

КРУПНЕЙШАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ЭМЕЙШАНЬ: РЕЗУЛЬТАТ ПЛАВЛЕНИЯ ПРИМИТИВНОЙ МАНТИИ И СУБДУЦИРОВАННОГО СЛЭБА

Чжу Бин-Цюань, Ху Яо-Гуо, Чан Сянь-Ян, Се Цзинь, Чжан Чжэн-Вэй*

Институт геохимии, Китайская академия наук, Ушань, Гуанчжоу, 510640, КНР

**Институт геохимии, Китайская академия наук, Гуйян, КНР*

Платобазальты провинции Эмейшань (ПБЭ) на юго-западе Китая тесно связаны со спрединговым вулканизмом Палеотетиса. Эта связь исследована с помощью комплексного геохимического анализа ПБЭ, базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) и островодужных базальтов (IAB). В пределах провинции выделяются пять групп пород с разным химическим составом: высокомагнезиальные базальты и пикриты (HM), высокотитанистые базальты и базальты, обогащенные высокозарядными элементами (HT1), низкотитанистые базальты и базальты, обогащенные высокозарядными элементами (LT1) в восточной части провинции и низкотитанистые базальты и базальты с низкими содержаниями высокозарядных элементов (LT2) и высокотитанистые базальты и базальты с низкими содержаниями высокозарядных элементов (HT2) в западной и центральной частях. По геохимическим характеристикам породы западного района представляют собой переходные формы от базальтов восточного района к базальтам типа MORB-IAB, связанным с раскрытием Палеотетиса, в зонах Цзиньшацзян—Айлаошань. Распределение высокозарядных и редкоземельных элементов указывает, что базальты группы HT1 изливались из законченного магмой слоя, образовавшегося в результате фракционного плавления примитивной мантии, а происхождение основного компонента магмы LT1 связано с частичным плавлением субдуцированного слэба и кристаллизационным фракционированием. Изотопный состав ниодима в базальтах типов HT1, LT1 и HM с магнезиальностью от 82 до 32, излившихся на площади около 150 тыс. км², закономерно изменяется от значений, типичных для примитивной мантии, к характеристикам слабо обедненной мантии ($\epsilon_{Nd}(t) = 0 \dots +3$), причем магнезиальность находится в обратной корреляции к $\epsilon_{Nd}(t)$. Распределение изотопов свинца на диаграмме ($^{206}Pb/^{204}Pb$)—($^{207}Pb/^{204}Pb$) соответствует тренду (NHLR). Эти особенности поведения изотопов нельзя объяснить смешением сильно обедненной верхней мантии и субдуцированного материала; они, скорее, предполагают наличие в магме плюмовых компонентов примитивной нижней мантии. В то же время изотопные составы Nd и Pb в базальтах типов LT2, HT2 и MORB-IAB, связанных с раскрытием Тетиса и субдукцией, свидетельствуют о происхождении магм в результате произвольного смещения сильно обедненной верхней мантии, первичной мантии и переплавленного материала континентальной коры. Изотопный состав стронция во всех группах базальтов содержит признаки влияния метасоматоза под воздействием морской воды в процессе субдукции океанической коры. Таким образом, геохимические особенности изученных пермских лав провинции Эмейшань и базальтов типа MORB-IAB отражают все процессы, связанные с раскрытием Тетиса, включая субдукцию, подъем астеносферы и развитие мантийного плюма.

Платобазальты, крупнейшая магматическая провинция Эмейшань, мантийный плюм, редкие элементы, изотопы Nd, Pb, Sr.

THE EMEISHAN LARGE IGNEOUS PROVINCE ORIGINATED FROM MAGMATISM OF A PRIMITIVE MANTLE PLUS SUBDUCTED SLAB

Zhu Bing-Quan, Hu Yao-Guo, Chang Xiang-Yang, Xie Jin, and Zhang Zheng-Wei

The Emeishan flood basalts (EFB) that occur in the southwest of China are closely associated with the Paleo-Tethyan volcanism. In order to find out relationships between the EFB and Paleo-Tethyan volcanism, a comprehensive geochemical study of EFB, MORB, and IAB was carried out. According to geochemical features, EFB can be divided into five groups, in which HM (high-Mg basalts and picrites), HT1 (high-Ti and high-HFSE basalts), and LT1 (low-Ti and high-HFSE basalts) occur in the eastern district, and LT2 (low-Ti and low-HFSE basalts) and HT2 (high-Ti and low-HFSE basalts) occur in the western and central districts. Geochemically, the western EFB are transitional between the eastern EFB and the Paleo-Tethyan MORB-IAB in the Jinshajian-Alaoshan zones. HFSE and REE analysis indicates that HT1 basalts were produced from an aggregate magma layer derived from fractional melting of a primitive mantle, and LT1 magmas had a major component derived from partial melting of subducted slabs. HT1, LT1, and HM with $Mg\# = 82-32$ covering an area of about 150,000 km² yield consistent Nd isotopic compositions from primitive to slightly depleted mantles ($\epsilon_{Nd}(t) = 0 \dots +3$) and a $Mg\# - \epsilon_{Nd}(t)$ inverse correlation. Their ($^{206}Pb/^{204}Pb$)—($^{207}Pb/^{204}Pb$) data can fit NHLR. These isotopic features cannot be explained by mixing between a strongly depleted upper mantle and subducted materials, which imply that there existed plume magma components from the primitive lower mantle. At the same time, Nd and Pb isotopic compositions for LT2, HT2, and MORB-IAB related to the Tethyan opening and subduction indicate that the magmas were derived from random mixing between heavily depleted upper mantle, primitive mantle, and recycled continental crust components. Sr isotopic compositions for all rocks demonstrate mainly seawater influence from subducted oceanic crusts. Therefore, the geochemical data from the Permian EFB and MORB-IAB record the whole process from Tethyan plate subduction through asthenosphere upwelling to development of the Emeishan mantle plume.

Flood basalts, Emeishan large igneous province, mantle plume, trace elements, Nd, Pb, and Sr isotopes

ВВЕДЕНИЕ

В пределах блока Янцзы и в прилегающих районах на юго-западе Китая широко распространены позднепалеозойские вулканы, образующие крупнейшую магматическую провинцию (LIP) (см. рис. 1). По результатам многих исследований эти породы относят к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB) и островодужным базальтам (IAB), связанным с раскрытием Палеотетиса и субдукцией [1, 2], либо к континентальным платобазальтам (CFB), связанным с активностью мантийного плюма Эмейшань [3—5].

Океан Палеотетис отделял Гондвану от Палеоевразии и мелких блоков, отколовшихся от Гондваны и соединившихся в течение позднего палеозоя вдоль шовных зон, образующих пояса Цаннинь-Мэнлянь, Ганьцзы-Литун, Цзиньшацзян—Айлаошань и Сычжун-Миль (см. рис. 1). Вдоль этих поясов, а также на территории впадины Наньпаньцзян и блока Сунпань-Ганьцзы распространены карбон-пермские базальты типа MORB-IAB и интрузивы. Изотопное датирование базальтов MORB, плагиогранитов и кумулятов из пояса Цзиньшацзян-Айлаошань дает три возрастных диапазона: 340—350, 294 и 263—265 млн лет [1, 6—8].

Типичные платобазальты Эмейшань (ПБЭ) распространены в районах выхода докембрийского фундамента (см. рис. 1) и подстилаются раннепермскими породами формации Маокоу. При переходе от выступа фундамента к прилегающим районам мощность лавового покрова ПБЭ резко снижается от нескольких тысяч до ста метров и менее. Это изменение свидетельствует о том, что вулканизму ПБЭ предшествовало воздымание докембрийского фундамента [5, 9]. Провинция ПБЭ делится на три района: восточный — от центра провинции Юньнань (102,5° E) до центра провинции Гуйчжоу (107,5° E), центральный — вдоль зоны поднятия Кандянь и западный — на западе провинции Юньнань (100—102° E). Согласно датированию U-Pb и ³⁹Ar/³⁹Ar методами базальты изливались 251—259 млн лет назад [10—12].

На основе геохимических данных по западному району провинции ПБЭ интерпретируются как продукт декомпрессионного частичного плавления литосферы, связанного с началом подъема мантийного плюма или с его взаимодействием с подошвой литосферы [3, 4]. Хотя гипотеза о влиянии плюма (его головы и ствола) [13—15] частично объясняет происхождение источников магм ПБЭ, она недостаточна для интерпретации компонента магмы, полученного в результате частичного плавления примитивной или слабо обедненной нижней мантии. Геохимические характеристики магм ПБЭ западного района содержат признаки смешения обедненной верхней мантии и переплавленного корового материала и, таким образом, не подтверждают гипотезу о связи происхождения ПБЭ с мантийным плюмом. Для выявления источников магм, связанных с примитивной нижней мантией, и определения происхождения ПБЭ и их связи со срединным вулканизмом Палеотетиса, было проведено комплексное геохимическое исследование базальтов типа MORB и IAB в районе пояса Цзиньшацзян—Айлаошань, ПБЭ и ассоциирующихся с ними основных интрузивов в восточном и западном районах магматической провинции Эмейшань.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ И МЕСТО ОТБОРА ПРОБ

Офиолитовый меланж пояса Цзиньшацзян, сложенный подушечными лавами и массивами гарцбургитов и габбро, располагается в округах Дэцин и Чжундянь на северо-западе провинции Юньнань и простирается на несколько сотен километров узкой полосой от 1 до 10 км в ширину (обр. DY-81—DY-93) (см. рис. 1, таблицу). Пермский возраст меланжа установлен по палеонтологическим данным по нахождению видов *Entactinia* sp. и *Follicucullus* sp. в кремнистых породах [16]. Параллельно зоне офиолитов, которая идентифицируется как ПБЭ (обр. DY-101—DY-103), залегает зона базальтов и андезитов также пермского возраста [17].

Пояс Айлаошань протягивается на расстояние свыше 500 км в северо-западном направлении от провинции Юньнань до территории Вьетнама. Вдоль этой шовной зоны, по обе стороны от зоны докембрийского метаморфизма, распространены пермские базальты и андезитобазальты. Основную структуру массивов в офиолитовых меланжах выполняют базальты Цзиньдун (обр. A1-4—A1-10). Более молодые андезитобазальты Муцзян (обр. A1-62—A1-75) встречаются в пределах вулканогенно-осадочной толщи с островодужными признаками. В долине р. Красная находится комплекс базальтов, диабазов и ультраосновных пород (обр. YL-89—YL-95) с возрастом 263—265 млн лет (датирование U-Pb методом по циркону и ³⁹Ar-⁴⁰Ar методом по флогопиту) [6].

На территории западного района ПБЭ изливались главным образом на ранней стадии вулканизма (P₂β₁). Для трех образцов, отобранных на западной окраине района, где мощность лавового покрова составляет менее 1 тыс. м (обр. DY-116—DY-118), стратиграфически установлен более древний возраст, чем в разрезе Биньчуань.

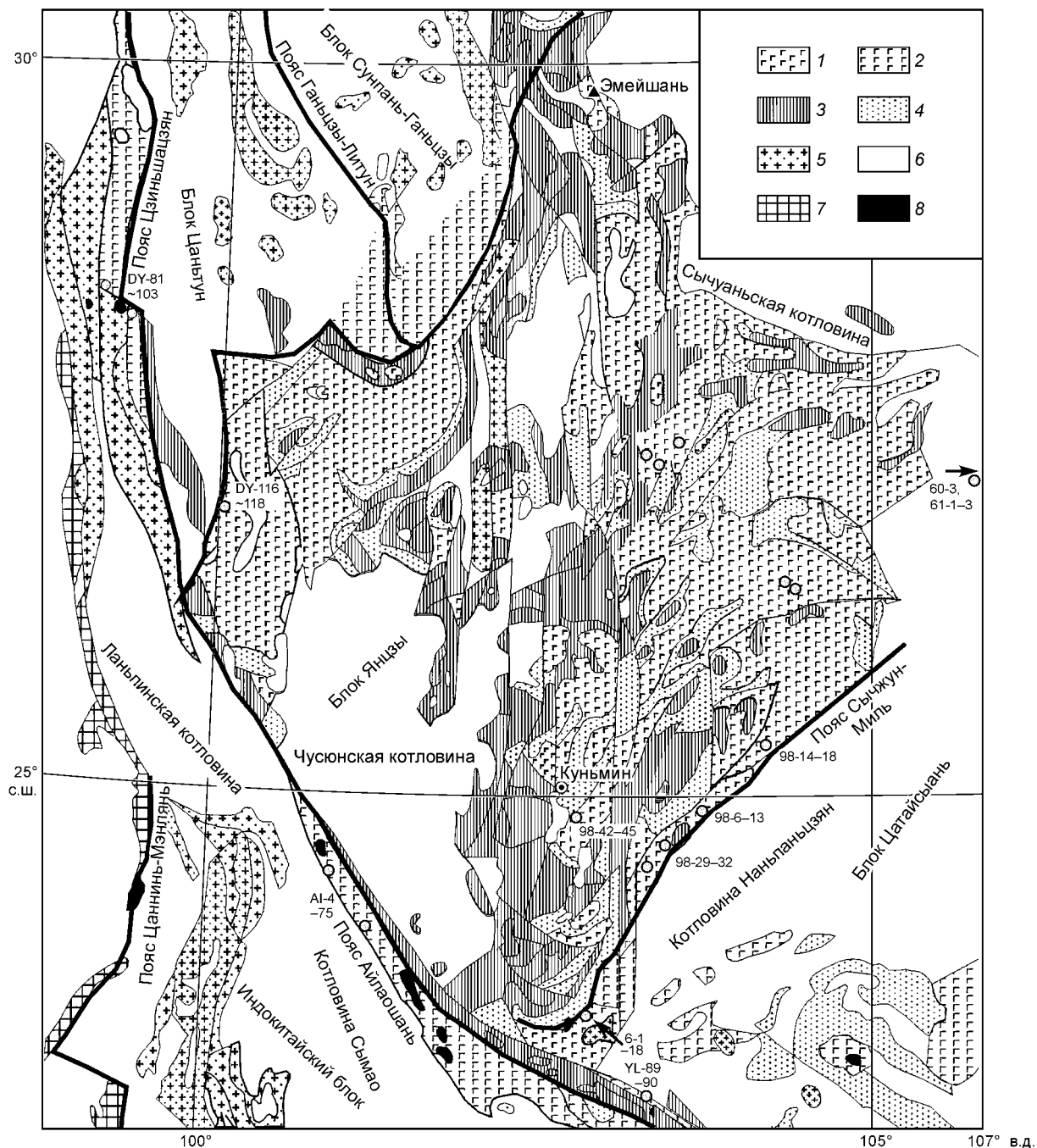


Рис. 1. Геологическая карта распространения платобазальтов провинции Эмейшань, базальтовых серий типа MORB-IAB океана Палеотетис, а также — допермские образования и точки отбора проб (по [1, 17, 18]).

1 — среднепермские платобазальты; 2 — раннесреднепермские базальты MORB-IAB; 3 — докембрийский фундамент; 4 — девон-карбоновые толщи; 5 — пермотриасовые магматические породы; 6 — Постиндокитайский бассейн; 7 — кембрийско-ордовикские магматические породы; 8 — офиолиты.

Пермские базальты встречаются также вдоль пояса Сычжун-Миль, ориентированного в северо-восточном направлении. На его южном окончании залегает слой пикритов и высокомагнезиальных базальтов, перекрывающий пермскую формацию Маокоу и надвинутый на триасовые толщи [2, 19]. Судя по геологическим данным, лавы ПБЭ в этом районе также изливались на ранней стадии вулканизма ($P_2\beta_{1-2}$) и простираются в северо-восточном направлении полосой около 100 км в ширину от пояса Сычжун-Миль до $107,5^\circ$ E в восточной части провинции Гуйчжоу. Образцы с 6-1 по 6-18 отобраны из

Вариации составов пород из различных групп

Компонент	MORB-IAB		Высокомagneзиальные	Высокотитанистые		Низкотитанистые	
	Циньшация	Айлаошань		Вост. р-н	Зап. р-н	Вост. р-н	Зап. р-н
SiO ₂ , %	43,1—61,8	46,5—52,4	46,2—50,4	47,1—51,3	43,4—50,1	46,2—56,1	47—53,2
TiO ₂	<1,5	<1,8	<0,8	>2,5	>2,5	<2,5	<2,5
Ti/Y	<430	<320	<280	>500	>500	<500	<500
P ₂ O ₅	0,04—0,54	0,08—0,21	0,06—0,11	0,36—0,54	0,24—0,35	0,35—0,64	0,16—0,23
MgO, %	2,5—8,8	6—7,7	9—24	3,5—5,5	6—9,5	3,5—6,5	6,5—10
Mg#	40—58	47—58	63—82	32—45	46—62	34—43	51—63
Al ₂ O ₃ , %	15,5—22,8	13,5—20,3	14,8—15,8	12,8—15	11,3—15	15,4—18,5	13,3—15,2
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	12,3—25,9	7,9—18,1	-20,1	3—4,2	4—5	6—10	9—14
TiO ₂ /P ₂ O ₅	3—10,5	4,1—11,1	~10,6	9—10	9—11	3,4—7	6,5—7,5
Nb (г/г), миним.	0,73—16,1; интенс.	2,5—14,5; отсутствует или интенс.	<5; отсутствует	25—45; слабый	20—30; слабый	21—60; отсутствует	10—20; интенс.
Cu (г/г) минерализация	4—136	23—300 Cu	300 Ni-Cu-Pt	210 (ср.) Ti-Cu-Ag	110 (ср.)	170 (ср.) Cu-Au	67 (ср.)
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0,51191—0,51301	0,51247—0,51284	0,51259—0,51265	0,51251—0,51267	0,51234—0,51274	0,51254—0,51266	0,51232—0,51293
ε _{Nd(t)}	-11,1...+7,5	-2,8...+4,9	-0,6...+2,0	+0,2...+3,0	-3,6...+4,0	+0,5...+2,8	-4,8...+6,8
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,70494—0,72813	0,70467—0,71914	0,70637—0,70916	0,70577—0,70734	0,70550—0,70826	0,70474—0,70685	0,70482—0,70772
ε _{Sr(t)}	+10,3...+157	+0,6...+137	+21,1...+64,4	+6,2...+30,4	+7,4...+46,4	+7,1...+34,8	+1,4...+44,6
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	18,321—19,156	18,023—19,150		18,259—19,555		16,142—19,677	18,831—19,371
(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb) — (²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)	Океан Тетис	Океан Тетис		NHLR		NHLR	Океан Тетис
Генезис	Обедненная мантия + субдуцированные осадки	Примитивная мантия + субдуцированные осадки	Примитивная мантия	Агрегатные магмы, полученные из примитивной мантии	Лигосфера—астеносфера. Низкая степень частичного плавления	Субдуцированный базальтовый слэб. Высокая степень частичного плавления	Лигосфера—астеносфера. Высокая степень частичного плавления

толщи пикритов и высокомагнезиальных базальтов в районе Цзяньшуй. Образцы лав ПБЭ, сформировавшихся на стадии $P_2\beta_{1-2}$, отобраны в 6 точках (98-6-45, 61-1-3 и 60-3).

Лавы ПБЭ восточного района провинции, излившиеся на поздней стадии вулканизма ($P_2\beta_{3-4}$), проявлены в пределах полосы северо-западного простирания от округа Сюаньвэй до области Эмейшань. Мощность лавовых покровов достигает 1—3 тыс. м в юго-западной части и резко снижается до 100—200 м на северо-востоке. Вдоль зоны перехода мощности северо-западного простирания широко распространены вулканические брекчии, основные дайки и диабазовые некки. Ряд образцов отобраны в районах Сюаньвэй и Лудянь (см. рис. 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных элементов в породах определялись методом атомно-эмиссионной спектроскопии и спектроскопии индуктивно связанной плазмы (ICP-AES). Концентрации редких элементов определялись количественным методом на масс-спектрометре ELAN 6000 ICP-MS с точностью не ниже 5 отн.%. Разделение Nd и Sm осуществлялось в ионообменной колонке HEDHP с 0,2N и 0,5N HCl. Свинец выделялся на колонке с использованием анионной смолы Dowex-I (200—400) в растворе HBr. Фоновые значения для Sm, Nd, Rb, Sr и Pb составили соответственно менее 5, 10, 20, 50 и 100 pg.

Изотопные отношения Nd и Sr измерялись на масс-спектрометре IC-ICP MS Micromass Isoprobe с точностью $<0,0015\%$ (2σ); изотопный состав свинца исследовался на VG-354 с точностью до $<0,07\%$ (2σ). Результаты исследований химического состава пород представлены в таблице.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Изученные образцы пород пояса Цзиньшацзян обнаруживают значительные вариации содержания кремнезема (43,1—61,8 % SiO_2) и на диаграмме щелочи—кремнезем (TAS) соответствуют полям составов от базальтов до андезитов; на диаграмме щелочи—($MgO-FeO_{сум}$) они попадают в поле известково-щелочной серии. Содержания TiO_2 (0,65—1,5 %) в них ниже, чем в низкотитанистых ПБЭ в районе Биньчуань [4]. Магнезиальность ($Mg\#$) варьирует в достаточно широких пределах (от 40 до 58); содержания P_2O_5 понижены ($<0,3\%$).

Три образца ПБЭ с окраины западного района интерпретируются как низкотитанистые толеиты, причем содержания кремнезема (SiO_2 47—47,9 %) и титана (TiO_2 1,25—1,76) в них ниже, а Al_2O_3 (15,6—17,8 %) и сумма FeO (12,5—13,5 %) выше, чем в соответствующих породах разреза Биньчуань.

Петрохимический состав базальтов пояса Айлаошань на диаграммах щелочи—кремнезем и щелочи—($MgO-FeO_{сум}$) обнаруживает переходные признаки от толеитовой к известково-щелочной и щелочной серии. Их магнезиальность (47—58) и титанистость (1,05—1,81 % TiO_2) сравнимы со значениями для пояса Цзиньшацзян, но уровни содержания P_2O_5 значительно ниже ($<0,2\%$).

Содержания кремнезема в пермских пикритах и базальтах южного окончания пояса Сычжун-Миль находятся в пределах 46,1—47,4 и 47,4—50,4 %, а содержания MgO — 21,1—24,2 и 9—9,3 % соответственно. По своим петрохимическим характеристикам (низким TiO_2 ($<1\%$), P_2O_5 ($<0,1\%$) и $K_2O + Na_2O$ ($<1,4\%$) при повышенной магнезиальности (80—82 у пикритов и 63—65 у базальтов)) эти породы можно рассматривать соответственно как коматииты и высокомагнезиальные базальты [20, 21].

Содержания кремнезема в ПБЭ из зоны Сычжун-Миль в пределах восточного района провинции варьируют от базальтовых до андезитовых (46,2—56,1 %), а на диаграммах щелочи—кремнезем и щелочи—($MgO-FeO_{сум}$) в этих породах проявляются переходные характеристики от толеитовой к щелочной серии. По титанистости (1,7—2,5 % TiO_2) они сравнимы с низкотитанистыми ПБЭ из западной части провинции, но отличаются от них более низкой магнезиальностью (34—38), повышенной глиноземистостью (15—18,5 % Al_2O_3) и высокими P_2O_5 (0,34—0,64 %).

ПБЭ в восточной части магматической провинции и диабазы на северо-востоке провинции Юньнань отличаются сравнительно однородной кремнистостью (47,1—51,2 % SiO_2), пониженной магнезиальностью (32-45), повышенной титанистостью (3—4,5 % TiO_2) и высокими содержаниями P_2O_5 (0,36—0,56 %) и таким образом являются типичными высокотитанистыми базальтами. На диаграммах щелочи—кремнезем и щелочи—($MgO-FeO_{сум}$) они попадают главным образом в поле толеитовой серии.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Спектры РЗЭ и спайдер-диаграммы толеитов из пояса Цзиньшацзян показывают P-MORB характеристики при отношениях $(La/Yb)_n$ (нормированных к примитивной мантии [22]) и $(La/Sm)_n$ в пределах соответственно 1,13—1,83 и 0,91—1,66 (рис. 2,а). Они имеют значительно пониженные концентрации высоkozарядных элементов ($Zr < 106$, $Nb < 4$, $Ta < 0,25$, $Hf < 3,6$ г/т) и слабый Ta-Nb минимум (рис. 3,а). Образцы щелочного базальта (DY-82) и габбро (DY-83) обогащены легкими РЗЭ и имеют сходные

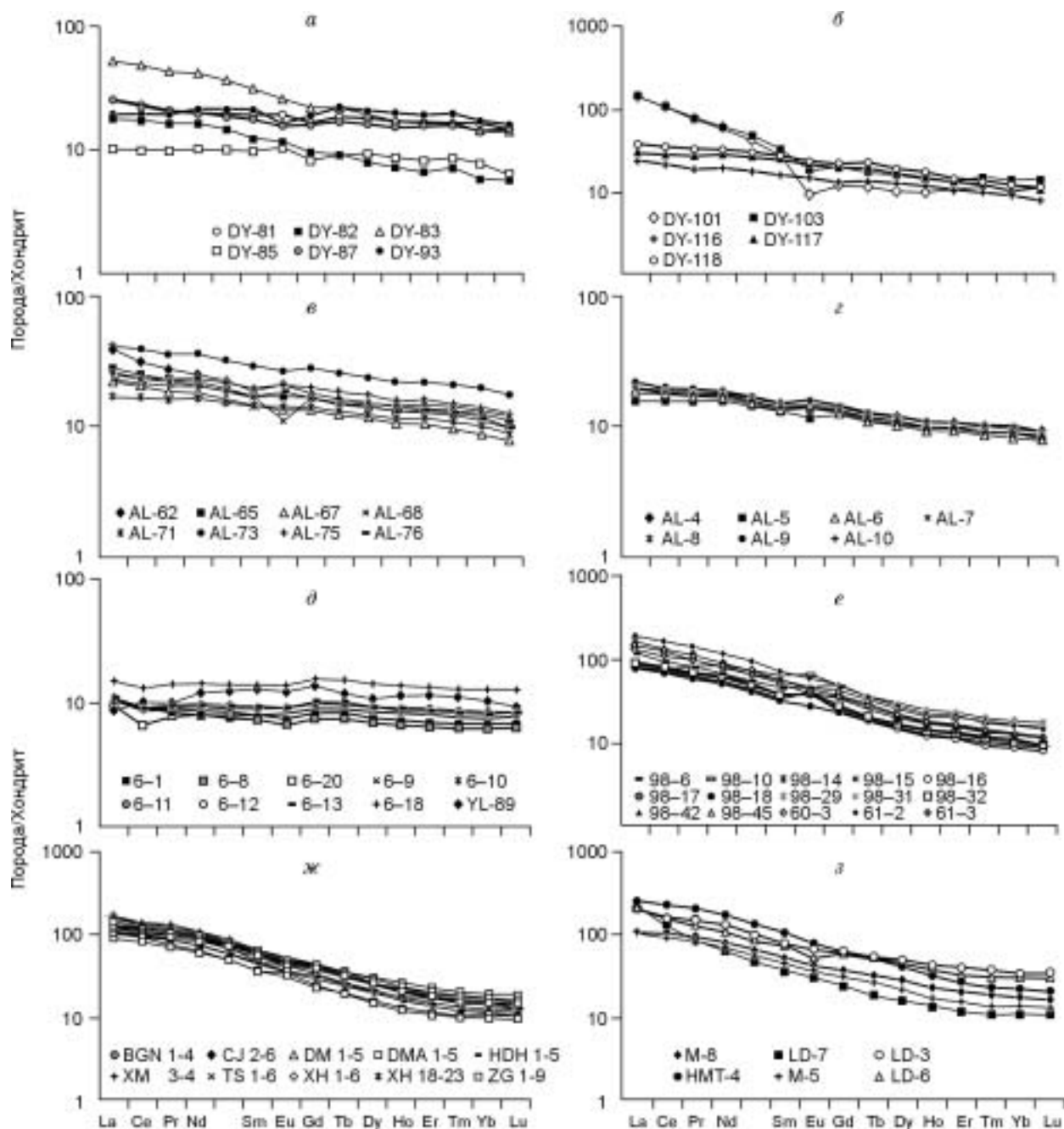


Рис. 2. Спектры РЗЭ для пяти групп пород провинции Эмейшань.

a — базальты срединно-океанических хребтов и габбро из пояса Цзиньшацзян; *б* — островодужные базальты пояса Цзиньшацзян и низкотитанистые базальты западного района; *в* — базальты срединно-океанических хребтов типа P-MORB из пояса Айлаошань; *г* — островодужные базальты пояса Айлаошань; *д* — высокомагнезиальные базальты и пикриты пояса Сычжун-Миль; *е* — низкотитанистые базальты восточного района провинции; *ж* — высокотитанистые базальты восточного района провинции; *з* — вулканические брекчи в районе распространения лав НТ1 [10]. Значения нормированы к составу хондрита, по [22].

отношения $(La/Yb)_n$ (3,05—3,59), но содержания редкоземельных элементов в обр. DY-83 в 3 раза выше, чем в обр. DY-82. На спайдер-диаграммах у габбро наблюдаются выраженные минимумы Ta-Nb и Zr. Образцы андезитов (DY-101, 103) имеют высокие содержания легких РЗЭ, отношения $(La/Yb)_n$ от 10,4 до 13,7 и минимумы Eu и Ta-Nb (см. рис. 2,б; 3,б).

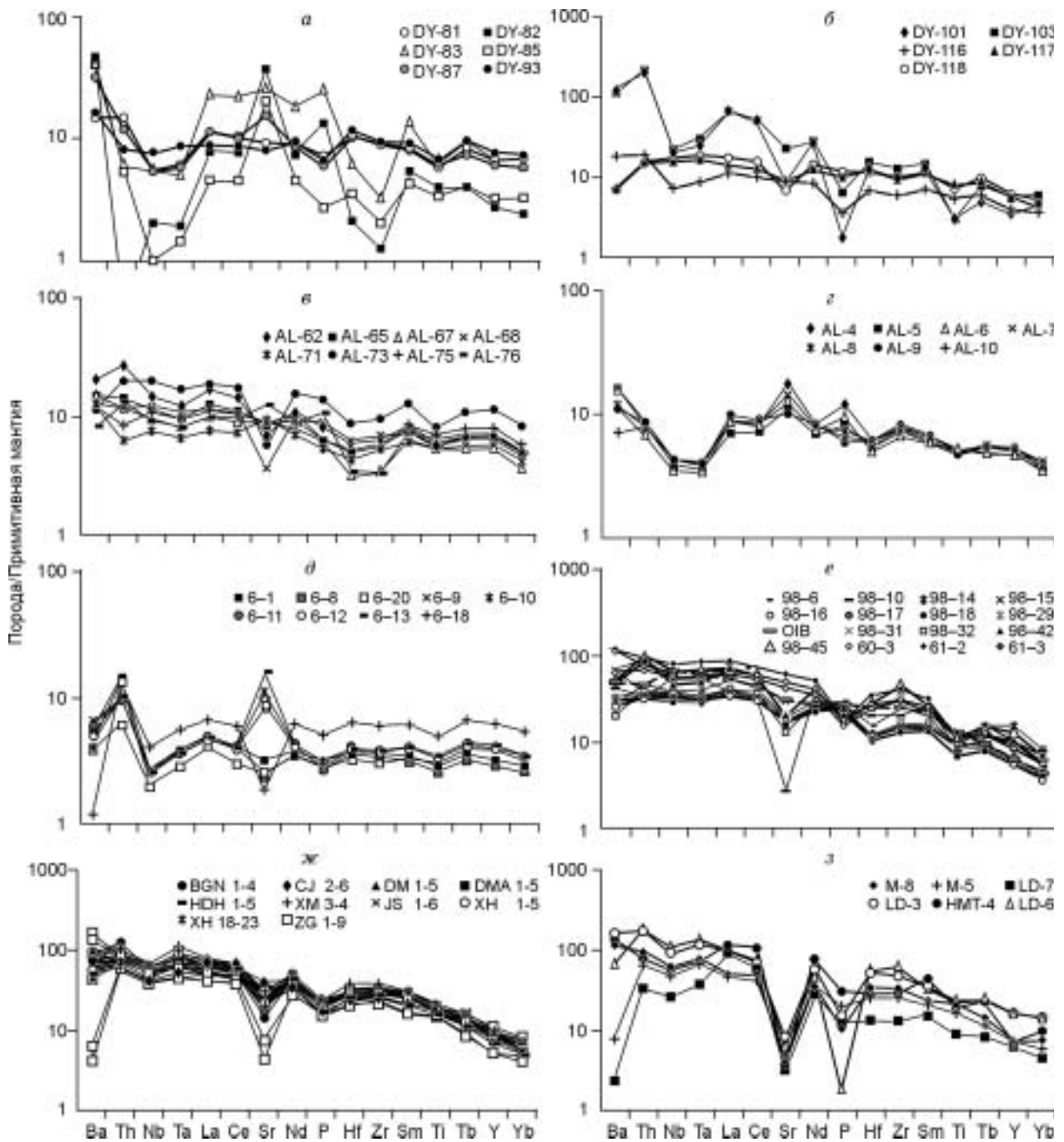


Рис. 3. Спайдер-диаграммы составов для пяти групп пород.

a—z — см. на рис. 2. Значения нормированы к примитивной мантии, по [22].

Базальты пояса Айлаошань показывают распределение РЗЭ, близкое к спектрам, имеющим переходные характеристики от P-MORB до N-MORB, при отношениях $(La/Yb)_n$ от 0,84 до 3 (см. рис. 2, *в—д*). Nb-Ta минимумы на спайдер-диаграммах базальтов Муцзян (обр. Al-5—Al-9) при $(La/Ta)_n < 2$ приближают их к островодужным базальтам, а распределение элементов на диаграммах для базальтов из района Цзиньдун соответствует составам P-MORB (см. рис. 3, *в з*). В то же время, при сходстве с P-MORB и IAB, средние Nb/Ta (соответственно $20,1 \pm 0,4$ и $18,3 \pm 0,6$) в этих породах более высокие,

чем средние для базальтов срединно-океанических хребтов ($14,5 \pm 1,5$) и островодужных базальтов ($15,8 \pm 3,4$) [23].

Распределение РЗЭ сходно в пикритах и высокомагнезиальных базальтах из района Цзяньшуй и показывает характеристики P-MORB ($(La/Sm)_n = 1,15—1,37$ и $(La/Yb)_n = 1,22—1,61$). Концентрации РЗЭ в высокомагнезиальных базальтах немного выше, чем в пикритах (см. рис. 2,д). Пологие спектры на спайдер-диаграммах при концентрациях высокозарядных элементов в 3—4 раза превышающих содержания в примитивной мантии свидетельствуют о степени частичного плавления около 25—30 % (см. рис. 3,е). Однако слабый ниобиевый минимум и низкие Nb/Ta ($12,2 \pm 0,5$) в этих породах плохо согласуются с происхождением из материала примитивной мантии. Концентрации стронция в высокомагнезиальных базальтах образуют явно выраженные максимумы или минимумы, связанные с фракционированием плагиоклаза.

Низкотитанистые ПБЭ (обр. DY-116—DY-118) из западного района провинции незначительно обогащены легкими РЗЭ и имеют $(La/Yb)_n$ в пределах 2,67—3,09 и $(La/Sm)_n$ в пределах 1,19—1,50 (см. рис. 2,б). Концентрации легких и других редкоземельных элементов в них ниже, чем в аналогичных породах района Биньчуань ($(La/Yb)_n \approx 3—8$) [4]. По своим геохимическим характеристикам они близки базальтам P-MORB и практически не проявляют Nb-Ta минимумов на спайдер-диаграммах в отличие от низкотитанистых разностей района Биньчуань, которые характеризуются отчетливой аномалией Nb-Ta (см. рис. 3,б).

Низкотитанистые базальты восточного района (обр. 98-6—45) значительно обогащены легкими редкоземельными элементами ($(La/Yb)_n = 4,7—12,3$; $(La/Sm)_n = 1,33—2,98$) и имеют слабо выраженные европиевые аномалии (положительные и отрицательные), что отличает их от аналогичных пород западного района (см. рис. 2,е). Высокие концентрации высокозарядных элементов в этих разностях ($Zr = 164—459$, $Nb = 23—58$, $Ta = 1,3—3,5$, $Hf = 3,5—10,6$ г/т) и тренды на спайдер-диаграммах соответствуют базальтам океанических островов (OIB); для них характерны слабые минимумы Nb-Ta и высокие Nb/Ta ($17,6 \pm 0,8$) (см. рис. 3,е).

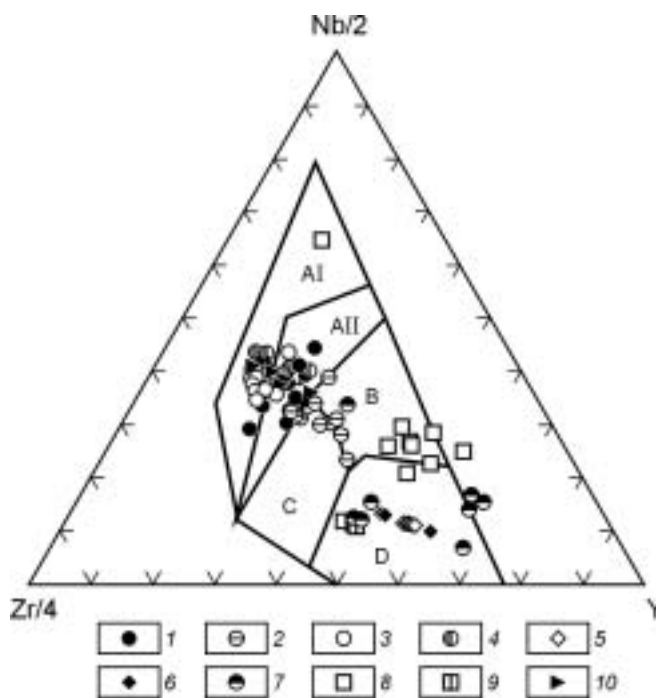
Распределение РЗЭ в высокотитанистых базальтах и диабазах и отношения $(La/Yb)_n = 8—11,5$ и $(La/Sm)_n = 1,9—2,9$ сравнимы со значениями для низкотитанистых базальтов восточного района (см. рис. 2,ж). Сходны также вариации содержаний высокозарядных элементов ($Zr = 250—407$, $Nb = 27—46$, $Ta = 1,8—4,5$, $Hf = 6—11,3$ г/т) и распределение элементов на спайдер-диаграммах, но высокотитанистые базальты и диабазы отличаются более слабым ниобиевым минимумом (среднее $(La/Ta)_n = 0,91 \pm 0,19$ и $Nb/Ta = 13,7 \pm 2,0$) (см. рис. 3,ж).

На дискриминационной диаграмме обстановок формирования Nb/2—Zr/4—Y [24], построенной на основе всей совокупности аналитических данных, высокомагнезиальные базальты районов Цзиньшацзян, Айлаошань и Цзяньшуй попадают в поля составов островодужных базальтов и базальтов срединно-океанических хребтов; фигуративные точки составов низкотитанистых ПБЭ западной части провинции занимают промежуточное положение между областями островодужных и внутриплитных обстановок; высоко- и низкотитанистые ПБЭ восточного района смещены в область внутриплитных базальтов (рис. 4).

Рис. 4. Дискриминационная диаграмма Nb/2—Zr/4—Y.

Базальты: 1 — LT1, 2 — LT2, 3 — HT1, 4 — HT2, 5 — HM, 6 — пикриты, 7 — MORB-IAB пояса Цзиньшацзян, 8 — MORB пояса Айлаошань, 9 — IAB пояса Айлаошань; 10 — вулканические брекчии в области распространения базальтов HT1.

AI — внутриплитные щелочные базальты, AII — внутриплитные толеиты, B — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (E-MORB), C — внутриплитные толеиты и островодужные базальты (IAB), D — нормальные базальты срединно-океанических хребтов (N-MORB) и островодужные базальты [25]. Составы базальтов LT2 и HT2 и пород вулканических брекчий — по данным [5, 10] и результатам настоящего исследования.



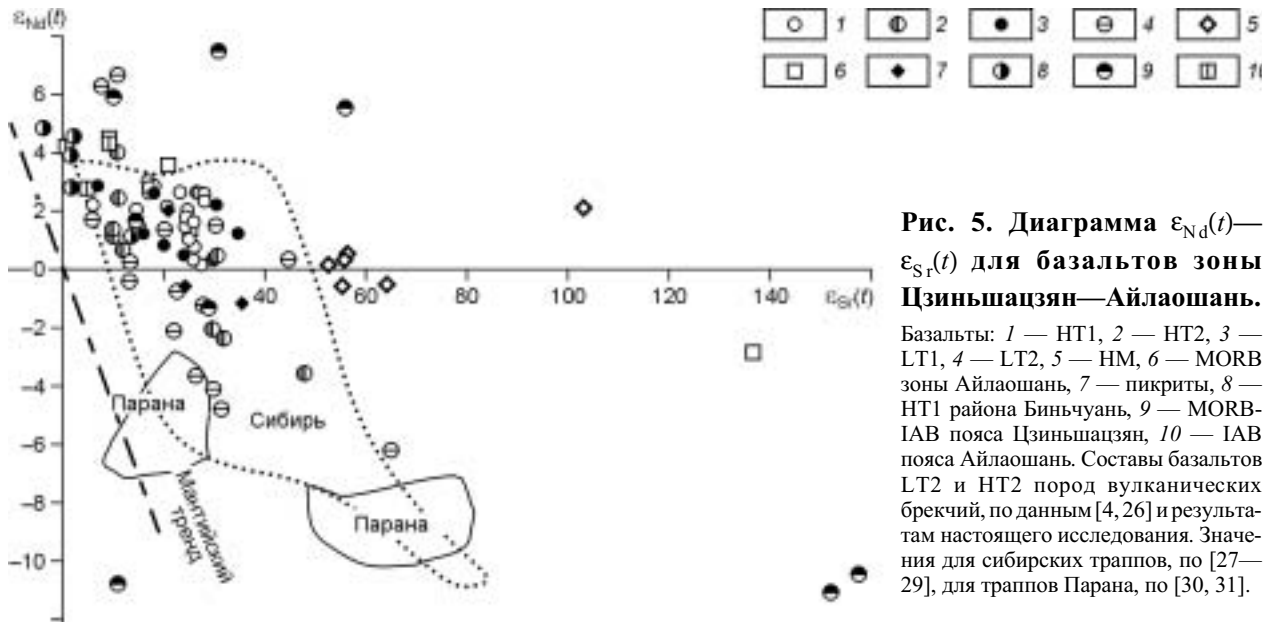


Рис. 5. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ — $\epsilon_{Sr}(t)$ для базальтов зоны Цзиньшадзянь—Айлаошань.

Базальты: 1 — НТ1, 2 — НТ2, 3 — ЛТ1, 4 — ЛТ2, 5 — НМ, 6 — MORB зоны Айлаошань, 7 — пикриты, 8 — НТ1 района Биньчуань, 9 — MORB-IAB пояса Цзиньшадзянь, 10 — IAB пояса Айлаошань. Составы базальтов ЛТ2 и НТ2 пород вулканических брекчий, по данным [4, 26] и результатам настоящего исследования. Значения для сибирских траппов, по [27—29], для траппов Парана, по [30, 31].

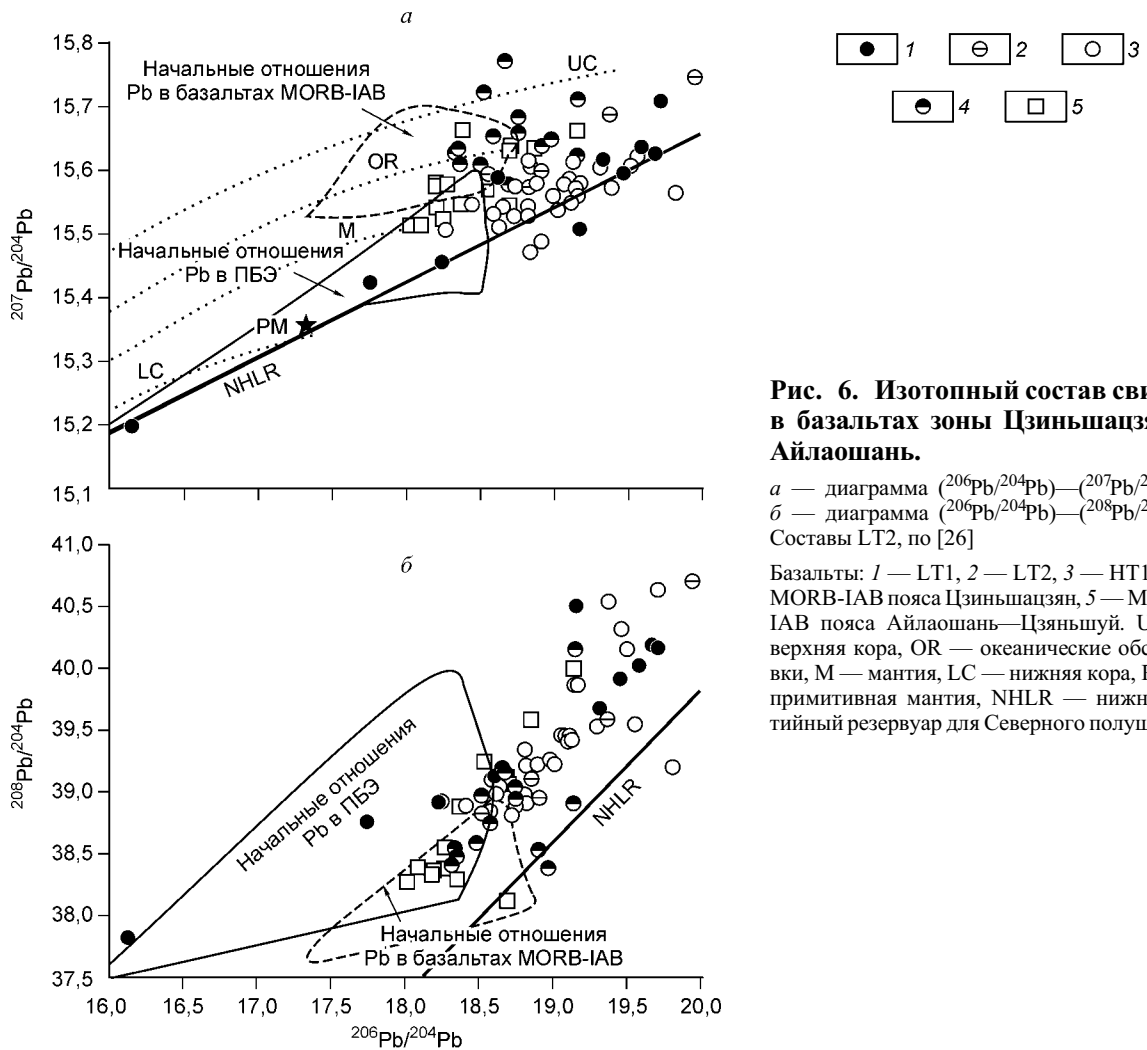


Рис. 6. Изотопный состав свинца в базальтах зоны Цзиньшадзянь—Айлаошань.

a — диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ — $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$; *b* — диаграмма $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ — $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$. Составы ЛТ2, по [26]

Базальты: 1 — ЛТ1, 2 — ЛТ2, 3 — НТ1, 4 — MORB-IAB пояса Айлаошань—Цзяньшуй, 5 — MORB-IAB пояса Айлаошань—Цзяньшуй. UC — верхняя кора, OR — океанические обстановки, M — мантия, LC — нижняя кора, PM — примитивная мантия, NHLR — нижнемантийный резервуар для Северного полушария.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd, Sr, Pb

На диаграмме $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Sr}(t)$ для пород типа MORB-IAB пояса Цзиньшацзян—Айлаошань и ПБЭ западного района провинции отмечается большой разброс значений ($\epsilon_{Nd}(t)$ от -11 до $+7,5$; $\epsilon_{Sr}(t)$ от 0 до $+157$); поля составов перекрываются и заметно отклоняются от мантийного тренда (рис. 5). Изотопные отношения стронция в ПБЭ и пикритах восточного района приближаются к отношениям для западного района, но изотопный состав ниодима в них более однородный и соответствует составам переходным от примитивной к слабо обедненной мантии ($\epsilon_{Nd}(t) = 0 \dots +3$).

Изотопный состав свинца в ПБЭ восточного района провинции при $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16,14 - 19,8$ варьирует сильнее, чем в соответствующих породах западного района ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,5 - 19,9$) и в базальтах типа MORB-IAB, связанных с раскрытием Палеотетиса ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,1 - 19,4$). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в высокотитанистых ПБЭ восточного района ($18,6 - 19,8$) сравнительно выше, чем в низкотитанистых разностях, а $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для ПБЭ этого района в целом ниже, чем в базальтах типа MORB-IAB. Различие их составов хорошо видно на диаграмме ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)—($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (рис. 6,а), где первые следуют тренду нижне-мантийного резервуара для Северного полушария (NHLR) [25], а последние обнаруживают признаки вулканизма океанических обстановок Тетиса [32]. Точки составов низкотитанистых ПБЭ западного района лежат в переходной области между полями MORB—IAB и ПБЭ восточного района. При этом в различных типах базальтов наблюдаются в целом сходные вариации $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, а на диаграмме ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)—($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (см. рис. 6,б) все точки расположены выше тренда NHLR и попадают в область океанических обстановок (Палеотетис—Индийский океан).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимическая классификация ПБЭ

Классификация континентальных платобазальтов (CFB) обсуждается многими авторами. В ряде работ [33, 34] $\text{Ti}/\text{Y} = 310$ (верхний предел для MORB) принимается как дискриминационное для разделения высоко- и низкотитанистых базальтов. В статье [4] предлагается проводить границу между высоко- и низкотитанистыми разностями на уровне $\text{TiO}_2 = 2,5\%$ или $\text{Ti}/\text{Y} = 500$. Классификация ПБЭ, предложенная авторами [35], основывается на содержаниях P_2O_5 . Уровни содержаний TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 и высокозарядных элементов в ПБЭ в разных районах провинции, а также их магнезиальность значительно варьируют. На основе распределения соотношений Ti/Y —Nb или Ti/Y —P (рис. 7) базальты провинции Эмейшань можно разделить на пять типов: *низкотитанистые* (LT1) ПБЭ восточной части провинции, излившиеся на ранней стадии вулканизма: $\text{TiO}_2 < 2,5\%$, $\text{Ti}/\text{Y} < 500$, $\text{Mg}\# < 45$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,35\%$, Nb > 20 г/т; *высокотитанистые* (HT1) ПБЭ восточной части провинции, излившиеся на поздней стадии вулканизма: $\text{TiO}_2 > 2,5\%$, $\text{Ti}/\text{Y} > 500$, $\text{Mg}\# < 45$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 > 0,35\%$, Nb > 25 г/т; *низкотитанистые* (LT2) ПБЭ западной части провинции, излившиеся на ранней стадии вулканизма: $\text{TiO}_2 < 2,5\%$, $\text{Ti}/\text{Y} < 500$, $\text{Mg}\# > 50$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,25\%$, Nb < 20 г/т; *высокотитанистые* (HT1) ПБЭ западной и центральной частей провинции, излившиеся на поздней стадии вулканизма: $\text{TiO}_2 > 2,5\%$, $\text{Ti}/\text{Y} > 500$, $\text{Mg}\# > 45$, $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,35\%$, Nb < 30 г/т; *высокомагнезиальные* (HM) ПБЭ восточной части провинции, включая высокомагнезиальные базальты и пикриты: $\text{TiO}_2 < 1\%$, $\text{Ti}/\text{Y} < 280$, $\text{Mg}\# > 0,62$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14,8\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 < 0,11\%$, Nb < 5 г/т.

Значения Fe_8 — Na_8 как индикатор декомпрессионного плавления литосферы

Значения Fe_8 — Na_8 в разных типах базальтов с $\text{MgO} > 5\%$, рассчитанные с использованием наилучшего соответствия линейной регрессии, предложенной Е. Клейном и К. Лангмюром [36], находятся в обратной корреляции и расположены над трендом MORB (PML) Тихого и Индийского океанов (рис. 8), что указывает на большую обогащенность магм железом и натрием. Наблюдается устойчивая линейная корреляция (FBL) средних значений Fe_8 — Na_8 для базальтов типов LT1, HT1, HT2 и MORB из пояса Айлаошань—Цзиньшацзян, а составы базальтов LT2, HM и IAB из пояса Айлаошань расположены между трендами PML и FBL. Согласно модели К. Лангмюра с соавторами [37], давления и температуры общих магм, образовавшихся в результате фракционного частичного плавления, прямо пропорциональны содержаниям Fe_8 , а степень плавления обратно пропорциональна уровню Na_8 . Таким образом, для LT1, HT1 и HT2 можно предположить более глубокий источник и более низкую степень плавления, чем для LT2 и базальтов MORB Тихого и Индийского океанов. Плавление магм LT1, HT1 и HT2 происходило при давлении 2,2—2,3 ГПа на глубине 70—80 км, согласно оценке по формуле термобарической зависимости, предложенной Р. Кинцлером и Т. Гровом [38], что соответствует переходу между зонами стабильности

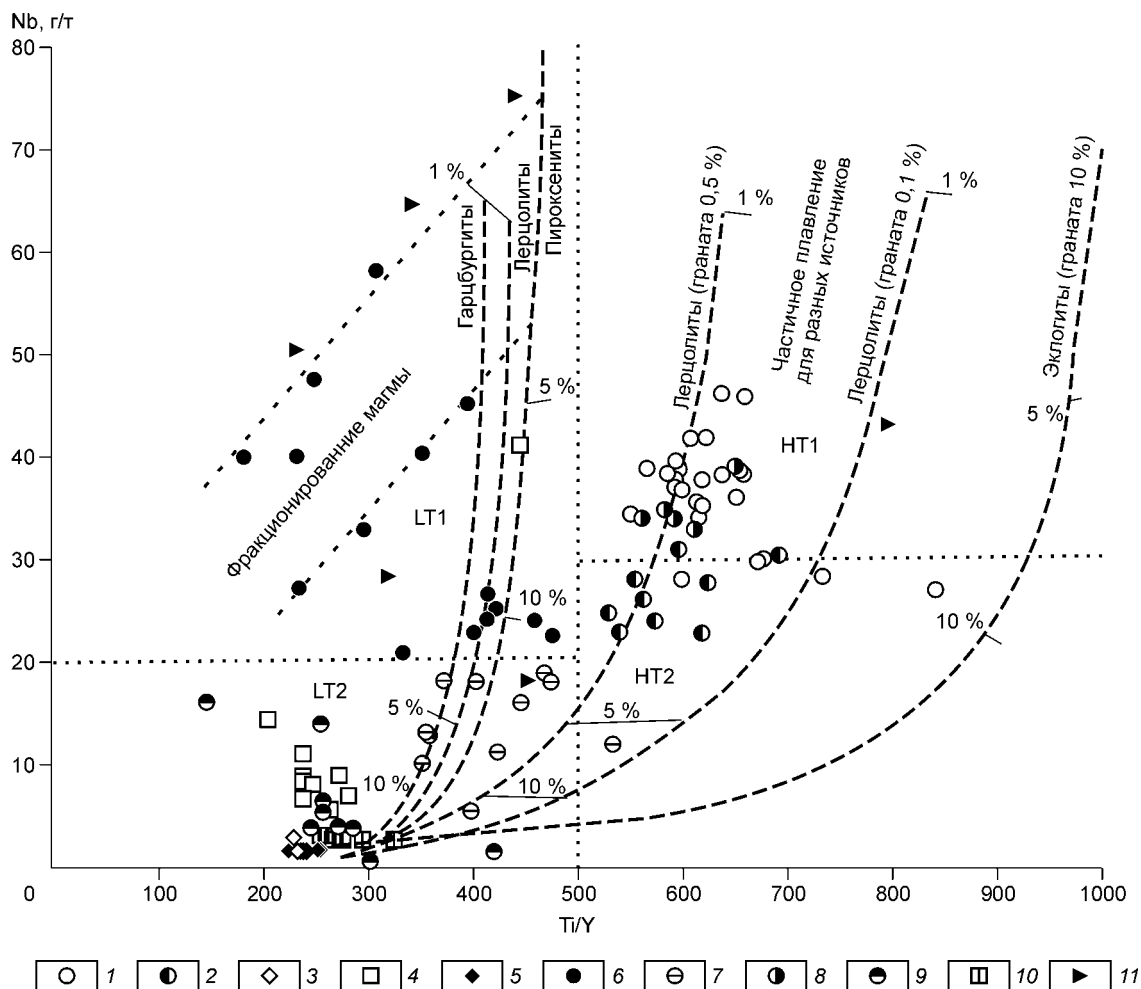


Рис. 7. Диаграмма Ti/Y—Nb для базальтов.

Базальты: 1 — НТ1, 2 — НТ2, 3 — НМ, 4 — MORB пояса Айлаошань, 5 — пикриты, 6 — LT1, 7 — LT2, 8 — НТ1 района Биньчуань (западный район [5, 27]), 9 — MORB-IAB пояса Цзиньшацзыань, 10 — IAB пояса Айлаошань; 11 — вулканические брекчии. На кривых указана степень плавления (%). Пунктирные линии — тренды кристаллизационного фракционирования кристаллов. Коэффициенты распределения, по [35, 36].

шпинели и граната; расплавы НМ и LT2 формировались при более низком давлении и на меньших глубинах (около 1,1—1,4 ГПа; 35—45 км) в зоне стабильности шпинели. Возможные температуры декомпрессионного плавления под воздействием головной части плюма оцениваются в 1680—1750 °С для LT1, НТ1 и НТ2 и 1350—1470 °С для LT2 и НМ. Судя по фазовым соотношениям для мантийных перидотитов [39], магмы LT1, НТ1 и НТ2 должны были достигать исключительно высокой степени плавления, что противоречит интерпретации К. Лангмюра. Следовательно, магмогенерация для LT1, НТ1 и НТ2 происходила при участии иного механизма, чем декомпрессионное плавление литосферы.

Редкоэлементный состав как индикатор источников магм и режима магмогенерации

На диаграмме Ti/Y—Nb (см. рис. 7) приводятся корреляционные кривые равновесного частичного плавления различных по происхождению пород. Видно, что пяти типам ПБЭ и спрединговым базальтам MORB-IAB соответствуют пять различных источников и режимов магмогенерации. Поскольку итрий имеет очень высокий коэффициент частичного плавления для граната (5—9) [40, 41], Ti/Y, представляющие плавление остаточных твердых фаз без граната, будут ниже 500, а присутствие небольшого количества граната среди этих фаз однозначно указывает на магмы с Ti/Y > 500. Таким образом, реститовая фаза для базальтов типа НТ1 и НТ2 представлена лерцолитом с содержанием граната около 0,5—2 %, и степень частичного плавления составляет соответственно <2,5 и <5 %. Источником базальтов типа LT1 служили перидотиты или пироксениты, не содержащие гранат, при частичном плавлении соответственно

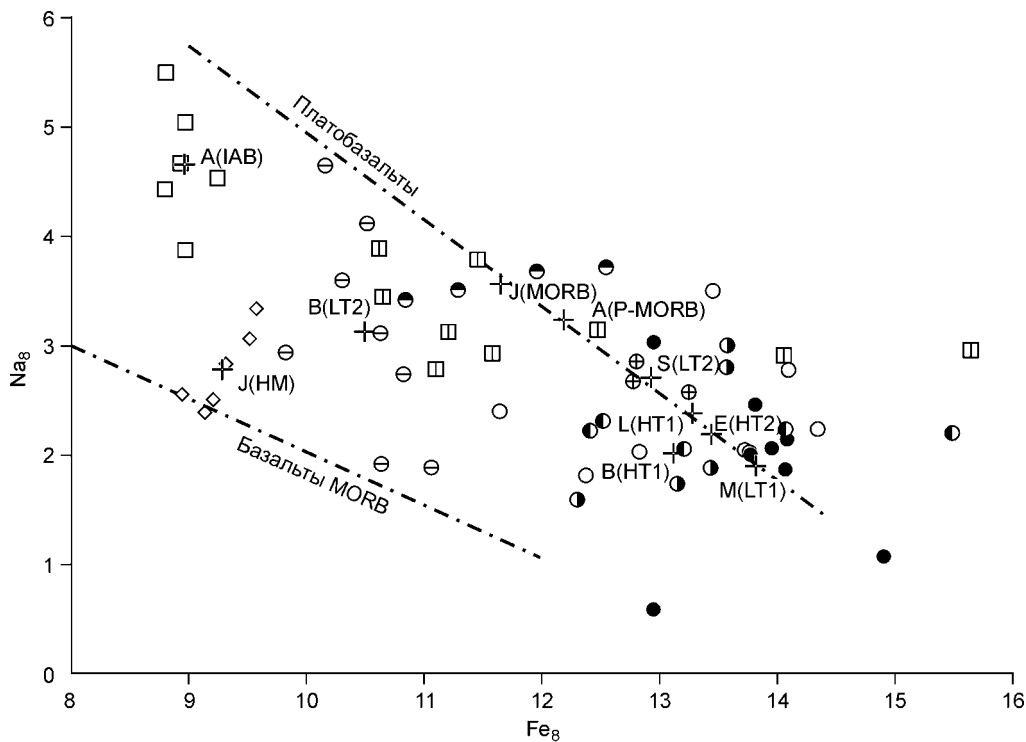


Рис. 8. Диаграмма Fe_8 — Na_8 для HT1, LT1, HT2, LT2, HM и MORB-IAB базальтов.

A — пояс Айлаошань; B — область Биньчуань, западный район [5]; E — область Эртай в центральном районе [5]; S — Сыгу (DY-116—DY-118); J — пояс Цзиньшацзян. Крестиком обозначены средние значения для разных групп пород. Штрихпунктирные линии — тренды средних значений для базальтов срединно-океанических хребтов Тихого и Индийского океанов [33, 40] и ПБЭ. Усл. обозн. см. на рис. 7.

<3,5 или <11 %. В составах базальтов LT1, отобранных в разных точках, Ti/Y находятся в положительной корреляции с Nb в результате фракционирования кристаллов титаномагнетита. Происхождение базальтов LT2, возможно, связано со смешением магм, возникших при частичном плавлении 5—15 % разных материнских пород. Базальты MORB из зон Цзиньшацзян—Айлаошань и базальты HM, в которых Ti/Y ниже 300, получены при высокой степени плавления перидотита (20—40 %).

На диаграмме TiO_2 — P_2O_5 (рис. 9) тренды всех типов ПБЭ кроме LT1 коррелируют с $TiO_2/P_2O_5 \approx 10$ (значения для примитивной мантии [22]) и занимают промежуточное положение между кривыми частичного плавления шпинеливого и гранатового лерцолитов. Значит, соответствующие источники магм находятся в переходной области между зонами стабильности шпинели и граната, что согласуется с расчетами на основе соотношений Fe_8 — Na_8 . Кривые равновесного частичного плавления показывают, что при степени частичного плавления $\approx 0,1$ магмы типа HT1 с высокими содержаниями TiO_2 (>3 %) и P_2O_5 (>0,3 %) едва ли могут получиться при плавлении мантийного перидотита, и тем более невозможно формирование больших объемов таких магм мощностью до 1—3 тыс. м. Учитывая низкую магниальность базальтов HT1 (32—45), можно предположить, что генерация высокотитанистых с повышенными значениями фосфора магм могла быть связана с фракционированием кристаллов. Однако кристаллизационное фракционирование высокожелезистых и высокотитанистых магм привело бы к кристаллизации титаномагнетита и отразилось бы в обратной корреляции TiO_2 — P_2O_5 , как это наблюдается в вулканических брекчиях, обнажающихся на поверхности лав HT1 [10] (см. рис. 9). Поскольку тренды массивных пород HT1 на диаграмме TiO_2 — P_2O_5 в целом обнаруживают положительную корреляцию, мы не можем говорить о значительном фракционировании в случае магм HT1. Генерация магм с высокими содержаниями TiO_2 — P_2O_5 и $TiO_2/P_2O_5 \approx 10$ не могла также происходить и при участии корового материала ($TiO_2/P_2O_5 \approx 3,5$ —4). Происхождение магм HT1 можно объяснить, предположив два типа источников: 1) слой агрегатной магмы, полученной в результате фракционирования и частичного плавления очень низкой степени; 2) обогащенный слой верхней мантии, образовавшийся в процессе мантийного метасоматоза до магмогенерации. В любом случае, однако, выплавление таких больших объемов магм HT1 требует крупного мантийного резервуара мощностью около 1 тыс. км, чтобы обеспечить соответст-

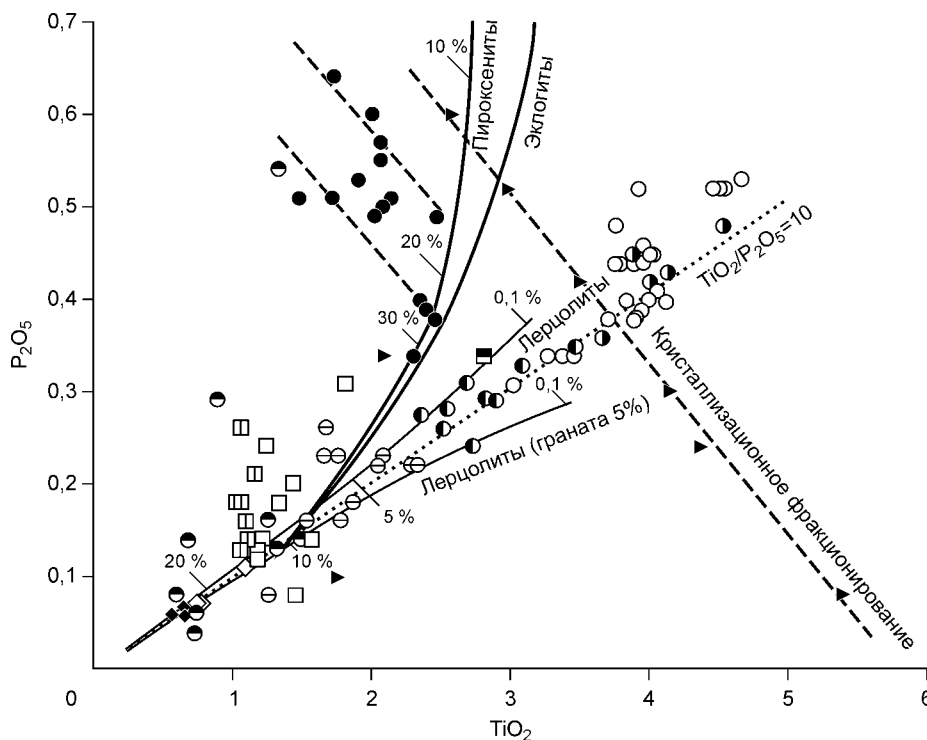


Рис. 9. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{—P}_2\text{O}_5$ для групп пород, выделенных на рис. 7.

Линии: сплошные — корреляция условий равновесного частичного плавления пород из разных источников, пунктирные — тренды кристаллизационного фракционирования. Коэффициенты распределения, по [34, 35]. Усл. обозн. см. на рис. 7.

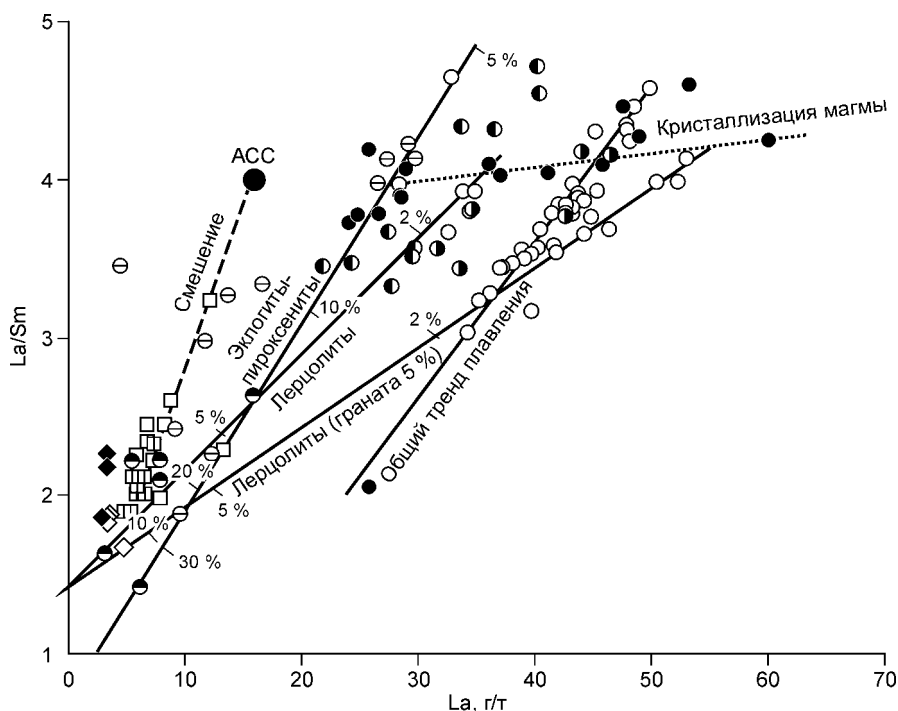
вующие уровни содержания высоkozарядных элементов, которые могут быть созданы в нижней мантии. Составы LT1 очевидным образом отклоняются от корреляционного тренда $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5 \approx 10$ и приближаются к кривым частичного плавления эклогита или пироксенита,

что позволяет предположить участие субдущированной океанической коры в генерации магм типа LT1 по аналогии с лавами в бассейне р. Колумбия [42].

Режим частичного плавления и влияние кристаллизационного фракционирования обычно отражаются в соотношении La/Sm и La [35]. На диаграмме $\text{La}/\text{Sm}\text{—La}$ тренды составов HT1 и HT2 находятся между линиями частичного плавления шпинелевого и гранатового лерцолита, что соответствует степени плавления ниже 2% (рис. 10). При этом данные по базальтам HT1 в целом обнаруживают хорошую линейную корреляцию и более крутой тренд, чем линии частичного плавления, рассчитанные по лерцолиту, а это важное свидетельство в пользу существования агрегатной магмы, полученной путем фракционного частичного плавления мантийных перидотитов. На диаграмме $\text{La}/\text{Sm}\text{—La}$ большинство трендов LT2 и LT1 согласуются с линией частичного плавления эклогитов или пироксенитов, а составы базальтов MORB-IAB из зон Цзиньшацзян—Айлаошань, а также часть образцов типа LT2 соответствуют тренду смешения, направленному в сторону средних составов континентальной коры (average continental crust, ACC). Тренды базальтов LT1 на этой диаграмме отражают очень пологое линейное распределение, свидетельствующее о значительном фракционировании магм LT1.

Рис. 10. Диаграмма $\text{La}/\text{Sm}\text{—La}$ для групп пород, выделенных на рис. 7.

Линии: сплошные — корреляция условий равновесного частичного плавления пород из разных источников и тренд общего фракционного плавления, пунктирная — тренд кристаллизационного фракционирования, штриховая — тренд смешения с составом средней континентальной коры (ACC). Коэффициенты распределения, по [34, 35]. Усл. обозн. см. на рис. 7.



**Свидетельства присутствия компонентов из примитивной мантии
в магмах по изотопным данным**

Присутствие компонентов из примитивной или слабо обедненной нижней мантии является важным фактором для проверки гипотезы о связи магматизма провинции Эмейшань с активностью мантийного плюма. В лавовых покровах восточной части провинции, распространенных на площади свыше 150 тыс. км² (базальты типов НМ, LT1 и НТ1), магнезиальность варьирует от 32 до 65. При этом ниодимовый изотопный состав пород ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51251\text{—}0,51267$; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0 \dots +3$) согласуется с составом коматиитовых пикритов того же района, но является редким для платобазальтов мира. Такие изотопные особенности предполагают участие больших объемов магматических компонентов из примитивной или слабо обедненной мантии. Тренды этих пород на диаграмме $\text{Mg}\#-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (рис. 11) образуют две линии с обратной корреляцией: одна соответствует смешению примитивных (НМ с $\text{Mg}\# \approx 65$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 0$) и слегка обедненных компонентов (НТ1 с $\text{Mg}\# \approx 32$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 2$) и включает составы НТ1, LT1 и большую часть НТ2, а вторая отражает смешение НМ с сильно обедненным компонентом с $\text{Mg}\# \approx 45$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 7,5$ и включает данные большинства LT2 и MORB-IAB из зоны Цзиньшацзян—Айлаошань. Положительная корреляция $\text{Mg}\#-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ отражает смешение НМ и компонента континентальной коры ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx -12$), представленного андезитами; этому тренду следуют главным образом составы LT2 и IAB. Такие тренды смешения конечных компонентов с $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx -12$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 0$ были установлены также для кайнозойского вулканизма [43, 44]. Возможно, конечный компонент НТ1 ($\text{Mg}\# \approx 32$; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 2$) мог быть результатом смешения компонентов сильно обедненной мантии и континентальной коры. Но такого тренда смешения не наблюдается на диаграмме $\text{Mg}\#-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. С другой стороны, если бы такое смешение действительно имело место, то при магнезиальности мантийного компонента около 32 доля корового компонента составила бы не менее 50 %. Тогда значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в НТ1 имели бы отрицательную, а $\text{Mg}\#-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ — положительную корреляции. Таким образом, конечный компонент НТ1 с $\text{Mg}\# \approx 32$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t) \approx 2$ не мог образоваться в результате смешения сильно обедненной мантии и материала континен-

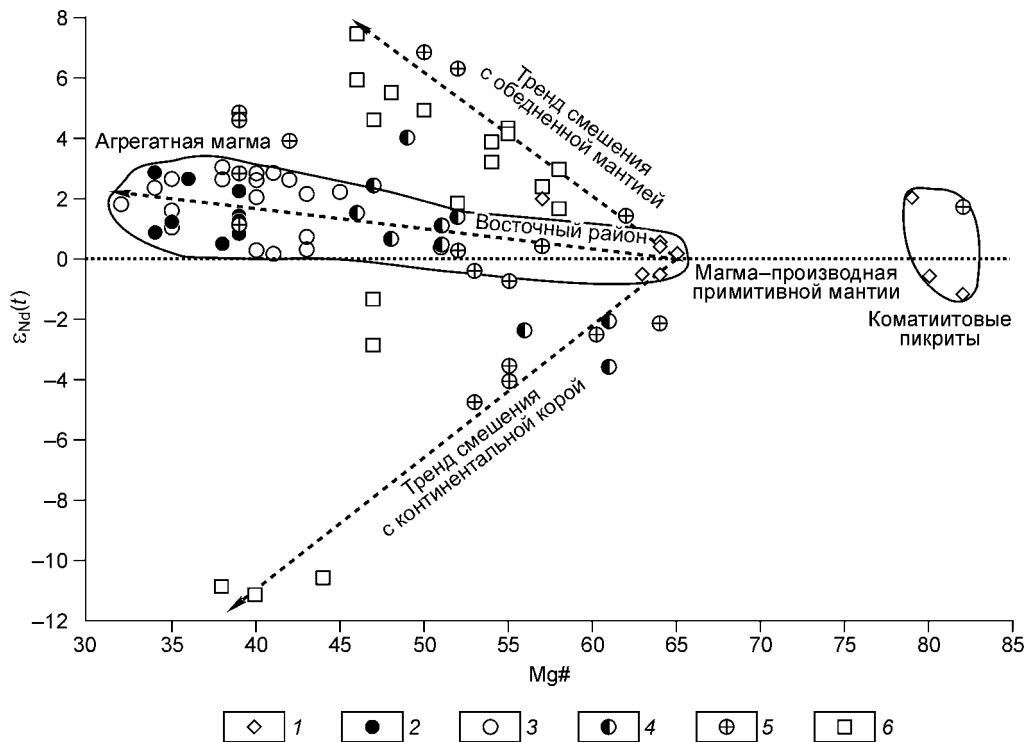


Рис. 11. Соотношение магнезиальности и изотопного состава ниодима ($\text{Mg}\#-\epsilon_{\text{Nd}}(t)$) для базальтов.

Базальты: 1 — НМ, 2 — LT1, 3 — НТ1, 4 — НТ2, 5 — LT2 и НТ1 западного района, 6 — MORB-IAB пояса Цзиньшацзян. Линии со стрелками показывают, соответственно, тренды перехода от примитивной к обедненной мантии, составы агрегатной магмы и континентальной коры. Составы базальтов LT2 и НТ2, по данным [4, 45] и результатам настоящего исследования.

тальной коры и, вероятнее всего, представляет собой конечный компонент агрегатной магмы нижне-мантийного происхождения.

Однако изотопная систематика стронция не содержит признаков происхождения магм из примитивной или слабо обедненной мантии, а указывает, скорее, на обогащенный мантийный источник. Соотношения Nd-Sr в породах восточного района ПБЭ (см. рис. 5) образуют горизонтальный тренд, который обычно формируется в результате смешивания с морской водой. Значит, обогащение магмы стронцием произошло в процессе метасоматоза субдуцирующих слэбов при взаимодействии с морской водой. Интенсивное фракционирование плагиоклаза, о чем свидетельствует стронциевый минимум в ПБЭ, вызывает переход значительной части Sr в плагиоклаз, в то время как остаточные магмы содержат в основном радиогенный стронций. Пермские базальты провинции Эмейшань в некоторой степени подверглись влиянию последующих геологических событий, поэтому нельзя достоверно определить содержания подвижного рубидия в исходных магмах, а также оценки начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нельзя считать достоверными.

Образцы с признаками смешения компонентов обедненной мантии и субдуцированного материала в изотопном составе ниодима (MORB-IAB и LT2) отличаются от HT1 и LT1 повышенными $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ на диаграмме ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)—($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (см. рис. 6,а). Таким образом, изотопный состав свинца в базальтах HT1 и LT1 не может быть результатом смешения верхнемантийного компонента с океаническими изотопными характеристиками и материала континентальной коры с высокими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Распределение отношений свинца в HT1 и LT1 на диаграмме ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)—($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), согласующееся с трендом NHLR, может отражать более глубокий мантийный уровень, поскольку источник тихоокеанских базальтов MORB с изотопным составом свинца, типичным для NHLR, глубже, чем источник таких базальтов в Индийском океане [45]. При высоких отношениях $(\text{Th}/\text{La})_n$ в ПБЭ восточного района (1,1—2,1), во всех ПБЭ отмечаются аномалии свинца, образованного при распаде тория. Между полями данных по пермским базальтам типа MORB-IAB и ПБЭ наблюдается зона сильных вариаций изотопного состава свинца [10, 46], аналогичная данным по породам из района несогласия Австралия—Антарктида (Australian—Antarctic Discordance, AAD) между плитами Тихого и Индийского океанов [47] и области Идзу-Бонин-Марианской дуги между Тихоокеанской и Филиппинской плитами [48].

Генезис и эволюция магматической провинции Эмейшань

Области распространения континентальных платобазальтов, как правило, связаны с обстановками континентальных окраин (например, лавы в бассейне р. Колумбия, поля Парана, Кару и др.), и химические составы пород, таким образом, отражают переход от океанических (срединно-океанических и островодужных) разностей к внутриплитному вулканизму. Платобазальты провинции Эмейшань находятся в тесной пространственно-временной связи с вулканизмом океана Палеотетис. Основываясь на результатах настоящего исследования и на опубликованных данных, можно предложить следующую модель развития магматической провинции Эмейшань и эволюции мантийного плюма (рис. 12).

Раскрытие океанического бассейна Палеотетиса в девоне—карбоне сопровождалось формированием сильно обедненной верхней мантии в процессе крупномасштабных излияний базальтов срединно-океанических хребтов. В ранней перми происходила двусторонняя субдукция океанической плиты Палеотетиса под континентальный блок Кундянь с запада и с востока, что способствовало развитию островодужного вулканизма на континентальных окраинах. Субдуцированные плиты, вовлекавшие базальтовую океаническую кору и насыщенные морской водой осадки, погрузились в астеносферу, где формировались эколгитовые и пироксенитовые плюмы. Под воздействием субдуцированного материала произошло повторное обогащение астеносферы несовместимыми элементами, особенно стронцием, и теплогенерирующими радиоактивными элементами (U, Th и K). В результате теплового экранирования континентальной литосферы и активной теплогенерации при распаде U, Th и K произошел разогрев подстилающей астеносферы и воздымание литосферы. Обширное раскрытие задугового бассейна под воздействием двусторонней субдукции привело к деламинации литосферы и подъему астеносферы, что активизировало интенсивную конвекцию в мантии [49] и развитие Эмейшаньского мантийного плюма. Высокое содержание эколгита в мантийном материале может повысить интенсивность формирования расплавов континентальных базальтов и их объем [50]. В условиях активности плюма и разогрева на западе провинции образовывалась смешанная магма LT2 в результате декомпрессионного плавления литосферы на глубинах порядка 40—50 км и частичного плавления обедненной верхней мантии и субдуцированного материала. Дальнейшая активизация плюма и его миграция в восточном направлении вызвала подъем высокомагнезиальных (НМ) и коматиит-пикритовых магм, являвшихся продуктами высокой степени плавления мантийных перидотитов. Магмы или флюиды — продукты менее интенсивного частичного плавления нижней мантии, содержащей недифференцированные компоненты, на востоке провинции поднялись до глубин около 70—80 км, и в результате сформировался крупный резервуар магмогенерации HT1 и HT2 за счет слоя агрегатной магмы. Агрегатные магмы, активно смешанные с магмами субдукционного происхождения, образовали источник базальтов LT1.

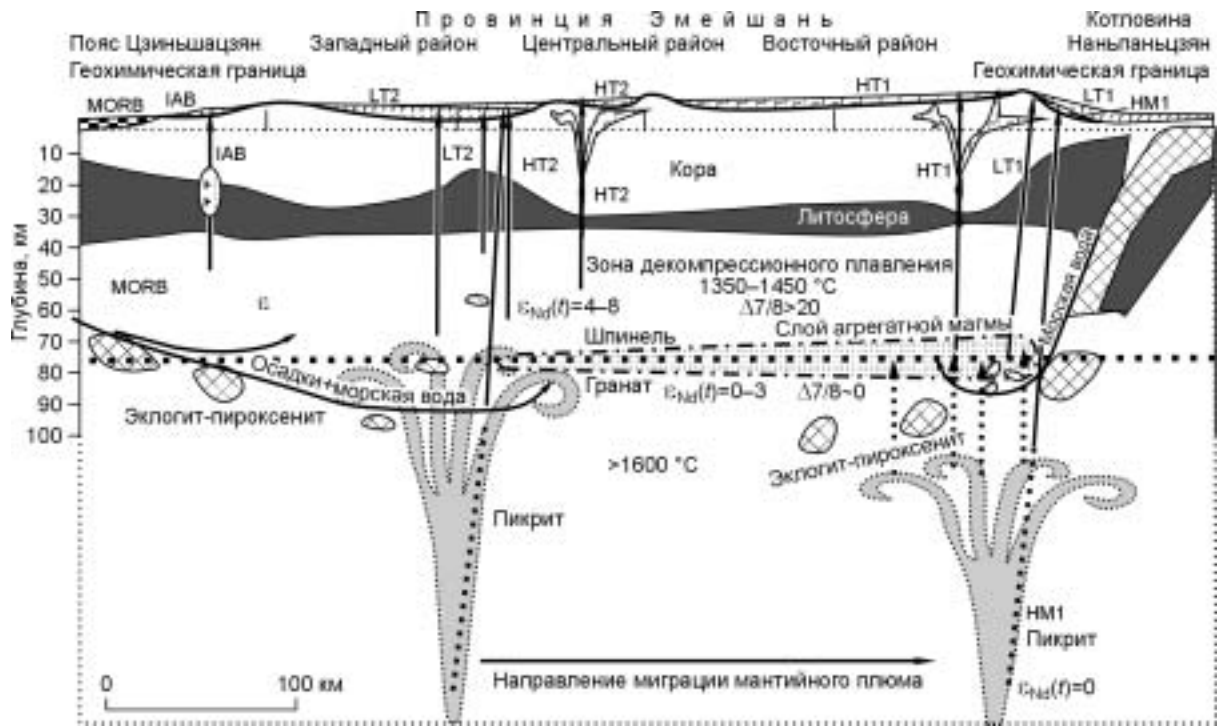


Рис. 12. Обобщенный глубинный разрез, пересекающий районы Палеотетиса и провинции Эмейшань в субширотном направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе геохимических особенностей в пределах магматической провинции Эмейшань выделяются пять групп платобазальтов: НТ1, LT1, НТ2, LT2 и НМ. Базальты типов LT1, НТ1 и НМ распространены на востоке провинции, а базальты LT2 и НТ2 — в западной и центральной областях. По петрохимическим характеристикам и данным по редким элементам породы западного района представляют собой переходные формы от ПБЭ восточного района к базальтам типа MORB-IAB зоны Цзиньшацзян-Айлаошань.

Распределение высоkozарядных и редкоземельных элементов указывает, что магмы типа НТ1 обладают признаками частичного плавления примитивной мантии и происходили из слоя агрегатной магмы на глубине около 70—80 км, что соответствует переходу между зонами стабильности шпинели и граната. Происхождение основного компонента магмы LT1 связано с частичным плавлением субдущированного материала и кристаллизационным фракционированием.

Группы базальтов на западе и на востоке магматической провинции заметно отличаются по изотопному составу ниодима и свинца. Распределение Nd и Pb в базальтах НТ1, LT1 и НМ, распространенных на площади свыше 150 тыс. км², соответствует характеристикам от примитивной до незначительно обедненной мантии, что указывает на присутствие нижнемантийных плюмовых компонентов. Изотопные составы Nd и Pb в базальтах типов LT2, НТ2 и MORB-IAB, связанных с раскрытием Тетиса и субдукцией, свидетельствуют о происхождении магм в результате произвольного смешения сильно обедненной верхней мантии, примитивной мантии и переплавленного материала континентальной коры. Изотопный состав стронция во всех группах базальтов содержит признаки влияния морской воды из субдущирующей океанической коры.

Субдукция океанической плиты Палеотетиса способствовала подъему астеносферы, активизации мантийной конвекции и сопровождалась развитием мантийного плюма Эмейшань. Базальты западного района провинции унаследовали геохимические особенности MORB-IAB и образовались в результате взаимодействия литосферы и астеносферы, а в базальтах восточного района присутствуют компоненты, связанные с недифференцированной нижней мантией.

Исследования проводились при поддержке Китайской академии наук в рамках проекта KZCX2-SW-125 и Национального проекта 973 (G1999043215).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Zhong D.** Paleo-Tethyan orogen belt in the western Yunnan and Sichuan. Beijing, Science Press, 1998, 231 p. (in Chinese with English abstract).
2. **Dong Y.P., Zhu B.-Q.** Characteristics of the island-arc pillow lavas from southeast Yunnan Province, and its tectonic implications for Paleo-Tethys in South China // *Chinese Sci. Bull.*, 2000, v. 45, p. 753—758.
3. **Chung S.-L., Jahn B.M.** Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary // *Geology*, 1995, v. 23, p. 889—892.
4. **Xu Y., Chung S.-L., Jahn B.-M., Wu G.** Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian—Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China // *Lithos*, 2001, v. 58, p. 145—168.
5. **He B., Xu Y.G., Chung S.L. et al.** Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 213, p. 391—340.
6. **Zou R., Zhu B.-Q., Sun D.Z., Chang X.-Y.** Geochronological study on crust-mantle evolution and mineralization in the Red River belt // *Geochemistry*, 1997, v. 26, № 2, p. 46—56 (in Chinese with English abstract).
7. **Jian X.P., Wang Q., Wang C.** U-Pb zircon dating and geological significance of an anorthosite and a plagiogranite from the Jinshajiang Ophiolite Belt // *Acta Petrologica Sinica*, 1999, v. 15, № 4, p. 590—593 (in Chinese with English abstract).
8. **Zhang B.M., Sheng S.Y., Wei Q.R.** Study on ophiolite features of the southern Jinshajiang belt // *Geol. Lab.*, 1996, v. 12, № 2, p. 98—108 (in Chinese with English abstract).
9. **Zhu B.-Q., Hu Y-G., Zhang Z.-W., Chang X.-Y.** Discovery of the copper deposits with features of the Keweenawan type in the border area of Yunnan-Guizhou Provinces // *Science in China (D)*, 2003, v. 46 (supp.), p. 60—72.
10. **Zhou M.F., Malpas J., Song X.Y. et al.** A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 196, p. 113—122.
11. **Lo C.-H., Chung S.-L., Lee T.-Y., Wu G.** Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian—Triassic boundary events // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, v. 198, p. 449—458.
12. **Boven A., Pasteels P., Punzalan L.E. et al.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the age and evolution of the Permo-Triassic Emeishan Volcanic Province, Southwest China // *J. Asian Earth Sci.*, 2002, v. 20, p. 157—175.
13. **Richards M.A., Duncan R.A., Courlillot V.E.** Flood basalts and hotspot track: plume head and tails // *Science*, 1989, v. 246, p. 103—107.
14. **Campbell I.H., Griffiths R.W.** Implications of plume structure for evolution of flood basalts // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1990, v. 99, p. 79—93.
15. **Morgan J.P., Morgan W.J.** Two-stage melting and the geochemical evolution of the mantle: a recipe for mantle plum-pudding // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 170, p. 215—239.
16. **Sun X., Zhang B., Nei Z., Liang D.** Formation age and environment of ophiolite and ophiolitic melange in the Jinshajiang belt, northwestern Yunnan // *Geol. Rev.*, 1997, v. 43, № 2, p. 113—120 (in Chinese with English abstract).
17. **Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province, Regional Geology of Yunnan Province.** Beijing, Geological Publishing House, 1990, 728 p. (in Chinese with English abstract).
18. **Ren J., Wang Z., Cheng B.** A tectonic map in China and its neighborhood areas (1:2 000 000), Geological Press, Beijing, 2000.
19. **Dong Y.P., Zhu B.Q., Chang X.Y., Zhang G.W.** Geochemistry of the basalts from north of the Shizhong-Mile belt, eastern Yunnan province: constraints on the tectonic framework of the south China continent // *Acta Petrol. Sin.*, 2002, v. 18, p. 37—46.
20. **Le Bas M.J.** IUGS reclassification of the high-Mg and piritic volcanic rocks // *Petrology*, 2000, v. 41, p. 1467—1470.
21. **Le Maitre R.W.** (Ed). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Oxford, England, 1989, 193 p.
22. **Sun S.-S., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes // *Magmatism in the ocean basins / A.D. Saunder, M.J. Norry (Eds.)*. Geological Society London, Special Publication 42, p. 313—345.
23. **Bodinier J.-L., Kalfoun F., Godard M. et al.** Nb/Ta geochemical reservoirs // *Geophys. Res. (Abstracts)*, 2003, v. 5, p. 11521.
24. **Meschede M.** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, p. 207—218.
25. **Hart S.R.** A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle // *Nature*, 1984, v. 309, p. 753—757.

26. **Zhang Z., Wang F.** Sr, Nd and Pb isotopic characteristics of Emeishan basalt province and discussion on their source region // *Earth Sci.*, 2003, v. 28, p. 431—439 (in Chinese with English abstract).
27. **Wood J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al.** Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia / *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 3677—3704.
28. **Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenkov A. et al.** Magma differentiation and materialization in the Siberian flood basalts // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 61—88.
29. **Arndt N.T., Chauvel C., Czamanske G.K., Fedorenko G.K.** Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymecha River basin, Siberian flood volcanic province // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 133, p. 297—313.
30. **Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H. et al.** The limited extent of plume-lithosphere interaction during continental flood basalt genesis: geochemical evidence from Cretaceous magmatism in Southern Brazil // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 147—169.
31. **Peate D.W., Hawkesworth C.J.** Lithospheric to asthenospheric transition in low-Ti flood basalts from Southern Parana, Brazil // *Chem. Geol.*, 1996, v. 127, p. 1—24.
32. **Mahoney J.J., Frei R., Tejada M.L.G. et al.** Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotopic results from Old West Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 1285—1306.
33. **Hergt J.M., Peate D.W., Hawkesworth C.J.** The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 105, p. 134—148.
34. **Peate D.W., Hawkesworth C.J., Mantovani M.S.M.** Chemical stratigraphy of Parana lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution // *Bull. Volcanol.*, 1992, v. 55, p. 119—139.
35. **Zhang Z., Wang F.** Geochemistry of two types of basalts in the Emeishan basaltic province: evidence for mantle plume-lithosphere interaction // *Acta Geol. Sin.*, 2002, v. 76, p. 229—238.
36. **Klein E.M., Langmuir C.H.** Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *Geophys. Res.*, 1987, v. 92, p. 8089—8115.
37. **Langmuir C.H., Klein E.M., Plank T.** Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges // *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges AGU Geophys. Mon.*, 1992, v. 71, p. 183—280.
38. **Kinzler R.J., Grove T.L.** Corrections and further discussion of the primary magmas of mid-ocean ridge basalts 1 and 2 // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, p. 22339—22347.
39. **Thompson R.N., Gibson S.A.** Transient high temperatures in mantle plume heads from magnesian olivines in Phanerozoic picrites // *Nature*, 2000, v. 407, p. 502—506.
40. **Rollinson H.** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation // Longman Scientific and Technical, 1993, p. 108—110.
41. **White W.H.** Geochemistry. John-Hopkins University Press, 2003, p. 265—317.
42. **Takahashi E., Nakajima K., Whright T.L.** Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1998, v. 162, p. 63—80.
43. **Zhu B.-Q., Mao C.X., Lugmair G.W., Macdougall J.D.** Isotopic and geochemical evidence for the origin of Plio-Pleistocene volcanic rocks near Indo-Eurasian collisional margin at Tengchong China // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1983, v. 65, p. 263—275.
44. **Wang J.H., Yin A., Harrison T.M. et al.** A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 188, p. 123—133.
45. **Humler E., Thiriot J.L., Montagner J.P.** Global correlations of mid-ocean-ridge basalts chemistry with seismic tomographic image // *Nature*, 1993, v. 364, p. 225—228.
46. **Zhu B.-Q., Dong Y.-P., Chang X.-Y., Zhang Z.-W.** Relation of isotopic geochemical steep zones with geophysical fields and tectonics in the junction area of the Cathaysian, Yangtze and Indochina plates // *Acta Geol. Sin.*, 2000, v. 74, № 2, p. 236—240.
47. **Pyle D.G., Christie D.M., Mahoney J.J.** Resolving an isotopic boundary within the Australian-Antarctic Discordance // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 112, p. 161—178.
48. **Zhu B.-Q., Wang H.-F., Chen Y.-W. et al.** Geochronological and geochemical constraints on the Cenozoic extension of Cathaysian lithosphere and tectonic evolution of the border seabasins in East Asia // *J. Asian Earth Sci.*, 2004.
49. **Sacks P.E., Secor Jr.D.T.** Delamination in collisional orogens // *Geology*, 1990, v. 18, p. 999—1002.
50. **Leitch A.M., Davies G.F.** Flood basalt from melting in starting plumes containing an eclogite component // *Geophysical Fluid Dynamics Annual Report*, 1998, p. 1—3.

*Поступила в редакцию
20 января 2005 г.*