

ПЕРМОТРИАСОВЫЙ ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА (Центральная Азия): ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

М.М. Буслов, И.Ю. Сафонова, Г.С. Федосеев, М. Рейков*, К. Дэвис**, Г.А. Бабин***

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

* Leicester University, University Rd., Leicester, LE1 7RH, UK

** Woodside Ltd., St. George St. 240, Perth, WA 6000, Australia

*** Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Новосибирск, Красный просп., 67, Россия

Для позднепермско-среднетриасового разреза Кузнецкого бассейна, расположенного в северной части Алтае-Саянской складчатой области, характерно развитие пластовых тел базальтов. Выявлено, что они представлены sillами с возрастом в 250—248 млн лет. Магматические тела сложены средневисокотитанистыми толеитовыми базальтами, обогащенными Nb и La, близкими по составу к раннетриасовым базальтам сыверминской свиты сибирских траппов, Уренгойского рифта Западно-Сибирского бассейна и триасовым базальтам Северо-Монгольской рифтовой системы. Плюмовая природа базальтов обосновывается сочетанием отрицательных аномалий по Nb на мультикомпонентных диаграммах $((\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}} = 0.34\text{—}0.48)$ и высоким содержанием легких редкоземельных элементов $(\text{La}_n = 90\text{—}115, (\text{La}/\text{Sm})_n = 2.4\text{—}2.6)$. Низкие до умеренных степени дифференциации тяжелых РЗЭ $((\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.4\text{—}1.7)$ предполагают мантийный источник базальтовых расплавов на уровне шпинелевой фации. Состав и возраст изученных магматических пород Кузбасса подтверждает высказанное ранее предположение о генетической и структурной их связи с массовыми пермотриасовыми трапповыми излияниями Сибирского суперплюма, пик которого приходился на период 252—248 млн лет. Резкая смена мощности и фациальная изменчивость позднепермско-среднетриасовых пород Кузнецкого бассейна свидетельствует об их формировании в структуре растяжения, вероятно, в единой геодинамической обстановке с рифтогенными структурами Южного Урала, Северной Монголии и фундамента Западно-Сибирского бассейна.

Базальтовый магматизм, Сибирский суперплюм, граница пермь—триас, Ar-Ar датирование, редкоземельный состав базальтов

PERMO-TRIASSIC PLUME MAGMATISM IN THE KUZNETSK BASIN (Central Asia): GEOLOGY, GEOCHRONOLOGY AND GEOCHEMISTRY

M.M. Buslov, I.Yu. Safonova, G.S. Fedoseev, M. Reichow, C. Davies, and G.A. Babin

The Kuznetsk Basin is located in the northern part of the Altai-Sayan Folded Area (ASFA), southwestern Siberia. Its Late Permian-Middle Triassic section includes basaltic stratum-like bodies, sills, formed at 250—248 Ma. The basalts are medium- and high-Ti tholeiites enriched in Nb and La. Compositionally they are close to the Early Triassic basalts of the Syverma Formation in the Siberian flood basalt large igneous province, basalts of the Urengoi Rift in the West Siberian Basin, and the Triassic basalts of the North Mongolian rift system. The basalts probably formed in relation to mantle plume activity: They are enriched in light rare-earth elements (LREE; $\text{La}_n = 90\text{—}115, (\text{La}/\text{Sm})_n = 2.4\text{—}2.6$) but relatively depleted in Nb $(\text{Nb}/\text{La})_n = 0.34\text{—}0.48$). Low to medium differentiation of heavy rare-earth elements (HREE; $(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.4\text{—}1.7$) suggests a spinel facies mantle source for basaltic melts. Our obtained data on the composition and age of the Kuznetsk basalts support the previous idea of their genetic and structural links with the Permian-Triassic continental flood basalts of the Siberian Platform (Siberian Traps) possibly related to the action of the Siberian superplume peaked at 252—248 Ma. The abruptly changing thickness of the Kuznetsk Late Permian-Middle Triassic units suggests their formation within an extensional structure similar to the exposed rifts of southern Ural and northern Mongolia and buried rifts of the West Siberian Basin.

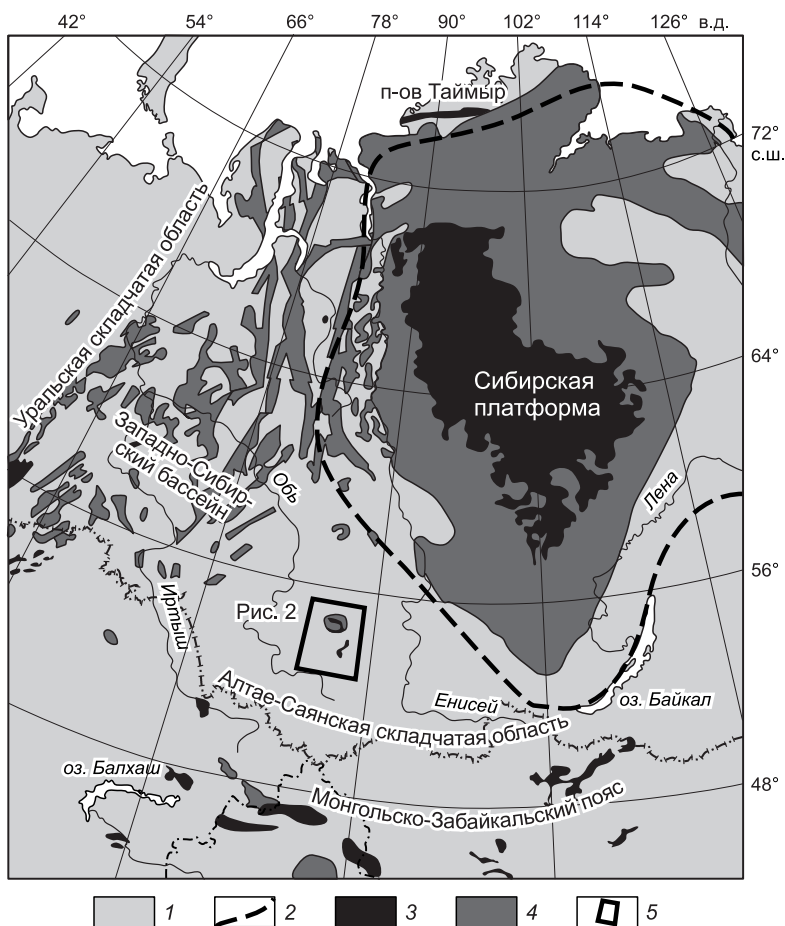
Basaltic magmatism, Siberian superplume, Permian-Triassic boundary, Ar-Ar dating, trace-element composition of basalts

ВВЕДЕНИЕ

Кузнецкий бассейн (Кузбасс) расположен в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области и отделен от крупнейшего в мире мезозойского нефтегазоносного Западно-Сибирского бассейна невысокими поднятиями, сложенными палеозойскими структурами Колывань-Томской и Салаирской складчатых систем (рис. 1). С востока Кузнецкий бассейн ограничен позднекайнозойскими горными

Рис. 1. Схема проявления позднепермско(?)-триасовых базальтов Сибирского плюма и мезозойских вулканогенно-осадочных образований Монгольско-Забайкальского пояса.

1 — комплекс континентальных структур; 2 — контуры Сибирской платформы; 3, 4 — позднепермско-триасовые базиты (базальты, долериты, габбро): 3 — выходящие на поверхность, 4 — погребенные; 5 — расположение магматических пород Кузбасса.



хребтами Кузнецкого Алатау, с юга — Горной Шории, сложенными преимущественно палеозойскими породами (рис. 2).

В строении Кузнецкого бассейна доминирует позднепалеозойская континентальная угленосная моласса с возрастом от серпуховского века до поздней перми. В центральной части бассейна она согласно перекрывает подстилающие терригенно-карбонатные фации визейского возраста, а на периферии, с размывом и перерывом в осадконакоплении, моласса подстилается преимущественно карбонатными образованиями с возрастом от верхнего девона до серпуховского века.

Мезозойские отложения образуют серию впадин, наложенных на породы Кузнецкого бассейна, и включают триасовые и юрские структурно-вещественные комплексы. Юрские отложения идентифицируются как угленосная моласса. Они отделены от ниже- и вышележащих образований продолжительными перерывами в осадконакоплении и структурными несогласиями. Юрские осадочные породы слагают Доронинскую, Центрально-Кузбасскую (Чусовитинская и Бунгарапская мульды) и Подобасско-Тутуяскую (Тутуясская и Подобасская мульды) впадины, а также несколько более мелких впадин (см. рис. 2).

По данным [Куртигешев и др., 2008; Лавренов и др., 2008а,б], триас представлен трапповой трахибазальтовой формацией Салтымаковской палеовулканической структуры. Триасовые отложения с перерывами в осадконакоплении (коры выветривания) перекрывают подстилающие угленосные отложения позднего палеозоя в центральной и восточной частях Кузнецкого бассейна и вместе с юрской молассой участвуют в строении Бунгарапской мульды.

Проявления базитового магматизма в Кузнецком бассейне или, как его часто называют, трапповой формации Кузбасса [Усов, 1937; Кутюлин, 1963] расположены между ареалами развития траппов Сибирской платформы, сформированными на границе перми—триаса в короткий период времени 252—248 млн лет [Альмухамедов и др., 1999а,б; Buslov et al., 2007; Reichow et al., 2009], и вулканогенно-осадочными образованиями Монгольско-Забайкальской магматической области [Ярмлюк и др., 1999, 2002; Ярмлюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2007] мезозойского возраста (см. рис. 1).

Магматические породы Кузбасса обычно сопоставляются с позднепермско-раннетриасовыми траппами, широко распространенными в фундаменте Западно-Сибирской плиты и чехле Сибирской платформы [Альмухамедов и др., 1998, 1999а; Медведев и др., 2003; Reichow et al., 2005]. Совместно они формируют Восточно-Сибирскую трапповую провинцию (сибирские платобазальты в англоязычной литературе) [Федоренко и др., 1984; Zolotukhin, Al'mukhamedov, 1988; Hawkesworth et al., 1995; Fedorenko et al., 1996; Venkatesan et al., 1997; Васильев и др., 2008], которая считается результатом проявления Сибирского суперплюма [Добрецов, 1997, 2005].

В работе [Reichow et al., 2009] на основании высокоточных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопных датировок был дополнительно обоснован достаточно короткий период (250 ± 2 млн лет) формирования внутриконтинентальных плюмовых базитов на огромной территории Урала, Восточной и Западной Сибири, в том числе Кузбасса. Тем не менее геологические и геохронологические данные по проявлениям плюмового

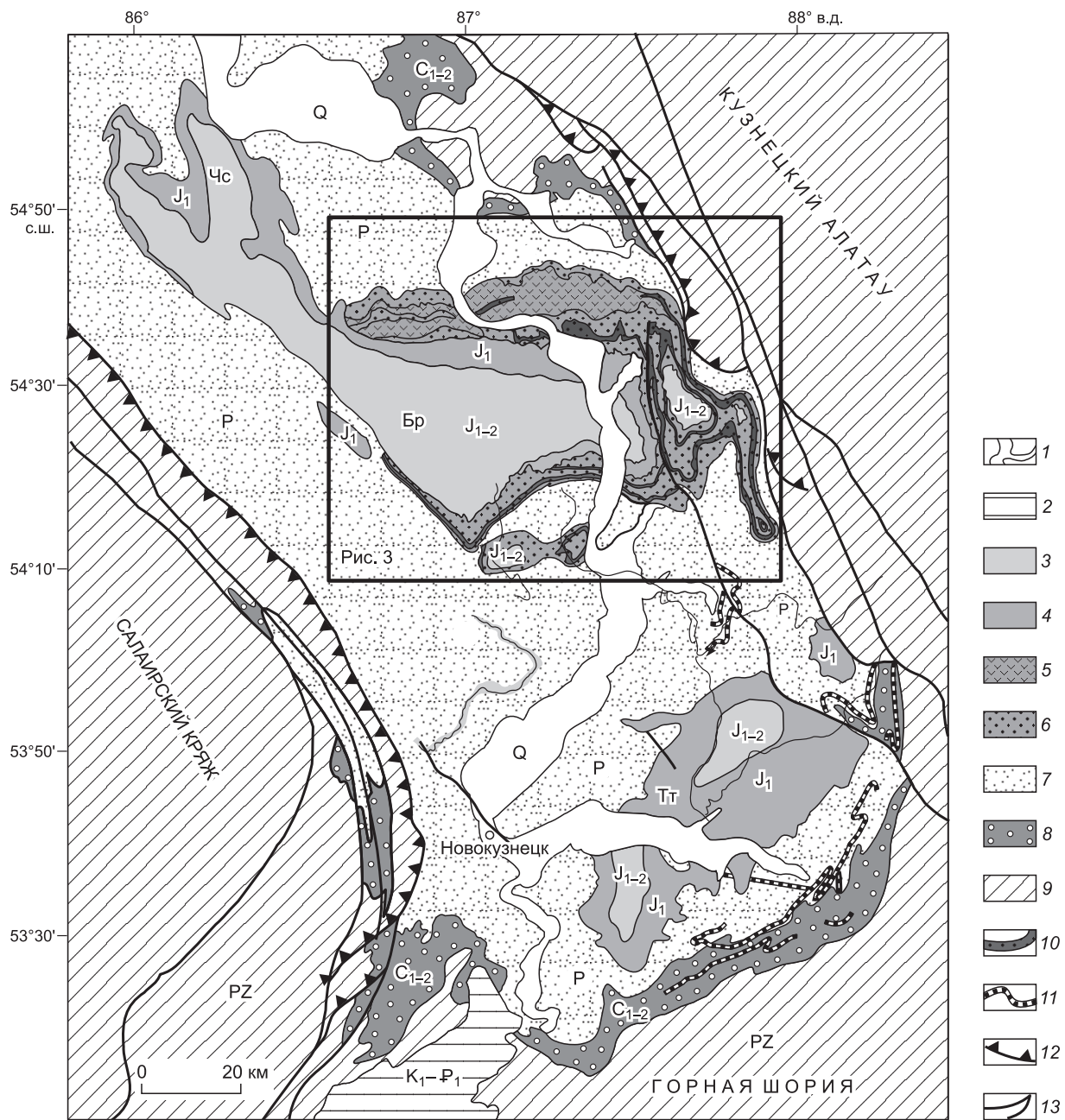


Рис. 2. Геологическая схема Кузбасса с проявлениями базальтового магматизма.

1 — четвертичные речные отложения; 2 — нижнемеловые—палеогеновые отложения; 3, 4 — юрская угленосная моласса: 3 — нижнесреднеюрская, 4 — нижнеюрская; 5, 6 — позднепермско?-среднетриасовые образования: 5 — нерасчлененные туфогенно-осадочные и магматические, 6 — туфогенно-осадочные; 7 — пермская угленосная моласса; 8 — нижневерхнекарбоновые угленосные отложения; 9 — палеозойские осадочно-метаморфогенные и магматические образования (кембрий—ранний карбон); 10 — силлы салтымаковского комплекса, 11 — силлы и дайки сыркашевского комплекса; 12 — надвиги; 13 — преимущественно сдвиги. Чс — Чусовитинская, Бр — Бунгарапская и Тт — Тутуяская мульды.

магматизма на Южном Урале, выполняющих серию грабенов [Тужикова, Курбежекова, 1973; Иванов, 1974], свидетельствуют о широком проявлении раннесреднетриасовых лав, силлов, туфов и туффитов базальтового состава.

Одним из наиболее дискуссионных вопросов в магматической геологии Кузнецкого бассейна является природа базальтовых тел — субвулканическая (силловая) или вулканическая (покровная, потоковая). В связи с этим особую важность имеет высокоточное определение их возраста и, как следствие, оценка продолжительности магматизма. Наконец, важно выяснить, из какого/каких типов мантийных







источников высплавлялись базальтовые магмы и есть ли связь между ними и типами мантийных магм, сформировавших пермотриасовые траппы Урала, Восточной и Западной Сибири и мезозойские (преимущественно триасовые) вулканогенно-осадочные образования Монгольско-Забайкальской области.

Целью работы является обсуждение новых геохронологических и геохимических данных по кузбасским траппам. В статье охарактеризованы взаимоотношения магматических и осадочных пород в литостратиграфическом разрезе, даны детальная характеристика некоторых наиболее доступных для изучения магматических тел и особенности их взаимоотношений с вмещающими породами. Рассмотрены новые данные о возрасте ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопия) и геохимии долеритов и базальтов салтымаковского комплекса (Караканский и Кыргайский карьеры, керн скважины вблизи пос. Осиновка) и комагматичных им габброидов Сыркашевого силла, расположенного в основании разреза Кузнецкого бассейна среди верхнепалеозойских пород. В завершении работы обсуждаются положение границы перми и триаса в стратиграфическом разрезе Кузбасса, фациальная природа базальтовых тел (вулканическая или субвулканическая), возраст и связь магматизма с Сибирским суперплумом, проблемы кристаллизационной дифференциации и коровой контаминации, степени мантийного плавления и типы мантийных источников базальтовых расплавов. Обсуждена также возможная генетическая и структурная связь проявления позднепермотриасового плюмового магматизма в Кузбассе, Южном Урале, Северной Монголии и фундаменте Западно-Сибирской плиты.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ ТЕЛ

Особенности геологического строения и стратиграфии Кузнецкого бассейна хорошо изучены в процессе геологического картирования, тематических исследований и эксплуатационных работ [Геология..., 1967, 1969; Сендерзон и др., 1971; Богомазов и др., 1996; Вербицкая, 1996; Buslov et al., 2007; Куртигешев и др., 2008; Лавренов и др., 2008а,б]. Краткое обобщение приводится ниже. Основание стратиграфического разреза Кузбасса составляют среднедевонско-нижнекарбонные карбонатно-терригенные шельфовые фации. По периферии бассейна они без видимого несогласия перекрываются угленосной молассовой формацией верхнего карбона, мощность которой достигает 7000—8000 м (табл. 1, см. рис. 2). В центральной части Кузбасса, в районе Бунгарапской мульды на угленосных отложениях согласно, но также с перерывом в осадконакоплении, залегают вулканогенно-осадочные образования абинской серии T_{1-2} , вмещающей магматические породы трапповой формации Кузбасса (рис. 3). Абинская серия и угленосные отложения с перерывом и структурным несогласием перекрываются юрской угленосной молассой (см. рис. 2).

Таблица 1. Стратиграфическая схема Кузнецкого бассейна по данным [Решения..., 1982; Лавренов и др., 2008а,б; Куртигешев и др., 2008]

Период	Серия	Подсерия, свита	Мощность, м	Положение базальтовых тел	
Мел		Ненинская свита (K_2 —Pnn)	150		
		Илекская свита (K_{1il})	500		
Юра	Тарбаганская, J_{1-2}	Терсюкская свита (J_{1-2tr})	200—450		
		Осиновская свита (J_{1os})	0—450		
		Абашевская свита (J_{1ab})	75—270		
		Распадская свита (J_{1rs})	180—460		
Триас	Абинская, T_{1-2}	Яминская свита (T_{2iam})	100—700*		
		Сосновская свита (T_{1-2ss})	200—625		
		Мальцевская свита (T_{1ml})	170—1000*		
Пермь	Кольчугинская, P_2	Ерунаковская подсерия (P_{2er})	930—2130		
		Ильинская подсерия (P_{2il})	1250—2530 до 370—650		
		Кузнецкая подсерия (P_{2kz})	180—1100		
	Балахонская, C_2 — P_1	Верхнебалахонская подсерия (P_{1bl_2})	580—1160 до 170		
		Нижнебалахонская подсерия (C_2 — P_1bl_1)	Остроговская подсерия (C_2^3os)	300—1000	
				200—600	

Примечание. Прямоугольник с вертикальной штриховкой — предполагаемая граница перми—триаса с учетом новых данных по возрасту базальтовых силлов, черные прямоугольники — положение базальтовых силлов (1 — Сыркашевский, 2 — Караканский) в разрезе.

* Включая пластовые базальты.

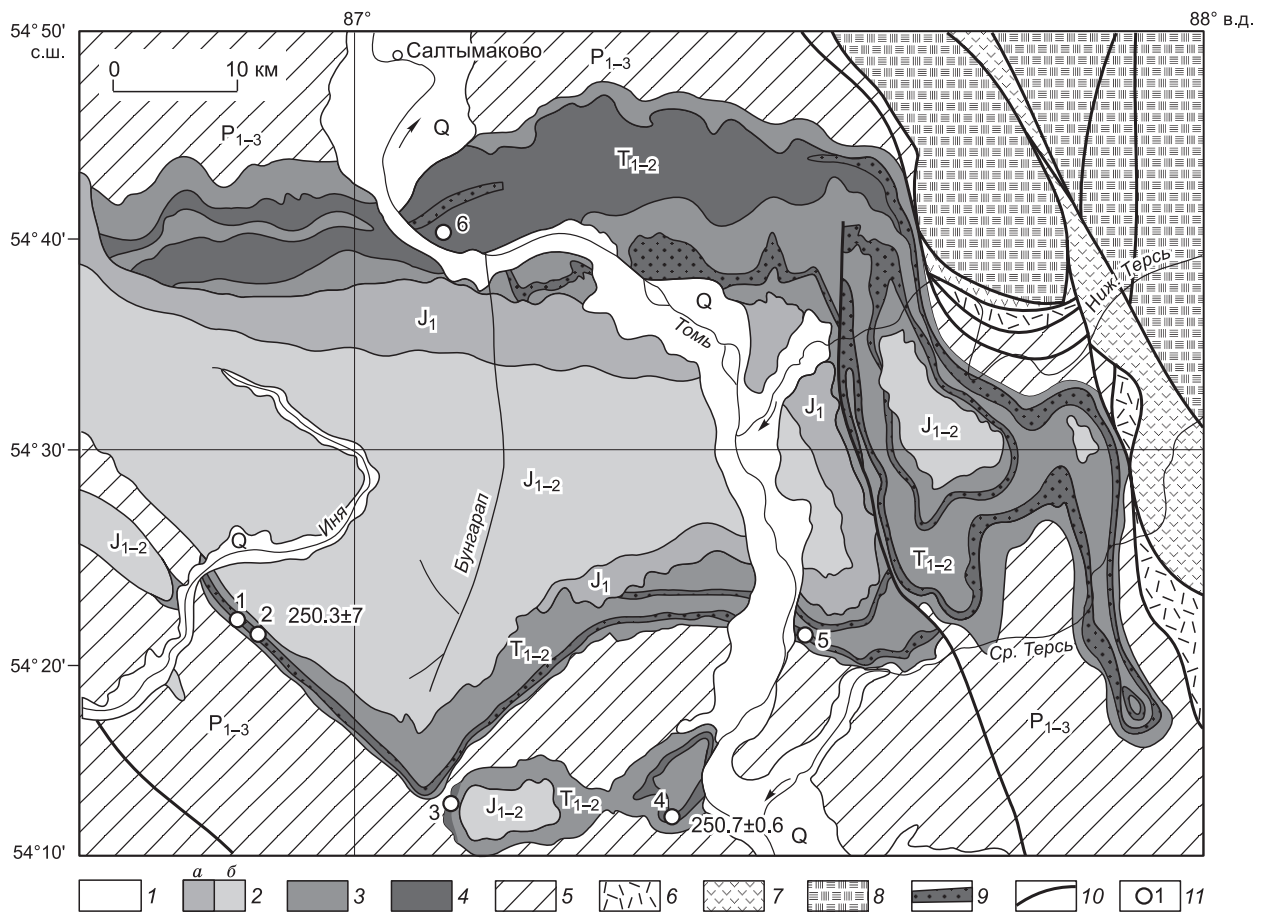


Рис. 3. Геологическая схема Бунгарапской мульды и положение изученных образцов базальтов.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — юрская угленосная моласса: а — нижнеюрская, б — нижнесреднеюрская; 3 — верхнепермско?-среднетриасовые туфогенно-осадочные образования абинской серии; 4 — нерасчлененные раннесреднетриасовые магматические и туфогенно-осадочные образования; 5 — пермская угленосная моласса; 6 — раннедевонские вулканогенно-осадочные образования; 7 — раннеордовикские вулканогенно-осадочные образования; 8 — раннепалеозойский аккреционный комплекс (офиолиты, палеоокеанические острова, олистостромы); 9 — позднепермско?-раннетриасовые силлы; 10 — преимущественно сдвиги; 11 — точки отбора проб и значения абсолютного возраста (млн лет): 1 — обр. 22 (карьер Караканский); 2 — S4.1 (карьер Планерный); 3 — K-04-5-5, S15.2 (карьер Кыргайский); 4 — Kp-13, FGS-8 (район пос. Осиновка); 5 — K-04-34/2, S10.1 (утес Бабий Камень); 6 — 28 (обнажение в устье руч. Бычий).

Стратотип абинской серии, представленной чередованием осадочных и туфогенно-осадочных пород, находится на р. Томь в районе утеса Бабий Камень (см. рис. 3). Максимальная мощность серии наблюдается в северо-восточной части впадины, где она, по данным бурения, достигает 2000 м. К югу и западу мощность ее уменьшается до 700—800 м на расстоянии в несколько десятков километров. В составе серии широко развиты туфопесчаники и туфоалевролиты, менее характерны пепловые туффиты, туфы, песчаники, алевролиты и конгломераты. Содержание пирокластического материала в породах убывает снизу вверх в разрезах и в юго-западном направлении по латерали от северо-восточной части Бунгарапской мульды. Абинская серия расчленена на мальцевскую, сосновскую и яминскую свиты (см. табл. 1).

Мальцевская свита ($T_1 ml$) представлена нижней осадочной и верхней туфогенно-осадочной пачками. Нижняя — сложена зеленовато-серыми терригенными породами с прослоями конгломератов, формирующими линзообразные тела палеорусловых отложений мощностью до 20 м. В правом борту р. Томь выше по течению от утеса Бабий Камень мальцевская свита залегает на верхнепермских угленосных отложениях без видимого несогласия. Условная граница проводится на расстоянии 4—5 м от самого верхнего угольного пласта. Верхняя пачка наиболее полно охарактеризована по данным бурения в северо-восточном борту Бунгарапской мульды, где имеет мощность до 300—500 м, выклиниваясь в юго-западном направлении. Она состоит из отдельных туфопесчаниковых пластов, которыми разделены семь базальтовых тел разной мощности — от первых метров до нескольких десятков метров (максимальная мощность

базальтового тела составляет 103 м). Мощность отложений мальцевской свиты в северном борту Бунгарапской мульды колеблется в пределах 400—1000 м, в южном — 320—400 м. Максимальная мощность свиты выявлена в бассейне р. Бунгарап в 4 км от устья, где отмечаются также и высокие значения поля силы тяжести [Лавренов и др., 2008а,б]. Раннетриасовый возраст туфогенно-осадочной свиты обоснован находками остатков насекомых, растений, остракод и спорового комплекса.

Сосновская свита (T_{1-2ss}) начинается и заканчивается туфогенно-осадочными пачками и характеризуется ритмичным строением. В разных разрезах насчитывается от 10 до 16 ритмов, в каждом из которых чередуются слои пестроцветных терригенных и осадочных пород с цеолитизированными туфами. Мощность слоев изменяется от 1 до 10 м, редко до 20—50 м. По минералого-петрографическому составу породы аналогичны туфам мальцевской свиты. В туфогенных породах часто встречается скорлуповато-сферическая отдельность и широко распространены цеолиты, замещающие обломки вулканического стекла и базальный цемент. В стратотипическом разрезе (севернее утеса Бабий Камень) мощность свиты составляет 675 м; к западу и на север она резко уменьшается. Отложения содержат остатки флоры и фауны, комплекс спор нижнего триаса и переходной зоны от нижнего к среднему триасу.

Яминская свита (T_{2jam}) имеет мощность в пределах 100—700 м с максимальным значением в районе утеса Бабий Камень и северо-восточной части Бунгарапской впадины. Она подразделяется на туфогенную (мощностью до 200 м) и вышележащую терригенную пачку, завершающие разрез триасовых отложений Кузбасса. Свита отличается ярко выраженной пестроцветностью, более заметным участием грубообломочных пород, пониженным содержанием пирокластики и продуктов ее цеолитизации. В юго-западном направлении свита резко выклинивается, так же как и сосновская. К нижней пачке по р. Томь в южном борту Бунгарапской мульды приурочены два покрова базальтов мощностью около 20 м, разделенных маломощным (до 1.5 м) прослоем туфоалевролитов. Общая мощность пачки колеблется от 4.5 до 60 м и лишь по правому борту р. Ниж. Терсь достигает 200 м за счет увеличения мощности базальтовых тел. Возраст свиты определяется как среднетриасовый по положению в разрезе.

Абинская серия с перерывом и региональным несогласием перекрывается отложениями **тарбаганской серии (J_{1-2})** мощностью до 1500 м. Последняя сложена чередующимися конгломератами, песчаниками, алевролитами, слагающими многочисленные палеорусловые тела и углистыми аргиллитами, пластами каменных и бурых углей. Отложения характеризуются фациальной изменчивостью и содержат обильные остатки фауны, флоры и палинологические комплексы нижней и средней юры.

Формирование юрских отложений Кузбасса происходило в единой палеогеографической обстановке с юрскими отложениями Канско-Ачинского бассейна. Она представляла собой обширный предгорный прогиб, в который аллювиальный материал поставлялся с юго-востока, с Монголо-Охотского орогена [Le Heron et al., 2008; Davies et al., 2010]. Базальтовые тела в пределах Кузбасса обнаружены на двух стратиграфических уровнях: 1) среди верхнекарбонных и нижнепермских отложений в виде долерит-габбровых силлов (см. табл. 1); 2) среди туфогенно-осадочных отложений мальцевской и яминской свит T_{1-2} в виде нескольких базальтовых тел, фациальная природа последних дискутируется.

Нижний уровень представлен (см. рис. 2) силлами и дайками габбро, габбро-долеритов, долеритов и монцодиоритов сыркашевского комплекса, их интрузивная природа не вызывает сомнения [Кутолин, 1963]. Силлы этого комплекса (Сыркашевский, Майзасский и Макарьевский) расположены к юго-востоку от Бунгарапской мульды и прослеживаются на десятки километров по простиранию (см. рис. 2). Мощности их достигают 100—130 м. В ассоциации с ними установлены крутопадающие дайки северо-западного простирания. На контакте с интрузиями вмещающие породы уплотнены, серицитизированы, биотитизированы и эпидотизированы. На геологических картах видна сложная форма силлов, согласная с простиранием вмещающих позднекарбонно-пермских отложений (см. рис. 2).

Верхний уровень представлен пластовыми телами базальтов и гиалодолеритов салтымаковского комплекса [Fedoseev, 2004]. Они обнажаются повсеместно по обрамлению Бунгарапской впадины (см. рис. 2, 3), образуют хорошо выраженные в рельефе гряды и располагаются среди отложений мальцевской и яминской свит. Тела слабодислоцированы, их видимая мощность меняется от первых десятков до сотен метров. Нижнее базальтовое тело, названное нами Караканским силлом, приурочено к основанию мальцевской свиты T_{1ml} и вскрыто в Караканском, Планерном и Кыргайском карьерах, где и было изучено наиболее детально (табл. 2, см. рис. 3). Кроме того, вблизи пос. Осиновка по керну скважины исследовано пластовое тело базальтов, природа и стратиграфическое положение которого не вполне ясны.

Караканский карьер находится в 5 км к северу от одноименного поселка, на главенствующей пока вершине Караканского хребта и в 1.5 км на северо-запад от карьера Планерный (см. рис. 3). Он вскрывает центральную и нижнюю части базальтового тела, видимая мощность последнего составляет не менее 50 м. Преобладают массивные долериты, которые при приближении к подошве постепенно переходят в анамезиты и типичные базальты. Местами последние приобретают миндалекаменную текстуру и шарообразную отдельность. Эти признаки в сочетании со столбчатым строением вполне могут служить основанием для отнесения базальтов к эффузивным фациям. Широким распространением в карьере также

Таблица 2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки и геохимическая изученность мафитов Кузнецкого бассейна

№ п/п	№ образца	Координаты		Географическое положение	Тип породы	Вмещающая толща	Магматические тела	Геохронологический возраст, млн лет, материал	Геохимические данные	
		с.ш.	в.д.						ПОЭ	РЭ
1	27	54°21'	087°07'	Устье руч. Бычий	Долерит	Мальцевская свита, T ₁ ml	Салтымаковское пластообразное тело, центр. часть	Н.д.	+	Н.д.
2	28	54°40'	087°10'	2 км ниже устья руч. Бычий	»	»	»	»	+	»
3	22	54°15'	087°06'	Караканский карьер	Базальт	»	Караканский силл (западная часть)	»	+	»
4	Кр-25	54°24'	086°52'	Планерный карьер	»	»	»	250.3 ± 0.7, плагиоклаз	Н.д.	+
5	S4.1								+	+
6	К-04-34/1	54°22'	087°32'	Утес Бабий Камень, р. Томь, 11 км ниже пос. Усть-Нарык	»	»	Караканский силл (восточная часть)	Н.д.	+	Н.д.
7	К-04-34/2								+	»
8	S10.1								+	+
9	К-04-55	54°15'	087°06'	Кыргайский карьер	»	»	Кыргайское пластовое тело	»	+	Н.д.
10	S15.2								+	+
11	FGS-8	54°19'	087°25'	2 км южнее пос. Осиновка, высота с отметкой 441 м (образец из керна)	»	»	Осиновское пластовое тело	250.7 ± 0.6, плагиоклаз	Н.д.	Н.д.
12	Кр-13								»	+
13	FGS-1	53°34'	087°47'	Лев. берег р. Мрассу, пос. Татарка	Габбро	Балахонская серия, C ₂₋₃ bl—P ₁ bl ₂	Сыркашевский силл	252.2 ± 0.5, биотит	»	Н.д.
14	FGS-5	53°39'	088°01'	Красногорский карьер				252.3 ± 0.6, биотит		

Примечание. Ar-Ar возрасты образцов получены в Массачусетском институте технологий [Reichow et al., 2009]. ПОЭ — породообразующие элементы, РЭ — редкие элементы, включая редкие земли; Н.д. — нет данных.

пользуются зоны мощностью до первых метров, насыщенные миндалинами опала, халцедона и кварца. Однако карьер не вскрывает ни верхнего, ни нижнего контактов, поэтому решение вопроса об интрузивной или эффузивной природе базальтов остается открытым.

В Планерном карьере (800 м на северо-восток от Караканского по простиранию толщи вдоль осевой части одноименного хребта) можно наблюдать нижний контакт базальтового пластового тела. В стенке протяженностью 15 м и высотой 3—4 м отчетливо прослеживается сравнительно ровная поверхность контакта (рис. 4, а). Характерной особенностью базальтов в приконтактной части является практически полное отсутствие миндалекаменных текстур и видимых признаков газоотделения. Вмещающие породы не несут признаков высокотемпературного воздействия со стороны базальтов, типичного для интрузивных тел. С другой стороны, нет также и следов динамики перемещения расплава, свойственных лавовым потокам.

В Кыргайском карьере, расположенном в 15 км на юго-восток от Планерного (см. рис. 3), вскрыто пластовое тело мощностью около 15—20 м. Оно является, по всей видимости, частью Караканского. В данном карьере интрузивная природа базальтов проявляется с наибольшей убедительностью, что позволяет в дальнейшем воспользоваться термином силл. Вмещающие породы представлены разноцветными песчаниками, алевролитами и линзами конгломератов. В западных стенках карьера обнажен верхний контакт базальтового тела, выше которого на всем протяжении прослеживается маломощный слой сероцветных алевропесчаников с карбонатно-глинистым цементом. Контактная поверхность характеризуется многочисленными выступами базальтов в сочетании с «карманами» алевропесчаников (см. рис. 4, б). Однако верхний контакт этого слоя сравнительно ровный, что позволяет говорить о повсеместном протекании карбонат-алевролит-песчаникового материала. Вышележащий горизонт красновато-серых песчаников, который почти не деформирован: он не меняет своей мощности и лишь местами осложнен мелкими сдвигами и складками волочения. Слои имеют в основном моноклиальное залегание. Базальты не оказывают заметного теплового воздействия на пластифицированные песчаники ни в верхнем, ни в нижнем экзоконтактах; не наблюдается и дочерних даек. Миндалекаменные текстуры в базальтах практически отсутствуют.

Рис. 4. Фотографии контактов пластовых тел.

а — нижний контакт Караканского силла (карьер Планерный): 1 — базальты, 2 — пачка переслаивающихся пестроцветных песчаников и алевролитов; *б* — верхний контакт Кыргызского тела (карьер Кыргызский): 1 — красноцветный среднезернистый песчаник, 2 — серый алевропесчаник с карбонатно-глинистым цементом, 3 — базальты.



В правобережье р. Томь магматические породы обнажаются в утесе, известном как Бабий Камень. Особенностью базальтов является кольцевая отдельность. Падение вмещающих пород северное под углом 20—25°. Ни верхнего, ни нижнего контактов в естественных обнажениях не наблюдается. В нескольких метрах от предполагаемого нижнего контакта обнажается толща угленосных песчаников, относящихся уже к угленосным отложениям ерунаковской подсерии P_2er (см. табл. 1).

Для геохронологических и геохимических исследований были отобраны образцы Караканского силла из карьеров Планерный и Кыргызский, а также базальты утеса Бабий Камень (см. рис. 3). Кроме того, изучался керн скважины, пробуренной у пос. Осиновка. В северной части Бунгарапской мульды образцы базальтов отобраны из устья руч. Бычий (см. рис. 3). За ее пределами датирован Сыркашевский силл, расположенный на нижнем стратиграфическом уровне среди верхнепалеозойских пород (см. рис. 2; табл. 2, обр. FGS-1, FGS-5).

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Пластовые тела салтымаковского комплекса представлены скрыто-, мелко- и среднезернистыми долеритами и базальтами, состоящими из плагиоклаза, моноклинного пироксена и стекла. В центральных частях тел отмечаются относительно более крупные вкрапленники пироксена с включениями лейст плагиоклаза и переходы к пойкилоофитовым структурам. Вблизи контактов, напротив, увеличивается количество стекла, и породы приобретают пилотакситовую и гиалиновую структуры, приближаясь к гиалодолеритам и базальтам. Микроскопические миндалины представлены сферическим и интерсертальным типами, заполняются агрегатом, имеющим радиальное или зональное строение. В некоторых эндоконтактных участках отмечаются линейно вытянутые обособления миндалин размером 1—2 см, выполненных халцедоном, кварцем и цеолитами. Наиболее крупные из них (до 15—20 см в поперечнике) встречены в левобережье р. Томь (выше пос. Ажendarово). Акцессорные минералы представлены тонкодисперсным магнетитом, реже ильменитом и рутилом, вторичные — альбитом, карбонатом, эпидот-цоизитом, лейкоксеном и цеолитами. В скрытокристаллических разностях микролиты и мелкие вкрапленники основного плагиоклаза и зерен моноклинного пироксена (до 30 %) погружены в стекло, которое частично или полностью замещено палагонитом. Отличительной особенностью долеритов является низкая степень раскристаллизации и монотонный облик.

Базальты Караканского силла состоят преимущественно из черных плагиопорфировых, реже афировых разновидностей. Эндоконтактные зоны сложены стекловатыми породами с обильными (до 50 %) миндалинами (5—20 мм в диаметре), выполненными хлоритом, цеолитом, кальцитом, опалом, халцедоном и кварцем. Внутренние части силла более раскристаллизованы, характеризуются широким развитием микродолеритовых и пойкилоофитовых структур. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом, пижонитом и авгитом (до 25—30 %), реже — интенсивно преобразованным оливином. Слабоизмененное прозрачное стекло (10—15 %), имеющее коричневую, с серым оттенком, окраску, содержит лейсты плагиоклаза, микролиты пироксена, ильменита и титаномагнетита.

Туфы и туффиты состоят из алевроитовых, реже псаммитовых обломков [Лавренов и др., 2008а,б], представленных базальтовым стеклом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, пироксеном, гидрослюдами. Цемент — поровый, хлорит-цеолит-кальцитового состава.

МЕТОДЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохимического и геохронологического изучения образцы пород были отобраны из наименее деформированных и измененных тел с минимальным количеством прожилков и миндалин. Для геохимического анализа образцы истирались в агатовой мельнице Tema. Анализы базальтов (обр. S4.1, S10.1, S15.2) получены в Университете Лейчестера, Великобритания (табл. 3). Концентрации породообразующих и редких элементов определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) на стеклах и прессованных порошковых таблетках соответственно. Анализ XRF проводился по методике [Harvey et al., 1996] на дисперсионно-волновом масс-спектрометре Philips PW1400 с напряжением 3 кВт на аноде рентгеновской трубки. Для повышения точности элементы Ba, Rb, Nb, Ni, V, Y и Zr анализировались с использованием длинных временных интервалов счета, что позволило снизить предел обнаружения (Ba — 4, Rb — 0.5, Nb — 0.4, Ni — 0.8, V — 1, Y — 0.5, Zr — 0.5 г/т) по сравнению с обычной процедурой и повысить точность определения до 1 % и выше. Калибровка проводилась с использованием международных стандартов BCR-1, BHVO-1, W-2. Редкоземельные элементы предварительно концентриро-

Таблица 3. **Содержание главных (мас.%) и редких (г/т) элементов в базальтах Кузнецкого бассейна, Западной и Восточной Сибири**

Компонент	S10.1	S4.1	S15.2	ЗСБ-1	ЗСБ-2	ЗСБ-3	Сыв	Ив	Над
SiO ₂	53.22	54.29	54.30	48.32	51.66	49.44	52.58	50.63	52.03
TiO ₂	1.79	1.76	1.82	1.25	1.28	1.26	1.71	2.75	0.99
Al ₂ O ₃	14.34	14.63	14.75	15.33	15.30	15.47	15.67	15.21	15.99
Fe ₂ O ₃	12.27	12.27	12.29	12.87	11.36	11.93	10.91	13.85	10.40
MgO	3.82	3.78	4.04	6.66	5.46	6.41	6.34	3.93	6.48
CaO	7.96	7.48	7.56	10.13	6.66	6.23	7.79	6.94	10.41
Na ₂ O	3.88	3.74	4.12	2.92	3.19	3.99	3.37	3.47	2.32
K ₂ O	0.89	1.71	0.97	0.55	2.01	1.77	1.22	2.07	1.11
P ₂ O ₅	0.53	0.53	0.54	0.16	0.48	0.33	0.26	0.93	0.12
MnO	0.24	0.24	0.25	0.20	0.18	0.17	0.15	0.21	0.16
П.п.п	1.32	1.13	1.19	2.74	3.29	3.80	Н.о.	Н.о.	Н.о.
Сумма	100.3	101.6	101.8	101.1	100.9	100.8	»	»	»
Mg#	39.7	39.5	41.0	52.3	50.4	53.2	56.6	38.7	58.2
Eu/Eu*	0.9	0.9	0.9	0.86	0.85	0.90	0.98	0.83	0.84
Ba	607.2	652.3	711.2	375	1236	1174	440	945	467
Nb	15.5	14.2	16.0	5.3	8.8	9.3	16.41	33.28	9.68
Rb	28.9	47.9	23.3	10.6	35.9	27.8	29.65	43.24	31.06
Sr	519.0	537.8	528.6	353	768	878	377	429	275
Y	48.3	49.2	48.8	32.1	39.9	39.3	20.6	27.2	49.18
Zr	240.9	245.5	244.9	91.8	171.1	159.1	200	351	125
La	33.3	33.0	33.0	13.0	25.8	22.3	23.1	49.0	16.5
Ce	74.4	76.4	74.2	20.0	56.2	51.6	50.2	108.6	35.6
Pr	8.5	8.6	8.3	2.7	7.2	5.9	5.8	11.7	3.9
Nd	39.8	40.4	39.1	12.0	33.5	25.2	25.5	54.0	17.3
Sm	7.9	8.1	8.0	3.4	7.4	6.3	5.7	11.1	3.9
Eu	2.1	2.2	2.2	1.1	2.0	1.8	1.8	3.0	1.1
Gd	7.1	7.0	7.1	4.5	6.4	5.8	5.4	10.3	4.0
Dy	6.5	6.7	6.7	5.0	6.2	6.2	4.9	8.8	4.0
Er	3.8	3.9	3.9	3.2	3.9	3.3	2.6	4.6	2.4
Yb	4.2	4.2	4.0	3.3	3.7	3.6	0.4	0.7	0.4
Lu	0.4	0.4	0.4	0.5	0.6	0.6	2.4	4.3	2.3
Nb/Zr	0.06	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.08	0.09	0.08
Ti/Zr	44.4	43.0	44.5	81.6	44.8	47.6	51.3	47.1	47.6

Примечание. S10.1, S4.1 и S15.2 — базальты Кузнецкого бассейна; ЗСБ-1, ЗСБ-2 и ЗСБ-3 — Западно-Сибирского бассейна; Сыв, Ив, Над — Восточная Сибирь или сибирские траппы (средние из анализов, приведенных в [Reichow et al., 2005]). Н.о. — не определено. Mg# = (MgO/40)/(FeO/72 + MgO/40)·100, принимая FeO = 0.85 Fe₂O₃. Отношения Eu/Eu* рассчитаны по методу [Taylor, McLennan, 1985].

вались в ионообменных колонках. Затем полученные растворы анализировались на оптико-эмиссионном спектрометре на индуктивно связанной плазме JY-Ultima-2. Остальные геохимические данные, включенные в обработку (обр. К-04-34/1, К-04-34/2, Кр-13, 22, 28), были получены в Институте геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Содержания породообразующих элементов определялись методом XRF на аппарате Научприбор по ГОСТу 41-08-212-82 Мингео СССР. Стандартные отклонения — в пределах 5 %, сумма — 100 ± 1 %. Редкие элементы и РЗЭ анализировались методом нейтронно-активационного анализа (INAA). Облучение образцов проводилось на ядерном реакторе Томского политехнического университета интегральным потоком 10^{17} нейтронов/см². Замеры были сделаны на гамма-спектрометре в два этапа с периодами охлаждения в 1 неделю и 3 месяца.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ

Нами изучен петрохимический и геохимический состав базальтов и габбро-долеритов Кузнецкого бассейна (см. рис. 3; табл. 2). В табл. 3 показаны только полные геохимические данные (породообразующие, редкоземельные и редкие элементы) для трех наиболее типичных образцов Караканского силла (S4.1, S10.1, S15.2). Породы характеризуются относительной стабильностью химического состава и принадлежат субщелочным калиево-натриевым и высоконатриевым низкоглиноземистым базальтам толейтовой серии [Кутолин, 1963; Крук и др., 1999]. В целом для кузбасских базальтов характерны средние содержания титана и повышенные фосфора и щелочей (см. табл. 3).

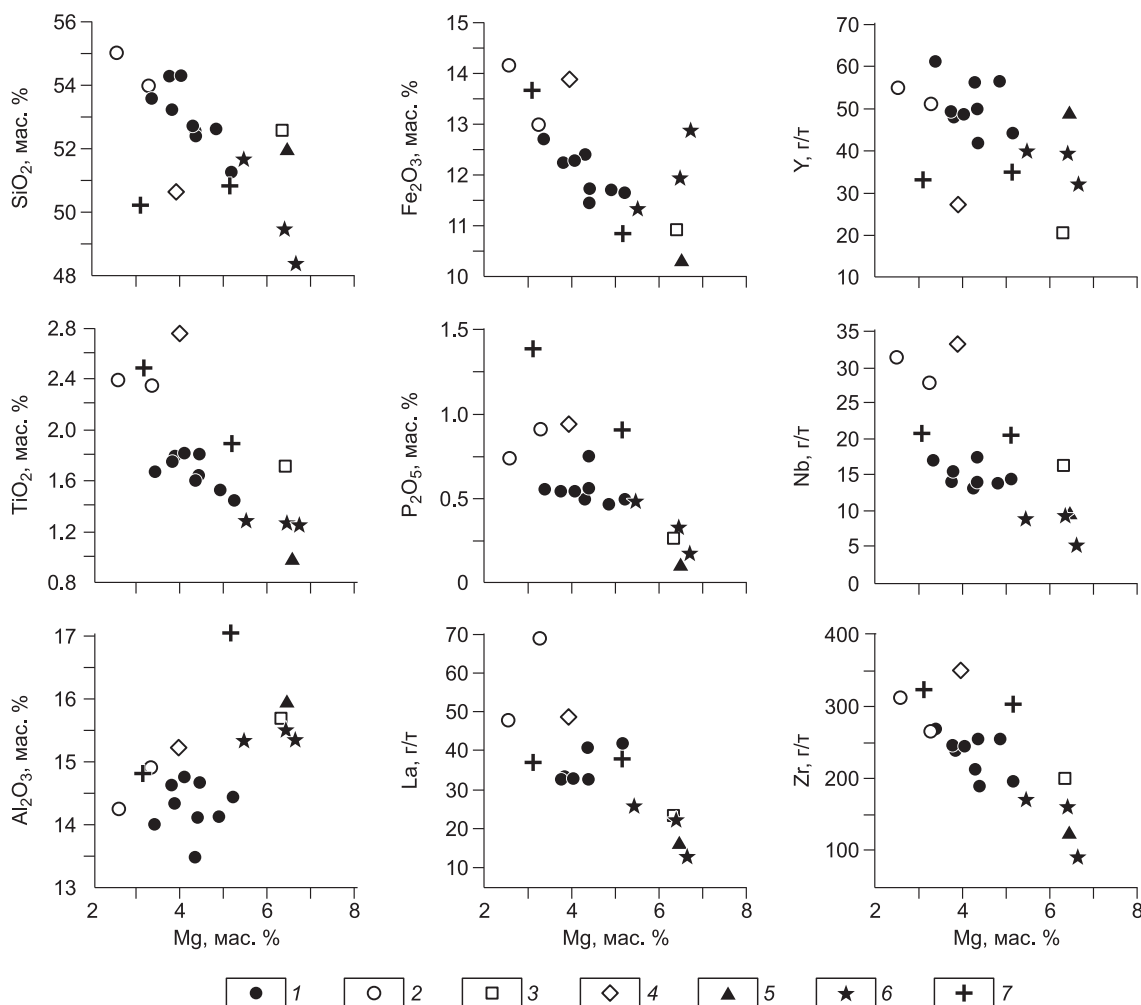


Рис. 5. Соотношения породообразующих и редких элементов относительно MgO для кузбасских базальтов по сравнению с базальтами восточно-сибирских траппов (ВСТ) и Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ), по [Reichow et al., 2005], Северо-Монгольской магматической области (СММО), по [Ярмолюк и др., 1999, 2002].

1—6 — пермотрисовые базальты: 1 — Кузнецкого бассейна, по данным авторов; 2 — Кузнецкого бассейна, по [Крук и др., 1999]; 3—5 — восточно-сибирских траппов: 3 — сыверминская, 4 — ивакинская, 5 — надеждинская свиты; 6 — Уренгойского рифта ЗСБ; 7 — триасовые базальты СММО.

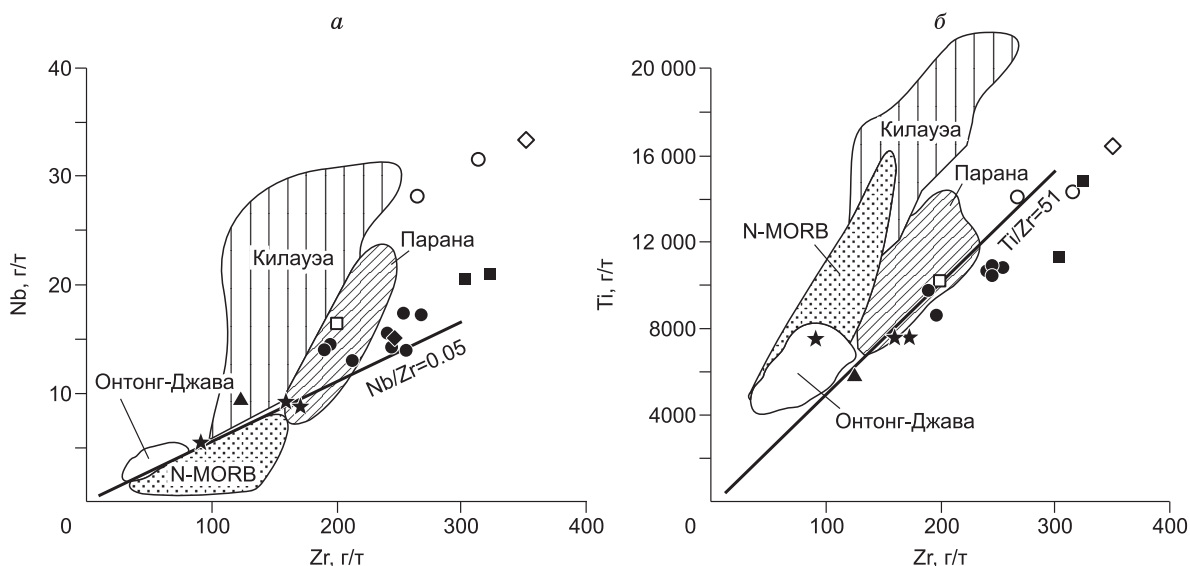
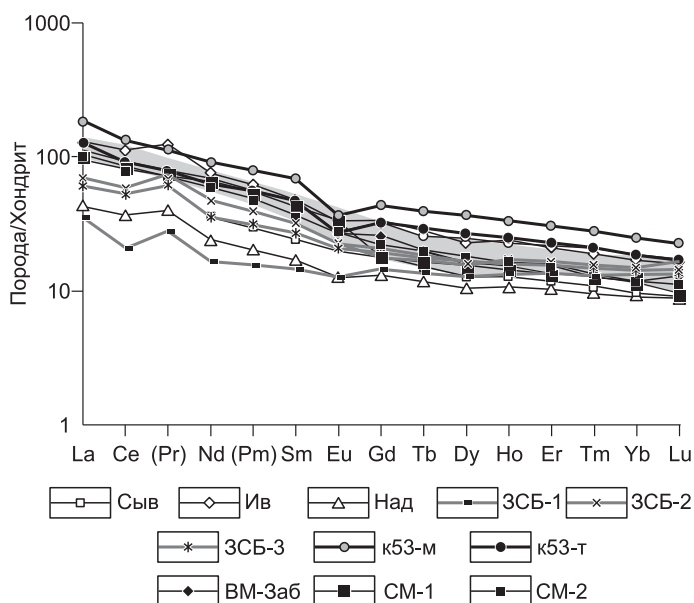


Рис. 6. Графики соотношений Zr—Nb (а) и Zr—Ti (б) для кузбасских базальтов по сравнению со спектрами траппов Западной и Восточной Сибири, базальтов Килауэа, океанического плато (Онтонг-Джава), N-MORB и Параны, по [Reichow et al., 2005].

Усл. обозн. см. на рис. 5, пояснения см. в тексте.

Состав базальтов рассмотрен на рис. 5—8, где для сравнения также показаны точки средних составов следующих регионов пермотриасового магматизма: 1) Западно-Сибирского бассейна: образцы ЗСБ-1, ЗСБ-2, ЗСБ-3 из Уренгойского рифта — средние по скважинным образцам из ярайнерской, тагринской и саемтагской свит соответственно; 2) Норильского разреза сибирских траппов (свиты: ивакинская — Ив, надеждинская — Над, сыверминская — Сыв [Reichow et al., 2005]; 3) Кузнецкого бассейна — высокотитанистые базальты К-53м, К-53т [Крук и др., 1999]; 4) Восточная Монголия и Забайкалье — обр. ВМ-Заб [Ярмолюк, Коваленко, 2003]; 5) Северо-Монгольская рифтовая система — среднетитанистые (СМ-1) и высокотитанистые (СМ-2) базальты [Ярмолюк и др., 1999].

Разброс содержаний основных петрогенных элементов, пересчитанных на сухой остаток, небольшой: MgO = 3.4—5.2, $(Fe_2O_3)_{общ}$ = 11—13 мас.%, Mg# = 35—45. Кузбасские базальты менее магнезиальны, чем их «сибирские» аналоги, подробно описанные в работах [Альмухамедов и др., 1998, 1999а; Reichow et al., 2005]. Содержание TiO_2 варьирует от 1.45 до 1.81 мас.%, а P_2O_5 от 0.47 до 0.74 мас.% (см. рис. 5). Концентрация SiO_2 меняется от 51.2 до 53.6 мас.%, а Al_2O_3 достаточно постоянен для всех образцов — около 14 мас.%, т.е. ниже, чем среднее для базальтов Западной Сибири (17 мас.%).



Кузбасские базальты достаточно дифференцированы, что подтверждается наличием отрицательных трендов при росте магнезиальности по SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 и Zr. По сравнению с траппами других районов они характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 , средними TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , La, Nb, Zr и пониженными Al_2O_3 , в целом по большинству

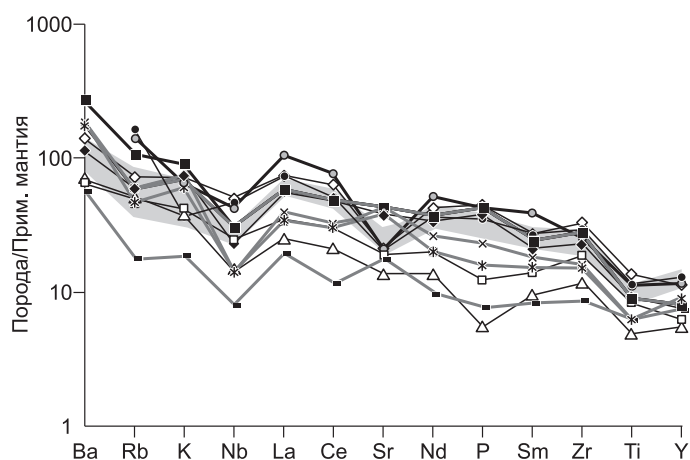
Рис. 7. Нормированные по хондриту спектры РЗЭ кузбасских базальтов (серое поле) по сравнению со спектрами базальтов фундамента Западно-Сибирского бассейна и Восточной Сибири, по [Reichow et al., 2005].

Пояснения. см. в тексте.

Рис. 8. Нормированные по составу примитивной мантии мультикомпонентные диаграммы для кузбасских базальтов (серое поле) и других регионов траппового магматизма.

Нормировочные значения взяты из [McDonough, Sun, 1995].

Пояснения см. в тексте. Усл. обозн. см. на рис. 7.



компонентов близки (но не идентичны!) базальтам Северо-Монгольской магматической области и Уренгойского рифта (см. рис. 5).

При снижении MgO для кузбасских базальтов наблюдается тренд по Nb (14—17 г/т), но не по Y (41—50 г/т) (см. рис. 5). Отношение Nb/Zr = 0.05—0.07 немного выше, чем таковое для Западной Сибири и океанических платобазальтов (см. табл. 3, рис. 6, а) [Mahoney et al., 1993; Reichow et al., 2005]. На графике Zr—Nb они попадают в поле базальтов Параны (см. рис. 6, а). На графике Zr—Ti (см. рис. 6, б) точки составов кузбасских базальтов ложатся рядом с линией Ti/Zr = 51, отношение Ti/Zr варьирует от 42 до 51, т.е. ниже, чем у базальтов Параны и надеждинской свиты Восточной Сибири. Это предполагает разные мантийные источники, разные степени частичного плавления и, возможно, большее количество титаномагнетита в расплаве. По этим соотношениям кузбасские базальты близки к базальтам сыверминской свиты сибирских траппов и Северо-Монгольской рифтовой зоны [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Reichow et al., 2005].

Спектры редкоземельных элементов (см. рис. 7) для базальтов Кузбасса близки к сыверминскому магматическому типу базальтов и к некоторым базальтам Восточной и Северной Монголии и Забайкалья: они обогащены легкими редкими землями относительно хондрита ((La/Sm)_n = 2.4—2.5) и характеризуются слабодифференцированными тяжелыми РЗЭ ((Sm/Yb)_n = 2.3—1.9). Низкие величины Eu/Eu* = 0.68—0.71 свидетельствуют о фракционировании плагиоклаза из расплава (см. табл. 3; рис. 6). Среднее до низкого отношение (Gd/Yb)_n = 1.4—2.0 в кузбасских базальтах и других регионах допускает мантийный источник плавления на уровне шпинелевой фации.

На мультикомпонентных спектрах, нормированных к примитивной мантии (PM), по [McDonough, Sun, 1995], большинство составов базальтов Кузнецкого бассейна и других регионов характеризуются повышенными содержаниями LILE (Ba, Rb и K) относительно неподвижных HFSE (Zr, Ti, Y), отрицательными аномалиями по Nb, Ti и Sr (см. рис. 8).

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Первое ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопное датирование возраста базальтового магматизма в Кузнецком бассейне было сделано на аппаратуре ИГМ СО РАН по амфиболам из пород Сыркашевского силла и показали значения 246.2 ± 1.4 и 249.0 ± 1.8 млн лет [Fedoseev, 2004], что с учетом ошибки очень близко к границе перми и триаса. Новые геохронологические данные получены по плагиоклазу и биотиту в Массачусетском институте технологий [Reichow et al., 2009] (рис. 9, см. табл. 2). Положение точек отбора образцов приведено на рис. 3. «Минеральные» возрасты образцов S4.1 (Караканский силл), FGS-8 (Осиновское тело), FGS-1 и FGS-5 (Сыркашевский силл) установлены на уровне самых верхов поздней перми: 250.3 ± 0.7, 250.7 ± 0.6, 252.2 ± 0.5 и 252.3 ± 0.6 млн лет соответственно.

ДИСКУССИЯ

Типы магматических тел кузбасских траппов

Одной из важнейших до сих пор однозначно нерешенных проблем пермотриасового магматизма в Кузбассе является его природа: вулканическая и/или субвулканическая. На трудность различия лавовых потоков и силлов указывали многие исследователи [Лучицкий, 1960; Соболев, 1986], однако на практике эта дилемма практически всегда решалась в пользу эффузивов. Это могло быть связано с тем, что стекловатые структуры, миндалекаменные текстуры, ассоциация с туфогенными породами, отсутствие дочерних даек, столбчатая отдельность и другие признаки долгое время считались определяющими именно для вулканических, а не субвулканических пород [Меняйлов, 1962; Raymond, Murchison, 1988; Boulter, 1993; Краснов, Федосеев, 2000].

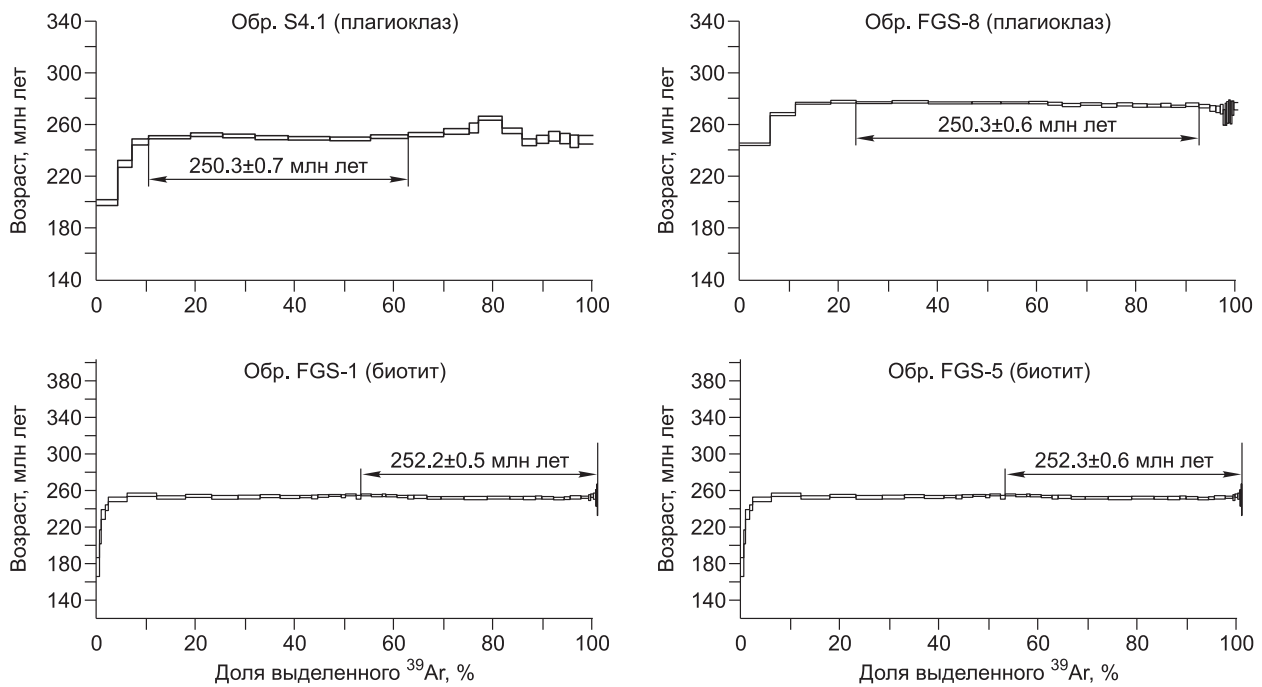


Рис. 9. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базальтов и габбро Кузнецкого бассейна, полученные в Массачусетском институте технологий [Reichow et al., 2009].

В большинстве стенок изученных нами карьеров вскрыты преимущественно нижние контакты базитовых тел. Их особенностью является устойчивая параллельность слоистости подстилающих пород (см. рис. 4, а). Это постоянство наблюдается во многих обнажениях, находящихся друг от друга на расстоянии нескольких километров. Такая устойчивость взаимоотношений может быть истолкована скорее в пользу «горячего», а не «холодного» контакта. Кроме этого, базальтам свойственно практически полное отсутствие приконтактных пустот и миндалин и наличие на некотором удалении от контактовой поверхности маломощных блоков слоистых пород, аналогичных по составу породам экзоконтакта. Отсутствие пузыристой структуры и ненарушенные элементы залегания предполагают ограниченное присутствие газовой фазы в магме и относительно спокойное движение расплава.

Выше отмечалось, что верхние контакты базальт-долеритовых тел в Кузбассе плохо обнажены: в естественных обнажениях, в том числе и по рекам, они обычно закрыты рыхлыми отложениями. Изученный нами единственный четкий верхний контакт в Кыргайском карьере (см. рис. 4, б) характеризуется многочисленными выступами и валиками базальтов в сочетании с «карманами» и вздутиями в пограничном «буферном» слое алевропесчаника. Значительные колебания мощности пограничного слоя (0—1.5 м) указывают на перетекание карбонат-алевролит-песчаникового материала во время внедрения расплава. Почти полное выклинивание этого слоя может быть вызвано последующими тектоническими подвижками, приходящими уже после кристаллизации расплава. Базальты не оказывают заметного теплового воздействия на пластифицированные песчаники, нет также и дочерних даек. В этой связи можно предположить, что подобные приконтактные макроструктуры обязаны своим происхождением напорному течению магмы, сопровождавшемуся на последних стадиях формирования силла малоамплитудными дизъюнктивными нарушениями, затрагивающими как базальты, так и вмещающие толщи. Вероятно, что объемы магмы и ее температура были недостаточными для отрыва от основного тела, в результате были сформированы бугорчатые поверхности верхнего контакта силла.

Наличие двух взаимно параллельных пластовых тел (см. рис. 3), трассирующих контуры Бунгарапской впадины на выдержанном расстоянии от нижней границы мальцевской свиты, говорит в пользу их силовой природы. Кроме того, долерит-базальтовое тело в северо-западной части Бунгарапской впадины раздваивается, что также свидетельствует в пользу его интрузивной природы.

Но при этом нельзя отрицать, что интенсивность теплового воздействия кузбасских силлов на вмещающие породы является минимальной и не соответствует той, которая обычно ожидается для магмы основного состава. По всей вероятности, это действительно редкое явление для малоуглубленных и маломощных силлов [Краснов, Федосеев, 2000]. На данное обстоятельство указывали многие исследователи Кузбасса, что и послужило в свое время решающим аргументом в пользу вулканического происхождения

базальтов [Нейбург, 1940]. Однако далеко не все геологи изначально с этим были согласны. Справедливости ради отметим, что в эффузивной природе базальтов в разрезе Бабьего Камня усомнился М.А. Усов [1935], а в разрезе по р. Ср. Терсь — В.А. Хахлов [1935]. Позже А.М. Кузьмин [1969] представил модель формирования траппов Кузбасса как интрузивных тел. По его представлениям, на месте предполагаемого ранее вулканического очага формировался лакколит с несколькими пластовыми сателлитами. Заметим, что указанные выше исследователи в качестве одного из решающих аргументов в пользу силлов считали отсутствие в верхней контактовой зоне пластовых тел корок экзогенного изменения.

Внутреннее строение и породный состав позднепермского Караканского силла салтымаковского комплекса свидетельствуют о внедрении магмы на глубинах в первые сотни метров, возможно, в породы, обогащенные водой, что привело к быстрому остыванию и закалке под давлением. Породы Сыркашевского силла — габбро-долериты и монцодиориты — имеют также позднепермский возраст и по геохимическим данным являются комагматами силлов салтымаковского комплекса, но их становление среди верхнекарбонново-нижнепермских отложений приурочено к глубинам в несколько километров.

Широкое развитие в составе абинской серии туфов позволяет предполагать наличие палеовулканической постройки, что согласуется с геолого-геофизическими данными, представленными в отчетах производственных геологических организаций [Лавренов и др., 2008а,б]. Предполагаемый центр вулкана фиксируется гравитационной аномалией и максимальной мощностью (до 2000 м) серии в северной части Бунгарапской впадины, где выявлено семь пластовых базальтовых тел с мощностью до 103 м. По мере удаления от предполагаемого вулканического центра наблюдается резкое уменьшение мощности туфогенно-осадочных толщ, вплоть до полного их выклинивания. В южной и северной частях Кузнецкого бассейна юрские толщи уже перекрывают пермские отложения, что свидетельствует в пользу вулканической постройки, а не протяженного плато. В составе обломочного материала юрских терригенных пород обнаружены продукты разрушения базальтов [Кутолин, 1963; Лавренов и др., 2008а,б], источником которых мог служить палеовулкан.

Для абинской серии свойственна смена грубообломочного аллювиального осадконакопления в низах разреза (мальцевская свита) через накопление бассейновых туфогенно-осадочных толщ с карбонатным цементом (мальцевская и сосновская свиты) до формирования грубообломочных аллювиальных образований в верхней части разреза (яминская свита). Резкая смена мощности и фациальная изменчивость абинской серии свидетельствует о прогибании Кузнецкого бассейна в триасе, начало которого фиксируется проявлением позднепермского плюмового магматизма. Вероятно, бассейн в триасе развивался как структура растяжения в единой геодинамической обстановке с рифтогенными структурами фундамента Западно-Сибирского осадочного бассейна (см. рис. 1).

Таким образом, приведенные в статье геологические, литологические, стратиграфические, геохронологические, петролого-геохимические данные допускают принадлежность части базальтовых тел среди абинской серии к интрузивным образованиям (силлам) и наличие на территории Кузбасса палеовулканической постройки. Для окончательного решения этих проблем необходимо более детальное изучение керна скважин туфогенно-осадочных пород абинской серии и расположенных в них пластовых тел в северной части Бунгарапской впадины. Особое внимание должно быть уделено контактам и мощностям магматических тел, их геохронологическому датированию.

Интерпретация геохимических данных

С точки зрения химического состава в предыдущих работах [Кутолин, 1963; Крук и др., 1999] отмечено, что базальты Кузбасса характеризуются переходными разностями от толеитовой к субщелочной серии. Среди них выделяются оливин-нормативные толеиты ($\text{SiO}_2 = 48\text{—}49.5$ мас.%, 5—8 % оливина) и в большом количестве кварц-нормативные толеиты ($\text{SiO}_2 = 51.3\text{—}53.5$ мас.%, 2—11 % кварца). Сходные свойства имеют триасовые базальты Уренгойского рифта фундамента Западно-Сибирского бассейна и Северо-Монгольской рифтовой системы (рис. 5). По отношению же к базальтам Сибирской платформы они отличаются повышенным содержанием кремнезема, фосфора, щелочей и железистости [Альмухамедов и др., 1998, 1999а; Крук и др., 1999]. На рис. 5, 6 выделяются две группы кузбасских базальтов, различающиеся в первую очередь содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 , La и Nb. Мы предполагаем, что более низкотитанистая группа, характеризующаяся более низкими концентрациями Fe_2O_3 , La и Nb, могла быть контаминирована материалом континентальной коры. В пользу этого предположения говорят и в среднем более высокие содержания Th в породах этой группы по сравнению с высокотитанистыми разностями (см. табл. 3) [Puchtel et al., 1997; Крук и др., 1999].

Мультикомпонентные диаграммы, нормированные по примитивной мантии, имеют отрицательные аномалии по Nb, Ti и Sr (рис. 8). Поскольку континентальная кора в целом обеднена Nb и Ti [McDonough, Sun, 1995], то аномалии по этим двум элементам могут быть связаны с коровой контаминацией. С другой стороны, их могло вызвать отделение титаномагнетита при плавлении в условиях высокой легучести

кислорода, так как этот минерал является совместимым с Nb и Ti. Последнее менее вероятно, поскольку содержания Ti намного выше, чем в базальтах субщелочной и известково-щелочной серий островных дуг [Фролова, Бурикова, 1997], формирующихся при высокой летучести кислорода. Последняя обеспечивается плавлением погружающейся океанической коры, содержащей водонасыщенные минералы (см. рис. 5, 8, табл. 3). Причиной же аномалий по Sr, скорее всего, является фракционирование плагиоклаза из расплава в промежуточной камере. Процессы вторичных изменений — как фактор низких содержаний Sr — менее вероятны, так как кузбасские базальты относительно свежие и имеют более низкие значения п.п.п. (<2 мас.%) по сравнению с базальтами ЗСБ (4—5 мас.%). Контаминация базальтовыми магмами материала континентальной коры вполне допустима из-за сочетания минимумов по Nb, высоких значений $(La/Sm)_n = 2.45$, $Th/Ta = 5.3—6.5$, $Th/Ce = 0.6$ и $Th = 4.4—11$ (см. рис. 7, 8, табл. 3) [Arndt, Jenner, 1986; Puchtel et al., 1997].

Полученные новые данные по содержанию главных и редких элементов указывают на близость составов базальтов Кузнецкого бассейна к платобазальтам (низкое содержание MgO, отрицательные аномалии Nb и Ti на мультикомпонентной диаграмме), аналогичным среднетитанистым базальтам сыверминской группы сибирских траппов, расположенных в средней части Норильского разреза и базальтам Уренгойского рифта Западной Сибири и Северо-Монгольской рифтовой системы.

Возраст магматизма и положение границы перми и триаса в Кузнецком бассейне

Полученные нами и ранее опубликованные данные показывают, что магматизм в Кузбассе проявился в верхней перми—среднем триасе и обусловлен воздействием мантийного плюма. Сравнение возраста и геохимического состава кузбасских базальтов, долеритов и габбро позволяет предположить, что проявления мафитового магматизма связаны с глобальными событиями на рубеже перми и триаса, охватившими Восточную и Западную Сибирь, Южный и Полярный Урал, Таймыр, Монголию и Забайкалье. Большинство исследователей признают, что пермтриасовый этап магматизма на Сибирской платформе был крупнейшим событием континентального базальтового магматизма за всю историю Земли, которое и явилось причиной резких климатических изменений в этом регионе и связанным с ними массовым вымиранием биоты [Erwin, 1994; Wignall, 2001].

Перед обсуждением полученных геохронологических данных необходимо рассмотреть значение возраста границы перми и триаса. На Международной стратиграфической шкале, утвержденной Международным стратиграфическим комитетом, эта граница показана на уровне 251.0 ± 0.4 млн лет на основе данных U-Pb датирования цирконов из слоев 25 и 28 мейшанского стратотипа, ограничивающих пермтриасовый рубеж [Gradstein et al., 2004]. В то же время многими авторами отмечались расхождения между датировками, полученными U-Pb и Ar-Ar методами для одних и тех же слоев [Reichow et al., 2009]. В данной работе рассматриваются $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты, и поэтому мы будем сравнивать их с данными по слоям 25 и 28 мейшанского стратотипа, полученным также $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом. В соответствии с последними наиболее точными данными Ar-Ar изотопии граница перми и триаса находится на уровне 249.25 ± 0.14 млн лет, по [Reichow et al., 2009] или 249.83 ± 0.15 млн лет, по [Renne et al., 1995]. Среднее значение из этих двух датировок составляет 249.54 ± 0.14 млн лет.

Для базальтов Караканского силла, залегающего в нижней части абинской серии, установлен возраст 250.3 ± 0.7 млн лет, что соответствует самым верхам перми, если исходить из $^{40}Ar/^{39}Ar$ границы перми—триаса в 249.25 ± 0.14 млн лет. Кроме того, мы должны учитывать, что возраст силла в любом случае моложе, чем возраст вмещающих его осадков, а основание абинской серии проводится примерно в 250—300 м ниже силла. Полученные геохронологические данные и структурное положение базальтов Караканского силла свидетельствуют о том, что граница перми и триаса в Кузнецком бассейне может проходить в верхней части мальцевской свиты, выше по разрезу от положения силла (см. табл. 1). Для этого потребуются дополнительные геохронологические исследования.

Структурное положение и возрастные аналоги плюмового магматизма Кузнецкого бассейна на Южном Урале и в Северной Монголии

Рассмотренные в статье силлы Кузбасса из нижней части абинской серии по изотопному возрасту (252—248 млн лет) соответствуют Сибирским траппам и базальтам рифтовых систем фундамента Западно-Сибирского бассейна (поздняя пермь—ранний триас). Верхняя часть разреза абинской серии, включающая пирокластические породы и ряд базальтовых тел, согласуется с возрастом среднетриасового вулканизма рифтогенных структур Южного Урала [Тужикова, Курбежекова, 1973; Иванов, 1974] и Северной Монголии [Ярмолук и др., 1999, 2002; Ярмолук, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2007].

Позднепермско-среднетриасовые магматические образования Южного Урала, так же как и Кузбасса, расположены по обрамлению Восточно-Сибирской трапповой провинции и локализируются вблизи и на продолжении рифтовых структур фундамента Западно-Сибирского бассейна (см. рис. 1). В Челябинском

грабене [Тужикова, Курбежекова, 1973; Иванов, 1974] трапповый магматизм выразился в многократных базальтовых излияниях трещинного линейного типа в наземно-континентальных условиях с подчиненным проявлением силлов, туфов и туффитов. Мощность эффузивно-осадочной толщи в центральной части грабена достигает 1000 м, в западном и восточном направлениях она уменьшается. Толща расположена в основании поздне триасового угленосного осадочного разреза. Ее возраст определен как ранне-среднетриасовый по обширным находкам палинологических комплексов и флоры. Геохронологические датировки [Reichow et al., 2009] базальтовых тел из скв. Челябинская-7, отобранных на глубинах 254.0 и 696.4 м составляют соответственно 243.3 ± 0.6 и 242.1 ± 0.6 млн лет, что может согласоваться с биостратиграфическими данными в том случае, если верхнее тело является потоком, а нижнее — силлом либо оба тела являются силлами. В любом случае, геолого-биостратиграфические и геохронологические данные по Южному Уралу указывают на активное проявление плюмового базальтового магматизма в период раннего—среднего триаса.

Ранне-среднетриасовому возрасту соответствует и часть проявлений мезозойского вулканизма Северо-Монгольской рифтовой системы [Ярмолюк и др., 1999, 2002; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Воронцов и др., 2007], которая протягивается на расстояние свыше 2000 км от предгорий Монгольского Алтая на западе до Витимского плоскогорья на востоке (см. рис. 1). В ее составе выделяется система впадин, грабенов и разделяющих их поднятий и горстов. Эти структуры в значительной мере эродированы, поэтому контуры зоны проводятся по распространению развитых в ней магматических образований.

В Северной Монголии [Ярмолюк и др., 2002; Воронцов и др., 2007] выделяется ряд впадин (мульд), выполненных ранне-мезозойскими осадочно-вулканогенными толщами. Наиболее крупная из них (Орхонская впадина) имеет размеры 150×120 км и близка по размерам к Бунгарапской впадине Кузнецкого бассейна. В ее строении выделяются нижняя (абзогская) и верхняя (могодская) толщи. Нижняя толща сложена конгломератами, песчаниками и алевролитами, содержащими флору средне-поздне-триасовых растений. Верхняя — связана с нижней фаціальными переходами и характеризуется преобладанием вулканогенных пород основного и среднего составов. Среди них преобладают трахиандезитобазальты (пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириды), редко встречаются базальты, в единичных случаях — потоки трахиандезитов и трахитов. В Уртынгольском грабене мощность эффузивно-осадочной толщи достигает 2500 м. В ее составе местами отмечаются горизонты шаровых лав с гиалокластивным цементом, свидетельствующим о подводных условиях. Они чередуются в разрезе с горизонтами красных агломератов и пористых лав субаэральных фаций. В Бат-Ценгельской впадине размером 15×30 км развиты исключительно вулканогенные породы (лавы, редко туфы плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов), мощность которых достигает 1200 м. В Верхнехануйской впадине развито поле вулканитов размером 30×30 км. Лавы и туфы залегают на ранне-мезозойской коре выветривания и по составу соответствуют поздне-триасовым породам Бат-Ценгельской впадины [Карта..., 1989].

ВЫВОДЫ

Геологические и стратиграфические данные по осадочному выполнению, геохимические и геохронологические данные по магматическим породам Кузнецкого бассейна свидетельствуют, что здесь в период 252—248 млн лет проявились базитовые силлы и дайки, а по всему разрезу абинской серии ($P_2?$ — T_1) широко развиты вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы, а также пластовые тела базальтов неопределенного генезиса.

Базальты представлены средневысокотитанистыми толеитовыми разновидностями, обогащенными Nb и La, близкими по составу к раннетриасовым базальтам съверминской свиты сибирских траппов, Уренгойского рифта Западно-Сибирского бассейна и триасовым базальтам Северо-Монгольской рифтовой системы. Их образование связано с плюмовыми процессами, что обосновывается сочетанием отрицательных аномалий по Nb на мультикомпонентных диаграммах ($(Nb/La)_{PM} = 0.34—0.48$) и высоких содержаний легких редкоземельных элементов ($(La)_n = 90—115$, $(La/Sm)_n = 2.4—2.6$). Низкие до умеренных степени дифференциации тяжелых РЗЭ ($(Gd/Yb)_n = 1.4—1.7$) предполагают мантийный источник базальтовых расплавов на уровне шпинелевой фации.

Состав и возраст изученных пород подтверждает высказанное ранее предположение о генетической и структурной связи кузбасских траппов с массовыми пермтриасовыми трапповыми излияниями Сибирского суперплюма. Резкая смена мощности и фаціальная изменчивость абинской серии $P_2?$ — T_1 свидетельствует о ее формировании в рамках палеовулканической постройки.

Таким образом, проявление позднепермско-среднетриасового плюмового магматизма Кузбасса происходило по аналогии с формированием триасовых эффузивно-осадочных толщ Южного Урала и Северной Монголии и могут совместно характеризовать магматизм зон растяжения. Намечилась возрастная миграция плюмового магматизма с севера на юг от позднепермско-раннетриасового в фундаменте Западно-Сибирского бассейна через позднепермско-среднетриасовый на Южном Урале и Кузбассе до

триасового в Монголо-Забайкальской области. Эту закономерность можно объяснить проявлением Сибирского плюма над мигрирующей на север Евразией и проявлением магматизма в зонах растяжения, сопряженных со сдвигами [Allen et al., 2006]. Такие крупномасштабные сдвиги широко проявились в перми—триасе в складчатой области между Восточно-Европейским и Сибирским континентами как результат их позднепалеозойской коллизии [Hetzel, Glodny, 2002; Буслов и др., 2003; Laurent-Charvet et al., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007].

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам за конструктивные замечания и полезные дискуссии, которые позволили значительно улучшить качество рукописи, а также искреннюю благодарность профессору М. Алену за совместные полевые работы в Кузбасском бассейне.

Работа выполнена при поддержке НШ-5736.2008.5 и РФФИ (грант 08-05-00301).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П., Батурина Т.П. Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // Докл. РАН, 1998, т. 362, № 3, с. 372—377.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999а, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Альмухамедов А.И., Васильев Ю.Р., Медведев А.Я. Низкокалийные базальты Маймеча-Котуйской провинции и их вероятная геодинамическая позиция // Докл. РАН, 1999б, т. 366, № 4, с. 507—510.

Богомазов В.М., Вербицкая Н.Г., Золотов А.П., Фадеева И.З. Стратиграфия и условия образования кольчугинской серии Кузбасса // Кузбасс — ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Т. I / Ред. И.В. Будников. Новосибирск, Южсибгеолком, 1996, с. 104—115.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Гора М.П. Онецкий интрузивный комплекс — новый структурный тип крупнообъемных проявлений интрузивного траппового магматизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (5), с. 395—409.

Вербицкая Н.Г. Кузбасс — ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды // Кузбасс — ключевой район в стратиграфии верхнего палеозоя Ангариды. Т. II. Новосибирск, СНИИГИМС, 1996, с. 115—120.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Дриль С.И., Татарников С.А., Сандимирова Г.П. Источник магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северо-Монгольской—Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология, 2007, т. 15, № 1, с. 37—60.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Под ред. А.В. Сидоренко, В.Д. Фомичева. Т. 7. М., Недра, 1969, 912 с.

Геология СССР. Т. XIV. М., Недра, 1967, 664 с.

Добрецов Н.Л. Пермьтриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшанские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 870—890.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Иванов К.П. Триасовая трапповая формация Урала. М., Наука, 1974, 155 с.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики м-ба 1:1 500 000. М., Главное управление геодезии и картографии, 1989.

Краснов В.И., Федосеев Г.С. Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и 1000 // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск, Изд-во СНИИГГиМСа, 2000, с. 93—99.

Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутолин В.А. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // Докл. РАН, 1999, т. 369, № 6, с. 812—815.

Кузьмин А.М. Вулканизм // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 7. Кузнецкий, Горловский бассейны и другие угольные месторождения Западной Сибири / Ред. В.И. Яворский. М., Недра, 1969, с. 184—205.

Куртигешев В.С., Родченко С.А., Митрохин Д.В., Туманова Л.Н., Токарев В.Н., Бабин Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-X (Центральный). Объяснительная записка. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008, 171 с.

Кутолин В.А. Трапшовая формация Кузбасса. Новосибирск, СО АН СССР, 1963, 117 с.

Лавренев П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Дмитриева Н.В., Филиппова Н.Е., Носков Ю.С., Зейферт Л.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Лист N-45-XVI (Осиновое Плесо). Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2008а.

Лавренев П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Шелеметева Н.В., Филиппова Н.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Лист N-45-XV (Ленинск-Кузнецкий). Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2008б.

Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.

Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейчов М.К., Сандерс А.Д., Вайт Р.В., Кирда Н.П. Абсолютный возраст базальтов доюрского основания Западно-Сибирской плиты (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 617—620.

Меняйлов А.А. Туфы и кимберлиты Сибирской платформы и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1962, 228 с. (Тр. Якутского фил. СО АН СССР, сб. 10).

Нейбург М.Ф. Угленосные отложения мезозоя Кузнецкого бассейна // Геология СССР, Т. XVI. Кузнецкий бассейн. М., Л., Госгеолиздат, 1940, с. 186—200.

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Новосибирск, СНИИГИМС, 1982, 129 с.

Сендерзон Э.М., Надлер Ю.С., Ильин В.И. Путеводитель экскурсии по разрезам палеозойских и мезозойских отложений Кузбасса. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1971, 99 с.

Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы // Петрология траппов. Новосибирск, Наука, 1986, с. 6—174.

Тужикова В.И., Курбежекова А.Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. М., Наука, 1973, 150 с.

Усов М.А. Тектоника Кузбасса // Проблемы советской геологии, 1935, № 2, с. 113—134.

Усов М.А. Трапповые формации Кузбасса // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1937, № 4, с. 743—763.

Федоренко В.А., Стифеева П.Е., Макеева Л.В., Сухарева М.С., Кузнецова Н.П. Базитовые и щелочно-базитовые интрузии Норильского района в связи с их комагматичностью эффузивным образованиям // Геология и геофизика, 1984 (6), с. 56—65.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во МГУ, 1997, 319 с.

Хахлов В.А. О стратиграфии угленосных отложений Кемеровского района Кузбасса // Труды Томск. ун-та, 1935, т. 88, с. 1—27.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г., Воронцов А.А., Журавлев Д.З. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // Геохимия, 1999, № 10, с. 1027—1042.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской магматической области // Геотектоника, 2002, № 4, с. 42—63.

Allen M.B., Anderson L., Searle R.C., Buslov M.M. Oblique rift geometry of the West Siberian Basin: tectonic setting for the Siberian flood basalts // J. Geol. Soc., 2006, v. 163, part 6, p. 901—904.

Arndt N.T., Jenner G.A. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia // Chem. Geol., 1986, v. 56, p. 229—255.

Boulter C.A. Comparison of Rio Tinto, Spain, and Guaymas Basin, Gulf of California: an explanation of a supergiant massive sulfide deposit in an ancient sill-sediment complex // Geology, 1993, v. 21, p. 801—804.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 655—671.

Buslov M.M., Safonova I.Yu., Fedoseev G.S., Reichow M., Travin A.V., Babin G.A. Plume-related basalts of the Kuznetsk Basin // Magmatism and metallogeny of the Altai and adjacent large igneous provinces with an introductory essay on the Altaids, IAGOD Guidebook Series 16 / Eds. R. Seltmann, A. Borisenko, G. Fedoseev. London, CERCAMS/NHM, 2007, p. 121—135.

Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 2010, v. 295, № 1—2, p. 307—322.

Erwin D.H. The Permo-Triassic extinction // *Nature*, 1994, v. 367, p. 231—236.

Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske C.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *Int. Geol. Rew.*, 1996, v. 38, p. 99—135.

Fedoseev G.S. Syn- and post-collision magmatism in the Kolyvan-Tomsk foldbelt and Kuznetsk Basin, West Siberia // *Metallogeny of the Pacific northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins* / Eds. A.I. Khanchuk, Gonevchuk G.A., Mitrokhin A.N., Simanenko L.F., Cook N.J., Seltman R.I. Vladivostok, Dalnauka, 2004, p. 188—191.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene // *Episodes*, 2004, v. 27, p. 83—100.

Harvey P.K., Lovell M.A., Brewer T.S., Locke J., Mansley E. Measurement of thermal neutron absorption cross-section in selected geochemical reference materials // *Geostand. Newslett.*, 1996, v. 20, p. 79—85.

Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Blake S., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*, 1995, v. 34, p. 61—88.

Hetzel R., Glodny J. A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // *Int. J. Earth Sci.*, 2002, v. 91, p. 231—245.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie E.P., Shu L.S. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics*, 2003, v. 22, № 1009, doi 10.1029/2001TC901047.

Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // *Sediment. Geol.*, 2008, v. 208, p. 45—60.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. Geochemistry and geochronology of Leg130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 1993, v. 130, p. 3—22.

McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

Puchtel I.S., Hasee K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schonberg C.-D., Nemchin A.A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1997, v. 61, p. 1205—1222.

Raymond A.C., Murchison D.G. Development of organic maturation in the thermal aureoles of sills and its relation to sediment compaction // *Fuel*, 1988, v. 67, p. 1599—1608.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 425—452.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I. Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, v. 277, p. 9—20.

Renne P.R., Zichao Z., Richards M.A., Black M.T., Basu A.R. Synchrony and causal relations between Permian—Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // *Science*, 1995, v. 269, p. 1413—1416.

Venkatesan T.R., Kumar A., Gopalan K., Almukhamedov A.I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of Siberian basaltic volcanism // *Chem. Geol.*, 1997, v. 138, p. 303—310.

Wignall P.B. Large igneous provinces and mass extinctions // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2001, v. 53, p. 1—33.

Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I. Traps of the Siberian platform // *Continental flood basalts* / Ed. J.D. Macdougall. Amsterdam, Kluwer Academic, 1988, p. 273—310.

*Поступила в редакцию 14 февраля 2008 г.,
после доработки — 18 декабря 2009 г.*