

БАЗИТЫ СЕМИБРАТСКОГО КОМПЛЕКСА (БАШКИРСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ): СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗМОЖНАЯ ВОЗРАСТНАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2014 г. Г. Ю. Шардакова, М. Т. Крупенин

Породы основного состава, имеющие докембрийский возраст, широко распространены в пределах Башкирского мегантиклинория (БМА). Существенная часть их рассматривается в составе так называемой мезопротерозойской Камско-Бельской магматической провинции, объединяющей плутонические, субвулканические и вулканические серии Волго-Уральской области и БМА с возрастом 1.38–1.30 млрд лет [9]. Описываемые породы практически всегда являются важными геохронологическими маркерами главнейших тектономагматических событий. Наиболее яркие и изученные представители этого этапа – вулканы машакской свиты, габброиды Кусинско-Копанской интрузии, Главной дайки (Бакал), пикриты ишлинского комплекса и др. [11, 12, 15–17, 19, 23 и др.]. В работе [9] показано, что среди базитов этого возрастного диапазона (большой частью входящих в состав бимодальных серий) присутствуют как высоко-, так и низкотитанистые разновидности, имеющие в общем “плюмовую” природу, но различающиеся по глубине плавления мантийного материала в источнике, что ведет к различиям в составе субстрата. Все это – магматические свидетельства машакского рифтогенного события (1386–1350 млн лет назад) и повторяющихся впоследствии эпизодов рифтинга на восточной окраине Восточно-Европейского кратона. Со срединерифейскими гранитоидами и базитами Кусы ассоциирует малокалиевая серия, в составе которой имеются габбро-диориты с возрастом около 660 млн лет, внедрение которых приурочено, по нашему мнению, к началу “тиманской” активности в БМА [19].

Кроме того, в БМА присутствуют основные вулканогенные породы нижнего рифея в составе айсской свиты, по последним данным, с возрастом около 1750 млн лет [12, 13]. Относительно слабоизученными являются базиты аршинской серии с датировками 732–707 млн лет, по мнению В.Н. Пучкова, маркирующие стратон аршиний (RF₄), завершающий рифей [7]. Наиболее полная геохимическая характеристика докембрийских базитов БМА приведена в работах [9, 11–13, 18, 19, 23, 24]. По мнению В.Н. Пучкова, многие из них – это члены так называемых дайковых роев, “имеющие отчетливо

дискретные возраста и отвечающие определенным тектоническим событиям... В ряде случаев дайковые рой являются почти единственными свидетелями плюмовых импульсов...” [12]. В других случаях это результат пульсирующего магматизма в зонах с медленным развитием рифтогенеза. Он отмечает, что по дайковым роям в пределах БМА получены также изотопные возраста в интервале 455–435 млн лет (цирконы из вулканитов в составе аршинской серии и машакской свиты и др.), т.е. близ границы ордовика и силура [13]. Автор отмечает, что вопрос о распространении и датировании дайковых роев в целом по Уралу и его обрамлению не достаточно изучен, данные не систематизированы.

Изучение обнажений и керна скважин Семибратского месторождения магнезита (СВ часть БМА, в 35 км южнее г. Златоуст) показало, что, наряду с палеозойскими гранитоидами, описанными нами в работе [21], здесь широко развиты дайки основного состава. На карте, составленной А.А. Алексеевым по данным К.И. Старикова с соавторами (1970, 1972ф), дайки базитов имеют СВ простирание, густо насыщают площадь Семибратского месторождения, формируя секущие тела от 0.1×1 до 7×1.5 км в плане ([1], рис. 23). По скважинам дайки и силлы прослеживаются на глубине более 500 м и далее фиксируются гравитационной аномалией. В геологических отчетах выделяются диабазовые порфириты и их туфы, пироксеновые порфириты, малые интрузии габброидов, внедряющиеся неоднократно в течение юрматинского, каратаусского и нижнекембрийского этапов. Описаны также дайки базитов, секущие гранитоиды семибратского комплекса. Первые в отчетах по редким пересечениям считались кембрийскими, а вторые – вендскими. Нами по цирконам установлен U–Pb-возраст гранитоидов семибратского комплекса – около 300 млн лет [21]. И если есть базиты, которые их секут (нами они зафиксированы не были), значит, они внедрялись в палеозое. В целом широкий диапазон описанных в отчетах геологических пересечений и датировок по основным породам может свидетельствовать о том, что активизация магматической (плюмовой?) деятельности могла происходить в северной части БМА неоднократно в течение длительного времени.

Согласно разрезам, приведенным в работах [1, 22], максимальное площадное распространение имеют дайки базитов, секущие авзянскую свиту (около 1230 млн лет [10]), и залежи магнезита Семибратского месторождения. Их мы проследили и в керне скважин и в обнажениях. В рельефе дайки образуют небольшие уступы (до 1–2 м) с коренными выходами, наблюдающимися вкост простирания даек на расстоянии до 7–8 км. Все это указывает на то, что семибратский комплекс базитов представляет собой заметное геологическое событие и отражает, вероятно, важный импульс магматической истории БМА. Отметим, что А.А. Алексеев [1] описывает совместно семибратский и мазаринский дайково-силловые комплексы, исходя из сходства их петрографии, петрохимии и возрастных соотношений. Теперь уже известно, что мазаринские базиты (и гранитоиды, ассоциированные с ними пространственно и генетически) имеют возраст около 700 млн лет [8], также, вероятно, отражая эпизод рифтогенеза “аршинского” уровня. Близкий возраст имеют также габбро и граниты Барангуловского массива – 725–723 млн лет [6] из северной части зоны Уралтау. Наши попытки выделить цирконы и напрямую датировать наиболее распространенный тип пород пока безуспешны, но продолжаются (поскольку содержание Zr в базитах не столь уж низко – 100–180 г/т).

Петрография, геохимия и возраст дайковых базитов семибратского комплекса на современном уровне не изучены. На основании ограниченного числа анализов А.А. Алексеев отмечает, что по содержанию петрогенных элементов они близки к континентальным базальтам, а по общей щелочности и железистости – к среднему типу базальтов трапповой формации [1]. Отобранные нами габбро-диабазы имеют темно-зеленую окраску, порфирированную структуру, субвулканический облик. Фенокристы занимают не более 10–12% от объема пород, представлены плагиоклазом, замещенным агрегатом зерен эпидота и карбоната; иногда сохраняются тонкие альбитовые каймы. Базис породы имел диабазовую структуру (реликтовые участки), наложенная структура – от спилитовой до микросферолитовой. Состоит из сосюритизированного плагиоклаза, хлорита, серицита, эпидота, карбоната; присутствует небольшое количество вторичного кварца. Вероятно, в базисе и в виде отдельных вкрапленников имелся клинопироксен, замещенный актинолитом. Возможно, присутствовал первичный амфибол, который пятнами замещен светло-бурым биотитом, иногда – с хлоритом и пелитовым веществом. Акцессорные и рудные минералы – апатит, пирит, лейкоксен, очень мелкий метамиктный циркон. Вторичные преобразования указывают на наложенную пропилитизацию или низы зеленосланцевой фации метаморфизма. По минеральному составу породы соответствуют базальтам, как и все прочие разновидности (см. ниже).

Кроме того, в керне Семибратского месторождения присутствуют диабазы – породы более глубинного облика с реликтами офитовой структуры, содержащие изначально плагиоклаз и цветной минерал в примерно равных долях. Здесь фиксируются реликты клинопироксена и вторичные, развивающиеся по нему амфибол и хлорит; плагиоклаз в ядрах полностью сосюритизирован, в периферии наблюдается пелитовое вещество; есть тонкие альбитовые каймы. В интерстициях встречается вторичный кварц, прожилки кальцита и эпидота. Фиксируется небольшое обогащение магнетитом. Изредка наблюдаются диабазовые порфириды, которые несут порфирированные выделения плагиоклаза 4–6 мм в поперечнике или пироксена (пироксеновые порфириды); все породы так же сильно изменены.

В коренных выходах на описываемой площади, реже в керне скважин можно наблюдать тела мелко- и среднезернистых габброидов (от 2 до 400 м по удлинению) полнокристаллического облика. По минералогии они практически не отличаются от описанных выше субвулканических пород, по-видимому, являясь их интрузивными аналогами, что подтверждается и сходством химического состава.

Поскольку положение описываемых пород в разрезе не вполне понятно и датировки по ним отсутствуют, по нашему мнению, косвенный ответ на вопрос о природе базитов и их возрастной позиции могут дать химический состав и геохимические параметры. Анализы на петрогенные элементы для типичных пород основного состава, развитых на площади Семибратского месторождения, приведены в работе [21]. Наиболее важные геохимические параметры базитов БМА показаны в табл. 1. По набору стандартных соотношений все типы семибратских базитов относятся к толеитовому типу серий, к субщелочным разностям (щелочные минералы в них не зафиксированы), являются металломиниевыми породами. На диаграмме Rb–Sr лежат в поле производных толеитовых магм (континентальной или островодужной).

Вместе с некоторыми новыми данными состав изучаемых базитов (и сравниваемых с ними образований) представлен нами на диаграммах в координатах относительно Mg# (рис. 1), ряда индикаторных соотношений (рис. 2) и распределения элементов-примесей (рис. 3). Для сравнения на диаграммы нанесены поля/тренды основных пород, распространенных в северной части БМА: базальтов машакской серии и габброидов Кусинско-Копанского комплекса как эталонов среднерифейских внутриплитных серий этого сегмента, основных пород верхнерифейско-вендского возраста, секущих данное габбро (около 660 млн лет), и базальтоидов аршинской серии (730–707 млн лет), к которой по возрастной позиции могут быть близки семибратские базиты.

Таблица 1. Геохимические параметры и геодинамические признаки среднерифейских базитов БМА

Параметр	Машакская свита	Кусинско-Копанская интрузия		Аршинская серия	Семибратский комплекс
Возраст, млн лет	1386–1350	1386–1330	660	730–707	Счет авзянскую свиту (1230 млн лет)
Порода	Базальты	Диабазы, габбро-диабазы	Габбро	Базальты, диабазы	Диабазы, габбро-диабазы, габбро
SiO ₂ –(Na ₂ O+K ₂ O) (классиф.)	Базальты, трахибазальты	Пикробазальты, базальты, трахибазальты, андезитобазальты	Андезитобазальты, базальты	Базальты	Базальты
Mg#	40–58	31–56	50–54	31–45	32–44
TiO ₂	1.5–2.5	1.5–2.6	1	2.5–3.5	2–3.5
AFM	Толейтовые	Толейтовые	Толейтовые	Граница толейт. и изв.-щел.	Толейтовые
ASI (Shand index)	0.6–0.9 металюмин.	0.5–0.8 металюмин.	0.6–0.7 металюмин.	0.8–1.3 металюмин.-пералюмин.	0.5–0.6 металюмин.
Alk–SiO ₂	Субщелочн.	0.5–0.8 металюмин.	0.6–0.7 металюмин.	0.8–1.3 металюмин.-пералюмин.	0.5–0.6 металюмин.
Zr–Y–Nb	Граница MORB и VAB	MORB, WPT, разброс	WPT	WPA	WPT
(Gd/Yb) _n **	0.7–1.7 (граница 1.5)	1–3.5	1.4	~ 1	~ 2
Ti/Y	220–500 (граница 400)	(200)400–600	250	~ 400	600–800
Rb–Sr	Толейтовая – от океанической и островодужной до континентальной	Толейт. континент. и островодужная и орогенная андезитовая	Толейт. континент. и островодужная и орогенная андезитовая	Толейт. континент. островодужная	600–800
Ti–Zr	Внутриплитная и островодужная	Внутриплитная и вне полей	Остр. дуг и MORB	Внутриплитная	Внутриплитная и MORB
MnO–TiO ₂ –P ₂ O ₅	IAT	MORB, OIT, IAT	MORB, IAT	MORB, OIT, OIA	MORB, OIT
Ti/V	20–50 континент.	30–60 континент.	30–40	60–100 изв.-щелочн.	40–80 разброс
La/Nb (связь с субдукц.)	0.2–1 (граница 1.3) (нет)	0.9–3 (есть/нет)	1.5 (есть)	0.3–1 (нет)	0.4–0.5 (нет)
Nb/Y	0.3–0.5 плюм. природа	0.2–1 разброс	0.2–0.3	1–2 баз. океан. остр.	0.8–1 плюм. природа
La/Yb	2–6	2–10	3–5	13–27	5–10
Сумма P3Э	70–200	40–200	50–100	200–300	80–140
Eu/Eu*	0.6–1.1	0.6–1.1	0.7–1.2	0.8–1.1	0.9–1.1
По прим. мант.***	+ Ba, Th, Nb – K, Sr	+ Ba, Ti, (Nb) – Rb, Th, (Nb), Sr, Zr	+ Th, Sr – K, Ti, Hf	+ Nb, U, Th – K, Ba, Sr, Ti	+ Nb (слаб.) – Zr, Sr

Примечание. MORB – базальты COX, IAB – островодужные базальты, IAT – островодужные толейты, VAB – базальты вулканических дуг, OIB – базальты океанических островов, OIT – толейты океанических островов, WPB – внутриплитные базальты, WPT – внутриплитные толейты, CAB – известково-щелочные базальты. **Отношения элементов нормированы по хондриту (Sun, 1986). *** Знаки «плюс» и «минус» обозначают вид аномалии на нормированном тренде.

Есть ли какие-либо контрастные различия у основных пород разного возраста, опираясь на которые, можно было бы увязать их с тем или другим магматическим импульсом? Расширенная (относительно рисунков) информация приведена в табл. 1, из нее видно, что большинство параметров для развитых в БМА базитов различаются не принципиально. И средне- (Машак, Куса), и верхнерифей-

ские (аршинские) базальтоиды по составу отвечают в основном базальтам толейтового ряда, преимущественно высокотитанистые, лежат на границе субщелочных и щелочных серий, являются производными толейтовой преимущественно океанической или островодужной магм, находятся в поле внутриплитных образований рифтогенной природы. Аршинские базальтоиды (как и сравниваемые

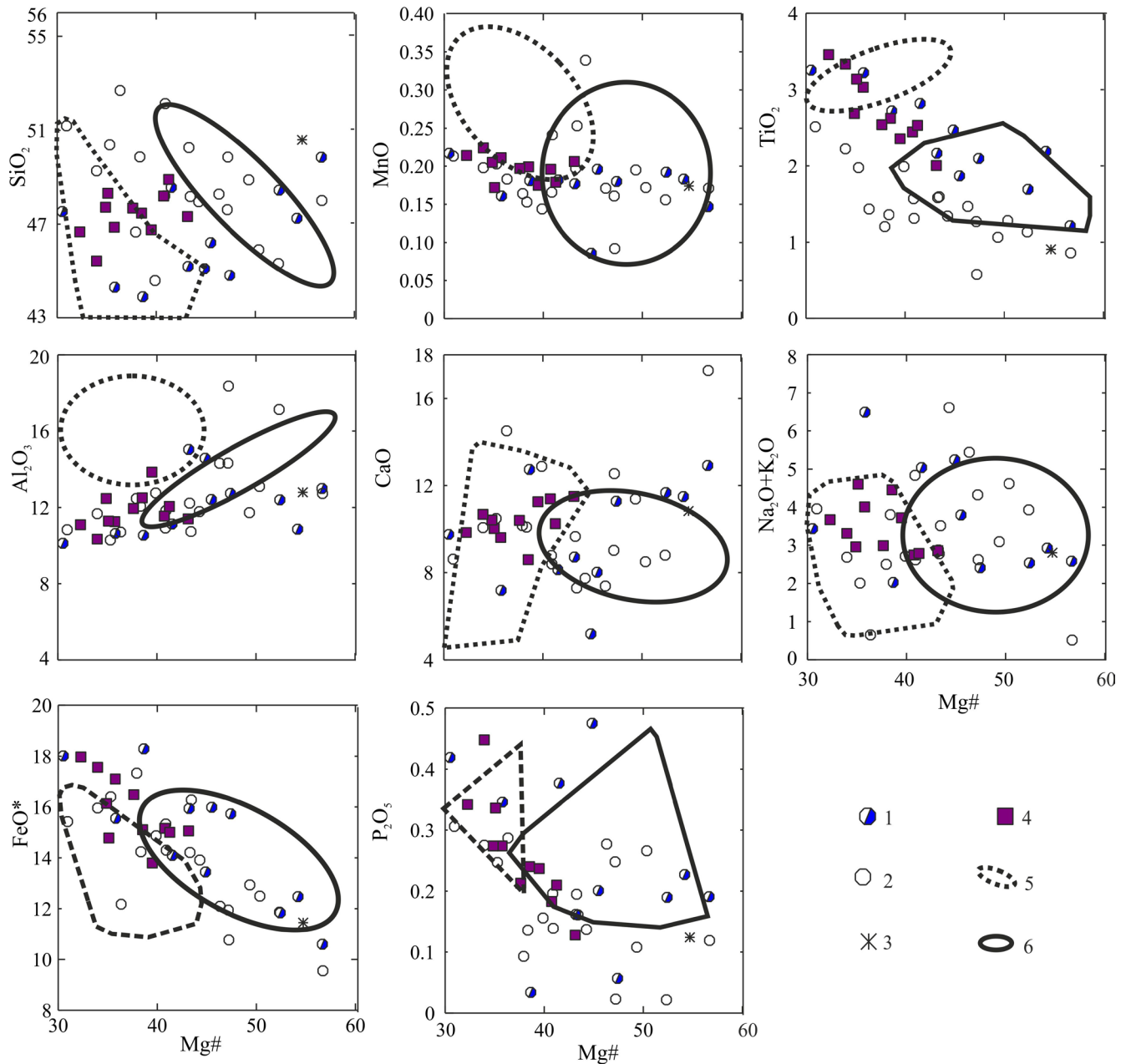


Рис. 1. Диаграммы Mg#-петрогенные компоненты для базитов БМА.

1–3 – из Кусинско-Копанской интрузии: 1 – высокотитанистые и 2 – низкотитанистые диабазы и габбро-диабазы главной серии (средний рифей), 3 – габбро дайковой серии (верхний рифей–венд); 4 – базиты семибратского комплекса; 5 – поле базальтоидов аршинской серии (верхний рифей), по данным работ [17, 24]; 6 – поле базальтов машакской серии, по данным работ [17, 18, 24].

с ними семибратские) характеризуются несколько меньшей Mg# (31–45%) по сравнению с большей частью базитов Кусинско-Копанской интрузии, хотя в целом разброс по Mg# и FeO_{tot} в породах довольно широк. Повышенные концентрации MnO и Al_2O_3 характерны для аршинских базальтоидов, но в семибратском комплексе они не фиксируются. Отметим, что от средне- к верхнерифейским базитам намечается рост содержания Fe, Ti, P, он мак-

симален в семибратских базитах. Это может означать рост доли “плюмового компонента” [9, 12] в источнике для выплавления основных пород БМА по мере их омоложения. Содержание остальных петрогенных компонентов во всех типах серий сильно варьирует, вероятно, из-за интенсивных вторичных изменений.

Во всех типах пород наблюдается некоторый разброс по ряду соотношений (см. табл. 1 и рис. 3),

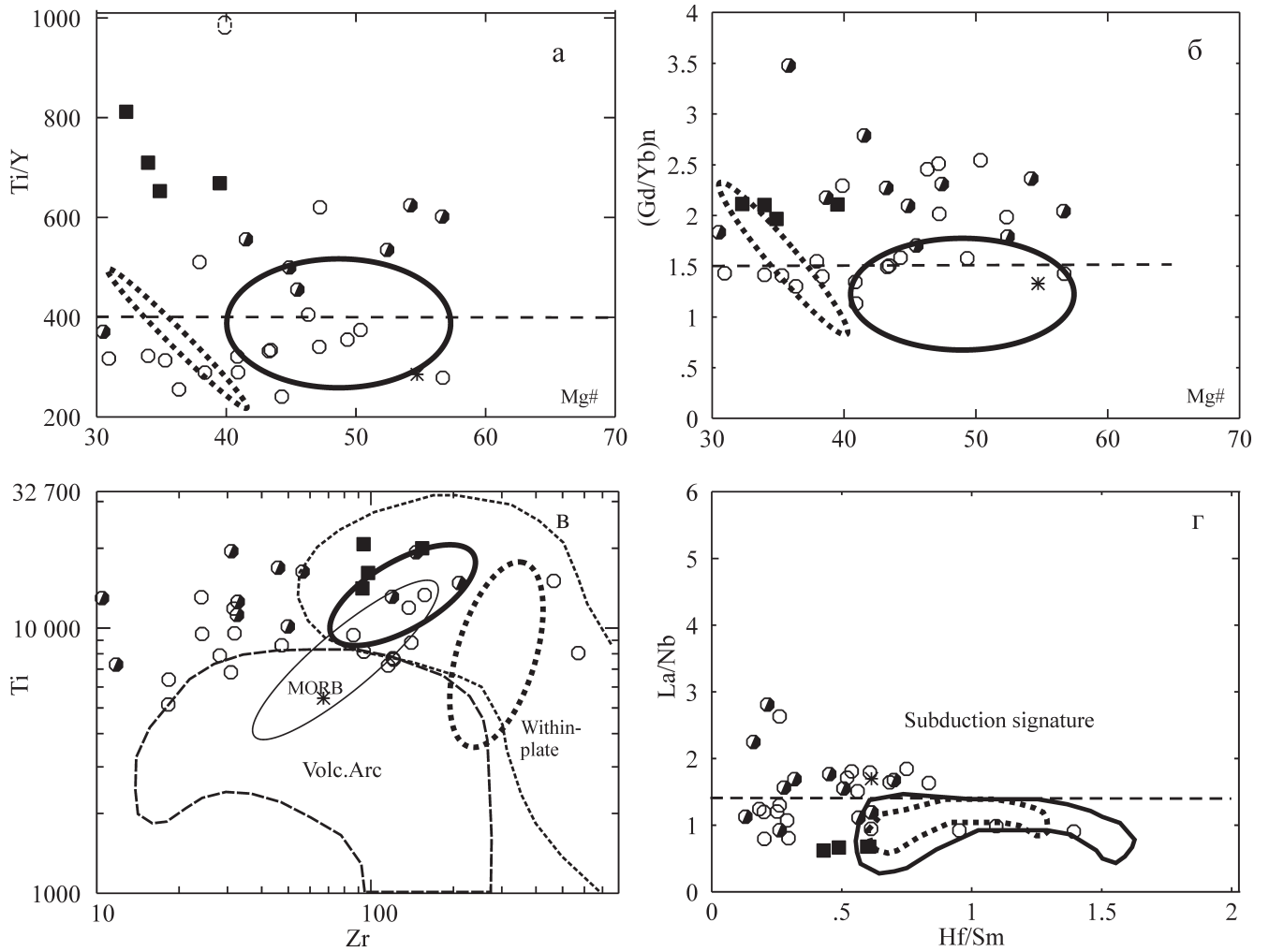


Рис. 2. Характеристические диаграммы для базитов БМА [25].

а, б – для коррекции при выделении высоко-и низкотитанистых разновидей; в, г – для определения возможной геодинамической обстановки.

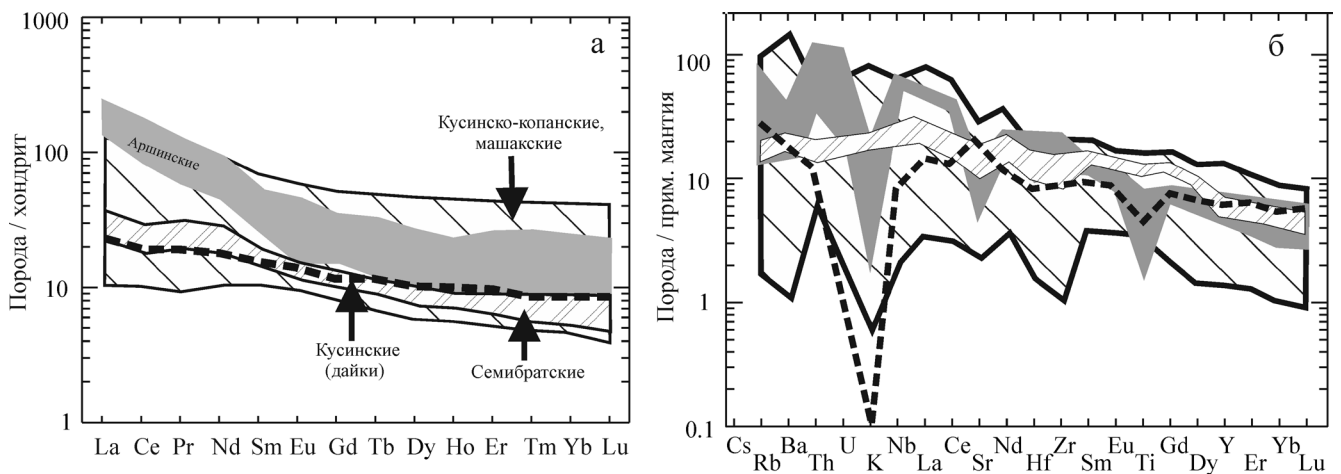


Рис. 3. Нормированное по хондриту (а) и примитивной мантии (б) распределение элементов-примесей в базитах БМА.

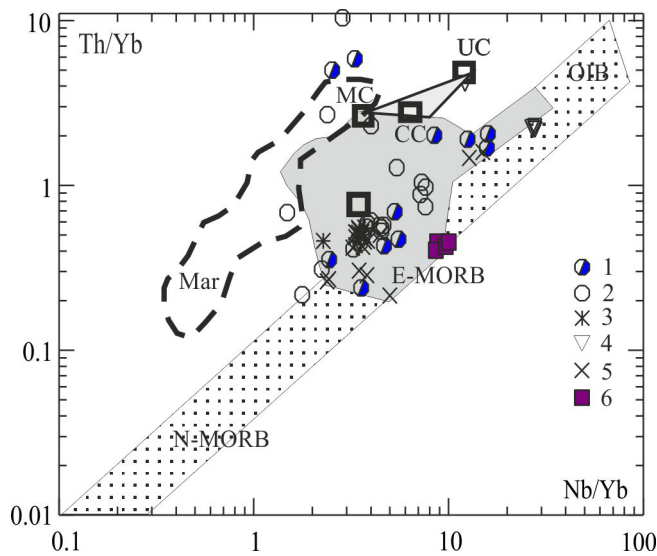


Рис. 4. Состав базитов БМА на диаграмме Пирса [25].

1, 2 – высоко- и низкотитанистые габбро-диабазы Кусинско-Копанской интрузии; 3 – габброиды дайковой серии (оттуда же); 4 – базальты аршинской серии; 5 – базальты машакской серии (ссылки см. на рис. 1); 6 – базиты семибратского комплекса. Мантийная последовательность MORB-OIB и составы пород марианской дуги (Mar) [25]; составы верхней (UC), средней (MC) и нижней (LC) коры и средний состав континентальной коры (CC) [2].

характеризующих природу серий Zr, Nb и Y, Mn, Ti и P, Ti и V. Величина отношения Nb/Y в машакских и семибратских базитах близка и может указывать на их плюмовую природу. На рис. 3 приведено распределение РЗЭ и других элементов-примесей относительно хондритов и примитивной мантии. По этим параметрам машакские и кусинские базиты очень близки, поэтому объединены в единое поле; единственный тренд верхнерифейско-вендского габбро, ассоциированного с кусинскими габброидами, а также тренды семибратских базитов имеют близкий наклон графиков (и, следовательно, La/Yb-отношения). Аршинские базальты имеют несколько более высокое содержание ЛРЗЭ ($La/Y = 13-27$, см. табл. 1), и в целом суммы лантаноидов (возможно, из-за того, что это они отличаются несколько повышенным, на фоне других объектов, содержанием SiO_2). Аномалия Eu в кусинских и машакских базитах чаще отрицательная, в аршинских и семибратских близка к нулю. По типу распределения РЗЭ все эти породы – типичные базальтоиды континентально-рифтогенного этапа БМА.

Поля трендов всех разностей (относительно MORB) имеют разную ширину из-за разброса в содержании SiO_2 : для аршинских и семибратских базитов интервал основности очень узок, соответственно, поля тоже. В породах всех комплексов наблюдаются вариации по знаку аномалий Ba, Th, Nb,

Zr; характерны устойчивые негативные аномалии Sr и Ti; на трендах семибратских базитов, в отличие от пород “аршинского” и “машакского” уровней, более слабые негативные аномалии Sr и Ti, отсутствуют таковые по K и Rb. В принципе все это не противоречит их рифтогенному происхождению.

Позиция точек на диаграмме Пирса [25], фиксирующей вклад корового компонента в процесс магмообразования (рис. 4), указывает на существенный привнос этого вещества (точки лежат в поле E-MORB) при образовании машакских и кусинских габброидов (что подтверждено отношениями изотопов Sr и Nd для кусинских габбро > 0.70592 и 0.510721 соответственно [20]). Согласно значениям отношений Th/Yb и Nb/Yb, этот вклад минимален (среди всех описываемых пород) для базальтоидов аршинской серии и невелик для габброидов семибратского месторождения. Как было отмечено авторами работы [3], если процесс рифтогенеза не доходит до полного разрыва сплошности континентальной коры, то формирующиеся базальты могут обладать нечеткими или “промежуточными” характеристиками между континентальными и океаническими разностями; некоторые вариации в содержании элементов-примесей могут возникнуть, если плечи рифта (на его разных участках) были погружены на разный уровень глубинности. В том или ином случае вариации определяются степенью ассимиляции корового вещества расплавами или разным объемом вещества плавящейся литосферной мантии, метасоматизированной ранее [12, 14].

Во всех случаях внедрение базитов в БМА фиксировало импульсы рифтогенеза, доказанные для аршинского и машакского уровней [4, 15, 13 и др.], предполагаемые для тиманского этапа, или в случае дайковых роев – вспышки плюмовой активности. По поводу базитов семибратского комплекса можно заключить следующее. Петрогеохимия семибратских базитов отвечает рифтогенной стадии. Взаимоотношения с породами рамы указывают на постсреднерифейское внедрение; в источнике вероятное участие плюмового вещества. Сама семибратская площадь, где они локализованы, расположена на северном продолжении аршинского комплекса [11], описываемый дайковый рой имеет такое же субмеридиональное простирание, соответствующее системе тектонических нарушений, возникшей в связи с импульсом рифтогенной активности верхнерифейского возраста в БМА. Все это позволяет предварительно отнести семибратские базиты к этому же (около 700 млн лет) возрастному уровню. Более четкий ответ на вопрос о датировках и субстрате, безусловно, дадут запланированные изотопные исследования, как минимум – определение U–Pb-возраста пород по цирконам.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 27 (проект № 12-

П-5-2015), и РФФИ (грант № 12-05-00109-а) и совместной Программы УрО, СО и ДВО РАН (проект № 12-С-5-1022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М: Наука, 1984. 136 с.
2. Интерпретация геохимических данных. М.: Инжиниринг, 2001. 288 с.
3. Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. Уфа: УНЦ РАН, 2013. С. 54–55.
4. Краснобаев А.А., Бибилова Е.В., Ронкин Ю.Л., Козлов В.И. Геохронология вулканитов айской свиты и изотопный возраст нижней границы рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 6. С. 25–43.
5. Краснобаев А.А., Феритатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
6. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл. АН. 2007. Т. 416, № 2. С. 241–246.
7. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. 2012. № 4. С. 127–131.
8. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2009. 49 с.
9. Носова А. А., Сазонова Л. В., Каргин А. В. и др. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20, № 4. С. 392–428.
10. Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних “немых” отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах // Тр. Лаб. геологии докембрия АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Вып. 12. С. 103–122.
11. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Даурия, 2010. 280 с.
12. Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.
13. Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник № 9. Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2011. С. 36–43.
14. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Новые определения изотопного возраста вулканических излияний в типовом разрезе рифея и венда Южного Урала: следствия для стратиграфии и тектоники // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Уфа, 2012. С. 52–56.
15. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Казак А.П. и др. Граница нижнего и среднего рифея на Южном Урале: новые изотопные U-Pb-SHRIMP-II ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 3. С. 370–376.
16. Рыкус М.В., Сначев В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: Башкир. ун-т, 2002. 266 с.
17. Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3. С. 64–83.
18. Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Ардисламов Ф. Р., Сначев В. И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26
19. Холоднов В.В., Феритатер Г.Б., Шардакова Г.Ю. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–28.
20. Холоднов В.В., Феритатер Г.Б., Ронкин Ю.Л. и др. Sm-Nd-, Rb-Sr-возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Вып. 432, № 5. С. 131–134.
21. Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. Гранитоиды и базиты семибратского комплекса (Ю. Урал): возраст, петрогеохимические особенности, геодинамическая позиция // Литосфера. 2008. № 4. С. 48–62.
22. Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 2003. 162 с.
23. Эльмис С.Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И., Чаплыгина Н.С. Верхнесреднерифейский возраст Главной диабазовой дайки в верхнерифейских породах в окрестностях г. Бакал. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2000. С. 228–230.
24. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник. 2006. № 5. Уфа: ИГ БНЦ РАН. С. 119–161.
25. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
26. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry / Eds H.D. Holland and K.K. Turekian Amsterdam: Elsevier, 2004. V. 3. P. 1–64.