопов гелия  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (10—13)\cdot 10^{-6}$ , при концентрации  ${}^4\text{He}$   $(1.65—2.65)\cdot 10^{-8}$  см<sup>3</sup>/г при  $P = 760$  мм рт.ст. и  $T = 273.15$  °С.

По данным He-Ar изотопии отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$  лежат на линии смешения мантийного источника и атмосферного значения. Изменение изотопных отношений гелия от мантийных значений до атмосферных и ниже, скорее всего, вызвано значительным вкладом радиогенного  ${}^4\text{He}$ .

Гелий лучше удерживается фенокристаллами оливина, чем базальтовой матрицей в ходе извержения и последующей эволюции (передвижение и кристаллизация) базальтового расплава. Образующийся впоследствии радиогенный гелий (преимущественно  ${}^4\text{He}$ ) сильнее изменяет изотопное отношение в базальте в целом, чем в отдельном оливиновом вкраплении из этого же базальта.

Мультиэлементные спектры исследуемых базальтов близки к стандарту OIB без обеднения LILE элементами, что свидетельствует об обогащенном источнике, при этом не фиксируется рециклинговой компоненты. Анализ редкоземельных спектров показал, что базальты выплавлялись из однородного по составу источника.

Таким образом, основываясь на результатах анализа гелиевой и аргоновой изотопии базальтов, оливиновых и пироксеновых фенокристаллов, а также химическом составе редких и петрогенных элементов кайнозойских базальтов Хангайского нагорья, можно сделать заключение, что источником флюида, участвующего в плавлении базальтов, является подлитосферная мантия. Однако полученные данные не позволяют судить о влиянии нижнемантийного источника.

Необходимо отметить, что наиболее подходящими объектами для исследования изотопов гелия в континентальных базальтах являются фенокристаллы оливина. По сравнению с базальтом в целом и фенокристаллами пироксена оливин наилучшим образом сохраняет первичный захваченный гелий, поэтому изотопные отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в оливиновых вкраплениях наиболее приближены к первоначальным.

Авторы выражают большую благодарность А.С. Борисенко, И.Л. Каменскому, О.М. Туркиной, А.В. Травину, Г.С. Дягилеву, Р.А. Шелепаеву за плодотворные дискуссии и предоставленные материалы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 04-05-64339, 04-05-64485, 05-05-64704), а также гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ РФ № НШ-4933.2006.5 и гранта Министерства образования и науки России DSP.2.1.1.702.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азбель И.А., Толстихин И.Н.** Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты, Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1988, 141 с.
- Верховский А.Б., Шуколюков Ю.А.** Элементное и изотопное фракционирование благородных газов в природе. М., Наука, 1991, 294 с.
- Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.** Кайнозойский вулканизм Монголии // Российский журнал наук о Земле, 2000, т. 2, № 2, с. 267—309.
- Грачев А.Ф.** Хамар-Дабан — горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли, 1998, № 3, с. 3—28.
- Грачев А.Ф.** Четвертичный вулканизм и проблемы геодинамики Северо-Восточной Азии // Физика Земли, 1999, № 10, с. 36—51.
- 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.
- Икорский С.В., Нивин В.А., Припачкин В.А.** Геохимия газов эндогенных образований. СПб., Наука, 1992, 176 с.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Рифтогенный и внутриплитовый магматизм, соотношение с „горячими“ и „холодными“ полями мантии // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1270—1279.
- Рассказов С.В., Саранина Е.В., Демонтерова Е.И., Масловская М.Н., Иванов А.В.** Мантийные компоненты позднекайнозойских вулканических пород Восточного Саяна (по изотопам Pb, Sr и Nd) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (12), с. 1065—1079.
- Толстихин И.Н.** Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л., Наука, 1986, 200 с.
- Толстихин И.Н., Друбейской Е.Р.** Изотопы гелия в породах и минералах земной коры // Проблемы датирования докембрийских образований. Л., Наука, 1977, с. 171—197.
- Хуторской М.Д.** Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Изд-во РУДН, 1996, 289 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.
- Allegre C.J., Staudacher T., Sarda P.** Rare gas systematics: formation of the atmosphere, evolution and structure of the Earth's mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, v. 81, p. 127—150.
- Ballentine C. J., Burnard P.G.** Production, release and transport of noble gases in the continental crust // Rev. Miner. Geochem., 2002, v. 47, p. 481—538.
- Barry T.L., Kent R.W.** Cenozoic magmatism in Mongolia and the origin of Central and East Asian basalts // Mantle dynamics and plate interactions in East Asia, Geodynamics 27, AGU, 1998, p. 347—364.
- Barry T.L., Saunders A.D., Kempton P.D., Windley B.F., Pringle M.S., Dorjnamjaa D., Saandr S.** Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources // J. Petrol., 2003, v. 44, № 1, p. 55—91.
- Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., Teichmann F., Vasiliev Yu.R., Sobolev N.V., Turrin B.D.** High-<sup>3</sup>He plume origin and temporal-spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science, 1995, v. 269, p. 822—825.
- Eggler D.H. (ed.)** Principles of melting of hydrous phases in silicate melt // Annual Report of Geophys. Lab., Year Book, 1973, v. 72, p. 491—495.
- Geological map of Mongolia** / Ed. O. Tomurtogoo. Ankara, Turkey, 1999.
- Le Bas M., Le Maitre R., Streckeisen A., Zanettin B.** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali — silica diagram // J. Petrol., 1986, v. 27, p. 745—750.
- Litasov Yu.D., Hasenaka T., Litasov K.D., Yarmolyuk V.V., Sugorakova A.M., Lebedev V.I., Sasaki M., Taniguchi H.** Petrologic characteristics of Cenozoic alkaline basalts from the Azas Plateau, Northeast Tuva (Russia) // Northeast Asian studies, Tohoku University, 2001, p. 201—227.
- Marty B., Tolstikhin I., Kamensky I., Nivin V., Balaganskaya E., Zimmerman J.-L.** Plume-derived rare gases in 380 Ma carbonatites from the Kola region (Russia) and the argon isotopic composition in the deep mantle // Earth Planet. Sci. Lett., 1998, v. 164, № 1—2, p. 179—192.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.
- McKenzie D., Bickle M.J.** The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrol., 1988, v. 29, p. 625—679.
- Ozima M.** Noble gas state in the mantle // Rev. Geophys., 1994, v. 32, p. 405—426.
- Rudnick R., Fountain D.M.** Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Rev. Geophys., 1995, v. 33, p. 267—309.

**Sun S.S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 1989, v. 42, p. 313—345.

**Takahashi E., Kushiro I.** Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 859—879.

**Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B., Nivin V.A., Vetrin V.R., Balaganskaya E.G., Ikorsky S.V., Gannibal M.A., Kirnarsky Yu.M., Weiss D., Verhulst A., Demaiffe D.** Low mantle plume component in Devonian Kola ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes: evidence from rare gas isotopes and related parent elements. Reprint. Apatity — Nancy — Bruxelles, 1999, 97 p.

**The Earth's mantle:** composition, structure, and evolution / E.I. Jackson (Ed.). Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1998, 566 p.

**Wright T.L., Fiske R.S.** Origin of the differentiated and hybrid lavas of Kilauea volcano, Hawaii // *J. Petrol.*, 1971, v. 12, p. 1—65.

*Рекомендована к печати 30 июня 2006 г.  
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию  
23 марта 2006 г.*