



Серия «Науки о Земле»
2008. Т. 1, № 1. С. 129–149

Онлайн-доступ к журналу:
<http://isu.ru/izvestia>

ИЗВЕСТИЯ
Иркутского
государственного
университета

УДК 550.42:551.14+551.21+552.333 (51)

Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае (Центральная Монголия)*

Рассказов С. В. (rassk@crust.irk.ru), Чувашова И. С., Ясныгина Т. А.,
Саранина Е. В., Фелелов Н. Н., Брандт И. С., Брандт С. Б.

Аннотация. В сейсмической структуре верхней мантии Азии сочетаются высокоскоростные слэбы и низкоскоростные надслэбовые аномалии. Геохимическая гетерогенность мантийного магматизма интерпретируется как следствие плавления обедненного слэбового и обогащенного надслэбового материала. Определены комплексные тренды выплавок, образовавшихся в зонах конвергентных границ Азии. Показано их отличие от трендов выплавок Гавайского горячего пятна. В эволюции позднекайнозойского магматизма Восточного Хангая установлена смена слэбовых источников надслэбовыми, свидетельствующая о развитии постколлизийных процессов, подобных процессам в Индо-Азиатской зоне конвергенции.

Ключевые слова: кайнозой, Азия, базальты, геохимия, изотопы Sr, субдукция, коллизия.

Введение

Модели глобальной сейсмической томографии и изотопно-геохимическая интерпретация компонентов океанических базальтов послужили основой для постулата об определяющей роли в динамике Земли плотностной и химической дифференциации вещества. В основе современных геодинамических представлений лежит предположение о погружении на межплитных конвергентных границах тяжелых высокоскоростных океанических слэбов на различные глубины мантии и подъеме под литосферными плитами и межплитными границами легкого низкоскоростного материала. В мантии сочетаются высокоскоростные и низкоскоростные неоднородности, часть из которых находится в стагнации, а часть – проявляет активность [16, 21, 25].

В истории Земли существовали многократные тектонические перестройки, способствовавшие пространственному перераспределению плот-

* Работа выполнена по интеграционным проектам СО РАН 7.10.3/2006 и 88/2006, ДВО РАН 06–1–П16–065, грантам РФФИ 08-05-00055 и 08-05-00064 и Фонда содействия отечественной науке.

ностных неоднородностей и связанных с ними областей магмообразования. В процессе перестроек стагнирующие слэбы и надслэбовые области могли в той или иной мере вновь вовлекаться в плавление. Поднятие материала из нижней мантии в верхнюю в виде плюмов выражалось в появлении особых составов, не свойственных верхнемантийному материалу. В качестве показателя участия нижнемантийной составляющей служили, например, высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ [18]. В случае образования локальной расплавной верхнемантийной аномалии без подпитки нижнемантийным материалом геохимические тренды магматических пород могли отражать только состав высокоскоростных слэбов и низкоскоростных (внеслэбовых) мантийных аномалий. Благодаря конвективному перемешиванию материала областей верхнемантийного плавления должны проявляться преимущественно промежуточные геохимические параметры.

В нижней мантии под территорией Центральной и Восточной Азии установлена обширная область высоких скоростей сейсмических волн, интерпретирующаяся как результат фанерозойского погружения океанических слэбов Тихого океана и Нео-Тетиса [21]. Распределение кайнозойских вулканических полей Центральной Азии пространственно соответствует контуру Саяно-Монгольского низкоскоростного домена, обозначенному в глубинном интервале 50–200 км в сейсмотомографической модели S-волн [3]. Домен ограничен снизу высокоскоростным слэбом, отчетливо выраженным в скоростных моделях с высоким разрешением [25, 27]. Сейсмическая структура под Восточным Хангаем Центральной Монголии [2] характеризуется парагенезисом высокоскоростного блока (в основании низкоскоростного домена) и надблоковой низкоскоростной линзы [8]. В Восточной Азии низкие скорости определены на более глубинном уровне 200–350 км в Забайкальском домене, в центральную часть которого осуществляется современная субдукция Тихоокеанского слэба (рис. 1).

Измерения изотопных отношений гелия в оливинах-фенокристаллах и оливинах мантийных перидотитов из кайнозойских вулканических пород показали максимальное нормированное отношение к атмосферному гелию $^3\text{He}/^4\text{He}$ $8,12 \pm 0,2$ Ra в Юго-Западном Прибайкалье и $9,5 \pm 0,5$ Ra в Центральной Монголии [9]. Низкие значения свидетельствуют об отсутствии существенного вклада нижнемантийного гелия в областях магмообразования Центральной Азии и заставляют ограничить гипотезы компонентного состава излившихся расплавов источниками верхней мантии.

Настоящая работа основана на предположении о сочетании в областях, сопредельных с современными и древними зонами конвергенции плит, плотного высокоскоростного слэбового материала и менее плотного низкоскоростного межслэбового и надслэбового. Геохимические исследования вулканических пород направлены на выяснение роли этого материала в мантийных выплавках. Выделяются тренды позднекайнозойских комплексных мантийных расплавов обедненного слэба и обогащенной надслэбовой области, пространственно связанных с современными кон-

вергентными границами Азии – в Тибете и Восточном Китае. Обозначенные тренды используются в интерпретации геохимической гетерогенности мантийных источников, проявившейся в эволюции позднекайнозойского магматизма в Восточном Хангае. Для сопоставления слэбового типа магнообразования с плюмовым привлекаются геохимические данные по вулканическим породам Гавайского горячего пятна.

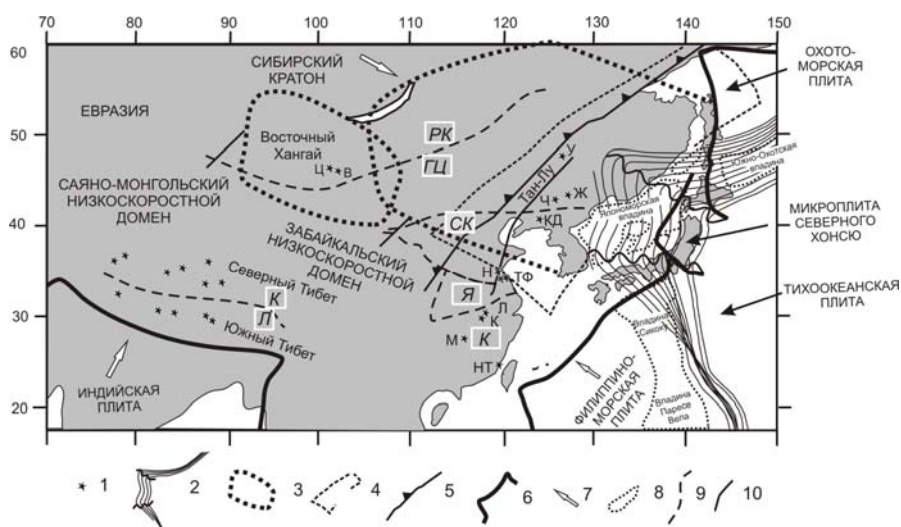


Рис. 1. Схема пространственного распределения рассматриваемых районов позднекайнозойского магматизма ([7, 21] с изменениями).

1 – вулканические поля, отдельные вулканы и серии субвулканических тел в Тибете, Восточном Хангае (Ц и В – соответственно центральной и восточной частей горного сооружения) и на востоке Китая (У – Удалианчи, Ж – Жингпоху, КД – Куандиан, Н – Нушан, ТФ – Ташан, Фангшан, НТ – Ниутоу, М – Мингси, К – Ксилонг, Л – Лонгю); 2 – активный Тихоокеанский слэб (глубинный контур верхней части сейсмофокальной зоны показан в виде изолиний, проведенных через 50 км с Хоккайдо-Амурской флексурой, совпадающей с направлением конвергенции Тихоокеанской плиты и Евразии, и Японо-Корейской флексурой, ориентированной под углом 20° к направлению конвергенции); 3 – контур мантийного низкоскоростного домена; 4 – стагнирующий слэб переходной зоны мантии; 5 – пограничная гравитационная ступень; 6 – межплитные границы; 7 – современное направление движения плиты; 8 – задуговая глубоководная впадина, образовавшаяся при сильном кайнозойском растяжении (спрединге); 9 – структурный шов между крупными тектоническими областями или геологическими блоками (террейнами) (Л-К – террейны Лхаса и Киянганг Тибета [26], РК-ГЦ – ранние каледониды и герциниды Центральной Азии [1], К-Я-СК-КМ – соответственно блоков Катайсия, Янцзы, Северо-Китайского и Ксинг-Менг [32]; 10 – разлом

Объекты исследований: краткий очерк важнейших геохимических данных

В Тибете магматизм позднего кайнозоя характеризовал постколлизийные процессы во фронтальной (Южный Тибет) и тыловой (Северный Тибет) частях зоны коллизии. В Южном Тибете, в пределах азиатского террейна Лхаса, контактирующего с литосферой Индостана, калиевая серия пород от основного до кислого состава датирована возрастным интервалом 25,4–10,1 млн лет, а в террейне Кьянгтанг и сопредельных террейнах Северного Тибета – интервалом последних 18,5 млн лет. Породы характеризуются широкими вариациями изотопных отношений Sr и Nd с существенным обогащением источников радиогенными изотопами. По оценкам модельного возраста в Sm-Nd-изотопной системе (T_{DM}) процессы мантийной дифференциации вещества могли иметь место во временном интервале от 2,1 до 0,79 млрд лет назад в магматических источниках Южного Тибета и в интервале от 1,6 до 0,82 млрд лет назад в магматических источниках Северного Тибета. По изотопам свинца оценки модельных возрастов протолита составляют, соответственно, 3,6–3,2 и 3,1–2,8 млрд лет [26].

На востоке Китая геохимически однотипный базальтовый магматизм с обедненными изотопными характеристиками получил развитие, начиная, приблизительно, с 80 млн лет назад. В позднекайнозойских вулканических породах Юго-Восточного Китая установлена отрицательная зависимость между отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при положительной зависимости между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а в породах Северо-Восточного Китая – наоборот, положительная зависимость между отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при отрицательной между отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Пространственная смена изотопного состава Pb, Nd и Sr континентальной окраины Восточного Китая интерпретировалась как результат смешения умеренно обедненного астеносферного материала с литосферным компонентом EM2 на юго-востоке и смешением такого же астеносферного материала с литосферным компонентом EM1 – на северо-востоке. Базальты с общим изотопным составом астеносферной мантии опробованы в центральной части Восточного Китая на вулканах Нушан (возраст 0,72–0,55 млн лет), Ташан (возраст 16,3 млн лет) и Фушан (возраст 9,4–9,1 млн лет). Отмечалась особенность этих составов, выраженная в повышенных $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, соответствующих аномалии DUPAL. В качестве конечного компонента EM2 Юго-Восточного Китая рассматривался состав лав вулканического поля Ниуту (возраст 17,9–16,7 млн лет), а конечного компонента EM1 Северо-Восточного Китая – состав лав вулканического поля Удалианчи [32]. Вулканизм континентальной окраины с компонентом EM2 Юго-Восточного Китая получил развитие вдоль континентальной окраины блока Катайзия. Лавы, относившиеся к астеносферному материалу, излились на северной границе блока Янцзы. Вулкан Нушан расположен в зоне разлома Тан-Лу, а вулканы Ташан и Фангшан смещены от него к окраине материка (рис. 1).

Вулканическое поле Удалианчи вместе с полями Келуо и Еркешан образуют ультракалиевую провинцию Северо-Восточного Китая в блоке Ксинг-Менг. На полях Удалианчи и Еркешан лавы представлены возрастным интервалом последних 2,3 млн лет, а на вулканическом поле Келуо имеются, кроме того, средне-позднемиоценовые лавы возрастного интервала 16,5–7,0 млн лет [28, 29]. Источники магматизма относятся к уровню гранатовой фации 80–120 км основания литосферы. Повышение концентрации калия с возрастом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и снижением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ свидетельствует о сравнительно древнем возрасте калиевого компонента магматических расплавов. По оценкам модельного возраста в Sm-Nd изотопной системе (T_{DM}) источники современных вулканов Лаохейшан и Хуошаошан были дифференцированы ~1,0 млрд лет назад [32]. По изотопам свинца возраст протолита источников лав Удалианчи оценивается в 2,35 млрд лет [28].

В Северо-Восточном Китае имеются также породы кали-натрового типа, изученные в геохимическом отношении на голоценовом вулканическом поле Жингпоху. Оно принадлежит субмеридиональной цепочке вулканических полей протяженностью около 350 км, где извержения эпизодически возобновлялись, начиная с эоцена. В голоцене извержения сосредоточились в субмеридиональной линии кратеров Форест и вулканическом центре Фрог Пул. Последний расположен в 13 км к северо-востоку от северного окончания линии кратеров Форест, протянувшейся на 16 км [7, 17, 30].

Провинция калиевой серии находится непосредственно восточнее Пограничной гравитационной ступени, а провинция кали-натровой серии смещена к краю континента (см. рис. 1).

Восточный Хангай расположен во внутренней части континента на южной окраине ранних каледонид, сопредельных с зоной герцинской складчатости. Вулканизм этой территории кали-натрового состава начался ~17 млн лет назад и продолжался до четвертичного времени включительно. В центральной части горного сооружения, на Цэцэрлэгском вулканическом поле, извержения происходили во временных интервалах 17,0–15,3 и 12,9–9,7 млн лет назад. После перерыва вулканическая деятельность возобновилась в восточной части Восточного Хангая. В лавах, излившихся в интервале 5,5–4,8 млн лет, возросли концентрации K_2O (2,7–4,4 мас. %) и TiO_2 (2,8–3,1 мас. %), а в лавах последних 3,6 млн лет – снизились [5].

Комплементарные K–LA–TA тренды выплавок в зонах конвергентных границ Азии

В зонах конвергенции плит, под островными дугами и коллизионными зонами, подвижные компоненты переносятся из слэба в вышележащую мантию водным флюидом, образующимся вследствие разрушения водосодержащих минералов слэба. Миграция элементов определяется их растворимостью в водных растворах. Переносятся крупноионные литофильные элементы (K, Sr, Rb, Ba и др.), а высокозарядные (Nb, Ta, Zr и Hf) остают-

ся в слэбе. В процессе эволюции зоны конвергенции океанической и континентальной плит субдукция может смениться коллизионным взаимодействием континентальных блоков, сопровождающимся отрывом слэба.

Нами предлагается использовать в качестве показателя преобразования материала океанического слэба в зоне конвергенции соотношение K , La и Ta . В координатах $K/1000Ta - La/Ta$ выделяются комплементарные тренды слэбовых и надслэбовых компонентов. Калий и лантан удаляются из слэба водным флюидом в надслэбовую область, а тантал концентрируется в слэбе из-за слабой способности к такому переносу. В ряду несовместимости к мантии, выстроенном С. С. Саном и У. Ф. Макдону для базальтов срединных океанических хребтов и океанических островов, K и Ta объединены в группу с Nb и U , а La помещен правее этой группы как более совместимый элемент.

Калий и лантан могут входить в разные или одни и те же мантийные минералы. Например, калий концентрируется в слюде и щелочном полево-м шпате, а лантан – в клинопироксене, но при давлениях 5–7 GPa в клинопироксен может входить и калий [6, 24].

Возможны три варианта распределения компонентов: 1) совместный вынос K и La из слэба при $K/La = const$, 2) преимущественный вынос K и 3) преимущественный вынос La .

Тренд выноса K и La при $K/La = const$ представлен в вулканических породах Северо-Восточного Китая (рис. 2, А; табл. 1). Вулканические породы характеризуют обстановку растяжения континентальной окраины над областью глубокой субдукции. Породы полей Удалианчи, Келуо и Еркешан характеризуются интервалами $K/1000Ta$ 9–25, La/Ta 21–54 и K/La 350–575. На диаграмме $K/1000Ta - La/Ta$ эти составы заметно смещены правее примитивной (недифференцированной) мантии и представляют собой субдукционный надслэбовый компонент, обогащенный калием и лантаном. Лавы полей Жингпоху отличаются от лав районов Удалианчи, Келуо и Еркешан пониженными $K/1000Ta$ и La/Ta . В линии кратеров Форест только три образца обнаруживают повышенные отношения и попадают в интервал отношений пород полей Удалианчи, Келуо и Еркешан. В основной группе пород Кратеров Форест отношение $K/1000Ta$ находится в интервале 3,9–16,0, $La/Ta - 9,0–16,0$ и $K/La - 390–460$. Точки смещены левее состава примитивной мантии и характеризуют материал, истощенный калием и лантаном. Тренд фойдитов вулканического центра Фрог Пул находится выше тренда базанитов и трахибазальтов линии Кратеров Форест и протягивается параллельно этому тренду, отражая согласованное поведение K и La . Точки лав раннемиоценового вулкана Ташан и позднемиоценового вулкана Фангшан смещены левее точек лав Жингпоху.

Составы вулканических пород полей Удалианчи, Келуо и Еркешан, расположенные правее состава примитивной мантии, характеризуются обогащенным изотопным (Sr , Nd) составом. В лавах Жингпоху отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ снижается с повышением концентраций Sr от компонента, близкого

к недифференцированной мантии (~0,7045), к обедненному компоненту, подобному составу лав вулканов Фангшан и Ташан (~0,7032) (рис. 2, А).

Таблица 1

Представительные данные по содержаниям петрогенных оксидов (масс %), микроэлементов (мкг/г) и значениям изотопных отношений Sr в вулканических породах из слэбовых и надслэбовых источников в зонах конвергентных границ Азии

№ п № образца	1 К-702	2 JPT24C	3 DX-1-4	4 H-20	5 Ta-1	6 NS-19
SiO ₂	53,2	57,7	47,78	48,88	47,7	43,9
TiO ₂	1,9	1,1	1,69	2,38	1,8	2,2
Al ₂ O ₃	13,9	12,8	15,23	13,14	14,9	14,4
Fe ₂ O ₃	7,2	5,8	4,41	2,71	11,1	13,4
FeO	Н. о.	Н. о.	6,41	6,40	Н. о.	Н. о.
MnO	0,2	0,1	0,18	0,14	0,2	0,2
MgO	4,3	6,0	8,10	7,66	9,2	9,0
CaO	10,9	7,6	8,57	7,71	8,3	7,9
Na ₂ O	3,0	2,3	4,62	4,09	3,6	4,4
K ₂ O	3,8	5,9	2,37	4,49	2,3	2,9
P ₂ O ₅	1,7	0,7	0,65	1,00	0,8	1,4
H ₂ O ⁻	Н. о.	Н. о.	10,38	0,17	Н. о.	Н. о.
H ₂ O ⁺	Н. о.	Н. о.	0,63	0,78	Н. о.	Н. о.
Сумма	102,5	102,8	100,68	99,55	100,0	99,7
Sc	10,3	14	12,8	17,4	Н. о.	Н. о.
Cr	57	354	162	241	Н. о.	Н. о.
Co	19,5	27,6	50	30,1	Н. о.	Н. о.
Ni	50,9	180	115	174	Н. о.	Н. о.
V	98,8	112	156	130	Н. о.	Н. о.
Rb	113,9	438	44	89	40,2	40,9
Sr	1217	724	668	1516	1015	1103
Y	28,1	25,5	18,6	25,3	24,6	25,3
Zr	432	377	190	474	257	263
Nb	43,6	27,2	56	68	75	116
Cs	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,83	Н. о.	Н. о.
Ba	2133	1640	573	1690	406	649
La	153	59	48	93	46	62
Ce	275	138	73	173	83	107
Pr	35,4	20,1	7,82	19,3	9,33	12,6
Nd	130	90,2	29,7	75	36,1	48,9
Sm	18,8	19,2	6,59	11,8	7,5	9,88

Окончание табл. 1

№ п № образца	1 K-702	2 JPT24C	3 DX-1-4	4 H-20	5 Ta-1	6 NS-19
Eu	3,9	3,1	1,96	3,32	2,34	3,02
Gd	13,3	11,7	5,55	9,18	6,63	8,37
Tb	1,4	1,2	0,79	1,12	0,97	1,13
Dy	6	5,2	3,84	5,27	4,84	5,35
Ho	1	0,8	0,69	0,86	0,85	0,87
Er	2,3	2,1	1,43	2,03	2,01	1,89
Tm	0,3	0,3	0,19	0,30	Н. о.	Н. о.
Yb	1,8	1,9	1,34	1,37	1,41	1,1
Lu	0,3	0,3	0,2	0,18	0,19	0,14
Hf	9,6	10,2	4	11,3	5,24	5,36
Ta	2,1	1,8	3,4	3,61	4,57	7,99
Pb	34,4	44	Н. о.	12,3	3,35	3,87
Th	27	82	8,1	8,22	6,09	8,79
U	4,3	17,2	1,8	1,73	1,98	2,12
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,710178	0,714452	0,704433	Н. о.	0,703252	0,70347
±2σ	0,000032	0,000025	0,000014	Н. о.	0,000007	0,000011

Источники: 1 – Тибет, надслэбовый, тыловая область зоны коллизии, 2 – то же, фронтальная; 3 – Жингпоху, слэбовый, зона растяжения; 4 – Удалианчи, надслэбовый, то же; 5 – вулкан Ташан, слэбовый, зона растяжения; 6 – вулкан Нушан, слэбовый, фронтальная область зоны коллизии. В колонке 4 приведены данные авторов, а в колонках 1–2, 3 и 5–6 – данные из работ соответственно [26], [30] и [31]. Н. о. – не определялось

Тренд преимущественного выноса из слэба К по отношению к La в обогащенных составах проявлен в позднекайнозойских вулканических и субвулканических породах Южного Тибета. Фигуративное поле пород этой территории протягивается от значений $K/1000Ta$ и La/Ta , характерных для магм надсубдукционной мантии, к составу синколлизийных гранитов. В качестве комплементарного слэбового компонента для пород Южного Тибета с низким La/Ta рассматривается состав базальтов вулкана Нушан с низким $K/1000Ta$ (6–8) (рис. 2, Б). Соответственно, породы террейна Лхаса изотопно обогащены, а породы вулкана Нушан – обеднены. Комплементарность составов магматических расплавов террейна Лхаса и вулкана Нушан служит отражением однотипных процессов, происходивших во фронте коллизии.

В террейне Лхаса обогащенный надслэбовый источник был древним и активизировался вследствие коллизии Индостана и Азии. Здесь предполагается действие механизма эрозии континентальной литосферы после отрыва слэба. По данным микроэлементного моделирования глубина магматических выплавов оценивается в 60 км [26].

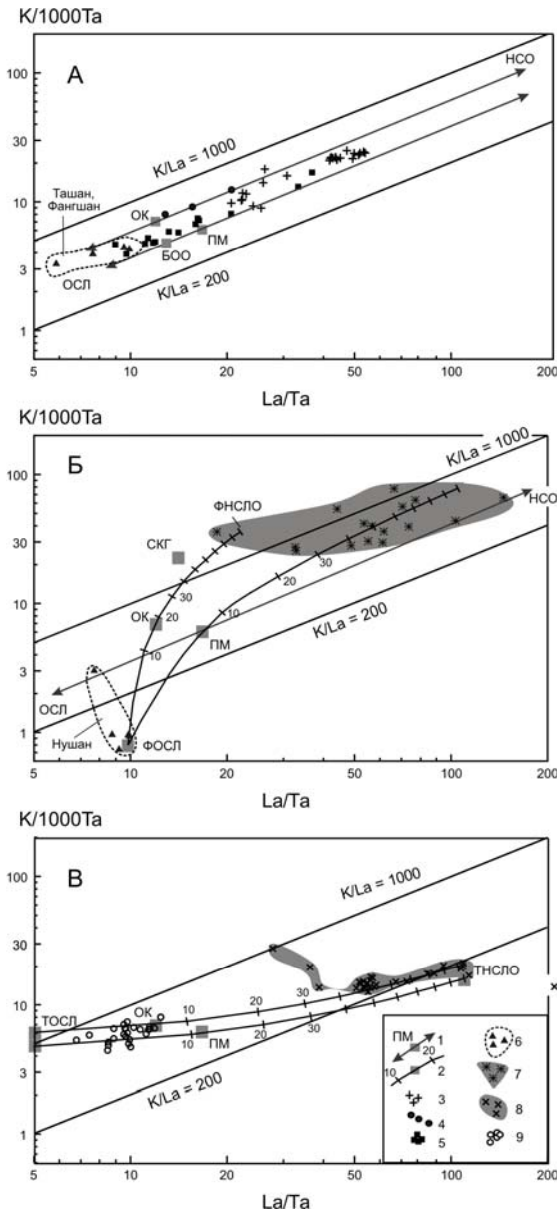


Рис. 2. Комплементарные соотношения вулканических пород из магматических источников на диаграмме $K/1000Ta - La/Ta$.

А, Б и В – вулканические породы из источников области растяжения континентальной окраины, фронтальной и тыловой частей зоны коллизии континентальных блоков.

1 – субдукционный комплементарный тренд; 2 – линия коллизионного комплементарного тренда (показаны проценты материала относительно состава остаточного слэба); 3–5 – позднекайнозойские вулканические породы Северо-Восточного Китая, располагающиеся вдоль субдукционных трендов: 3 – Удалианчи, Келуо, Еркешиан, 4 – Фрог-Пул, 5 – кратера Форест; 6 – Юго-Восточный Китай; 7 – Южный Тибет; 8 – Северный Тибет; 9 – Восточный Хангай 17,0–15,3 млн лет назад. Используются неопубликованные данные авторов и данные работ [17, 26, 28–31]. Составы: ПМ и БОО – соответственно примитивная мантия и базальт океанических островов, по С. С. Сану, У. Ф. Макдону; СКГ – синколлизионный гранит. Компоненты: ОК – общий (исходный) слэбового и надслэбового материала под Восточным Хангаем, НСО – надслэбовой (надсубдукционной) области, ОСЛ – остаточного субдуцированного слэба после удаления литофильных элементов в надсубдукционную область (НСО), ТОСЛ – остаточного слэба в тылу зоны коллизии после удаления литофильных элементов в надслэбовую область (ТНСЛО), ФОСЛ – фронтального оторванного остаточного слэба после удаления литофильных элементов в надслэбовую область (ФНСЛО)

Под вулканом Нушан в позднекайнозойское магмообразование вовлекался слэб глубокой части коллизионной зоны, из которой калий выносился предпочтительнее лантана в надслэбовую область при коллизии блока Янцзы с Северо-Китайским кратоном в конце палеозоя. На позднекайнозойском этапе плавился материал с геохимическими характеристиками слэба (палеослэба).

Тренд преимущественного выноса из слэба La по отношению к K в обогащенных составах определен в Северном Тибете. Большинство точек находится в диапазоне La/Ta 55–120. Вероятный комплементарный источник для пород Северного Тибета характеризуют лавы, излившиеся в центральной части Восточного Хангая 17,0–15,3 млн лет назад. Определен диапазон La/Ta от 7 до 12 (рис. 2, B). Надслэбовый характер магматического источника Северного Тибета подчеркивается изотопно-обогащенным составом Nd и Sr, а принадлежность к слэбовому материалу источника Восточного Хангая – изотопно-обедненным.

Геохимические характеристики пород Северного Тибета интерпретируются в связи с позднекайнозойским растяжением и конвективным удалением нижней части континентальной литосферы в тылу коллизионной зоны [26]. Соответственно, магмы, излившиеся в центральной части Восточного Хангая, характеризуют комплементарные процессы в слэбе, из которого материал удалялся в надслэбовую область в геологическом прошлом, вероятно, во время формирования герцинских структур, причленявшихся к раннекаледонским (см. рис. 1). Обедненный слэбовый материал оказался вовлеченным в плавление при кайнозойской активизации.

Особенности K–La–Ta трендов вулканических пород гавайского горячего пятна

Магматические проявления внутренних частей континентов нередко считались признаком нижнемантийных плюмов, хотя по объемам, пространственно-временному распределению и геохимическим характеристикам извергнутого материала такие проявления, как правило, отличались от проявлений магматизма плюмового типа в океанах. Комплементарность между выплавками Восточного Хангая и Северного Тибета предполагает обнаружение и других типов магматических источников на этой территории, свойственных зонам конвергентных границ Азии. Необходимо выяснить, однако, дают ли подобные тренды выплавки плюмов.

Рассмотрим данные по Гавайскому горячему пятну. Каждый вулкан Императорско-Гавайской цепи развивался в четыре стадии [13]: 1) дощитовую, толеиты–базаниты (подводный вулкан Лоихи [15]), 2) щитовую, толеиты, 3) послекальдерную, щелочные лавы и 4) послезрозионную, высокощелочные лавы. В стеклах вулкана Лоихи определены аномально высокие $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, свойственные недегазированной нижней мантии. Породы трех других стадий рассматривались как производные взаимодействия нижнемантийного материала с породами литосферы [11, 18]. Де-

тальные геохимические исследования различных вулканических построек выявили гетерогенный состав компонентов-примесей. С одной стороны, по корреляции $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ поддерживалась гипотеза о составе стекол вулкана Лоихи как конечного компонента смешения с конечным компонентом, представленным на вулкане Килауэа [10]. С другой стороны, по изотопам Sr и Os выстраивалась линия смешения материала эцлогитового и перидотитового источников [23].

Породы Гавайского горячего пятна обнаруживают широкий разброс $\text{K}/1000\text{Ta}$ при узком диапазоне La/Ta . Стекла вулкана Лоихи соответствуют принятым элементным отношениям для примитивной мантии, а их $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\sim 0,7035$) существенно ниже принятого отношения для этого состава ($\sim 0,7045$). В породах щитовой и послекальдерной стадий активности вулканов значения $\text{K}/1000\text{Ta}$ повышаются до 40 со смещением от состава вулкана Лоихи к более изотопно-обедненным составам. В породах вулканических построек Халеакала и Мауна Кеа $\text{K}/1000\text{Ta}$ снижается до 1 при слегка расширенном диапазоне $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, по сравнению с диапазоном значений в стеклах вулкана Лоихи. Эти значения соответствуют и несколько превышают отношение перидотитового источника [23]. Снижение $\text{K}/1000\text{Ta}$ в породах кальдеры Кахулаве, сопоставимое с породами вулканов Халеакала и Мауна Кеа, сопровождается относительным повышением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ до значения, соответствующего эцлогитовому источнику [23]. Такое же повышенное отношение в породах Коолау объясняется присутствием компонента рециклированных осадков. Если принять во внимание этот эффект как дополнительное усложнение систематики компонентов, можно выделить два основных тренда по отношению к составу стекол вулкана Лоихи: 1) тренд возрастания $\text{K}/1000\text{Ta}$ с примесью изотопно-обедненного литосферного материала и 2) тренд снижения $\text{K}/1000\text{Ta}$ без его примеси (рис. 3).

Обеднение расплава высокорядными элементами (в том числе Ta) при его взаимодействии с обедненными мантийными перидотитами в общем следует из коэффициентов распределения минерал–расплав для оливина, ортопироксена и шпинели [19]. Тренд возрастания $\text{K}/1000\text{Ta}$ закономерно отражает процесс такого взаимодействия глубинного расплава с обедненным (гарцбургитовым) литосферным субстратом. Тренд снижения $\text{K}/1000\text{Ta}$ можно связать с повышением роли расплавов из эцлогитового источника или сопутствующими процессами преобразования плюмовой колонны.

В выплавках Гавайского горячего пятна отсутствуют вариационные тренды, которые могли бы сопоставляться с комплементарными трендами слэбовых и надслэбовых источников зон конвергенции: субдукционным при $\text{K}/\text{La} = \text{const}$ (см. рис. 2, А) и тыловой части зоны коллизии с преимущественным выносом La (см. рис. 2, В). Тренд повышения $\text{K}/1000\text{Ta}$ в породах щитовой и послекальдерной стадий активности вулканов Гавайского горячего пятна подобен комплементарному тренду выплавок фронтальной части зоны Индо-Азиатской коллизии и вулкана Нушан (см. рис. 2, В).

Однако процессы, способствовавшие повышению $K/1000Ta$, очевидно, имели различную природу. Высокому значению этого отношения в выплавках Южного Тибета соответствовали изотопно-обогащенные составы, а в выплавках Гавайского горячего пятна – изотопно-обедненные.

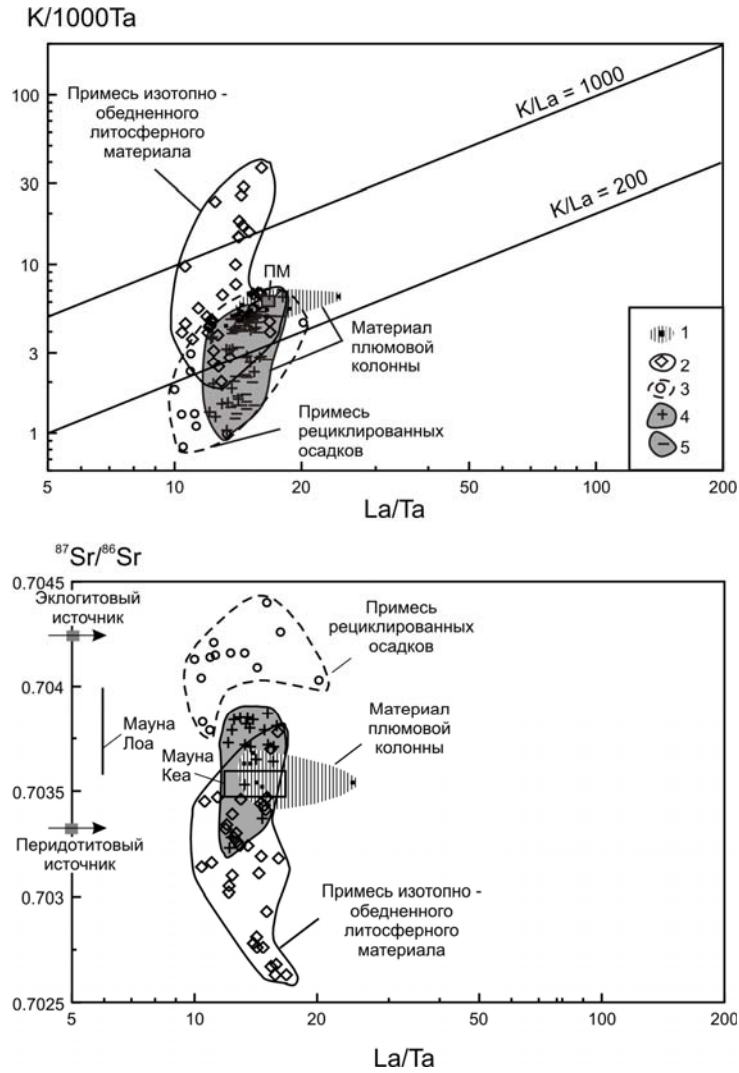


Рис. 3. Диаграммы $K/1000Ta - La/Ta$ (А) и $^{87}Sr/^{86}Sr - La/Ta$ (Б) для вулканических пород Гавайского горячего пятна. 1 – стекла подводного вулкана Лоихи, начальный этап активности вулканов Гавайско-Императорской цепи [15]; 2 – породы цитового и постцитового этапов активности разных вулканов [22]; 3 – кальдера Кахулаве [20]; 4 – вулкан Халеакала [12]; 5 – вулкан Мауна Кеа [14]. ПМ – состав примитивной мантии по С. С. Сану У. Ф. Макдону. Составы изотопов стронция эклогитового и перidotитового источников и интервалы стронциевых изотопных отношений вулканов Мауна Лоа и Мауна Кеа о-ва Гавайи показаны по работе [23]

Выявленные различия трендов выплавки можно связать с особенностями состава флюидов. На конвергентных границах во флюидах преобладает H_2O , поэтому Ta отделяется от K и La. В Гавайском горячем пятне этот компонент мог играть подчиненную роль по отношению к CO_2 и другим флюидным составляющим, не способствовавшим геохимическому разделению Ta и La.

Временная смена источников позднекайнозойского магматизма Восточного Хангая

В лавах Восточного Хангая возрастом 17,0–15,3 млн лет снижается La/Ta, а в лавах возрастом 12,9–9,7 млн лет – K/1000Ta (рис. 4, А). Первый тренд обозначил остаточный материал слэба тыловой части зоны коллизии, а второй – остаточный материал слэба фронтальной части. Состав с наиболее высокими значениями La/Ta (~12) и K/1000Ta (~7) принят в качестве общего компонента расходящихся трендов. Во временном интервале 17,0–15,3 млн лет назад тренд плавления был обусловлен примешиванием к общему компоненту до 7 % материала слэба, комплементарного надслэбовому материалу тыловой части зоны коллизии, а в интервале 12,9–9,7 млн лет назад – до 10 % слэбового материала, комплементарного надслэбовому материалу фронтальной части (в расчете на конечные компоненты, показанные на рис. 2). Этот же общий компонент служил в качестве исходного состава для тренда снижения La/Ta в вулканических породах восточной части Восточного Хангая возрастом 5,5–4,8 млн лет. Материал слэба обладал промежуточными геохимическими характеристиками. Выплавки отличались повышенными концентрациями K и Ti (табл. 2), возможно, вследствие поступления расплавов глубокого уровня (120 км и более) [5]. Часть составов этой территории оказалась смещенной правее общего компонента.

Извержения последних 3,6 млн лет характеризовались составами с более высоким K/1000Ta по отношению к общему компоненту. Такой сдвиг интерпретируется в связи с проявлением тенденции надслэбового обогащения, подобного обогащению магматических источников фронтальной части зоны коллизии в Южном Тибете. В то же время нельзя не отметить смещения точек вулканических пород последних 3,6 млн лет относительно составов лав возрастом 5,5–4,8 млн лет с повышением не только K/1000Ta, но и La/Ta. Эта тенденция интерпретируется как следствие надслэбового обогащения при K/La = const (т. е. смещение составов подобно тренду, свойственному обстановке растяжения в Восточном Китае). В любом случае, имела место смена слэбового источника надслэбовым.

Соотношения обедненных слэбовых и обогащенных надслэбовых магматических источников Восточного Хангая, установленные на диаграмме K/1000Ta – La/Ta, согласуются с вариациями изотопного состава стронция вулканических пород. Слэбовые источники характеризовались изотопно-обедненным компонентом DM ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,7039$), а надслэбовые

– слегка обогащенным EM' ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,7047$) и более обогащенным EM ($^{87}Sr/^{86}Sr 0,704897-0,705427$) [8]. Компонент DM , отчетливо выраженный в извержениях около 11,2 млн лет назад, отличался от компонентов EM и EM' более поздних лав низким La/Ta (~ 9). По отношению к общему компоненту ($La/Ta \sim 12$ и $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,7045$), компоненты DM и EM' – EM составляли комплементарный тренд. Обедненный слэбовый материал сменялся во времени обогащенным надслэбовым (рис. 4, Г). В выплавках центральной части Восточного Хангая временного интервала 17,0–15,3 млн лет назад происходило снижение La/Ta при $^{87}Sr/^{86}Sr$, приближающемся к значению отношения в общем компоненте ($\sim 0,7045$) (рис. 4, В). Такие соотношения отражали состав источника начальных мантийных выплавок Восточного Хангая.

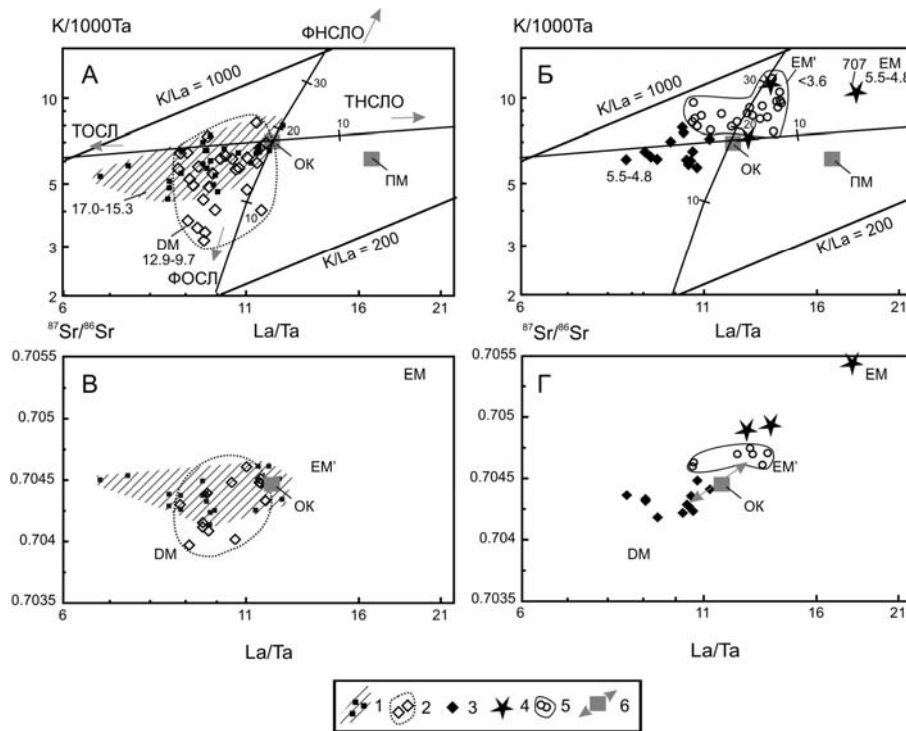


Рис. 4. Диаграммы $K/1000Ta - La/Ta$ (А) и $^{87}Sr/^{86}Sr - La/Ta$ (Б) для вулканических пород Восточного Хангая. 1–5 – фигуративные точки составов пород, объединенные в поля, с возрастными интервалами: 1 – 17,0–15,3 млн лет, 2 – 12,9–9,7 млн лет, 3 – 5,5–4,8 млн лет, 4 – то же, изотопно-обедненные, 5 – $<3,6$ млн лет; 6 – комплементарный тренд. Представительные данные приведены в табл. 2. ПМ – примитивная мантия по С. С. Сану, У. Ф. Макдону. ОК – общий компонент, исходный для комплементарных трендов вулканических пород

Таблица 2

Представительные данные по содержаниям петрогенных оксидов (масс %), микроэлементов (мкг/г) и значениям изотопных отношений Sr в вулканических породах из слэбовых и надслэбовых источников Восточного Хангая

<i>№ п</i> <i>№ образца</i> <i>Возраст,</i> <i>млн лет</i>	<i>1</i> <i>Мн-694</i> <i>15,6</i>	<i>2</i> <i>Мн-661</i> <i>16,2</i>	<i>3</i> <i>Мн-663</i> <i>11,2</i>	<i>4</i> <i>Мн-732</i> <i>5,5</i>	<i>5</i> <i>Мн-707</i> <i>4,0</i>	<i>6</i> <i>Мн-702</i> <i>0,065</i>
SiO ₂	54,54	51,04	46,34	49,49	56,56	50,04
TiO ₂	2,32	2,50	2,38	3,00	1,30	1,73
Al ₂ O ₃	13,3	14,8	14,8	14,20	15,1	15,04
Fe ₂ O ₃	1,45	3,44	2,89	2,53	4,11	4,90
FeO	7,5	5,75	7,20	7,48	5,42	7,10
MnO	0,10	0,11	0,13	0,11	0,09	0,12
MgO	6,45	7,04	8,5	7,02	3,82	6,42
CaO	6,88	7,20	8,8	7,31	6,43	6,82
Na ₂ O	3,71	3,78	3,16	3,61	4,44	4,23
K ₂ O	2,28	2,18	2,15	2,97	0,94	2,15
P ₂ O ₅	0,60	0,61	0,73	0,84	0,22	0,52
H ₂ O ⁻	0,10	0,12	0,36	0,16	0,16	0,21
H ₂ O ⁺	1,10	1,85	2,57	0,90	0,98	0,56
Сумма	100,33	100,42	100,01	99,62	99,57	99,84
Sc	17,1	13,3	20,4	13,8	13,4	16,0
Cr	192	168	194	156	141	166
Co	41	33	37	40	29	34
Ni	127	90	129	123	90	89
V	159	102	130	159	110	149
Rb	31,1	34,9	38,2	47,8	15,2	26,4
Sr	1107	665	1080	856	451	738
Y	21,1	19,2	24,1	20,1	16,9	16,7
Zr	214	190	284	215	117	172
Nb	52,0	47,3	68,3	67,9	13,6	32,1
Cs	0,23	0,38	0,57	0,54	0,29	0,24
Ba	629	374	619	743	236	413
La	34	23,1	39	34	13,3	25,4
Ce	70	54	78	74	29	51
Pr	8,66	7,09	9,16	9,18	3,90	6,32
Nd	34	32	39	35	19,7	28
Sm	8,40	6,81	7,44	8,26	5,01	6,01

Окончание табл. 2

<i>№ п</i> <i>№ образца</i> <i>Возраст,</i> <i>млн лет</i>	<i>1</i> <i>Мн-694</i> <i>15,6</i>	<i>2</i> <i>Мн-661</i> <i>16,2</i>	<i>3</i> <i>Мн-663</i> <i>11,2</i>	<i>4</i> <i>Мн-732</i> <i>5,5</i>	<i>5</i> <i>Мн-707</i> <i>4,0</i>	<i>6</i> <i>Мн-702</i> <i>0,065</i>
Eu	2,57	1,98	2,48	2,74	1,56	1,84
Gd	6,28	5,55	7,18	6,67	4,97	4,99
Tb	0,95	0,82	0,97	0,97	0,71	0,72
Dy	4,72	4,10	4,76	4,82	3,98	3,80
Ho	0,83	0,67	0,84	0,81	0,57	0,60
Er	1,91	1,75	1,95	1,85	1,55	1,41
Tm	0,2	0,20	0,26	0,2	0,2	0,2
Yb	1,37	1,35	1,72	1,30	1,21	1,21
Lu	0,21	0,19	0,26	0,17	0,17	0,18
Hf	5,21	4,75	7,01	5,18	3,35	3,64
Ta	2,89	3,40	4,06	4,06	0,74	1,91
Pb	3,8	3,67	4,54	3,1	2,7	4,1
Th	3,20	2,95	4,96	3,12	1,67	2,80
U	0,80	0,75	1,31	0,71	0,61	1,08
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704614	0,704504	0,704153	0,704368	0,705427	0,704617
±2σ	0,000011	0,000042	0,000012	0,000014	0,000014	0,000010

Источники: 1 – промежуточный, отвечающий общему компоненту, 2–4 – слэбовые, 5–6 – надслэбовые. Микроэлементы измерены методом ИСП-МС (масс-спектрометр Plasma Quad 2+, пробоподготовка М. Е. Марковой), изотопные отношения Sr – методом ТИМС (масс-спектрометр Finnigan MAT 262), петрогенные оксиды – классической «мокрой» химией (аналитик М. М. Самойленко). Возраст пород Восточного Хангая измерен К-Аг-методом, а самая молодая датировка получена U-Th-методом (неопубликованные данные авторов)

Из общего анализа диаграмм А и Б рис. 4 следует, что магматические расплавы эпизодов извержений в Восточном Хангае 17,0–15,3, 12,9–9,7 и 5,5–4,8 млн лет назад были производными палеослэбовых источников. Первые два источника были подобны источникам тыловой и фронтальной частей зоны коллизии, а третий не обладал какой-либо коллизийной спецификой.

Соотношения слэбового и надслэбового магматизма

На юге Азии, в зоне Индо-Азиатской коллизии, магмообразование в Тибете обеспечивалось выносом вещества из слэба в надслэбовую область. На востоке, в тыловой области позднекайнозойской дуги Северо-Восточной Японии, магматическая активность в интервале 30–15 млн лет назад отражала субдукционные процессы с выносом компонентов из слэба в надслэбовую область. Обогащенные надслэбовые компоненты мантий-

ного клина сменялись обедненными компонентами слэба. Начало извержений расплавленного материала из обедненного источника около 15 млн лет назад совпадало по времени с быстрым раскрытием (спредингом) Япономорской впадины [21].

Магматизм Восточного Хангая сначала развивался в слэбовых источниках, а затем – надслэбовых. Последние были свойственны Тибету. Глубинная динамика зоны Индо-Азиатской коллизии не была изначально присущей Восточному Хангаю, а проявилась, начиная приблизительно с 3,6 млн лет назад. Возникает вопрос о факторах развития начального магматизма слэбовых источников в Восточном Хангае. Почему плавился обедненный, а не обогащенный мантийный материал?

Принимая во внимание активизацию Центральной Азии под влиянием Индо-Азиатской коллизии, мы предполагаем определяющую роль в магмообразовании подошвы низкоскоростного Саяно-Монгольского домена, соответствовавшей по латерали разделу Леман под Сибирским кратоном (т. е. нижней границе его литосферного кила, установленной на глубине 210–190 км). Выше этого уровня происходило субмеридиональное сокращение коры и мантии в процессе кайнозойского сближения двух крупных кратонных блоков – Индийского и Сибирского. Низкоскоростной подошвенный слой домена играл роль ослабленного уровня, по которому вышележащая мантия смещалась по более плотному слэбовому основанию, способствуя передаче усилий от Индийского индентера в Центральную Азию до Сибирского кратона. Поверхность срыва подошвы низкоскоростного домена представляла собой основание конвектирующей системы. Под центральной частью Восточного Хангая плавился обедненный материал сначала 17,0–15,3 млн лет назад, а затем – 12,9–9,7 млн лет назад. Первый эпизод плавления сопровождал непосредственно активизацию глубинного срыва, а второй – погружение высокоскоростного блока к основанию домена. Последующее смещение магматизма из центральной части Восточного Хангая в восточную сопровождалось поступлением расплавов из слэбового источника в интервале 5,5–4,8 млн лет назад с его последующей сменой около 3,6 млн лет назад источником глубинного уровня 80–140 км [4].

Заключение

В современной сейсмической структуре верхней мантии Азии сочетаются разновозрастные высокоскоростные слэбы (блоки) и надслэбовые (надблоковые) низкоскоростные аномалии. Геохимическая гетерогенность континентального магматизма интерпретировалась в настоящей работе как результат вовлечения в плавление обедненного слэбового и обогащенного надслэбового материала.

Для выделения трендов позднекайнозойских комплементарных мантийных выплавов, образовавшихся в зонах конвергентных границ Азии, использована диаграмма $K/1000Ta - La/Ta$. Показано отличие этих трендов от трендов выплавов Гавайского горячего пятна. Установлено, что

процессы, развивавшиеся в зоне Индо-Азиатской коллизии на юге Азии, способствовали продолжительной надслэбовой магматической активности, а субдукционные процессы на востоке – смене надслэбовых выплавов слэбовыми.

Исследование соотношений K–La–Ta в позднекайнозойских выплавках Восточного Хангая показало их сходство с выплавками в зонах конвергентных границ Азии. Магматизм этой территории получил развитие сначала в источниках слэбового типа, а затем – надслэбового. Предполагается, что начальное плавление обедненной мантии под этой территорией связано с активизацией подошвы Саяно-Монгольского низкоскоростного домена, подстилающегося высокоскоростным палеослэбовым материалом, а более позднее плавление обогащенной мантии отражает переход магнообразования на менее глубинный уровень с проявлением процессов, свойственных постколлизивной эволюции Индо-Азиатской зоны конвергенции.

Список литературы

1. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса / В. И. Коваленко [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1280–1293.
2. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам / В. В. Мордвинова [и др.] // Физика Земли. – 2007. – № 2. – С. 21–32.
3. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. АН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
4. Роль кратонного раздела Леман в кайнозойской динамике верхней мантии Центральной Азии: интерпретация моделей скоростей сейсмических волн в свете пространственно-временной эволюции вулканизма / С. В. Рассказов [и др.] // Фундаментальные проблемы геотектоники : тез. докл. XI Тектонического совещания. – М., 2007. – С. 126–129.
5. Время поднятия, вулканизм и глубинная динамика Восточно-Хангайской орогенной провинции, Центральная Монголия / С. В. Рассказов [и др.] // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики : материалы XLI Тектонического совещания. Т. 2. – М., 2008. – С. 143–146.
6. Сафонов О. Г. Равновесие калийсодержащего клинопироксена с расплавом как модель для барометрии глубинных ассоциаций / О. Г. Сафонов, Л. Л. Перчук, Ю. А. Литвин // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 12. – С. 1318–1334.
7. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае : асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии / И. С. Чувашова [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 6. – С. 19–45.
8. Позднекайнозойская смена магматических источников в расплавных зонах и линзах Центральной Монголии по изотопной систематике стронция / И. С. Чувашова [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 2. – Иркутск, 2007. – С. 160–162.

9. Helium isotopes provide no evidence for deep mantle involvement in widespread Cenozoic volcanism across Central Asia / T. L. Barry [and at. al.] // *Lithos.* – 2007. – V. 95. – P. 415–424.
10. Hawaiian hot spot dynamics as inferred from Hf and Pb isotope evolution of Mauna Kea volcano / J. Blichert-Toft [and at. al.] // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2003. – V. 4, N 2. – P. 8704, doi: 10.1029/2002GC000340.
11. Chen C.-Y. Trace element and isotope geochemistry of lavas from Haleakala volcano, East Maui, Hawaii: implications for the origin of Hawaiian basalts / C.-Y. Chen, F. A. Frey // *J. Geophys. Res.* – 1985. – V. 90. – P. 8743–8768.
12. The tholeiite to alkalic basalt transition at Haleakala Volcano, Maui, Hawaii / C.-Y. Chen [and at. al.] // *Contrib. Miner. Petrol.* – 1991. – V. 106. – P. 183–200.
13. Clague D. A. Extrinsic controls on evolution of Hawaiian ocean island volcanoes / D. A. Clague, J. E. Dixon // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* – 2000. – V. 1. – Paper number 1999GC000023.
14. The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts / F. A. Frey [and at. al.] // *J. Geophys. Res.* – 1991. – V. 96, N B9. – P. 14347–14375.
15. Geochemical and isotopic evolution of Loihi Volcano, Hawaii / M. O. Garcia [and at. al.] // *J. Petrol.* – 1995. – V. 36, N 6. – P. 1647–1674.
16. Hofmann A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature.* – 1997. – V. 385. – P. 219–229.
17. Hsu C-H. Geochemistry of late Cenozoic basalts from Wudalianchi and Jingpohu areas, Heilongjiang Province, northeast China / C-H. Hsu, J-c. Chen // *Journ. Asian Earth Sci.* – 1998. – V. 16, N. 4. – P. 385–405.
18. Kaneoka I. Noble gas signatures of magmatic sources and processes // *Geochemical Journal.* – 1993. – V. 27. – P. 201–211.
19. High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle–magma interaction / P. B. Kelemen [and at. al.] // *Nature.* – 1990. – V. 345, N 6275. – P. 521–524.
20. Geochemical variations in lavas from Kahoolawe volcano, Hawaii: evidence for open system evolution of plume-derived magmas / W. P. Leeman [and at. al.] // *Contrib. Miner. Petrol.* – 1994. – V. 116. – P. 62–77.
21. Rasskazov S. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / S. Rasskazov, H. Taniguchi // *CNEAS Monograph Series N 21.* Tohoku University, Japan, 2006. – 156 p.
22. Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma / M. Regelous [and at. al.] // *J. Petrol.* – 2003. – V. 44, N 1. – P. 113–140.
23. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts / A. V. Sobolev [and at. al.] // *Nature.* – 2005. – V. 434. – P. 590–597.
24. Tsuruta K. Melting study of an alkali basalt JB-1 up to 12.5 GPa: behavior of potassium in the deep mantle / K. Tsuruta, F. Takahashi // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 1998. – V. 107. – P. 119–130.
25. Van der Voo R. Mesozoic subducted slabs under Siberia / R. Van der Voo, W. Spakman, H. Bijwaard // *Nature.* – 1999. – V. 397. – P. 246–249.
26. Williams H. M. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in Southern and Northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling / H. M. Williams, S. P. Turner, J. A. Pearce // *Journ. Petrology.* – 2004. – V. 45, N 3. – P. 555–607.

27. Yanovskaya T. B. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T. B. Yanovskaya, V. M. Kozhevnikov // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 2003. – V. 138. – P. 263–278.
28. Zhang M. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis / M. Zhang, P. Suddaby, R.N. Thompson // *J. Petrology.* – 1995. – V. 36, N 5. – P. 1275–1303.
29. Zhang M. Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenolith evidence / M. Zhang, P. Suddaby, S.Y. O'Reilly // *Tectonophysics.* – 2000. – V. 328. – P. 131–156.
30. Zhang Z. Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali basaltic rocks, northeastern China / Z. Zhang, C. Feng, Z. Li // *Geochemical Journal.* – 2002. – V. 36. – P. 133–153.
31. Zou H. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts of SE China: mantle sources, regional variations and tectonic significance / H. Zou, A. Zindler, X. Xu, Q. Qi // *Chem. Geol.* – 2000. – V. 171. – P. 33–47.
32. Zou H. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U–Th disequilibrium data / H. Zou, M. R. Reid, Y. Liu // *Chemical Geology.* – 2003. – V. 200. – P. 189–201.

Rasskazov S. V., Chuvashova I. S., Yasnygina T. A., Saranina E. V., Fefelov N. N., Brandt I. S., Brandt S. B.

Slab-derived and above-slab Late Cenozoic melts from convergent boundary zones of Asia and East Hangay, Central Mongolia

Abstract. Seismic structure of the upper mantle in Asia exhibits high-velocity slabs and above-slab low-velocity anomalies. Geochemical heterogeneity of mantle sources for magmatism is suggested to result from melting depleted slab-derived and enriched above-slab material. Complementary trends of liquids formed in zones of convergent boundaries of Asia are defined. Different trends of melts from such zones and Hawaiian hotspot are distinguished. Late Cenozoic magmatism in East Hangay is inferred to be produced firstly in slab-derived sources and then in above-slab ones due to development of postcollisional processes similar to those operated at Indo-Asian convergent zone.

Key words: cenozoic, Asia, basalts, geochemistry, Sr isotopes, subduction, collision.

Рассказов Сергей Васильевич
 д-р геол.-минерал. наук, профессор
 Институт земной коры СО РАН
 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
 зав. лабораторией
 тел.: (395-2) 51-16-59
 факс: (395-2) 42-70-00

Чувашова Ирина Сергеевна
 Институт земной коры СО РАН
 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
 аспирант
 тел.: (395-2) 51-16-59
 факс: (395-2) 42-70-00

Ясныгина Татьяна Александровна
 канд. геол.-минерал. наук
 Институт земной коры СО РАН,

Саранина Елена Владимировна
 канд. геол.-минерал. наук
 Институт земной коры СО РАН

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
науч. сотрудник
тел.: (395-2) 51-16-59
факс: (395-2) 42-70-00

664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
науч. сотрудник
тел.: (395-2) 51-16-59
факс: (395-2) 42-70-00

Фефелов Николай Николаевич
канд. геол.-минерал. наук
Институт земной коры СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
ст. науч. сотрудник
тел.: (395-2) 51-16-59
факс: (395-2) 42-70-00

Брандт Иван Сергеевич
канд. геол.-минерал. наук
Институт земной коры СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
ст. науч. сотрудник
тел.: (395-2) 51-16-59
факс: (395-2) 42-70-00

Брандт Сергей Борисович
д-р геол.-минерал. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
гл. науч. сотрудник
тел.: (395-2) 51-16-59
факс: (395-2) 42-70-00