

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.3(571.5)

ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ:
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ Sr-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

А.А. Воронцов¹, Г.С. Федосеев^{2,3}, С.В. Андриященко¹

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия

³ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На основе геологических данных, геохимических и изотопных (Sr, Nd) параметров девонских вулканических ассоциаций Минусинского прогиба рассмотрены основные закономерности развития его вулканизма, охарактеризован состав магматических источников и реконструированы геодинамические механизмы их вовлечения в рифтогенез. Показано, что раннему этапу формирования Минусинского прогиба свойствен интенсивный вулканизм с образованием дифференцированных, реже бимодальных вулканических комплексов с участием пирокластических образований и долеритовых силлов. На позднем этапе в прогибе накапливались только терригенные отложения. Установлено, что базиты близки между собой по составу и проявляют промежуточные геохимические характеристики между внутриплитовыми породами типа OIB и окраинно-континентальными типа IAB. С первыми их сближают высокие содержания всех литофильных элементов, типичные для обогащенных мантийных источников. Со вторыми — отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti, менее выраженные минимумы Rb, Th, Zr, Hf, избирательное обогащение Pb и Ba (для некоторых пород Sr) и слабая дифференциация REE ($7 < (La/Yb)_N < 17$). В отличие от прогибов других сегментов девонской Алтае-Саянской рифтовой области, в магматических ассоциациях Минусинского прогиба менее ярко выражена геохимическая неоднородность пород, а высокотитанистые (более 2 мас. % TiO₂) базиты вообще отсутствуют. Изотопные составы Sr и Nd для минусинских базитов отклоняются от мантийного ряда в сторону составов с повышенными содержаниями радиогенного стронция и низкими REE, что указывает на плавление мантийного субстрата типа PREMA и осадочных пород с высоким содержанием карбонатов, которые, вероятно, были ассимилированы базальтовой магмой. Характер зависимостей между редкими несовместимыми элементами в породах с содержанием SiO₂ от 53 до 77 мас. % свидетельствует об ассимиляции коровых субстратов материнскими базальтовыми расплавами и последующей дифференциации контаминированных магм (модель AFC). Предложена модель формирования первичных расплавов при одновременном участии источников магматизма двух типов: плюмовых и флюидонасыщенных надсубдукционных, располагающихся под активной континентальной окраиной.

Девонский вулканизм, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики, плюмовые и надсубдукционные магматические источники, Алтае-Саянская рифтовая область, Минусинский прогиб.

DEVONIAN VOLCANISM IN THE MINUSA BASIN IN THE ALTAI-SAYAN AREA:
GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL, AND Sr-Nd ISOTOPIC CHARACTERISTICS OF ROCKS

A.A. Vorontsov, G.S. Fedoseev, and S.V. Andryushchenko

Based on geological data and the geochemical and isotopic (Sr, Nd) parameters of the Devonian volcanic associations of the Minusa basin, the main regularities of volcanism development are considered, the composition of magmatic sources is studied, and the geodynamic mechanisms of their involvement in rifting are reconstructed. The early stage of formation of the Minusa basin was characterized by intense volcanism, which resulted in differentiated and, more seldom, bimodal volcanic complexes composed of pyroclastic rocks and dolerite sills. At the late stage, only terrigenous deposits accumulated in the basin. It has been established that the basites are similar in composition and are intermediate in geochemical characteristics between intraplate rocks (OIB) and continent-marginal ones (IAB). The basites, like OIB, have high contents of all lithophile elements, which is typical of enriched mantle sources, and, like IAB, show negative anomalies of Nb, Ta, Ti, and, to a smaller extent, Rb, Th, Zr, and Hf, selective enrichment in Pb and Ba (and, sometimes, Sr), and a weak REE

differentiation ($7 < (La/Yb)_N < 17$). In contrast to the basins in other segments of the Devonian Altai–Sayan rift area, the igneous-rock associations in the Minusa basin are characterized by a worse expressed geochemical inhomogeneity of rocks and lack of high-Ti (>2 wt.% TiO_2) basites. The Sr and Nd isotope compositions of the Minusa basites deviate from the mantle rock series toward the compositions with high radiogenic-strontium and low REE contents. This points to the melting of a mantle substratum (PREMA-type) and carbonate-rich sedimentary rocks, which were probably assimilated by basaltic magma. The correlations between the contents of trace incompatible elements in rocks with $SiO_2 = 53–77$ wt.% testify to the assimilation of crustal substrata by parental basaltic melts and the subsequent differentiation of contaminated magmas (AFC model). We propose a model for the formation of primary melts with the simultaneous participation of magmatic sources of two types: plume and fluid-saturated suprasubductional, localized beneath the active continental margin.

Devonian volcanism, geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics, plume and suprasubductional magmatic sources, Altai–Sayan rift area, Minusa basin

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Новые геохронологические и изотопно-геохимические данные, полученные за последние два десятилетия для геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области, позволили установить, что ее структура была сформирована в венд-раннеордовикское время [Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк, Коваленко, 1991, 2003; Ярмолюк и др., 2000; Добрецов, 2003; Гордиенко, 2004, 2006; Добрецов, Буслов, 2007; Руднев, 2010; Крук и др., 2010]. После завершения аккреции в пределах этой территории, как предполагают некоторые исследователи, начиная уже с позднего ордовика [Рублев и др., 1999; Даценко, 2006] стали закладываться рифтовые зоны, но наиболее широкое развитие рифтогенез получил в раннем—среднем девоне. В это время сформировалась Алтае-Саянская рифтовая область (АСРО) [Ярмолюк и др., 2000; Kuzmin et al., 2010], охватившая огромную территорию и включившая Рыбинскую впадину, Минусинский, Агульский, Тувинский, Делюно-Юстыдский прогибы, а также рифтовые зоны Кузнецкого Алатау и Северной Монголии. По многим своим параметрам АСРО соответствует крупным внутриплитовым изверженным провинциям, образующимся, подобно Эфиопско-Красноморской (Афарской) [Rogers et al., 2000; Vessaluva et al., 2009] или Вилуйской рифтовым системам [Киселев и др., 2007], над мантийными плюмами. К числу таких параметров относятся тройное соединение (triple-junction, по [Burke, Dewey, 1973]), ветвями которого являются Тувинский прогиб и два фланга Делюно-Юстыдского прогиба (рис. 1), большая площадь (около 300 000 км²) распространения магматических пород и их большой объем (не менее 20 000 км³ только в Минусинском прогибе [Лучицкий, 1960]). С одной стороны, АСРО может рассматриваться как автономная рифтовая система, образованная под воздействием мантийного плюма, перекрытого краевой частью континента [Kuzmin et al., 2010], с другой — как элемент латерального ряда структур активной континентальной окраины [Поляков и др., 1972, 1974]. Полученные в последние годы результаты геохимических и изотопных Sr–Nd исследований вулканитов некоторых рифтовых структур этой области [Воронцов и др., 1997, 2008, 2010, 2011; Воронцов, Сандмиров, 2010] показали существование двух групп разновозрастных ассоциаций пород, одна из которых близка к продуктам мантийных плюмов, а другая несет отчетливые субдукционные метки. К первой группе относятся преимущественно бимодальные ассоциации с широким участием высокотитанистых базальтов, нефелинитов и фенотэфритов, трахириолитов, комендитов, а также тешенитов, тералитов, щелочных сиенитов и гранитов, ко второй — дифференцированные ассоциации, включающие умеренно титанистые базальты, андезибазальты, трахиандезиты и трахиты. При этом важные характеристики магматизма, определяемые особенностями рифтогенеза в отдельных сегментах АСРО, остались нераскрытыми. В настоящей работе обобщены новые геологические данные и вещественные параметры вулканических ассоциаций Минусинского прогиба, центр которого удален от точки тройного соединения на расстояние 450—500 км. При этом авторы стремились ответить на вопросы: каковы основные закономерности развития вулканизма в прогибе; существуют ли геохимические и изотопные латеральные различия в породах; отличаются ли по своим геохимическим и изотопным параметрам продукты магматизма Минусинского прогиба от магматических ассоциаций других прогибов АСРО; к какому типу первичных расплавов близки базиты; каковы состав магматических источников и природа геодинамических механизмов, определивших специфику магматизма в регионе?

ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минусинский прогиб расположен между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саян, занимает значительную часть (около 100 000 км²) Алтае-Саянской складчатой области и имеет длительную историю изучения. Он издавна привлекал внимание исследователей, прежде всего, как крупный регион, на примере которого решались проблемы формирования среднепалеозойских вул-

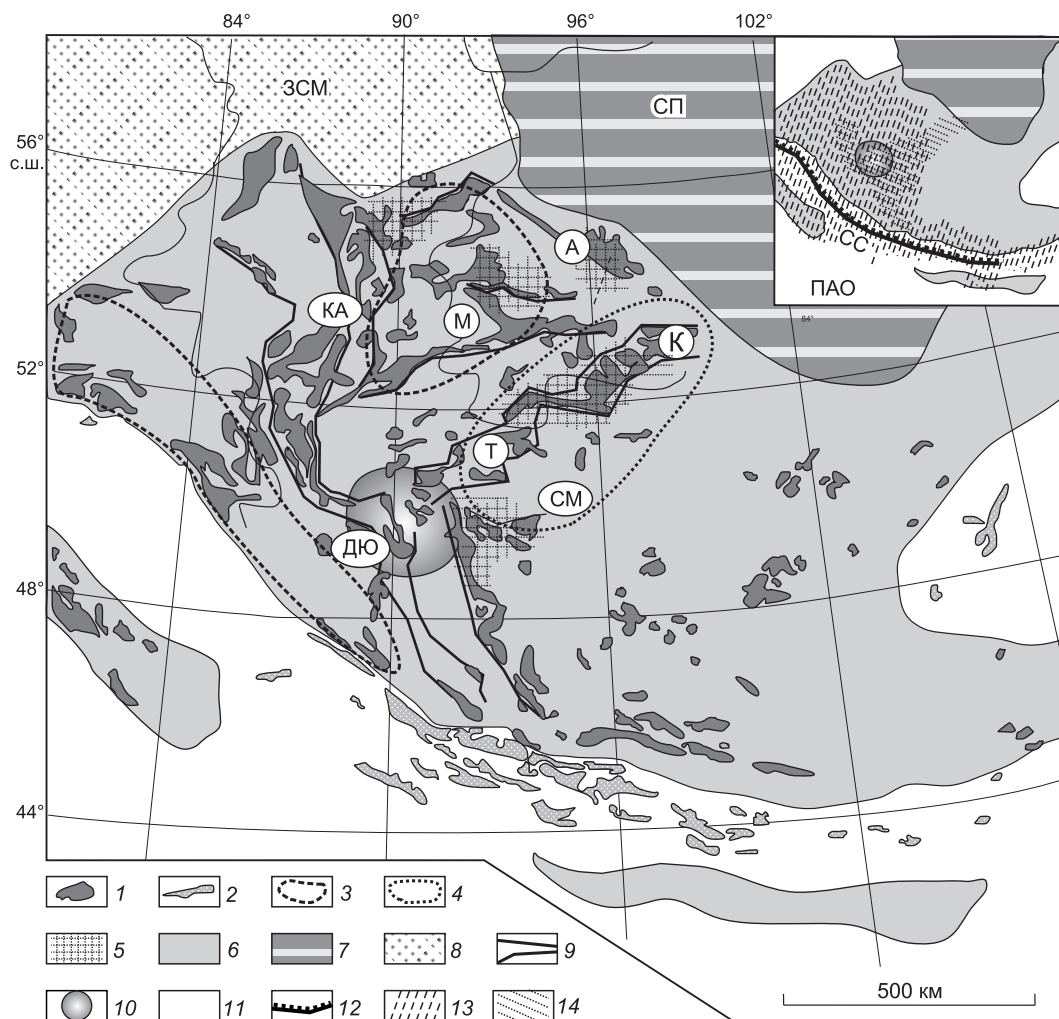


Рис. 1. Ареалы проявления девонского вулканизма в пределах юго-западного обрамления Сибирского палеоконтинента, по данным [Яшина, 1982; Гаврилова, Лувсанданзан, 1983; Ярмолюк, Коваленко, 1991; Ярмолюк, Воронцов, 1993; Тикун, 1995; Владимиров и др., 2001], и схематическая реконструкция активной континентальной окраины на 380 млн лет (врезка).

1, 2 — девонские вулканиды: 1 — континентальные, 2 — океанические; 3—5 — области распространения: 3 — андезитовых, риолит-дацитовых и базальт-андезит-трахит-риолитовых ассоциаций с участием титанистых базитов; 4 — базальт-трахириолитовых, базальт-командитовых ассоциаций с участием высокотитанистых базитов; 5 — щелочных пород щелочно-габброидной и сиенит-щелочно-гранитной ассоциаций; 6 — территория среднепалеозойского палеоконтинента; 7 — Сибирская платформа (СП); 8 — Западно-Сибирская мегасинеклиза (ЗСМ); 9 — разломы и границы рифтовых зон; 10 — предполагаемое положение горячей точки; врезка: 11 — Палеоазиатский океан (ПАО); 12 — предполагаемая субдукционная сутура (СС); 13 — области распространения магматических ассоциаций, связанных с процессами субдукции; 14 — области распространения магматических ассоциаций, связанных с плюмовыми источниками. Прогибы: М — Минусинский, А — Агульский, Т — Тувинский, ДЮ — Делюно-Юстыдский; системы грабенов: КА — Кузнецко-Алатауская, СМ — Северо-Монгольская.

канитов, преимущественно базальтового состава. К 60—70-м годам прошлого века была получена обширная геологическая информация о возрасте и строении осадочно-вулканогенных комплексов прогиба, при этом многие ученые подавляющую часть вулканических пород включали в состав раннедевонской быскарской серии [Полевой атлас..., 1955; Кац и др., 1958; Теодорович, Полонская, 1958; Лучицкий, 1960; Охалкин, 1961; Шнейдер, Зубкус, 1962; Ананьев и др., 1972; Краснов, Ратанов, 1974]. Так, в монографии И.В. Лучицкого [1960] с высокой степенью детальности охарактеризованы опорные осадочно-вулканогенные разрезы прогиба и показано, что он образовался в раннем—среднем девоне в виде наложенной структуры, которую можно причислить к типу межгорных прогибов, возникших на каледонской платформе. А.А. Моссаковский [1963] проявления вулканизма относил к орогенному этапу развития подвижной зоны. В дальнейшем информация о геологическом строении и возрасте осадочно-вулканогенных комплексов прогиба

генных комплексов дополнялась новыми данными [Грицюк, 1978; Марков, 1987; Зубков, 1991; Косорук, Парначев, 1994; Парначев и др., 1996; Федосеев, 2000, 2004; Хомичев и др., 2001; Федосеев и др., 2003; Парначев, 2006; Гринёв, 2007; Fedoseev, 2008]. Было установлено, что в ряде районов вулканические породы, традиционно включавшиеся в состав быскарской серии, в общем виде подразделяются на две толщи: верхнюю с преобладанием базальтов, андезибазальтов и долеритов и нижнюю с доминированием салических пород, в том числе трахидацитов и трахириолитов.

В соответствии с палеонтологическими данными формирование быскарской серии происходило в раннем девоне [Шнейдер, Зубкус, 1962; Захарова, Ананьев, 1990; Сенников и др., 1995], хотя наиболее ранние проявления вулканизма, возможно, могут относиться к позднему силуру [Васильев и др., 2011]. Геохронологическими методами (Rb-Sr [Зубков, 1986], U-Pb [Бабин и др., 2004] и ^{40}Ar - ^{39}Ar [Malkovets et al., 2003; Федосеев и др., 2003; Лавренчук и др., 2004; Воронцов и др., 2012]) возраст магматических пород оценен в интервале ранний—средний девон. Вместе с тем следует отметить, что в обрамлении Минусинского прогиба выделяются породные ассоциации, по геологическим и петрологическим признакам подобные таковым в быскарской серии, но имеющие, согласно геохронологическим датировкам, более древний позднеордовикский—раннесилурийский возраст [Рублев и др., 1999; Крук и др., 2002; Перфилова и др., 2004; Даценко, 2006].

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

В Минусинском прогибе имеются четыре обособленные впадины (с юга на север): Минусинская, Сыда-Ербинская, Чебаково-Балахтинская и Назаровская. Эти впадины разделены крупными поперечными поднятиями и осложнены небольшими куполами, брахисинклиналями, брахиантиклиналями и мульдами. Нами было изучено несколько разрезов быскарской серии и ее аналогов (рис. 2) в пределах первых трех впадин, что позволило оценить вариации составов магматических ассоциаций и базитов по площади Минусинского прогиба. Отложения быскарской серии и ее аналогов с несогласием залегают на венд-кембрийских и кембро-ордовикских толщах, вскрывающихся по обрамлению впадин. Они, в свою очередь, с несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными среднепозднедевонскими (послеживетскими), карбон-пермскими и юрскими отложениями.

Минусинская впадина

В Минусинской впадине объектами изучения стали магматические породы быскарской серии в районах горы Карагай, пос. База, рек Камышта и Уйбат.

В районе г. Карагай (см. рис. 2) вулканический комплекс включает в себя базальты, долериты, андезибазальты и трахиандезиты, пластовые тела которых залегают среди красноцветных песчаников. Вся эта толща моноклиально падает на север под углом около 20° . В нижней части разреза в районе г. Карагай установлено несколько базитовых покровов и силлов, прорванных редкими дайками долеритов. Общая мощность покровов и силлов составляет 250 м. В верхней части разреза в районе хр. Пистах расположены две серии покровов вулканических пород. Нижняя серия (100 м) состоит из четырех покровов афировых базальтов, верхняя (30 м) — из двух покровов афировых андезибазальтов. Эти серии разделены пачкой лиловых лавобрекчий трахиандезитов мощностью около 40 м (рис. 3).

В районе пос. База (см. рис. 2) долериты, базальты, андезибазальты и трахиандезиты участвуют в строении вулканической толщи, которая вскрывается по бортам долины р. База и имеет моноклиальное залегание на юг—юго-восток с углами падения от 25° в основании до 50° в верхней части. Она является фрагментом вулканического поля, вытянутого в субширотном направлении на расстояние более 30 км по западному флангу Минусинской впадины. Магматические породы входят в состав трех согласно залегающих толщ. Нижняя толща (530 м) представлена маломощными (8—10 м) покровами базальтов и их лавобрекчий, разделенных прослоями шлаков, лапиллиевых туфов и бурых песчаников. В ее основании прослеживаются базальные конгломераты (40 м), несогласно налегающие на карбонатные породы кембрия. Средняя толща (90 м) сложена покровами флюидальных порфировых андезибазальтов-трахиандезитов, их лавобрекчий и спекшихся туфов. В строении верхней толщи (450 м) участвуют долериты, базальты и андезибазальты, чередующиеся с прослоями серых песчаников (см. рис. 3).

В районе р. Камышта (см. рис. 2) распространены долериты, базальты, фонотефриты, андезибазальты и трахиты. Эти породы участвуют в строении вулканического поля (30×30 км), расположенного в 25 км к северу от магматического ареала База. Юго-западное окончание этого поля представляет собой брахисинклинальную складку, на восточном крыле которой в нижней части разреза вскрывается серия покровов афировых базальтов, фонотефритов и андезибазальтов мощностью более 80 м. Их выходы осложнены группой долеритовых даек. Дайки прослеживаются в длину до 80 м при мощности 5—10 м и имеют север—северо-восточное простирание. Вышезалегающая толща (470 м) сложена покровами плагиобазальтов и андезибазальтов, перемежающихся с прослоями лавобрекчий. В строении средней

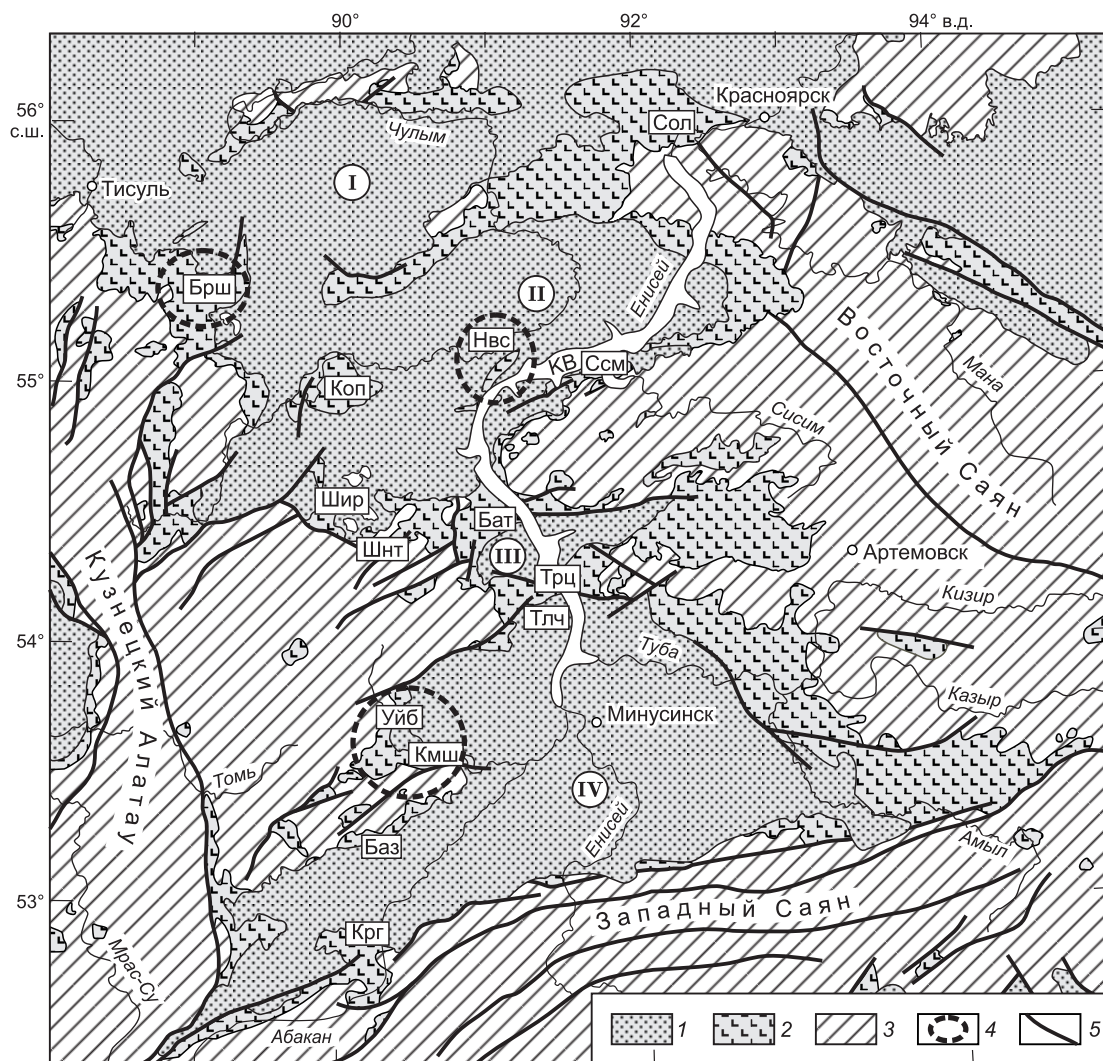
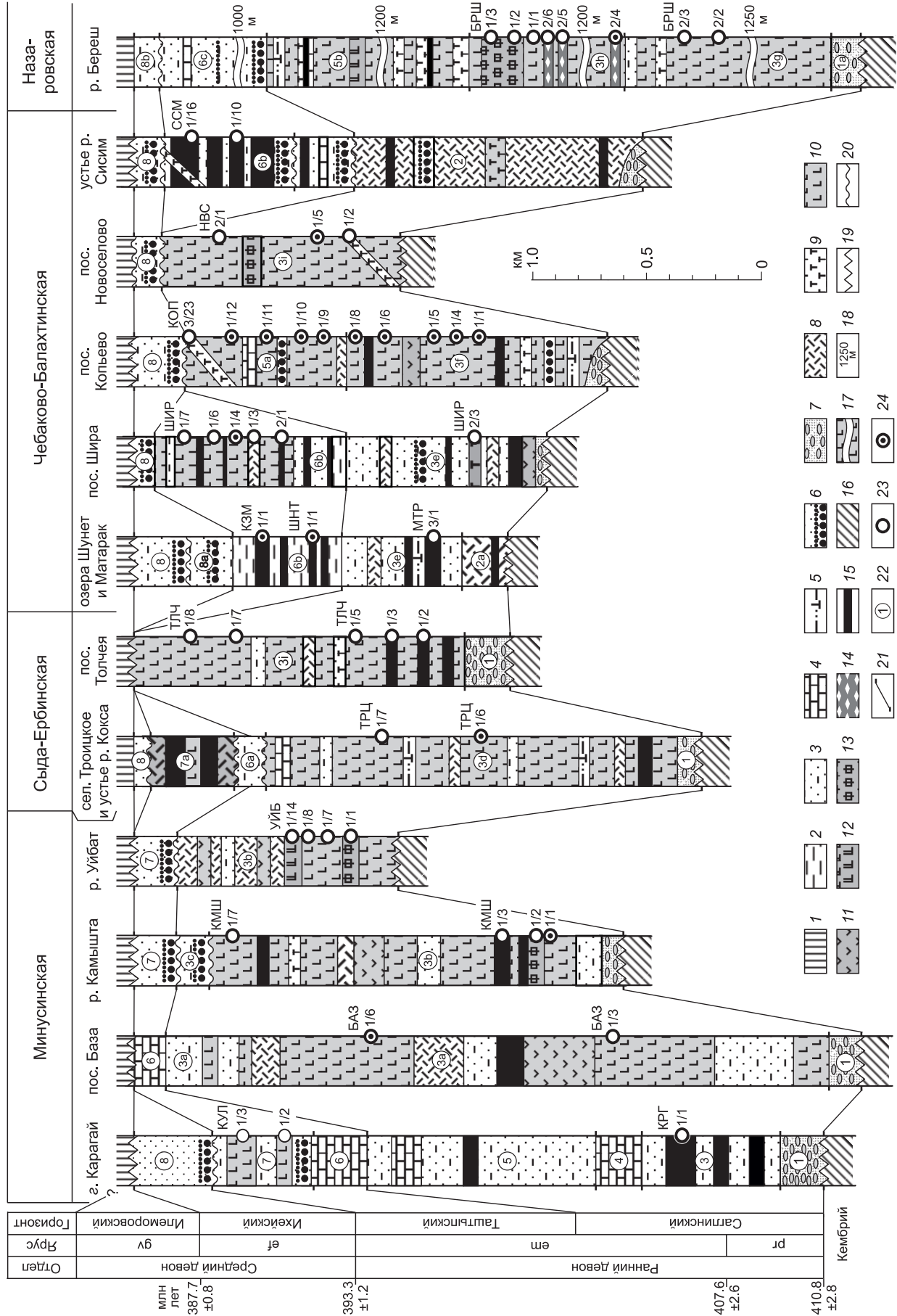


Рис. 2. Схема геологического строения Минусинского прогиба, по [Луцицкий, 1960] с упрощениями.

1 — осадочные отложения ($D_{2gv}-C$); 2 — осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии (D_1-D_{2ef}), содержащие умеренно щелочные базиты; 3 — докембрийский фундамент; 4 — ареалы щелочных пород; 5 — тектонические нарушения. Впадины Минусинского прогиба: I — Назаровская, II — Чебаково-Балахтинская, III — Сыда-Ербинская, IV — Минусинская. Исследованные районы распространения магматических пород быскарской серии: Крг — г. Карагай, Баз — пос. База, Кмш — р. Камышта, Уйб — р. Уйбат, Трц — сел. Троицкое и устье р. Кокса, Тлч — пос. Толчя, Бат — Батеневское поднятие, Шнт — озера Шунет и Матарак, Шир — пос. Ширы, Коп — пос. Копьево, Нвс — пос. Новосело, Ссм — устье р. Сисим, Сол — Солгонский кряж, Брш — р. Береш. КВ — Красноярское водохранилище.

части толщи участвуют потоки флюидальных трахитов мощностью не более 30 м, разделенные пачками спекшихся туфов и туфобрекчий среднего состава (см. рис. 3).

В районе р. Уйбат (см. рис. 2) распространена базальт-андезибазальт-трахит-трахидацитовая ассоциация пород со щелочными вулканитами основного и среднеосновного составов. Разрез южного подножия хр. Азыртал начинается с серии покровов афировых базальтов и андезибазальтов (общей мощностью 200 м), образующих моноклинально залегающую толщу с падением 20—30° на юг—юго-восток. В ней встречаются единичные покровы афировых стекловатых фонотефритов и щелочных лейцитовых базальтов. В верхней части разреза сосредоточены многочисленные сближенные в пространстве тела экструзивного типа, сложенные трахитами и трахидацитами. Среди этих тел реконструируются лавовые линзы мощностью 5—10 м трахиандезитов и трахидацитов с участием туфов, лавобрекчий и агломератов. Толща прорвана дайками афировых трахитов (см. рис. 3).



Отдел	Ранний девон	Саягинский	Таштыпский	Икейский	Иленоровский	Горизонт
		em	em	ef	gv	Ярус
Мпн лет	410.8 ±2.8	407.6 ±2.6	393.3 ±1.2	387.7 ±0.8		
	Кембрий					

Рис. 3. Положение девонских магматических ассоциаций Минусинского прогиба в обобщенных стратиграфических колонках изученных районов.

1 — терригенные отложения (D_{2g-v-C_1}), перекрывающие быкарскую серию; 2—14 — отложения быкарской серии ($D_{pr}-D_{2ef}$); 2 — алевролиты, глинистые известняки; 3 — песчаники, алевролиты; 4 — известняки, доломиты, мергели; 5 — туфопесчаники, туфоалевролиты; 6 — конгломераты, гравелиты, песчаники, туфоконгломераты, туфопесчаники; 7 — базальные конгломераты, гравелиты, красноцветные песчаники и алевролиты; 8 — риодациты, трахириолиты, риолиты, туфы и туфобрекчи этого же состава; 9 — трахиты, ортофиты, сенингит-порфиры; 10 — базальты, долериты, трахибазальты, андезиты, трахиандезиты; 11 — андезиты, трахиандезиты, трахиандезитовые базальты, фонотэфриты, фонолиты; 14 — нефелиниты; 15 — оливиновые долериты и базальты, крупнопорфировые долериты (силлы); 16 — мраморизованные известняки, сланцы, матабаты и гранитоиды в додевонском фундаменте; 17 — внемащтабное сокращение мощности свит; 18 — реальная мощность свит; 19, 20 — перерыв в осадконакоплении; 19 — региональная; 20 — локальная; 21 — границы свит и толщ (боковые штрихи) и линии, обозначающие границы горизонтов; 22 — условные номера свит, подвиг и толщ; маматская (1); кундустульская (1a) и имирская (2) свиты; 2a — нижнематаракская подсвита; 3 — чиланская свита; 3a — хараджильская толща; 3b — тастрезенская и уйбатская свиты нерасчлененные; 3c — сатархаминская и 3d — полевоганская свиты; 3e — верхнематаракская подсвита; 3f — копьевская; 3g — базырская и 3h — берешская толщи; 3i — быкарская серия нерасчлененная; 4 — имекская; 5 — толочковская; 5a — катаевская и 5b — ашпанская толщи; 6 — таштыпская; 6a — коксинская; 6b — шунетская; 7 — тимиргасская; 7a — копковская; 7b — арамчакская и 8b — усть-парнинская свиты; 23, 24 — местоположение проанализированных проб с геохимическими характеристиками; 23 — редкоэлементными, 24 — редкоземельными и изотопными. Абсолютный возраст, по [Gradstein et al., 2012], горизонты, по [Краснов и др., 2012].

Для рассмотренных районов Минусинской впадины характерны ассоциации пород, включающие базальты, андезитобазальты, трахиандезиты, трахиты и трахидациты, сопровождаемые многочисленными субвулканическими телами того же состава. Важной особенностью является участие редких покровов фонотэфритов и лейцитовых базальтов, приуроченных к нижним и средним уровням разрезов. Базальты и долериты преобладают по объему над другими породами ассоциаций.

Сыда-Ербинская впадина

В Сыда-Ербинской впадине были изучены магматические ассоциации, приуроченные к северо-западной (район сел. Троицкое и устье р. Кокса) и юго-западной (район пос. Толчя) частям Сыдинского поднятия.

В районе сел. Троицкое и устья р. Кокса (см. рис. 2) распространены базальты, долериты и трахидациты. Эти породы участвуют в строении 900-метровой толщи, падающей на северо-восток под углами 10—15° и налегающей на западном своем фланге на дислоцированные карбонатные образования кембрия. В строении разреза доминируют вулканические покровы афировых стекловатых и мелкозернистых базальтов. В нижней части разреза среди базальтов расположены редкие пласты (0.5—2 м) красноцветных песчаников и алевролитов. В средней части толщи имеются два выдержанных по простиранию пласта трахидацитов и их лавобрекчий мощностью по 30—40 м каждый. На разных стратиграфических уровнях распространены силлы, их мощность варьирует в пределах 10—20 м (см. рис. 3). Встречаются дайки долеритов.

Район пос. Толчя (см. рис. 2) характеризуется распространением базальтов, трахитов и риодацитов. Покровы этих пород вместе с базитовыми гипабиссальными телами формируют вулканическую толщу, моноклинально погружающуюся на восток под углами 10—30° и обладающую сходными чертами строения с толщей в районе сел. Троицкое. В основании разреза вблизи фермы Толчя вскрывается слой (20 м) базальных конгломератов, в разноразмерной гальке которых содержатся породы додевонских образований. Этим слоем фиксируется региональное стратиграфическое несогласие между фундаментом и быкарской серией, отмеченное ранее здесь и в других местах Минусинского прогиба. Конгломераты надстраиваются вулканической толщей, в последней выделяются две пачки (по 200 м каждая), различающиеся количественным соотношением вулканических и гипабиссальных пород. В строении нижней пачки участвуют покровы базальтов, среди которых залегает группа силлов крупнопорфировых лабрадорных долеритов. Верхняя пачка сложена чередующимися вулканическими покровами плагиоклазовых и оливиновых базальтов (см. рис. 3). В этой части разреза крайне редко встречаются единичные маломощные (не более 5 м) линзы афировых полосчатых трахитов, прослои лавобрекчий и туфов риодацитов, а также линзы красноцветных песчаников.

Подобные магматические ассоциации распространены также в пределах Батеневского поднятия. Однако в строении верхних частей разрезов слагающих его толщ возрастает доля трахитов и риодацитов. Эти породы находятся в контрастном переслаивании с базальтами и формируют выдержанные по мощности (50 м и более) лавовые покровы, сопровождаемые пачками лавобрекчий, туфобрекчий и туфов.

Для магматических ассоциаций северо-западного и юго-западного обрамлений Сыда-Ербинской впадины типичен контрастный набор пород. Эти ассоциации характеризуются преимущественно

венным распространением основных пород — оливиновых базальтов и долеритов. Второстепенная роль принадлежит трахитам и трахидацитам-риодацитам, которые обычно переслаиваются с базальтами.

Чебаково-Балахтинская впадина

В Чебаково-Балахтинской впадине были исследованы магматические ассоциации озер Шунет и Матарак, поселков Ши́ра, Копьево, Новоселово, устья р. Сисим. К ним примыкает также район р. Береш, расположенный на крайнем западном фланге Солгонского кряжа, разделяющего Чебаково-Балахтинскую и Назаровскую впадины, и включаемый И.В. Лучицким [1960] в состав последней.

В районе озер Шунет и Матарак (см. рис. 2) широко распространены долериты. Этими породами сложены силлы, образующие группы тел и находящиеся на разных стратиграфических уровнях среди раннедевонских осадочных отложений (см. рис. 3). Внутри силлов отмечаются текстурные признаки перемещения расплава, отщепления и захвата ксенолитов вмещающих пород (песчаников, алевролитов, известняков) с последующей их пластификацией и образованием реологических брекчий в эндоконтактных зонах [Федосеев, 2000, 2004; Fedoseev, 2008].

Магматические породы в районе **пос. Ши́ра** (см. рис. 2) представлены базальтами, андезибазальтами, долеритами, трахитами и трахидацитами. Они участвуют в строении двух толщ, разделенных 30-метровой пачкой конгломератов и залегающих на додевонских гранитах с падением на северо-запад под углами 10—15°. Основной объем нижней толщи (400 м) занимает серия покровов базальтов и андезибазальтов, в которой сосредоточены редкие силлы долеритов, дайки и небольшие экстррузивные тела трахитов, единичные прослои туфоконгломератов, трахитовых и трахидацитовых лавобрекчий, а также пачки песчаников [Парначев и др., 1996]. Верхняя толща представлена мощной (550 м) пачкой переслаивающихся серых песчаников различной зернистости с примесью туфового материала (см. рис. 3). Широким развитием в ней пользуются силлы долеритов [Воронцов, Федосеев, 2012].

В районе **пос. Копьево** (Копьевский купол) (см. рис. 2) вулканические породы распространены на площади около 900 км². Они представлены базальтами, долеритами, андезибазальтами, трахиандезитами и трахитами, которые входят в состав вулканогенно-осадочной толщи суммарной мощностью около 1900 м. В ней покровы базальтов, андезибазальтов и трахиандезитов перемежаются с пачками (мощностью до 40 м) туфобрекчий, лапиллиевых туфов и игнимбритов трахиандезитов, мергелей, известняков, вулканомиктовых песчаников и валунных конгломератов (см. рис. 3). Долеритовые силлы распространены по всему вулканогенно-осадочному разрезу. Как правило, они отделены от вулканитов слоями брекчиевидных известняков, песчаников и туфобрекчий мощностью до нескольких десятков метров. Редко встречаются дайки и экстррузивные тела мелкозернистых трахитов [Косоруков, Парначев, 1994].

В строении района **пос. Новоселово** (Новоселовский купол) (см. рис. 2), представляющего собой почти изометричную антиклинальную складку с северо-восточной ориентировкой оси и пологопадающими крыльями (15—20°), принимают участие серии покровов базальтов, которые в разрезах чередуются с афировыми фонотефритами, а также с редкими линзами их туфобрекчий и красноцветных алевролитов (см. рис. 3). К верхней части толщи мощностью более 800 м приурочены трахитовые дайки.

К магматическим комплексам Копьевского и Новоселовского куполов близки по составу породы восточного фланга **Солгонского кряжа**, сосредоточившего в своих пределах одно из крупнейших вулканических полей Минусинского прогиба. Разрез этого поля может быть составлен из отдельных фрагментов, обнажающихся (снизу вверх) от прибрежной зоны р. Енисей в районе Красноярской ГЭС до верхней отметки высот вдоль дороги Дивногорск—Балахта. Толща представлена серией чередующихся покровов базальтов и андезибазальтов. К ее основанию приурочены редкие маломощные (до 5 м) силлы долеритов и дайки, сложенные афировыми породами среднего состава.

В строении осадочно-вулканогенной толщи **района устья р. Сисим** (см. рис. 2) участвуют базальты, долериты, трахиты, трахириодациты, трахириолиты, риодациты и риолиты. Эта толща несогласно налегает на породы фундамента и вскрывается в береговых обнажениях Сисимского и Убейского заливов в восточном борту Красноярского водохранилища. Сисимский разрез имеет двухчленное строение. Нижняя часть толщи представлена породами кислого состава, которые многими исследователями относятся к имирской свите. В ее основании расположены линзы базальных конгломератов мощностью до 50 м с прослоями алевролитов и песчаников [Шнейдер, Зубкус, 1962]. Выше залегают мощная (1100—1500 м) вулканопирокластическая пачка, сложенная трахитами, трахириодацитами, трахириолитами, риодацитами и риолитами, их туфами и эксплозивными брекчиями, а также тефроидными крупногалечными конгломератами. Верхняя часть (не менее 800 м) толщи представлена терригенными отложениями с четырьмя долеритовыми силлами мощностью от 15 до 100 м (см. рис. 3). Эндоконтактные зоны силлов обильно насыщены деформированными ксенолитами песчаников и известняков [Краснов, Федосеев, 2000].

Аналогичное строение имеет разрез в береговых обнажениях залива р. Убей. Однако, в отличие от Сисимского, в верхней его части наряду с силлами долеритов распространены покровы афировых базальтов.

В районе р. Береш (см. рис. 2) магматические комплексы включают в себя субщелочные базальты, нефелиниты, тефриты, фонолиты и трахиты. Эти породы участвуют в строении восточной части крупного вулканического поля междуречья Урюп—Береш, которое включается в базырско-ашпанский вулканический комплекс повышенной щелочности [Шокальский и др., 2000; Уваров, Уварова, 2010], являющийся возрастным аналогом быскарской серии. По склонам долин р. Береш и ее притоков вскрываются фрагменты (от 200 до 300 м) разрезов толщи, доминирующая роль в которых принадлежит покровам афировых базальтов [Марков, 1987]. Мощность отдельных покровов, падающих на восток под углом 5—20° и отчетливо выраженных в рельефе в виде уступов, достигает 15 м. В верхних частях разрезов наряду с базальтами появляются покровы афировых тефритов, фонолитов и трахитов с характерной для них тонкоплитчатой отдельностью (см. рис. 3). Порфировыми нефелинитами сложены редкие силлы и дайки (мощностью от 2 до 5 м), распространенные среди вулканитов по левому борту Андриюшкиной речки.

Чебаково-Балахтинская впадина выделяется среди других впадин Минусинского прогиба широким набором магматических пород, слагающих несколько ассоциаций: базальтовую, бимодальную базальт/долерит-трахит-трахириодацит-риолитовую, дифференцированные базальт/долерит-андезитбазальт-трахиандезит-трахит-трахириолитовую и базальт-нефелинит-тефрит-фонолит-трахитовую.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА

По сравнению с другими ареалами девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой области Минусинский прогиб обладает рядом особенностей. В отличие от других преимущественно линейных прогибов он выделяется формой, напоминающей структуру «песочных часов», и четко выраженным двухэтапным развитием. Первый этап выделяется активным вулканизмом, продукты которого накапливались внутри прогиба и компенсировали погружение его основания в период извержений [Воронцов и др., 2012]. В это время образовывались породы быскарской серии и ее аналогов, представленные дифференцированными и бимодальными магматическими ассоциациями с ограниченным и фрагментарным распространением осадочных пород. Такие ассоциации участвуют в строении осадочно-вулканогенных толщ, залегающих с резко выраженным структурным несогласием на додевонском складчатом фундаменте. Они присутствуют на всей площади прогиба, но вскрываются преимущественно в его обрамлении. На втором этапе магматическая активность была подавлена и прогиб заполнялся терригенными осадочными толщами.

Для вулканических ассоциаций прогиба характерна слабая дислоцированность и плащеобразный тип распространения вулканических пород, более типичный для платформенных областей. В составе магматических ассоциаций присутствуют породы повышенной щелочности и щелочные. Такие породы находятся во всех впадинах Минусинского прогиба, что позволяет в целом рассматривать прогиб как область магматизма повышенной щелочности.

Особенностью формирования вулканитов является множество пространственно разобщенных по площади прогиба магмоподводящих каналов. Об этом свидетельствуют резкая фациальная изменчивость магматических комплексов по простиранию их выходов и отсутствие маркирующих вулканических слоев как в пределах всего прогиба, так и внутри каждой из его впадин, локальное распространение щелочных вулканитов, ареалы развития которых удалены друг от друга на расстояние порядка 100 км (см. рис. 2, 3).

СОСТАВ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В процессе развития Минусинского прогиба были образованы различные девонские вулканосубвулканические ассоциации, в вещественных характеристиках которых отражены закономерности проявления магматизма и источников материнских расплавов. Проведенные исследования базируются на обработке более 160 образцов и проб, отобранных нами из осадочно-вулканогенных полей быскарской серии и ее аналогов в разных районах Минусинского прогиба.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания петрогенных элементов были определены в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) рентгенофлуоресцентным методом на многоканальном спектрометре СРМ-25 по методике [Афонин и др., 1984]. Редкие элементы определены методом ICP-MS в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (г. Иркутск) на масс-спектрометре с высоким разрешением ELEMENT-2 Finnigan

MAT. Анализ проводили при стандартных операционных условиях для данного прибора. Для нивелирования возможного матричного эффекта и учета нестабильности или флуктуаций в течение процедуры съемки спектров применяли внутренний стандарт Rh. Для градуирования при расчетах содержаний элемента в пробе использовали многоэлементные сертифицированные растворы (CLMS-1, -2, -4, SPEX, США). Пробоподготовка осуществлялась сплавлением образцов с метаборатом лития.

Изотопные измерения выполнены в Центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 с помощью активатора $Ta_2O_5 \cdot nH_2O$ в смеси кислот $HF:HNO_3:H_3PO_4$ (1:1:1) [Birk, Allegre, 1978]. Для контроля измерений стронция и неодима использованы стандарты ВНИИМ-Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70801 \pm 20$) и INd-1 ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.5121003 \pm 104$). Для измеренных партий проб получены значения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70802 \pm 1$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512115 \pm 10$. Величины $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS. Значения ϵ_{Nd} и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ вычислялись относительно модельного хондритового резервуара CHUR с параметрами $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$, $^{87}Rb/^{86}Sr = 0.7045$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.0816$ [Фоп, 1989].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Раннесреднедевонские магматические ассоциации Минусинского прогиба включают в себя породы основного, среднего и кислого составов [Лучицкий, 1960; Ратанов, 1974].

В группе пород основного состава выделяются умеренно щелочные (базальты, андезибазальты и долериты) и щелочные (лейцитовые базальты, нефелиниты, тефриты и фонотефриты) разновидности. Базальты и андезибазальты обладают порфировой и афировой структурами. Вкрапленники представлены оливином, слаботитанистым авгитом и плагиоклазом (An_{50-70}). Основная масса характеризуется гиалопилитовой, реже витрофировой структурой и сложена девитрифицированным стеклом, в котором различимы мелкие зерна клинопироксена, плагиоклаза, магнетита и иголки апатита. Породы, как правило, изменены. Плагиоклаз сосюритизирован, авгит замещен минералами группы хлорита, по оливиноу развиты серпентин, тальк, хлорит и вторичный магнетит. Для долеритов типична порфировидная структура. В них присутствуют те же породообразующие и акцессорные минералы, что и в базальтах, но, кроме того, обнаруживаются единичные чешуйки бледноокрашенного биотита. Вкрапленники — лабрадоровые таблички размером от 1 до 4 см, занимающие в породе от 15 до 50 об. %. Лейцитовые базальты обладают порфировой структурой, они сложены теми же минералами, что и субщелочные базальты, но во вкрапленниках появляется таблитчатый калиевый полевой шпат. В стекловатой основной массе диагностируется лейцит в виде округлых бесцветных изотропных выделений размером не более 0.1 мм и анальцим, представляющий собой как самостоятельные изометричные кристаллы, так и псевдоморфозы по лейциту. Нефелиниты, тефриты и фонотефриты — стекловатые мелкозернистые породы, иногда обладающие пятнистым внешним обликом. Их минеральный состав определяют анортоклаз, авгит, биотит, магнетит, апатит и выполняющий интерстиции ксеноморфный нефелин. Порфировидные разновидности нефелинитов (берешиты) содержат крупные (до 2 см) вкрапленники идиоморфного, частично замещенного цеолитами и гидрослюдами, нефелина с характерными шестиугольными (поперечными) и прямоугольными (продольными) сечениями.

Породы среднего состава представлены умеренно щелочными (трахиты, трахиандезиты) и щелочными (фонолиты) разновидностями. Структура этих пород — сериально-порфировидная, структура основной массы — гипидиоморфно-зернистая, участками стекловатая. Нередко основная масса имеет трахитоидную текстуру. В трахитах вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом с пертитовым строением, авгитом, реже кварцем и зональным (в ядре — An_{25-30} , по периферии — An_{10}), часто серицитизированным плагиоклазом. Основная масса состоит из ксеноморфных зерен калишпата, измененных темноцветных минералов, микролитов кислого плагиоклаза (An_{10-12}) и рудных минералов, в мельчайших промежутках между которыми присутствует кварц и буровато-коричневое девитрифицированное стекло. Трахиандезиты по сравнению с другими типами пород Минусинского прогиба имеют ограниченное распространение. По минеральному составу они близки к трахитам, но отличаются присутствием вкрапленников андезина (An_{30-45}) и мелких равномерно рассеянных кристаллов клинопироксена в основной массе. В фонолитах, в отличие от трахитов и трахиандезитов, отсутствует кварц и появляются эгирин и продукты разложения нефелина, представленные, как правило, цеолитами.

Породы кислого состава принадлежат нормальному (риодациты и риолиты) и умеренно щелочному (трахириодациты и трахириолиты) рядам щелочности и имеют сходные петрографические характеристики. Им присуща порфировая структура и флюидальная, реже массивная текстуры. Минеральный состав вкрапленников определяют щелочной полевой шпат, кварц и редко плагиоклаз. Основная масса имеет обычно стекловатую фельзитовую, редко микроферолитовую структуры. Для последней типичны микрографические сростки кварца со щелочным полевым шпатом, погруженные в стекловатый базис. В пирокластических образованиях (туфах, туфолавах, лавобрекчиях, спекшихся туфах и туфоиг-

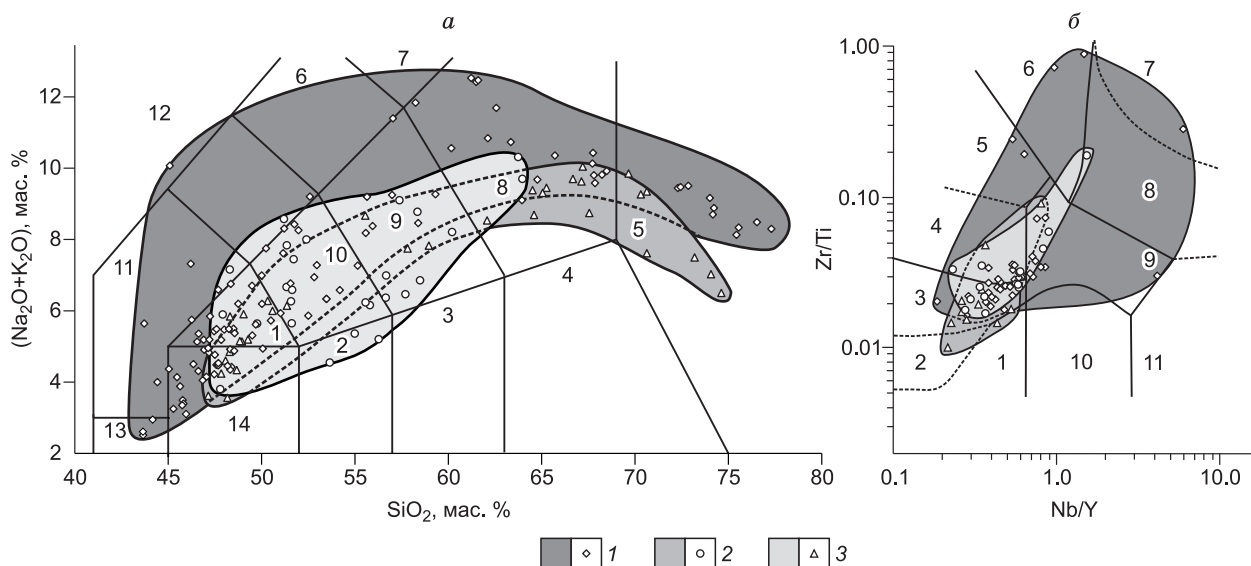


Рис. 4. Составы пород девонских магматических ассоциаций во впадинах Минусинского прогиба на диаграммах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (а) и Nb/Y — Zr/Ti (б).

1—3 — ареалы и фигуративные точки составов магматических пород из впадин: 1 — Чебаково-Балахтинской, 2 — Сыда-Ербинской, 3 — Минусинской. Поля на диаграмме а: 1 — трахибазальт, 2 — базальтовый андезит, 3 — андезит, 4 — дацит, 5 — риолит, 6 — тефрифенолит, 7 — фенолит, 8 — трахит и трахидацит, 9 — трахиандезит, 10 — базальтовый трахиандезит; 11 — тефрит и базанит; 12 — фойдиты; 13 — пикробазальты; 14 — базальты [Классификация..., 1997]; б: 1 — умеренно щелочной базальт, 2 — андезит и базальт, 3 — андезит, 4 — риодацит и дацит, 5 — риолит, 6 — комендит и пантеллерит, 7 — фенолит, 8 — трахит, 9 — трахиандезит, 10 — щелочной базальт, 11 — базанит и нефелинит [Winchester, Floyd, 1977].

нимбригах) наблюдаются те же минералы, что и в лавах. Для них характерны фьямме, мелкие стекловатые частицы рогульчатой формы, редкие обломки кварца и полевого шпата, равномерно распределенные в стекловатой матрице. Темноцветные минералы в этих породах часто замещены оксидами железа и не диагностируются.

Содержания породообразующих оксидов и редких элементов в представительных породах быскарской серии изученных районов отражены в табл. 1. Поля фигуративных точек составов всех пород на классификационной диаграмме (рис. 4, а) отвечают дифференцированным базальт-андезит-трахит-трахириолитовым и бимодальным базальт-риолитовым ассоциациям. Сравнение пород по площади их распространения показывает тенденцию в нарастании щелочности от центра прогиба в северном и южном направлениях, однако наиболее щелочные породы появляются только в северо-западной его части. Так, точки составов пород Сыда-Ербинской и Минусинской впадин укладываются по содержанию SiO_2 в интервалы 47—75 и 47—64 мас. % соответственно и расположены преимущественно в области составов умеренно щелочных пород. В то же время в Минусинской впадине появляются переходные разновидности между умеренно щелочными и щелочными породами с содержанием $\text{SiO}_2 = 48$ —52 мас. %. Типичные щелочные породы сосредоточены только в Чебаково-Балахтинской впадине, их составы смещены в щелочную область с диапазоном вариаций SiO_2 от 43 до 77 мас. %. С нефелинитами и тефритами в этой впадине ассоциируют породы, отвечающие полю составов пикробазальтов, однако, учитывая умеренные содержания MgO (не более 8.2 мас. %), они отнесены к группе низкремнистых базальтов. В этих же ассоциациях присутствуют фенолиты, трахидациты и трахириолиты с повышенной суммарной щелочностью по сравнению с соответствующими им по кремнекислотности породами Сыда-Ербинской и Минусинской впадин. Наиболее щелочные разновидности пород Чебаково-Балахтинской впадины характеризуются высокими отношениями Nb/Y и Zr/Ti (см. рис. 4, б).

Породы с содержанием SiO_2 от 43 до 53 мас. % представлены базальтами и долеритами. Большая их часть соответствует натриевой ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) и калиево-натриевой ($4 > \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$) сериям. Редкие лейцитовые базальты отвечают калиевой серии с превышением K_2O над Na_2O в 1.5 раза. Все породы принадлежат умеренно титанистой группе с вариациями TiO_2 в пределах 0.90—1.96 мас. % со средним значением 1.42.

На рис. 5 приведены данные по распределению редких литофильных элементов в девонских базитах Минусинского прогиба. Главная особенность этих пород заключается в том, что все они близки между собой по составу и проявляют промежуточные геохимические характеристики между внутрипли-

Таблица 1.

Составы магматических пород Минусинского прогиба

Параметр	Минусинская впадина							
	г. Карагай			пос. База		р. Камышта		
	Базальт	Андезиба- зальт	Долерит	Андезиба- зальт	Базальт	Базальт	Фонотеф- рит	Долерит
	КУЛ 1/2	КУЛ 1/3	КРГ 1/1	БАЗ 1/3	БАЗ 1/6	КМШ 1/1	КМШ 1/2	КМШ 1/3
SiO ₂	51.34	56.27	51.58	55.57	49.76	52.32	51.20	47.79
TiO ₂	1.54	1.19	1.47	0.77	1.91	1.33	1.18	1.00
Al ₂ O ₃	16.25	16.24	19.02	17.89	16.89	17.31	17.55	15.65
Fe ₂ O ₃ *	10.49	8.34	8.17	8.89	11.00	8.78	10.14	9.71
MnO	0.20	0.11	0.20	0.19	0.19	0.10	0.14	0.16
MgO	4.87	4.17	3.84	3.10	4.31	2.55	3.24	8.58
CaO	6.32	7.15	6.68	5.52	8.04	5.37	4.25	10.41
Na ₂ O	4.44	3.56	3.79	4.08	4.46	5.24	6.71	3.01
K ₂ O	2.23	1.64	2.48	2.16	1.18	2.13	1.87	0.80
P ₂ O ₅	0.42	0.27	0.29	0.34	0.48	0.46	0.44	0.34
П.п.п.	2.21	1.16	2.55	1.52	1.91	4.22	3.43	2.62
Сумма	100.30	100.11	100.06	100.03	100.13	99.80	100.15	100.06
Rb	46.0	20.3	56.8	33.8	8.7	29.7	20.6	11.3
Ba	776	328	594	1653	463	735	1424	310
Sr	699	329	669	740	512	924	1455	1067
Zr	196	247	164	154	305	224	129	125
Nb	12.50	10.82	9.51	5.06	11.12	13.21	8.49	5.15
Hf	4.71	5.17	4.33	3.22	6.20	4.77	3.16	2.93
Ta	0.64	0.68	0.53	0.34	0.67	0.91	0.42	0.37
Y	37.2	30.6	32.5	22.5	33.4	22.4	22.8	17.8
Th	1.4	4.3	4.7	3.2	2.6	5.4	2.9	2.5
U	0.56	1.17	1.23	1.58	1.11	2.07	1.11	1.06
Pb	16.2	9.7	6.3	10.9	8.8	7.7	14.5	6.9
La	26.2	23.4	25.7	12.4	28.8	31.9	30.9	21.7
Ce	56.4	53.4	53.7	37.1	69.2	72.4	62.4	48.7
Pr	7.6	6.3	6.7	4.9	8.6	8.7	7.8	6.2
Nd	32.2	28.3	29.1	23.2	38.9	37.7	32.9	28.2
Sm	7.46	6.36	6.22	5.38	8.58	7.13	6.03	5.44
Eu	1.92	1.64	1.77	1.45	2.41	1.81	1.59	1.58
Gd	7.7	7.1	6.6	5.7	8.8	6.4	5.3	4.8
Tb	1.08	1.02	0.99	0.82	1.24	0.87	0.71	0.67
Dy	6.43	6.51	5.74	5.12	7.47	5.03	3.93	4.00
Ho	1.42	1.32	1.31	1.02	1.46	0.98	0.89	0.80
Er	3.81	3.89	3.46	2.92	4.16	2.84	2.33	2.27
Tm	0.55	0.56	0.51	0.44	0.57	0.40	0.36	0.31
Yb	3.39	3.56	2.95	2.92	3.87	2.59	2.16	2.03
Lu	0.51	0.55	0.42	0.46	0.59	0.38	0.32	0.31

Минусинская впадина					Сыда-Ербинская впадина		
р. Уйбат					сел. Троицкое и устье р. Кокса		пос. Толчая
Базальт	Фонотефрит	Трахит	Андезидиобазальт	Лейцитовый базальт	Базальт		Долерит
КМШ 1/7	УЙБ 1/1	УЙБ 1/7	УЙБ 1/8	УЙБ 1/14	ТРЦ 1/6	ТРЦ 1/7	ТЛЧ 1/2
47.92	52.40	63.74	56.67	48.30	48.52	48.31	49.27
0.90	1.03	0.47	0.65	1.26	1.47	1.47	1.51
19.50	17.83	16.69	18.28	17.63	17.44	17.76	15.87
9.64	8.01	4.52	6.48	9.93	11.10	11.05	12.03
0.16	0.15	0.04	0.14	0.19	0.20	0.25	0.20
4.63	3.56	0.11	2.46	5.55	4.41	5.12	3.30
8.00	5.73	0.56	5.73	4.98	8.28	7.38	9.71
4.71	5.73	9.16	4.87	2.96	4.33	4.51	3.80
1.19	2.27	1.15	2.12	4.20	1.16	1.33	1.40
0.56	0.45	0.16	0.41	0.36	0.49	0.48	0.34
2.85	2.64	1.37	2.11	3.57	2.46	2.33	2.74
100.07	99.79	98.09	99.92	98.93	99.86	99.99	100.16
13.3	63.9	20.8	34.2	77.3	20.6	20.8	20.7
538	1237	202	1083	8861	781	1763	663
1649	1571	297	1166	1100	1041	1167	756
180	292	544	235	199	214	141	103
12.78	19.55	28.79	18.90	14.01	9.48	8.28	5.06
3.76	6.06	10.64	5.15	4.40	4.30	3.31	2.73
0.91	1.41	2.24	1.36	1.01	0.56	0.38	0.27
21.1	23.8	27.6	21.0	23.9	27.6	28.7	24.0
4.1	6.0	11.4	4.4	3.6	3.1	2.9	2.2
1.80	2.18	4.61	1.54	1.41	1.45	1.12	0.64
6.7	12.0	22.1	9.4	10.1	7.7	4.8	4.4
36.2	37.4	37.9	34.6	24.2	30.0	28.9	17.8
78.4	80.8	89.0	73.8	56.5	69.1	59.3	41.4
9.5	9.7	10.8	8.7	7.4	8.3	8.0	5.2
40.4	41.1	42.7	36.4	33.6	37.5	33.6	22.8
7.28	7.59	7.48	6.67	7.06	7.59	6.62	5.15
2.11	2.05	1.22	1.86	1.84	2.26	1.88	1.47
6.0	6.6	6.3	5.7	6.4	7.2	6.5	5.1
0.82	0.89	0.94	0.76	0.89	0.99	0.84	0.73
4.69	5.33	5.82	4.65	5.42	5.97	4.53	4.13
0.92	1.06	1.22	0.92	1.08	1.20	1.10	0.96
2.65	3.00	3.71	2.68	2.99	3.40	2.87	2.61
0.38	0.41	0.55	0.37	0.42	0.48	0.44	0.37
2.42	2.72	3.80	2.49	2.70	3.20	2.60	2.32
0.39	0.44	0.62	0.38	0.43	0.50	0.39	0.35

Параметр	Сыда-Ербинская впадина							
	пос. Толчая				Батеневское поднятие			
	Долерит	Базальт			Риодацит	Риолит	Базальт	Андезиба- зальт
	ТЛЧ 1/3	ТЛЧ 1/5	ТЛЧ 1/7	ТЛЧ 1/8	БАТ1/18	БАТ1/12	БАТ1/28	КРЗ 1/1
SiO ₂	50.59	48.29	48.84	48.07	67.20	74.07	47.84	56.52
TiO ₂	1.57	1.14	1.09	1.10	0.63	0.31	1.17	1.53
Al ₂ O ₃	17.44	18.16	18.45	19.52	14.31	11.23	17.36	17.49
Fe ₂ O ₃ *	9.27	10.15	10.04	8.74	3.91	2.78	10.86	6.87
MnO	0.16	0.15	0.19	0.18	0.09	0.03	0.13	0.25
MgO	2.53	4.81	4.30	5.18	0.41	0.29	5.45	3.31
CaO	9.40	10.37	9.87	9.85	0.64	0.53	9.16	2.09
Na ₂ O	3.73	3.83	4.28	4.12	5.18	4.69	3.44	7.59
K ₂ O	2.27	1.02	0.87	0.48	4.87	2.34	0.80	1.09
P ₂ O ₅	0.48	0.34	0.28	0.36	0.11	0.10	0.33	0.54
П.п.п.	2.65	1.84	1.94	2.55	2.54	3.55	3.52	2.90
Сумма	100.08	100.11	100.15	100.14	100.16	100.06	100.05	100.18
Rb	59.3	19.6	14.5	6.6	73.0	37.6	7.9	13.1
Ba	606	488	399	421	2036	1479	1994	639
Sr	1133	1184	992	1259	216	229	878	461
Zr	197	120	98	99	446	179	137	451
Nb	10.29	7.22	5.43	8.94	22.60	9.84	6.18	20.59
Hf	4.83	2.95	2.46	2.58	10.00	4.27	2.97	9.26
Ta	0.55	0.36	0.29	0.42	1.79	1.32	0.41	1.26
Y	39.1	25.5	24.2	21.3	43.8	12.2	18.5	57.0
Th	4.0	2.4	1.5	1.4	11.2	12.2	3.8	8.4
U	1.52	1.42	0.96	0.64	3.44	5.19	1.43	3.35
Pb	9.7	5.5	4.0	4.0	27.0	13.8	6.3	11.2
La	31.4	23.8	18.5	19.5	53.4	26.2	29.6	59.1
Ce	65.5	46.5	41.5	40.5	105.6	51.0	61.7	134.7
Pr	9.1	6.0	5.0	5.4	13.5	5.3	7.5	16.2
Nd	39.6	25.1	22.0	23.7	56.6	19.5	34.3	70.2
Sm	7.82	5.13	4.76	4.66	11.86	3.42	7.00	13.80
Eu	2.11	1.52	1.53	1.48	2.77	0.74	1.73	4.00
Gd	8.5	5.2	4.7	4.8	10.5	2.8	6.6	13.4
Tb	1.12	0.70	0.73	0.63	1.61	0.40	0.80	1.86
Dy	6.35	4.25	4.32	3.53	9.87	2.53	4.93	11.57
Ho	1.48	1.02	0.98	0.85	2.02	0.50	0.93	2.35
Er	3.90	2.69	2.74	2.22	5.90	1.44	2.59	6.77
Tm	0.58	0.40	0.38	0.32	0.88	0.22	0.36	0.97
Yb	3.45	2.57	2.43	1.96	5.89	1.50	2.28	6.55
Lu	0.52	0.38	0.38	0.29	0.92	0.25	0.36	1.00

Чебаково-Балахтинская впадина							
озера Шунет и Матарак			пос. Шира				
Долерит			Трахидацит	Долерит	Базальт		Долерит
КЗМ 1/1	ШНТ 1/1	МТР 3/1	ШИР 1/3	ШИР 1/4	ШИР 1/6	ШИР 1/7	ШИР 2/1
47.46	48.75	47.59	65.71	47.21	46.63	48.50	46.55
1.49	1.30	1.44	0.43	1.62	1.96	1.66	1.62
15.67	16.40	15.53	17.30	15.82	16.57	17.96	15.27
10.19	9.70	10.70	4.56	10.56	12.05	10.38	10.90
0.17	0.18	0.17	0.03	0.16	0.18	0.15	0.17
7.01	5.77	7.51	0.30	7.82	4.97	5.42	8.41
8.42	7.36	8.66	0.92	9.12	8.50	7.71	8.82
4.48	4.76	4.31	9.94	4.04	3.56	4.42	4.29
0.95	1.44	1.18	0.42	1.15	1.80	1.08	0.84
0.62	0.66	0.51	0.07	0.57	0.66	0.42	0.56
3.22	3.79	2.33	0.43	2.04	3.14	2.27	2.77
99.68	100.10	99.93	100.20	100.12	100.01	99.97	100.19
7.6	21.3	20.3	5.5	18.0	22.6	15.4	10.0
1869	780	621	385	530	1458	1055	284
992	1074	972	262	1011	1578	779	594
250	307	177	519	295	301	216	217
15.77	21.24	10.64	26.42	17.84	17.81	9.60	11.33
4.65	5.79	3.82	10.60	5.49	5.85	4.26	4.17
0.88	1.25	0.57	1.82	1.07	1.17	0.70	0.78
28.1	28.9	28.4	41.3	29.4	34.0	23.3	23.1
2.9	4.1	1.8	12.7	3.0	2.7	2.9	1.9
1.42	1.75	1.05	2.13	1.38	0.99	1.20	0.90
7.3	9.4	5.1	32.4	6.4	15.4	7.5	4.1
37.4	55.2	29.1	55.6	37.9	40.9	25.8	25.9
83.4	112.7	67.6	128.9	84.7	91.3	57.1	59.4
9.6	12.4	7.5	14.6	9.7	11.0	7.1	7.4
40.9	51.3	32.5	55.9	42.0	48.4	31.7	32.3
8.00	9.15	6.51	9.71	8.09	9.52	6.54	6.60
2.30	2.43	2.27	1.74	2.42	2.81	2.05	2.02
7.6	8.3	6.3	8.5	7.9	8.8	6.1	6.2
1.03	1.07	0.83	1.31	1.09	1.26	0.86	0.88
6.15	6.44	5.02	8.53	6.47	7.58	5.22	5.22
1.23	1.24	0.96	1.81	1.26	1.48	1.04	1.04
3.49	3.56	2.74	5.52	3.90	4.58	3.02	3.15
0.49	0.50	0.41	0.85	0.51	0.59	0.42	0.39
3.17	3.34	2.69	5.84	3.30	3.69	2.63	2.50
0.50	0.51	0.42	0.93	0.51	0.58	0.41	0.39

Параметр	Чебаково-Балахтинская впадина							
		пос. Копьево						
	Трахит	Базальт						
	ШИР 2/3	КОП 1/1	КОП 1/4	КОП 1/5	КОП 1/6	КОП 1/8	КОП 1/9	КОП 1/10
SiO ₂	60.16	47.58	48.25	47.84	46.93	47.47	46.35	49.50
TiO ₂	0.60	1.05	1.27	1.51	1.77	1.09	1.38	1.24
Al ₂ O ₃	17.95	15.79	16.07	16.37	16.95	16.54	16.17	17.62
Fe ₂ O ₃ *	5.84	10.07	9.98	11.09	11.25	9.30	10.04	9.37
MnO	0.06	0.16	0.20	0.18	0.41	0.24	0.12	0.17
MgO	0.76	9.26	6.46	6.62	5.79	7.09	7.19	5.20
CaO	1.63	9.63	8.39	8.41	8.19	9.83	8.95	8.91
Na ₂ O	7.59	3.49	3.95	4.33	3.51	2.96	3.42	3.73
K ₂ O	2.97	0.99	1.54	0.86	1.40	1.26	1.09	1.58
P ₂ O ₅	0.41	0.38	0.54	0.62	0.75	0.48	0.48	0.52
П.п.п.	2.03	1.73	3.57	2.36	3.21	3.54	4.96	2.15
Сумма	100.13	100.15	100.22	100.19	100.15	99.80	100.14	99.98
Rb	36.9	17.9	25.4	4.9	12.9	11.6	7.0	14.3
Ba	695	483	685	1580	1452	4594	1793	3147
Sr	420	903	1079	1024	974	1139	866	1245
Zr	270	173	276	284	287	188	187	221
Nb	15.01	10.68	15.54	17.79	15.76	12.34	10.95	14.76
Hf	5.58	3.56	5.31	5.32	5.32	3.65	3.68	4.22
Ta	1.04	0.60	0.90	0.96	0.89	0.67	0.63	0.82
Y	17.3	23.6	29.1	29.7	32.3	22.3	24.4	24.6
Th	7.0	3.5	6.7	3.1	2.1	3.0	1.9	3.3
U	2.44	2.13	2.65	1.68	1.10	1.71	0.89	1.89
Pb	33.4	6.6	8.5	7.4	7.7	6.3	4.3	9.3
La	40.7	28.7	52.3	41.7	40.3	31.9	27.1	38.2
Ce	85.9	64.2	115.9	90.9	91.7	70.6	62.7	82.9
Pr	9.9	7.4	13.7	10.5	10.8	8.1	7.5	9.5
Nd	38.9	32.9	60.2	44.3	47.4	35.2	33.3	40.1
Sm	6.50	6.36	11.18	8.69	9.35	6.67	6.79	7.57
Eu	1.82	1.90	3.04	2.48	2.66	1.95	1.99	2.19
Gd	5.0	6.2	9.5	8.1	8.8	6.2	6.5	7.0
Tb	0.66	0.84	1.19	1.11	1.19	0.83	0.91	0.93
Dy	3.81	5.09	6.67	6.54	7.20	4.88	5.42	5.46
Ho	0.76	1.04	1.26	1.29	1.40	0.95	1.06	1.06
Er	2.26	3.16	3.70	3.66	3.95	2.68	3.06	3.02
Tm	0.31	0.42	0.48	0.51	0.56	0.38	0.42	0.42
Yb	2.18	2.72	3.15	3.34	3.69	2.57	2.73	2.73
Lu	0.35	0.42	0.48	0.52	0.55	0.39	0.41	0.43

Чебаково-Балахтинская впадина							
Базальт		Трахит	пос. Новоселово			Солгонский кряж	
КОП 1/11	КОП 1/12	КОП 3/23	НВС 1/2	НВС 1/5	НВС 2/1	ДВН 2/1	Андезиба- зальт
						ДВН 2/16	
47.50	51.55	59.31	61.49	51.21	46.90	50.09	55.95
1.18	1.58	1.13	0.71	1.55	1.39	0.96	0.97
18.15	17.29	16.76	16.80	17.47	17.51	16.88	17.76
10.13	11.56	6.90	6.55	8.44	10.06	9.35	6.96
0.15	0.13	0.18	0.13	0.42	0.16	0.15	0.13
6.17	2.80	1.48	0.41	3.69	5.11	6.13	2.02
8.22	5.65	2.69	0.80	4.80	9.93	9.93	5.31
3.42	4.52	5.15	6.97	6.04	3.94	2.66	5.58
1.35	2.25	4.12	5.45	2.27	1.25	0.91	2.80
0.44	0.73	0.36	0.13	0.84	0.74	0.23	0.48
3.23	2.03	1.75	0.59	3.21	2.83	2.76	2.08
99.94	100.09	100.15	100.19	99.94	99.82	100.04	100.04
12.7	21.1	81.8	86.7	24.9	22.2	17.7	39.5
1571	1858	1191	1232	1415	538	381	817
1245	1057	1169	218	1231	1329	778	1228
137	291	494	744	382	206	121	206
8.17	20.62	34.64	45.72	26.15	14.47	4.55	9.78
2.84	5.69	10.14	13.41	6.96	4.08	3.00	5.12
0.45	1.22	2.48	3.10	1.47	0.72	0.25	0.53
20.3	29.5	45.3	46.2	36.9	31.4	20.9	25.3
2.1	4.9	13.6	15.6	5.7	2.1	4.0	7.9
1.20	1.64	6.02	2.07	2.71	1.34	1.70	3.17
7.7	10.7	16.5	24.0	7.3	5.5	9.3	13.5
26.8	45.7	67.8	69.2	55.2	32.1	20.9	45.8
60.2	100.1	142.3	137.6	120.8	78.5	46.0	92.4
7.2	11.6	16.2	15.4	13.7	8.5	5.4	11.1
31.5	49.4	64.5	58.6	57.8	35.4	23.1	44.4
6.05	9.01	11.70	10.81	10.73	7.70	4.69	7.34
1.85	2.42	2.71	1.90	3.00	2.80	1.34	1.89
5.7	8.3	10.0	9.3	10.0	7.1	4.8	6.7
0.75	1.10	1.48	1.45	1.36	0.91	0.63	0.77
4.47	6.48	9.24	9.17	8.06	5.66	3.86	4.34
0.86	1.29	1.92	1.91	1.57	1.02	0.83	0.96
2.52	3.83	6.08	5.85	4.81	3.01	2.30	2.65
0.35	0.54	0.88	0.88	0.63	0.44	0.33	0.39
2.30	3.60	5.93	6.08	4.24	2.90	2.06	2.45
0.36	0.56	0.95	0.96	0.64	0.43	0.32	0.38

Параметр	Чебаково-Балахтинская впадина							
			устье р. Сисим		р. Убей			
	Базальт		Базальт		Трахиродацит	Базальт		
	ДВН 2/17	ЧЛМ 1/3	ССМ 1/10	ССМ 1/16	УБЕ 1/6	УБЕ 1/3	УБЕ 1/4	УБЕ 1/14
SiO ₂	49.49	48.56	45.75	53.47	72.29	48.54	47.05	45.04
TiO ₂	1.38	1.21	1.86	1.27	0.30	1.62	1.39	1.73
Al ₂ O ₃	17.97	16.41	16.31	16.42	14.22	17.07	16.81	17.69
Fe ₂ O ₃ *	10.44	10.18	12.10	9.09	2.35	10.71	10.31	11.80
MnO	0.24	0.16	0.17	0.16	0.04	0.18	0.17	0.17
MgO	3.35	7.14	8.13	3.53	0.15	5.83	6.97	6.09
CaO	7.73	8.41	9.30	6.90	0.28	8.27	8.79	9.43
Na ₂ O	4.82	4.05	2.86	4.85	4.78	3.92	3.16	3.18
K ₂ O	1.88	1.32	0.49	1.48	4.66	0.96	0.99	1.19
P ₂ O ₅	0.59	0.51	0.35	0.59	0.03	0.61	0.51	0.37
П.п.п.	2.30	2.08	2.86	2.21	0.89	2.02	3.86	3.26
Сумма	100.20	100.03	100.17	99.97	100.11	99.73	100.01	99.95
Rb	21.9	18.1	6.9	15.0	23.8	9.5	13.6	10.8
Ba	2110	667	214	1339	479	474	413	1618
Sr	1017	1096	474	641	277	856	701	587
Zr	230	213	205	275	458	254	228	238
Nb	10.51	10.96	6.87	15.23	24.30	13.51	12.27	8.31
Hf	4.60	4.11	3.94	5.21	9.68	5.09	4.55	4.45
Ta	0.63	0.63	0.49	0.99	1.77	0.94	0.80	0.53
Y	28.6	25.0	27.7	27.5	44.5	30.1	26.7	28.1
Th	4.3	3.2	0.6	7.5	14.6	3.2	2.6	1.2
U	2.84	1.75	0.40	2.97	3.13	1.39	1.25	0.55
Pb	10.2	9.0	2.8	9.4	19.2	5.6	5.4	4.2
La	36.6	33.2	15.5	48.9	58.6	31.5	29.6	22.8
Ce	84.2	74.3	39.1	98.7	144.5	72.2	65.9	47.3
Pr	10.0	9.0	5.5	11.1	15.6	8.9	8.1	6.3
Nd	43.7	39.3	26.9	46.5	66.8	39.6	35.4	29.7
Sm	8.41	7.33	6.57	8.58	12.69	8.16	7.16	6.75
Eu	2.34	2.10	2.11	1.96	3.30	2.40	2.08	1.93
Gd	7.8	6.9	7.1	8.5	10.9	7.7	6.8	7.3
Tb	1.05	0.92	1.06	1.04	1.51	1.09	0.98	1.06
Dy	6.18	5.47	6.65	6.57	9.19	6.54	5.88	6.75
Ho	1.22	1.07	1.31	1.26	1.90	1.33	1.18	1.34
Er	3.59	3.16	4.01	3.59	5.69	3.90	3.35	3.77
Tm	0.50	0.43	0.53	0.52	0.82	0.51	0.46	0.53
Yb	3.24	2.87	3.37	3.40	5.49	3.34	2.98	3.42
Lu	0.52	0.43	0.54	0.55	0.88	0.53	0.46	0.53

Назаровская впадина							
р. Береш							
Базальт	Тефрит	Фонолит	Базальт		Нефелинит		
БРШ 1/1	БРШ 1/2	БРШ 1/3	БРШ 2/2	БРШ 2/3	БРШ 2/4	БРШ 2/5	БРШ 2/6
43.66	46.26	58.25	44.17	43.65	46.21	43.72	45.09
1.46	1.43	0.38	1.65	1.61	1.49	1.65	0.49
16.60	18.15	18.65	15.35	15.34	17.88	18.01	22.79
10.84	11.20	4.94	11.71	11.98	12.16	11.69	8.52
0.16	0.20	0.15	0.23	0.20	0.23	0.19	0.20
7.02	3.76	0.81	8.13	7.08	3.37	4.59	1.20
13.47	9.13	1.79	11.49	13.45	7.65	10.12	5.14
2.06	4.55	6.43	2.08	2.12	6.39	4.67	8.11
0.45	1.20	5.41	0.87	0.49	0.93	0.98	1.96
0.31	0.59	0.09	0.39	0.43	0.79	0.61	0.25
3.82	3.42	3.08	3.98	3.42	3.03	3.14	6.29
99.86	99.88	99.98	100.04	99.76	100.13	99.36	100.04
6.5	15.8	146.8	17.9	7.5	18.3	11.2	25.1
398	2670	316	529	572	711	504	2530
1289	2510	299	1043	1446	1113	1223	2744
200	297	656	158	217	310	302	315
11.24	28.28	70.78	9.14	11.34	29.06	22.00	43.04
3.70	4.81	13.30	3.62	4.13	5.08	5.18	3.47
0.64	1.64	3.67	0.49	0.67	1.75	1.25	2.43
28.3	32.8	44.1	32.1	30.3	34.8	31.1	32.1
1.5	6.0	27.0	1.2	1.4	6.1	2.8	6.6
1.15	3.93	10.37	0.96	1.30	4.17	2.80	6.24
2.8	9.5	36.0	2.1	2.5	10.1	5.6	12.5
17.2	41.4	75.0	20.9	22.2	44.5	30.4	47.8
39.7	86.5	125.8	43.0	49.5	94.6	69.1	95.6
5.1	9.6	13.2	5.9	6.4	10.9	8.0	10.0
23.7	39.6	43.3	26.4	28.9	45.4	35.4	37.6
5.46	7.71	6.69	5.69	6.42	8.48	7.04	6.55
1.86	2.30	0.77	1.87	2.06	2.47	2.24	2.12
6.2	7.6	5.8	6.2	7.1	8.3	7.4	6.2
0.95	1.10	0.95	0.92	1.03	1.16	1.06	0.92
6.11	6.62	6.14	5.20	6.40	7.17	6.54	6.00
1.25	1.38	1.62	1.25	1.30	1.46	1.34	1.31
3.57	4.06	4.89	3.25	3.76	4.27	4.09	4.39
0.51	0.58	0.87	0.49	0.53	0.62	0.55	0.62
3.29	4.00	5.42	2.94	3.56	4.13	3.76	4.30
0.51	0.62	0.81	0.46	0.54	0.65	0.57	0.63

Примечание. Петрогенные элементы определены рентгенофлуоресцентным методом в ИГХ СО РАН, микроэлементы — методом ICP-MS в Аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН (пробоподготовка: сплавление с метаборатом лития). Оксиды в мас. %, элементы в г/т.

* Fe₂O₃ представляет суммарное железо.

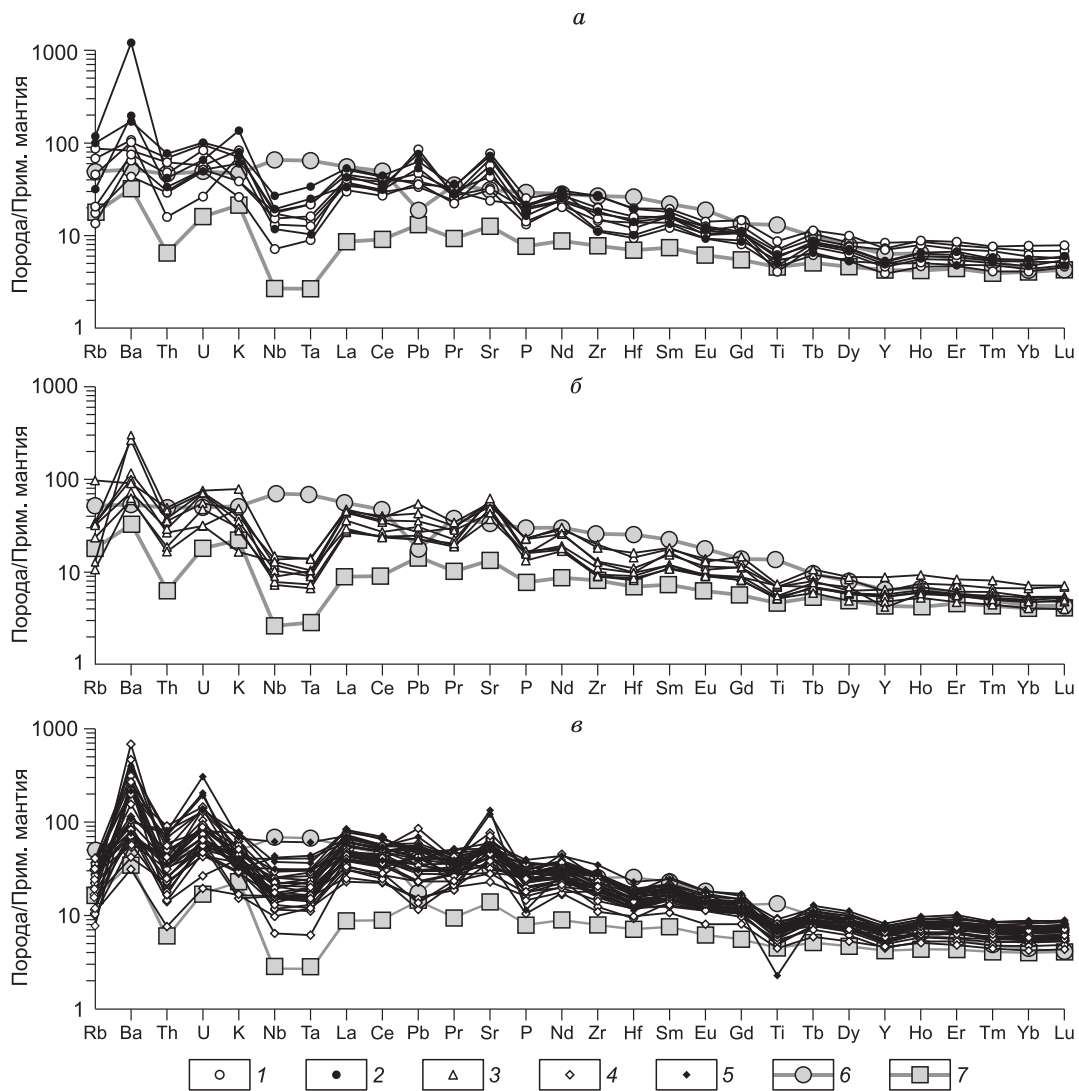


Рис. 5. Спайдер-диаграммы для базитов из впадин Минусинского прогиба.

а–в — впадины: *а* — Минусинская, *б* — Сыда-Ербинская, *в* — Чебаково-Балахтинская и Назаровская. 1–5 — фигуративные точки пород из районов: 1, 2 — г. Карагай, пос. База, рек Уйбат и Камышта; 3 — сел. Троицкое и устья р. Кокса, пос. Толчя и Батеневского поднятия; 4, 5 — озер Шунет и Матарак, пос. Шира, Копьево, Солгонского кряжа, устья р. Сисим, пос. Новоселово и р. Береш; 6, 7 — типы базальтов разных геодинамических обстановок: 6 — ОИВ (океанических островов), по [Sun, McDonough, 1989], 7 — IAB (островных дуг), по [Гриб и др., 2009]. Нормировано по [McDonough, Sun, 1995]. Знаки без заливки — умеренно щелочные породы, с заливкой — щелочные породы.

товыми породами типа ОИВ и окраинно-континентальными типа IAB. С первыми их сближают высокие содержания всех литофильных элементов, типичные для обогащенных мантийных источников [Sun, McDonough, 1989]. Со вторыми — отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti, менее выраженные минимумы Rb, Th, Zr, Hf, избирательное обогащение Pb и Ba (для некоторых пород Sr) и слабая дифференциация REE ($7 < (La/Yb)_N < 17$), что является признаком умеренно обогащенных флюидонасыщенных магм, связанных с зонами субдукции [Гриб и др., 2009]. При этом характер распределения редких литофильных элементов коррелирует с вариациями щелочности пород. Так, наименее щелочные базальты и долериты всех впадин обладают самыми низкими содержаниями Nb и Ta, что отразилось в глубоком Nb-Ta минимуме на спайдер-диаграммах ($La/Nb = 1.7–4.2$, $La/Ta = 37–83$). Форма спектра для этих пород приближается к форме спектра IAB, отличаясь от него повышенными содержаниями большинства несовместимых элементов. Наиболее отчетливо Nb-Ta минимум фиксируется в породах центральной части Сыда-Ербинской впадины. В то же время в щелочных породах Минусинской и Чебаково-Балахтинской впадин сглаживается Nb-Ta минимум ($La/Nb = 1.1–2.3$, $La/Ta = 24–43$), увеличиваются содержания не-

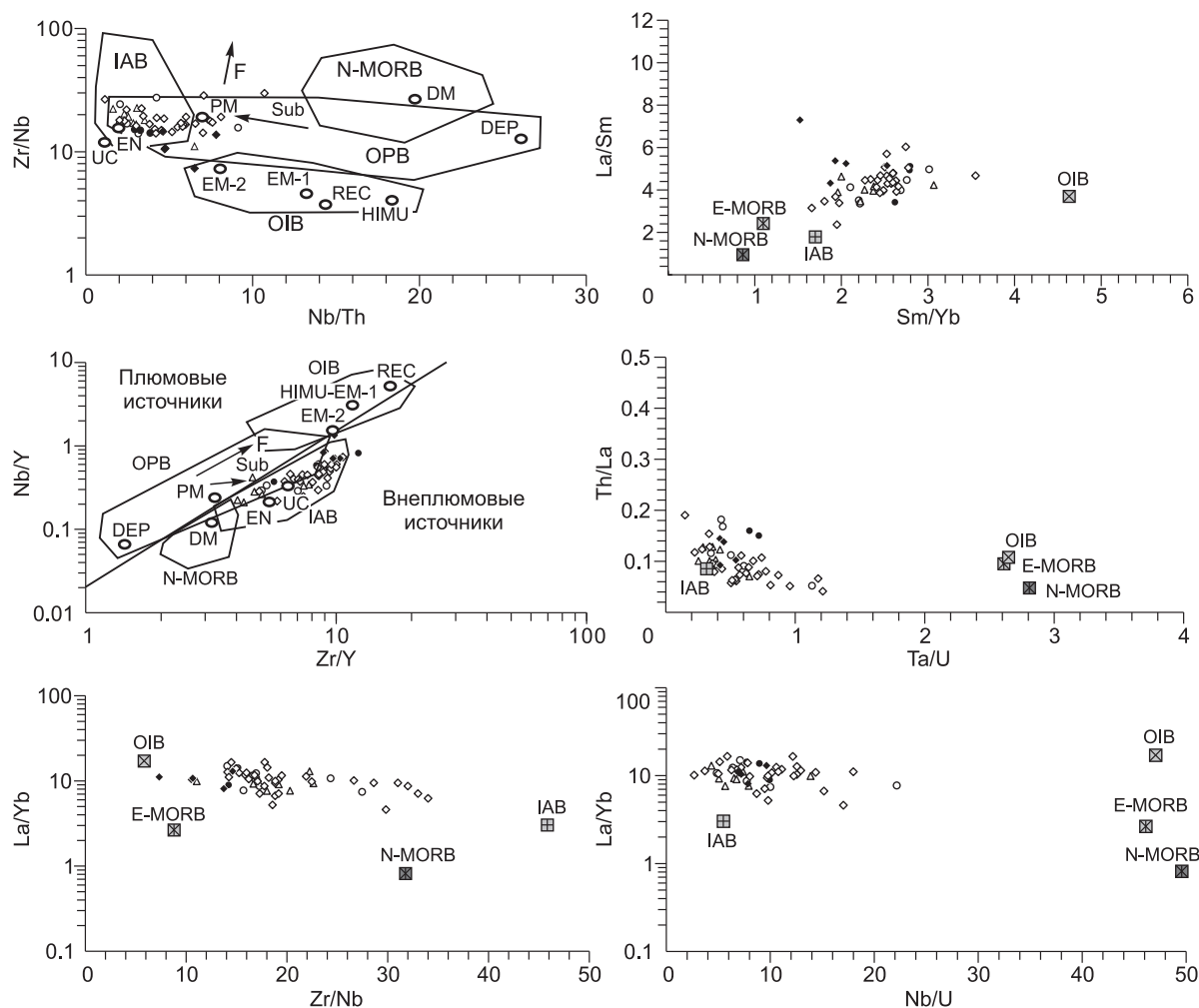


Рис. 6. Положение составов базитов Минусинского прогиба на диаграммах в координатах парных отношений относительно средних составов продуктов подлитосферного магмообразования.

Точки и поля составов разных типов базальтов и магматических источников, по [Sun, McDonough, 1989; Condie, 2005]: N-MORB — срединно-океанических хребтов (деплетированных), E-MORB — срединно-океанических хребтов (обогащенных редкими литофильными элементами), OPB — океанических плато, PM — примитивной мантии, DEP — глубинной деплетированной мантии, DM — малоуглубинной деплетированной мантии, REC — рециклированного компонента, EN — обогащенного компонента, UC — верхней коры, EM-1 — обогащенной мантии с высоким Nd/Sm, EM-2 — обогащенной мантии с высоким Rb/Sr, HIMU — обогащенной мантии с высоким μ (U/Pb). Стрелки отражают эффекты объемного плавления (F) и субдукционного обогащения (SUB). Остальные усл. обозн. см. рис. 5.

когерентных элементов и происходит обогащение U, LREE относительно HREE, указывая тем самым на геохимическую зональность магматизма в направлениях от центра прогиба к его северному и южному обрамлениям.

Как было показано нами ранее [Воронцов и др., 2010], в вулканических ареалах Тувинского прогиба, Кропоткинского грабена и Северо-Западной Монголии, принадлежащих АСРО, наряду с умеренно титанистыми базальтами распространены высокотитанистые (TiO_2 от 2.5 до 4.2 мас. %) базальты, которые обогащены щелочами и редкими литофильными элементами, в том числе LREE, Ta, Nb, и по геохимическим параметрам близки к базальтам типа OIB. Учитывая отсутствие высокотитанистых базальтов в Минусинском прогибе, сопоставим их с типовыми мантийными магматическими источниками (рис. 6). Для характеристики источников выберем диаграммы, в которых компонентами парных отношений являются некогерентные REE, HFSE и U, поскольку, как отмечалось выше, по этим элементам наблюдаются различия среди изученных базитов. Фигуративные точки на диаграммах (Zr/Nb—Nb/Th, Nb/Y—Zr/Y, Th/La—Ta/U, La/Yb—Nb/U, La/Sm—Sm/Yb) группируются вдоль линий, охватывающих диапазон со-

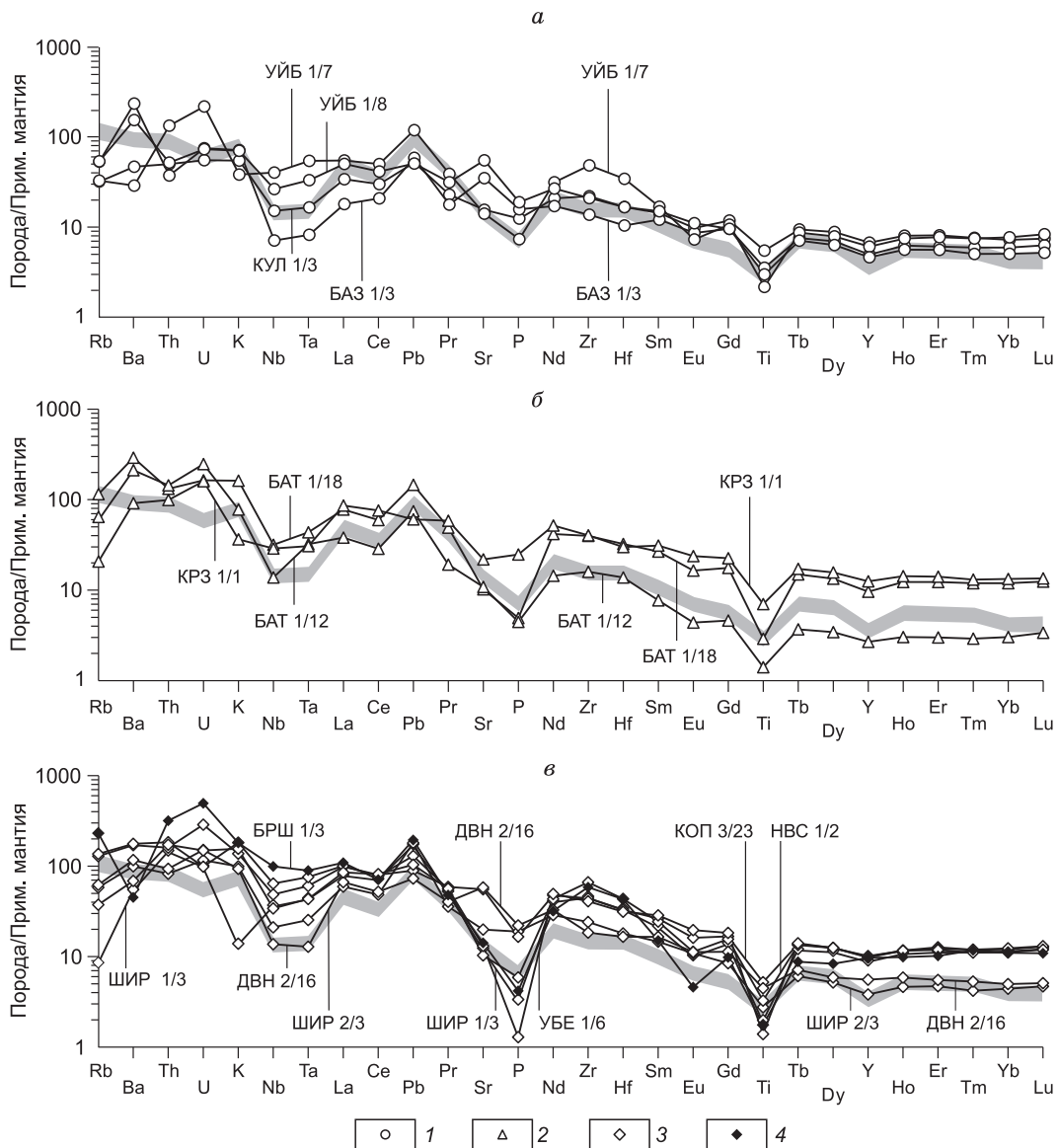


Рис. 7. Спайдер-диаграммы для пород среднего и кислого составов Минусинского прогиба.

a–v — см. на рис. 5. 1—4 — районы: 1 — г. Карагай, пос. База и р. Уйбат; 2 — Батеневского кряжа; 3 — пос. Ши́ра, Копьево, Новоселово, Дивногорск и р. Убей; 4 — р. Береш. Названия пород см. в табл. 1. Выделенная область — состав средней коры, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

ставов OIB—IAB и E-MORB—IAB, но в существенной степени смещены в сторону IAB. Щелочные породы вне зависимости от их принадлежности к какой-либо из впадин обогащены Nb по отношению к Zr и близки к составу OIB, что наиболее отчетливо видно на графике La/Yb—Zr/Nb. Специфика формирования пород заключается в том, что крайние по своим геохимическим параметрам нефелиниты (с доминированием свойств OIB) и умеренно щелочные базальты (с доминированием свойств IAB) соседствуют в разрезах и нередко распространены в удаленных друг от друга районах. Наряду с этим щелочные базиты зафиксированы в тех вулканических полях (районы рек Уйбат, Камышта, пос. Новоселово), где присутствуют относительно низкокремнистые их разновидности и, наоборот, умеренно щелочные ассоциации (районы г. Карагай, пос. База, сел. Троицкое и устья р. Кокса, пос. Толчая, Батеневского поднятия, озер Шунет и Магарак, пос. Ши́ра, Копьево, Солгонского кряжа, устья р. Сисим) включают преимущественно высокремнистые базальты и андезитобазальты. Наконец, выделяются изолированные от других областей вулканические поля с ярко выраженной щелочностью пород (район р. Береш). Вероятно, все эти данные указывают на то, что различия в кремнекислотности, щелочности базитов и концен-

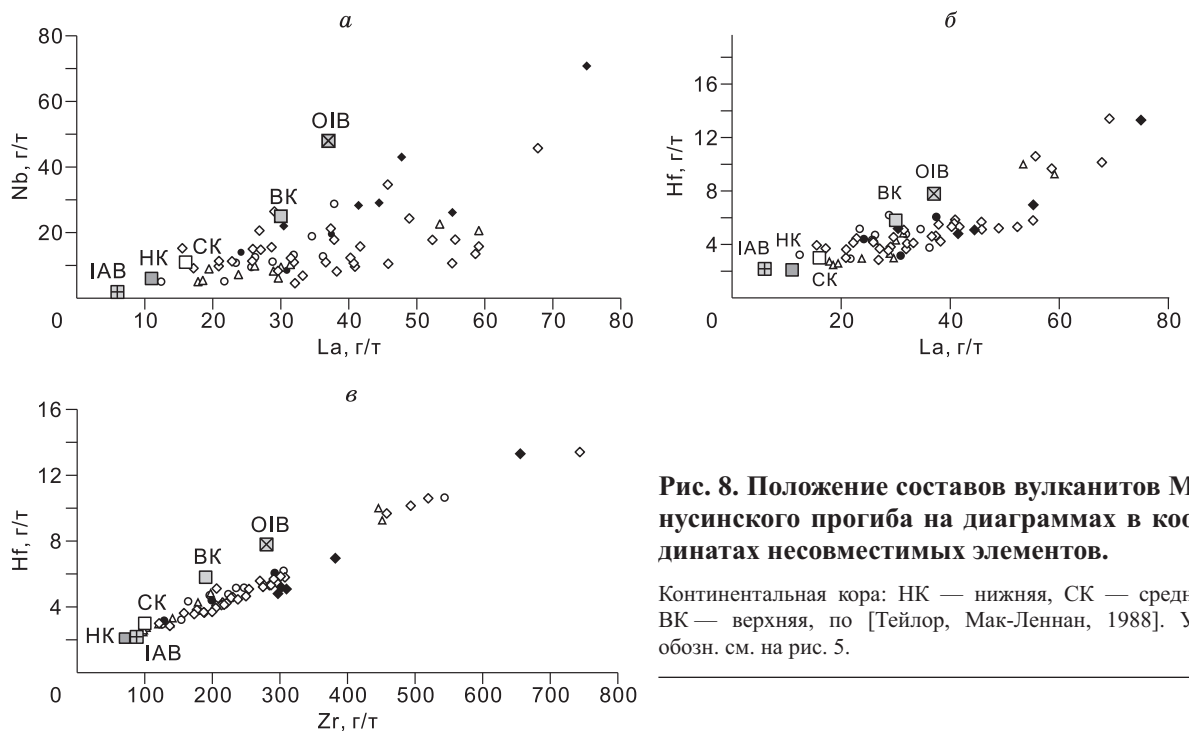


Рис. 8. Положение составов вулканитов Минусинского прогиба на диаграммах в координатах несовместимых элементов.

Континентальная кора: НК — нижняя, СК — средняя, ВК — верхняя, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

траций некоторых редких литофильных элементов обусловлены двумя факторами: процессами эволюции магм в промежуточных очагах и гетерогенностью мантии по латерали под Минусинским прогибом. Характеризуя в целом развитие в нем базиты, необходимо отметить, что породы из разных впадин близки по составу между собой, геохимические различия между ними менее существенные по сравнению с различиями между базитами в других сегментах АСРО.

Породы с содержанием SiO_2 от 53 до 77 мас. %, так же как и континентальная кора (рис. 7), обогащены Rb, K, Th, U, Zr, Hf, редкоземельными элементами и обеднены Sr и P. В них отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в базитах,

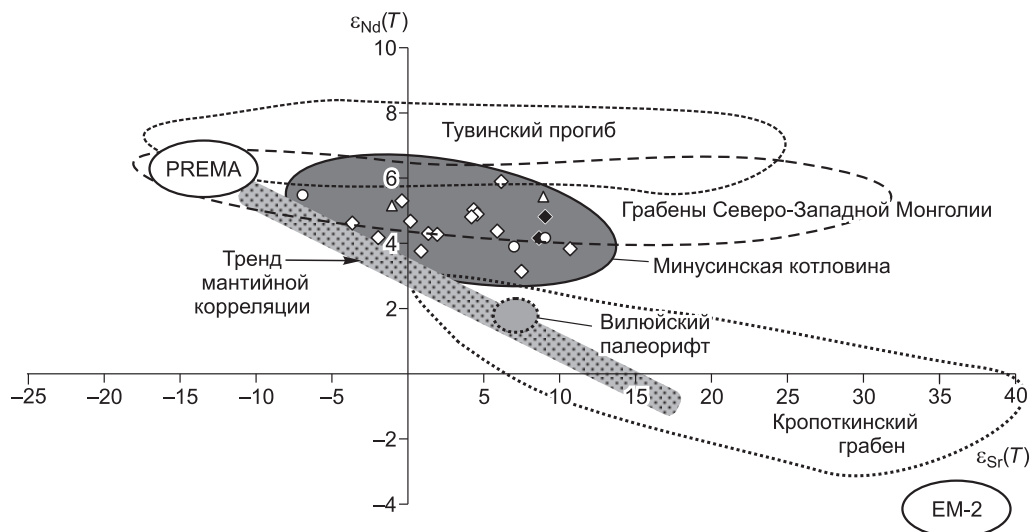


Рис. 9. Изотопный состав базитов Минусинского прогиба на диаграмме $\epsilon_{\text{Sr}}(T) - \epsilon_{\text{Nd}}(T)$, где $T = 390$ млн лет.

Поля составов девонских базитов Тувинского прогиба, Кропоткинского палеограбена и Северо-Западной Монголии, по [Воронцов и др., 2010], составы базальтов Вилюйского палеорифта, по [Киселев и др., 2007]. PREMA — преобладающая мантия. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5.

Таблица 2.

Изотопный состав базальтов

Параметр	з. Карагай	пос. Ба- за	р. Ка- мышта	сел. Троиц- кое и устье р. Кокса	Батенев- ское под- нятие	оз. Шунет и Ма- тарак		пос. Ши- ра	пос. Копьево	
	Андезиба- зальт	Базальт	Базальт	Базальт	Андези- базальт	Долерит		Долерит	Базальт	
	КУЛ 1/3	БАЗ 1/6	КМШ 1/1	ТРЦ 1/6	КРЗ 1/1	КЗМ 1/1	ШНТ 1/1	ШИР 1/4	КОП 1/1	КОП 1/4
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.178586	0.049211	0.093130	0.057213	0.082495	0.022156	0.057536	0.051472	0.057275	0.068101
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.705259	0.704158	0.705139	0.704572	0.705276	0.704783	0.705174	0.704389	0.704969	0.70508
$\pm 2\sigma$	19	18	13	10	18	16	16	11	24	26
$\epsilon_{\text{Sr}}(390)$	8.7	-6.9	7.0	-1.1	8.9	1.9	7.5	-3.7	4.6	6.1
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.135458	0.132574	0.113835	0.121855	0.118262	0.117657	0.107448	0.116132	0.116461	0.111878
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512695	0.512755	0.512626	0.512711	0.512716	0.512655	0.512571	0.512669	0.512672	0.512739
$\pm 2\sigma$	10	12	18	10	19	9	6	8	11	7
$\epsilon_{\text{Nd}}(390)$	4.2	5.5	3.9	5.2	5.4	4.3	3.1	4.6	4.9	5.9

эти элементы образуют относительный концентрационный минимум. В спектре редкоземельных элементов появляется слабая отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая о фракционировании плагиоклазов.

Механизмы, контролирующие изменения вещественных параметров, удобно рассмотреть на примере ассоциаций, дифференцированных по составу от базитов до кислых пород. Такие вариации могут быть связаны с кристаллизационной дифференциацией материнских расплавов или с ассимиляцией расплавами вещества коры, либо с комбинацией этих процессов. На графиках распределения редких несовместимых элементов относительно друг друга (Nb—La, Hf—La, Hf—Zr) точки составов всех пород прогиба образуют общие тренды (рис. 8). Подобный характер зависимостей между элементами соответствует их поведению при кристаллизационной дифференциации исходной однородной магмы, которая, как было показано выше, имела промежуточные геохимические характеристики между составами IAB и OIB. На графики также вынесены составы нижней, средней и верхней коры, по [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], которые можно рассматривать в качестве крайних компонентов смешения с исходными расплавами. Составы трахидацитов и трахириолитов выходят за пределы поля, ограниченного областью смешения составов базальтовых расплавов и континентальной коры.

В то же время собственно составы базальтов, андезибазальтов и андезитов Минусинского прогиба формируют тренды, полностью совпадающие с линиями смешения составов IAB и верхней коры, и частично совпадающие с линиями смешения OIB и составов разных типов коры (см. рис. 8). Эти закономерности свидетельствуют об ассимиляции коровых субстратов материнскими базальтовыми расплавами со свойствами одновременно IAB и OIB и последующей дифференциации контаминированных магм (модель AFC). Возможно также, что при условии масштабной коровой ассимиляции в промежуточных очагах могли образовываться большие объемы магм кислого состава, ставшие причиной резкого преобладания риолитоидов над базитами, как это наблюдается, например, в Сисимском вулканическом ареале, что не исключает также и существование вторичных коровых очагов перед фронтом продвижения базитовой магмы.

ИЗОТОПНЫЕ (Sr, Nd) ПАРАМЕТРЫ БАЗИТОВ

Дополнительную характеристику состава первичных расплавов в пределах рассматриваемых впадин Минусинского прогиба дают изотопные свойства пород основного состава (табл. 2). Изотопных различий между базитами разных впадин не отмечается. Все породы обладают близким изотопным составом Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +3.1 до +5.9). Умеренно щелочным базальтам и долеритам свойственны широкие вариации $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ (от -6.9 до +10.7), в то же время высокие значения $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ типичны для фонотэфритов, нефелинитов (от +8.6 до +9.1) и андезибазальтов (от +8.7 до +8.9). Точки составов всех базитов, представленные на графике $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ — $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (рис. 9), группируются в линейно вытянутое поле, которое, в отличие от высокотитанистых базальтов других структур АСРО, отклоняется от тренда мантийной корреляции. Это поле составов располагается параллельно оси $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ от области мантийных источников с параметрами PREMA в сторону составов, обогащенных радиогенным стронцием. Подобная закономерность указывает на плавление мантийного субстрата типа PREMA и дополнительного компонента с высоким содержанием радиогенного Sr и низкими содержаниями REE. Таким параметрам удовлетворяют осадочные породы с высоким содержанием карбонатов, которые, вероятно, были ассимилированы базальтовой магмой. Максимальными величинами $\epsilon_{\text{Sr}}(T)$ обладают некоторые умеренно щелочные базаль-

и долеритов Минусинской котловины

пос. Копьево							пос. Новоселово	Солгонский кряж	р. Береш	
Базальт							Фонотефрит	Базальт		Нефелинит
КОП 1/5	КОП 1/6	КОП 1/8	КОП 1/9	КОП 1/10	КОП 1/11	КОП 1/12	НВС 1/5	ДВН 2/17	ЧЛМ 1/3	БРШ2/6
0.013797	0.038396	0.029619	0.023513	0.033218	0.029636	0.057779	0.058589	0.062348	0.047760	0.02652
0.704509	0.704619	0.704942	0.704742	0.704708	0.704659	0.705062	0.705255	0.705400	0.704952	0.705284
9	7	11	10	15	20	15	11	12	11	12
-2	-0.4	4.2	1.4	0.9	0.2	5.9	8.6	10.7	4.3	9.1
0.118039	0.118749	0.113988	0.122672	0.113533	0.115472	0.109755	0.111703	0.115873	0.112292	0.104826
0.512651	0.512712	0.512672	0.512646	0.512623	0.51267	0.51264	0.512634	0.512628	0.512680	0.51265
10	30	4	7	7	18	7	9	37	8	9
4.1	5.3	4.8	4.2	4	4.7	4.4	4.2	3.8	5.0	4.8

Примечание. Изотопный состав Sr и Nd в породах определен на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН. Величины $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ рассчитаны из концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, определенных методом ICP-MS.

ты и андезибазальты с геохимическими параметрами IAB, кроме того, щелочные базиты (фонотефриты и нефелиниты), близкие к составу OIB. Эти породы могут представлять собой продукт дифференциации контаминированного расплава, сформированного по модели AFC. В качестве карбонатсодержащих компонентов ассимиляции можно рассматривать породы слэбов. Последние проникали в мантийные области плавления при субдукции в венд-кембрийский [Гордиенко, 2006] и позднесилурийско-раннедевонский [Добрецов, 2003; Kenny Wong et al., 2010] этапы развития активной континентальной окраины, вовлекались в плавление надсубдукционной литосферной мантии и изменяли состав первичных мантийных магм. Отклонение изотопных составов магматических источников от тренда мантийной корреляции сопровождается, как отмечалось выше, появлением субдукционных геохимических меток в умеренно щелочных базитах, в частности, пониженными содержаниями Nb и Ta.

ФОРМИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКОВ

Минусинский прогиб является составным элементом структуры Алтае-Саянской рифтовой области, поэтому обсуждение природы его магматизма невозможно проводить без учета его тектонического положения. Рифтовая область состоит из разноориентированных грабенов и впадин, формирование которых сопровождалось развитием силлов, дайковых поясов и проявлениями магматизма, типичными для континентальных рифтов. Соответствующие свойства магматизма отражены в повышенной щелочности пород, в развитии бимодальных вулканических ассоциаций, а также в широком распространении высокотитанистых базальтов с геохимическими характеристиками, близкими к OIB. Изотопные параметры основных пород рифтовой области свидетельствуют об участии в их формировании умеренно обогащенной мантии типа PREMA, в той или иной степени контаминированной компонентами литосферы.

Особенностью рифтовой области является то, что наряду с ассоциациями, типичными для континентальных рифтов, в ее строении широко распространены породы, имеющие геохимические черты, специфичные для магматических пород конвергентных границ. Ранее [Воронцов и др., 2010, 2011] мы эти особенности объясняли с позиций проявления плюмовой активности в пределах активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента. Подобная обстановка должна была привести к вовлечению в маглообразование мантии, подвергшейся переработке в ходе субдукционных процессов, что соответственно должно было отразиться на составе продуктов плавления. В этой модели принципиально важно оценить участие этих процессов в образовании магматических ассоциаций Минусинского прогиба и сопоставить их с особенностями проявления магматизма в других участках рифтовой области.

Минусинский прогиб отличается от других палеорифтов АСРО рассредоточенным прогибанием континентальной литосферы и отсутствием явно выраженных линейно вытянутых цепочек и поясов грабенов, что позволяет оценить его как рифтоподобный. Его очертания и форма, а также взаимное расположение в нем впадин определяются ориентировкой структур кристаллического фундамента, образованных в результате додевонских аккреционно-коллизийных процессов [Буслов, 2011]. Форма западного контура прогиба наследует, например, выгнутую на восток дугу Кузнецкого Алатау, а северо-восточная

и южная границы прогиба определяются соответственно структурами Восточного и Западного Саян. Очевидно, что области их сочленения, оставаясь ослабленными зонами в течение постколлизийных этапов, в значительной степени повлияли на конфигурацию прогиба.

В отличие от других рифтовых структур АСРО, например, грабенов Северо-Западной Монголии и Тувинского прогиба, в Минусинском прогибе отмечается «точечное» проявление высокощелочных пород, преобладание пород умеренно щелочного состава, доминирование дифференцированных серий над бимодальными и отсутствие высокотитанистых (более 2 мас. % TiO_2) базальтов. Для редкоземельного состава базитов прогиба типично наличие Ta-Nb минимума и невысокая степень обогащения легкими REE. Все эти характеристики указывают на то, что магматизм Минусинского прогиба формировался при значительно более сильном влиянии надсубдукционных источников, чем в других районах АСРО. Влияние другого источника, связанного с плюмом и ответственного за образование щелочных пород и базитов OIB типа, здесь менее выражено. Подобные особенности магматизма прогиба могут быть связаны с его удаленностью на 300—500 км от точки тройного соединения АСРО и от наиболее «титанистой» ее Тувинской ветви, где отмечаются пикриты [Изох и др., 2011] и развиты высокотитанистые (до 4 мас. % TiO_2) базальты [Воронцов и др., 1997; Воронцов, Сандимиров, 2010]. Эти породы проявляют сходство с магматическими продуктами Афарского треугольника Восточной Африки, расплавы которых формировались над центральной частью мантийного плюма при высоких температурах и степенях частичного плавления (1400—1500 °С, 25—30 % для пикритов и 1200—1400 °С, 15—25 % для базальтов [Bessalova et al., 2009]).

Следы плюмового воздействия в континентальных структурах юго-западной части Сибирского палеоконтинента фиксируются начиная с момента каледонской аккреции (~ 490 млн л.н. [Ярмолюк и др., 2006; Добрецов, 2011]), в ходе которой каледонский супертеррейн был зафиксирован над горячей точкой мантии. Как полагают [Kuzmin et al., 2010], эта горячая точка была связана с Африканским суперплюмом. Субдукционные события в истории образования Алтае-Саянской части каледонского аккреционного террейна проявились, по меньшей мере, дважды. С процессами конвергенции в позднем кембрии и ордовике связывается образование собственно каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса [Гордиенко, 2006; Буслов, 2011; Метелкин и др., 2012; Руднев и др., 2012]. Поздние субдукционные процессы на границе каледонид Алтае-Саянской области установлены в Китайском Алтае начиная с 440 млн лет [Kennu Wong et al., 2010] и продолжались в Рудном Алтае в раннем—среднем девоне [Крук, Сенников, 2012] до позднего девона [Сараев и др., 2012]. Исходя из возрастных характеристик и особенностей пространственного распределения интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы [Владимиров и др., 2001], раннедевонская граница океан—континент совпадала с современной границей между Рудным и Горным Алтаем. Магматические процессы охватили значительные пространства в краевой части Сибирского континента и сформировали вулканоплутонический пояс, ширина которого (оцениваемая по расстоянию от района оз. Зайсан до восточной оконечности Минусинского прогиба) составляла около 800 км. Следовательно, можно говорить, что мантия под Алтае-Саянской областью, участвовавшая в процессах конвергенции в позднем кембрии и ордовике, в силуре и девоне, вновь оказалась в зоне влияния субдукционных процессов. Это нас приводит к выводу, что совмещение надсубдукционных и внутриплитовых характеристик магматизма Минусинского прогиба, по-видимому, является следствием сложной геодинамической обстановки, отвечавшей условиям проявления плюмовой активности на активной континентальной окраине, подобно современному взаимодействию Тихоокеанской плиты с восточной окраиной азиатского континента [Федоров, 2006].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере Минусинского прогиба как фрагменте Алтае-Саянской рифтовой области устанавливается взаимосвязь между геологическими, изотопно-геохимическими характеристиками вулканизма и геодинамическими условиями его проявления. В строении девонских вулканических ассоциаций прогиба участвуют породы повышенной щелочности, слагающие бимодальные и дифференцированные ассоциации с резко ограниченным распространением щелочных пород основного состава. Такие ассоциации типичны как для других девонских структур АСРО, так и для зон внутриконтинентального рифтогенеза в целом. Однако, в отличие от них, вулканы Минусинского прогиба обладают рядом геохимических особенностей. Главными из них являются отсутствие высокотитанистых (более 2 мас. % TiO_2) базитов, слабые геохимические различия в породах по латерали и близкие изотопные составы Sr и Nd для пород из разных сегментов прогиба, удаленных друг от друга на значительные (десятки и сотни километров) расстояния. Эти особенности состава базитов объяснимы тем, что Минусинский прогиб удален от точки тройного соединения и от Тувинской его ветви с высокотитанистыми базитами на значительное расстояние (от 300 до 500 км), и, следовательно, состав первичных магм под ним в минимальной степени зависит от влияния мантийного плюма на формирование источников первичных расплавов. Этот же фактор является причиной не типичного для рифтогенных структур площадного прогибания литосферы в усло-

виях регионального ее растяжения. По своим изотопно-геохимическим характеристикам базиты близки к первичным расплавам, которые образуются в водонасыщенной надсубдукционной мантии, предварительно обогащенной редкими литофильными элементами. Заражение же базитов радиогенным Sr можно связать с ассимиляцией материнскими расплавами древних карбонатсодержащих пород, оказавшихся в области магмообразования в ходе субдукции. Вулканы с содержанием кремнезема более 53 мас. % были образованы при комбинации процессов ассимиляции расплавами вещества коры и кристаллизационной дифференциации магм основного состава, что доказываются трендами распределения некогерентных редких элементов в разных типах пород изученных ассоциаций.

Авторы благодарны академику В.В. Ярмолюку и Н.Н. Круку за ценные замечания, которые позволили значительно улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 10-05-00055), интеграционных проектов СО РАН № 11, 87, проектов программы Президиума РАН № 4.3 и 27.2, а также является вкладом в проект МПГК (IGCP) № 592 «Образование континентальной коры в Центральной Азии».

ЛИТЕРАТУРА

Ананьев А.Р., Парначев В.П., Макаренко Н.А. Некоторые вопросы геологического строения и возраста девонских вулканогенных образований района озер Матарак и Шунет (Северо-Минусинская впадина) // Проблемы комплексных геолого-географических исследований девонских прогибов Алтая и методика проведения полевых практик. Новокузнецк, Изд-во Кемеров. пед. ин-та, 1972, с. 3—14.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 228 с.

Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Сергеев С.А., Сенников Н.В., Гибшер А.С., Советов Ю.К. Возраст заложения Минусинских впадин (Южная Сибирь) // ДАН, 2004, т. 395, № 3, с. 367—370.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Васильев Б.Д., Гумерова Н.В., Фальк А.Ю., Мезенцева О.П. О времени заложения межгорных прогибов Алтае-Саянской складчатой области // Изв. ТПУ, 2011, т. 318, № 1, с. 5—7.

Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П., Халилов В.А., Руднев С.Н., Крук Н.Н., Выставной С.А., Борисов С.М., Березиков Ю.К., Мецнер А.Н., Бабин Г.А., Мамлин А.Н., Мурзин О.М., Назаров Г.В., Макаров В.А. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1157—1178.

Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Девонский вулканизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базитов: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1073—1087.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С. Условия формирования девонских базальтов и долеритов Ширинского района Минусинского прогиба // Изв. ТПУ, 2012, т. 320, № 1, с. 71—76.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавов девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 236—252.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // ДАН, 2008, т. 423, № 2, с. 222—227.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирова Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология, 2010, т. 18, № 6, с. 45—58.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрищенко С.В., Пахольченко Ю.А. Источники девонского магматизма Минусинского прогиба (по геохимическим и изотопным Sr-Nd характеристикам базитов) // ДАН, 2011, т. 441, № 4, с. 514—520.

Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам ^{40}Ar - ^{39}Ar геохронологических исследований) // ДАН, 2012, т. 447, № 3, с. 308—313.

Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский магматизм. Западная Монголия // Континентальный вулканизм Монголии. М., Наука, 1983, с. 6—9.

- Гордиенко И.В.** Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.
- Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.
- Гриб Е.Н., Леонов В.Л., Перепелов А.Б.** Геохимия вулканических пород Карымского вулканического центра // Вулканология и сейсмология, 2009, № 6, с. 3—25.
- Гринёв О.М.** Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск, STT, 2007, 434 с.
- Грицюк Я.М.** Основные элементы сводово-блоковой тектоники западной части Алтае-Саянской области по космофотогеологическим и морфотектоническим данным // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1978, с. 3—17.
- Даценко В.М.** Позднеколлизийный вулканизм орогенов (на примере центральной части Алтае-Саянской области) // Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2006, с. 159—163.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Захарова Т.В., Ананьев А.Р.** О стратиграфическом положении быскарской серии девона Минусинского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990, т. 65, вып. 2, с. 44—50.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 книгах. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.; кн. 2, 334 с.
- Зубков В.С.** К сопоставлению щелочно-оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, Наука, 1986, с. 112—133.
- Зубков В.С.** Свидетельства и особенности девонского рифтогенеза Алтае-Саянской складчатой области // Палеовулканизм Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1991, с. 49—50.
- Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А.** Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 10—31.
- Кац Я.Г., Красильников Б.Н., Моссаковский А.А., Сулиди-Кондратов Е.Д., Херасков Н.Н.** Стратиграфия палеозойских отложений Минусинской котловины и ее горного обрамления // Материалы по региональной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 99—148. (Тр. ВАГТ, вып. 4).
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Егоров К.Н.** Состав и источники вулканизма Вилуйского рифта // ДАН, 2007, т. 414, № 6, с. 798—804.
- Классификация** магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук / Ред. С.В. Ефремова. Пер. с англ. М., Недра, 1997, 248 с.
- Косоруков А.П., Парначев В.П.** Геологическое строение и стратиграфия вулканогенно-осадочной серии западной части Копьевского купола Чебаково-Балахтинской впадины (Минусинская котловина) // Вопросы геологии Сибири, 1994, № 3, с. 27—36.
- Краснов В.И., Ратанов Л.С.** О стратотипах матаракской и шунетской свит в Северо-Минусинской впадине // Материалы по региональной геологии. Новосибирск, 1974, с. 82—89. (Тр. СНИИГГиМСа, вып. 173).
- Краснов В.И., Федосеев Г.С.** Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и 1 000) // Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2000, с. 93—99.
- Краснов В.И., Перегудов А.Г., Ратанов Л.С., Берзон Е.И., Берсегян В.Е., Косоруков А.П., Махлаев М.Л., Сенников Н.В., Федосеев Г.С.** Региональная стратиграфическая схема девонских образований восточной части Алтае-Саянской области. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2012, 52 с.
- Крук Н.Н., Сенников Н.В.** Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // ДАН, 2012, т. 446, № 5, с. 550—555.
- Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Гибшер А.С., Советов Ю.К., Сергеев С.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Левченко О.А., Махлаев Е.Н., Дербан А.Г.** «Девонотипный»

магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Томск, Изд-во ТПИ, 2002, с. 189—193.

Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 551—570.

Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 663—677.

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

Марков В.Н. Об эффузивной природе берешитов западной окраины Северо-Минусинской впадины // Щелочные и субщелочные породы Кузнецкого Алатау. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1987, с. 92—96.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.

Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963, 216 с.

Охапкин Н.А. Девонские травертины района Копьево (Минусинский межгорный прогиб) // Геология и геофизика, 1961 (5), с. 80—82.

Парначев В.П. Девонский вулканизм Алтае-Саянской складчатой области (латеральные вариации состава и геодинамические обстановки проявления) // Вулканизм и геодинамика. Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2006, с. 264—267.

Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А., Беженцев А.Ф., Смагин А.Н., Зайков В.В., Гутак Я.Н., Татьяна Г.М., Чувакин В.С., Кузоватов Н.И. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1996, 239 с.

Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера, 2004, № 3, с. 137—152.

Полевой атлас характерных комплексов фауны и флоры девонских отложений Минусинской котловины / Под ред. М.А. Ржонсницкой и В.С. Мелешенко. М., Госгеолтехиздат, 1955, 136 с.

Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е., Федосеев Г.С., Богнибов В.И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР, 1972, т. 203, с. 1374—1377.

Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е. Сравнительный анализ девонских вулканоплутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1974, с. 7—84.

Ратанов Л.С. Строение и история формирования осадочно-вулканогенного комплекса Минусинского прогиба: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Томск, ТПИ, 1974, 22 с.

Рублев А.Г., Шергина Ю.П., Берзон Е.И. Изотопный возраст палеозойских вулканитов Красноярского поднятия и проблема стратиграфии быскарской серии // Отечественная геология, 1999, № 3, с. 47—54.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2010, 32 с.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневецкий А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (5), с. 557—578.

Сараев С.В., Батурина Т.П., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Сенников Н.В. Среднепозднедевонские островодужные вулканогенно-осадочные комплексы северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1285—1303.

Сенников Н.В., Грацианова Р.Т., Соболев Е.С., Клец Т.В. О генезисе и возрасте арамчакской свиты нижнего девона в Северо-Минусинской впадине // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (3), с. 15—24.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. Пер. с англ. М., Мир, 1988, 384 с.

Теодорович Г.И., Полонская Б.Я. Стратиграфия, петрография и фации девона Минусинских и Назаровской впадин. М., Изд-во АН СССР, 1958, 232 с.

- Тикунов Ю.В.** Геохимия девонского базальт-андезитового вулканизма западной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (2), с. 61—69.
- Уваров А.Н., Уварова Н.М.** Петротип базырско-ашпанского трахит-тефрит-трахибазальтового комплекса. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2010, 180 с.
- Федоров П.И.** Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М., ГЕОС, 2006, 316 с.
- Федосеев Г.С.** Роль литомиктитовых брекчий и конвергентных макротекстур при картировании «изотропных» силлов и лавовых палеопотоков // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. 1. Сыктывкар, Изд-во ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000, с. 295—298.
- Федосеев Г.С.** Реологические процессы в контактовых зонах базитовых недифференцированных силлов // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4, т. I. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2004, с. 120—124.
- Федосеев Г.С., Ратанов Л.С., Травин А.В.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование силловых комплексов и вулканитов Минусинского межгорного прогиба (Западная Сибирь) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., ЦИК, 2003, с. 518—521.
- Фор Г.** Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 589 с.
- Хомичев В.Л., Смагин А.Н., Чунихина Л.Е.** Эталон имирского вулканического комплекса (Восточный Саян). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, 208 с.
- Шнейдер Е.А., Зубкус Б.П.** Стратиграфия ниже- и среднедевонских отложений Северо-Минусинской и Сыдо-Ербинской впадин // Материалы по геологии Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, Изд-во Том. ун-та, 1962, с. 41—56.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000, 187 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М., Наука, 1991, 263 с.
- Ярмолюк В.В., Воронцов А.А.** Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника, 1993, № 4, с. 76—86.
- 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., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б.** Ранние стадии формирования палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006, т. 410, № 5, с. 657—662.
- Яшина Р.М.** Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (на примере южного обрамления Сибирской платформы). М., Наука, 1982, 276 с.
- Beccaluva L., Bianchini G., Natali G., Siena F.** Continental flood basalts and mantle plumes: a case study of northern Ethiopian Plateau // J. Petrol., 2009, v. 50, № 7, p. 1377—1403.
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O.** The Devonian Period // The Geologic Time Scale, 2012, v. 2, p. 559—601.
- Birk J.L., Allegre C.J.** Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the ^{87}Rb - ^{86}Sr method // Earth Planet. Sci. Lett., 1978, v. 39, № 1, p. 37—51.
- Burke K., Dewey D.F.** Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks // J. Geol., 1973, v. 81, № 4, p. 406—433.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos, 2005, v. 79, p. 491—504.
- Fedoseev G.S.** The role of mafic magmatism in age specification of Devonian continental trough deposits: evidence from the Minusa Basin, western Siberia, Russia // Bull. Geosci., 2008, v. 83, № 4, p. 473—480.
- Kenny Wong, Min Sun, Guochun Zhao, Chao Yuan, Wenjiao Xiao.** Geochemical and geochronological studies of the Alege dayi Ophiolitic Complex and its implication for the evolution of the Chinese Altai // Gondwana Res., 2010, v. 18, p. 438—454.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Revs., 2010, v. 102, p. 29—59.

Malkovets V.G., Litasov Y.D., Travin A.V., Litasov K.D., Taylor L.A. Volcanic pipes as clues to upper mantle petrogenesis: Mesozoic Ar-Ar dating of the Minusinsk basalts, South Siberia // *Int. Geol. Rev.*, 2003, v. 45, № 2, p. 133—142.

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

Rogers N., Macdonald R., Fitton J.G., George R., Smith M., Barreiro B. Two mantle plumes beneath the East African rift system: Sr, Nd and Pb isotope evidence from Kenia rift basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 176, p. 387—400.

Sun S.S., McDonough W.F. Magmatism in the ocean basins // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1989, № 42, p. 313—345.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
22 июня 2012 г.*