Литосфера, 2006, № 1, с. 3-21

УДК 551.21+552.11

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОСТРОВОДУЖНЫХ И КОЛЛИЗИОННЫХ ВУЛКАНИТОВ МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ КОНТЕКСТЕ

А.М. Косарев, В.Н. Пучков, И.Б. Серавкин

Институт геологии Уфимского научного центра РАН

450000, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2

E-mail: ig@anrb.ru

Поступила в редакцию 24 февраля 2005 г.

Проведен анализ особенностей распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах, в меньшей мере в средних и кислых вулканитах среднедевонско-нижнекаменноугольной части Магнитогорской зоны (Южный Урал) с целью их геодинамической интерпретации.

Вулканические комплексы Магнитогорской зоны (D_2e –D_3f-fm) сформировались под влиянием зоны субдукции восточного падения и принадлежат энсиматической островной дуге, которая прошла эволюцию от начальных стадий до зрелости, сопровождалась внутридуговым спредингом (D_2e) и завершила своё существование в верхнем девоне-раннем карбоне. На завершающей стадии произошло заклинивание субдуцируемой литосферной пластины (слэба) и эксгумация ее легкой части (D_3), разрыв слэба (C_1) и перескок зоны субдукции на восток в пределы современного Тургая. Хорошая сохранность и слабая деформация разреза Магнитогорского палеовулканического пояса, а также наличие количественных геохимических материалов позволили на основании их анализа провести геодинамические реконструкции, уточняющие последовательность и некоторые детали субдукционного процесса, а также характер отражения его в поверхностных вулканических структурах. Процесс субдукции сопровождается закономерной сменой во времени химизма и петрографических типов продуктов базальтоидного вулканизма, большая часть которых является выплавками деплетированного мантийного клина. В порфиритовых островодужных комплексах заметное влияние приобретают процессы кристаллизационной дифференциации. Однако лишь в раннекаменноугольное время появляются высокотитанистые субщелочные базальты, в геохимических особенностях которых не обнаруживается влияния субдуцирующей плиты, что позволяет предполагать разрыв слэба и приостановку процесса субдукции в Магнитогорской зоне.

Ключевые слова: *петрология, геохимия, субдукция, островные дуги, вулканические комплексы, геодинамика, Южный Урал.*

PETROLOGICAL-GEOCHEMICAL PECULIARITES OF MIDDLE DEVONIAN-EARLY CARBONIFEROUS ISLAND-ARC AND COLLISION VOLCANITES OF MAGNITIGORSK ZONE IN GEODYNAMIC CONTEXT

A.M. Kosarev, V.N. Puchkov, I.B. Seravkin

Institute of Geology, Ufa Research Centre of RAS

An analysis of trace elements had been done for basalts (and at a lesser extent – for intermediate and acid volcanics) of the Middle Devonian-Lower Carboniferous section of the Magnitogorsk zone (Southern Urals) with the aim of their better geodynamic interpretation.

Volcanic complexes of the Magnitogorsk zone (D_2e–D_3f-fm) were formed under influence of an east-dipping subduction zone and belong to an ensimatic island arc which undergone an evolution from early stages to maturity, was accompanied by an intra-arc spreading (D_2e) and came to end in the Late Devonian-Early Carboniferous. At the latest stage the subducted lithospheric slab became wedged and its light part was exhumed (D_3), the slab was experienced a break-off (C_1), followed by a jump of the subduction zone to the east, into the area of the modern Turgay depression. Good state of preservation and weak deformation and metamorphism of the Magnitogorsk paleovolcanic belt and also quantitive geochemical analyses permitted, based on their evaluation, to make geodynamic reconstructions elucidating some details of subductional process and its reflection in the surficial volcanic structures. The process of subduction was accompanied by a regular change of chemical and petrographic types of basaltoid volcanis m, which was mainly the result of melting of a suprasubductional depleted mantle wedge. The processes of crystallization differentiation acquired an important role in porphyrite island arc complexes. But only in the Early Carboniferous, high-titanium subalkaline basalts, which origin was not influenced by a subducting slab, appear, and this permits to suggest a slab break-off and the stoppage of subduction in the Magnitogorsk zone.

Key words: *petrology, geochemistry, subduction, island arc, volcanic complexes, geodynamic, South Urals.*

В пределах Магнитогорского мегасинклинория, включая его западный и восточный борта, в последние 10 лет существенно уточнены объемы средне-верхнедевонских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ [Артюшкова, Маслов, 1998]. Поставлено под сомнение выделение фаменских вулканитов, т.к. в прослое кремнистых пород ниже базальтов шелудивогорского комплекса обнаружены конодонты верхнего франа. Итак, в среднедевонское и верхнедевонское время возник сложный формационный ряд, который состоит из следующих формаций: карамалыташской контрастной риолит-базальтовой (D_2e); улутауской непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой (D_2zv-$D_3$$f_1$); колтубанской слабодифференцированной базальт-андезибазальтовой (D_3 f); шелудивогорской шошонит-абсорокитовой (D_3 f-fm?). Вулканические толщи нижнекаменноугольного возраста представлены березовской контрастной базальт-липаритовой и кизильской непрерывной базальт-трахиандезит-трахилипаритовой субформациями, знаменующими уже коллизионный этап развития региона [Фролова, Бурикова, 1977; Вулканизм…, 1992; Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998].

Карамалыташский риолит-базальтовый вулканический комплекс (D_2 e km) залегает выше ирендыкского комплекса. Он имеет представительные разрезы на западном и восточном крыльях Магнитогорского мегасинклинория. На западном крыле четко фиксируется смещение западной границы карамалыташских вулканитов на восток по отношению к ирендыкской вулканической зоне. На восточных отрогах хребта Ирендык, в зоне сочленения ирендыкского и карамалыташского комплексов, наблюдалось фациальное выклинивание карамалыташского комплекса в западном направлении [Коптева, Самыгин, 1975; Знаменский и др., 2003]. На восточном борту Магнитогорского мегасинклинория детально изучены Учалинско-Александринская и Ащебутакская структурно-формационные зоны, представленные вулканитами карамалыташского комплекса и его аналогов, слагающими базальтовые недифференцированные, контрастные риолит-базальтовые и непрерывные базальт-андезит-дацит-риодацитовые субформации. Присутствие в восточных зонах фрагментов разреза, аналогичных по возрасту и составу вулканитам баймак-бурибаевского и ирендыкского комплексов, позволяет предполагать формирование карамалыташских вулканических толщ во внутридуговом бассейне, возникшем при расщеплении ирендыкской островной дуги.

Комплекс состоит из трех толщ: 1 – базальтовой, сложенной диабазами, диабазовыми порфиритами и пиллоу-базальтами, переслаивающимися с яшмоидами, мощностью более 1000 м; 2 – риолит-базальтовой, рудоносной, сложенной эффузивными базальтами, базокварцевыми и кварцсодержащими дацитами, риодацитами с прослоями тефроидов и яшмоидов, мощностью 250-800 м в Карамалыташской структуре и до 1000 м в пределах Сибайской колчеданоносной постройки; 3 – толщи гиалокластитов и шлаковидных пиллоу-базальтов мощностью 0-200 м в Карамалыташской вулканической постройке. За пределами рудоносных построек и рудных районов, к примеру, в Юлдашевской антиклинали, исчезают кремнекислые породы, мощности карамалыташской свиты сокращаются вплоть до полного выклинивания, фациально замещаясь Ярлыкаповской толщей яшмоидов.

В афировых и серийно-порфировых базальтах процесс кристаллизации начинался с плагиоклаза [Фролова, Бурикова, 1977], либо происходила одновременная кристаллизация пироксена и плагиоклаза. В мелкопорфировых разновидностях базальтов присутствует до трех поколений фенокристов пироксена и плагиоклаза, включая микролиты. В крупнопорфировых пироксеновых базальтах, встречающихся в низах разреза в Сибайской вулканической постройке и в Александринском рудном районе наряду с пироксеном и подчиненным количеством плагиоклаза, встречается замещенный вторичными минералами оливин.

Клинопироксены из базальтов нижней толщи карамалыташской свиты Сибайского рудного района представлены исключительно авгитами. Главный тренд изменения состава клинопироксенов заключается в уменьшении количеств Mg и росте содержаний Fe при относительно стабильной концентрации Ca.

По особенностям химизма базальты карамалыташской свиты Сибайского рудного района принадлежат к толеитовой островодужной серии, для которой характерны низкие концентрации TiO_2 (0,4-0,8 %), MgO, Cr, Ni, Sr, Zr [Язева, 1985; Вулканизм…, 1992; Косарев, 2003], что подтверждается и характером распределения РЗЭ, обнаруживающих небольшой дефицит легких лантаноидов. При этом вариационная линия отношения порода/хондрит располагается ниже и параллельно линии средних толеитов MORB и близка к линии N-MORB и плейстоценовых толеитовых платобазальтов острова Кунашир [Фролова, Бурикова, 1997]. Величины отношения La/Yb в базальтах карамалыташской свиты варьируют от 0,65 до 2,68 при преобладании значений, близких к 1. В небольших объемах присутствуют базальты с повышенными концентрациями MgO (8,0-11,6 %), содержащие нормативный оливин (CIPW) и относящиеся к оливиновым базальтам.

Базальты карамалыташского комплекса в безрудных районах обладают существенными отличиями от слагающих этот комплекс основных пород в рудных районах. В безрудных зонах базальты имеют повышенные концентрации Al, Ti (TiO_2 0,7-2,0 %), Zr, Nb, Ta, Hf, Y, K, Rb, U, Th, РЗЭ (рис. 1а,б, 2а, табл. 1) всего ряда, нередко Na и пониженные количества Mg. Это свидетельствует, скорее всего, о субщелочном уклоне и различных условиях выплавления исходных расплавов в мантийном клине для рудоносных и безрудных вулканических сооружений. Можно предполагать относительно низкие степени плавления мантийного субстрата под безрудными зонами, по сравнению с рудоносными (рис. 3а). Изотопные характеристики базальтов в пересчете на 400 Ма в рудоносных и безрудных зонах близки и варьируют в следующих пределах: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70412-0,70555, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,51236-0,51276 [Spadea et al., 2002].

Существенным отличием безрудных зон является почти полное отсутствие кремнекислых пород. Присутствие же в рудоносных вулканических сооружениях больших объемов кремнекислых пород, по соотношениям изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70397-0,70472) [Бобохов и др., 1989] обычно не выходящих за пределы мантийных составов, позволяет говорить о генетической связи между химизмом базальтов, объемами кислых пород и рудоносностью вулканических сооружений или их групп. Кислые расплавы могли выплавляться в верхней части магматической мантийной колонны на границе кора–мантия.

Таким образом, в составе карамалыташского риолит-базальтового вулканического комплекса выделяется два геохимических типа базальтов: 1 – островодужные толеиты с низкими концентрациями Al, Ti, Zr, Nb, Y, K, Rb, Ba, U, Th; 2 – субщелочные или переходные от толеитовой островодужной к субщелочной серии базальты. Первые концентрируются в риолит-базальтовых постройках в пределах рудных полей и районов, вторые слагают редуцированные разрезы без кислых пород в безрудных зонах.

Вулканиты карамалыташского вулканического комплекса на восточном борту Магнитогорского мегасинклинория в Александринском рудном районе, по данным авторов, а также Р.Г. Язевой [1985] и Т.Н. Сурина [1999], принадлежат к толеитовой петрогенетической серии, но, по сравнению с базальтами Сибайского рудного района, имеют повышенные концентрации литофильных элементов, таких как Zr, Y, U, Ba, Cr (рис. 1а, 2а) при нормальной щелочности. Это позволяет говорить о наличии в химизме этого комплекса известково-щелочного уклона и подтверждает вывод о восточном падении зоны субдукции.

Улутауский непрерывный базальт-андезит-риолитовый комплекс (D_2 zv-D_3 f_1) залегает выше карамалыташских вулканитов, нередко находясь с последними в сложных фациальных взаимоотношениях. Вулканогенные разрезы этого комплекса сосредоточены преимущественно в восточном борту Магнитогорского мегасинклинория в пределах Учалинско-Александринской зоны, тогда как в более западных районах (Баймакско-Сибайском и др.) он представлен исключительно терригенно-вулканомиктовыми флишоидными толщами склона (точнее фронтального прогиба) островной дуги. В составе комплекса выделяются толщи андезит-андезибазальтового, дацит-риолитового, реже базальтового состава, очень изменчивые по простиранию. По данным Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [1977], Р.Г. Язевой [1985], Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], Т.Н. Сурина [1999] и авторским данным, большая часть вулканитов улутауского комплекса относится к порфировому типу и к известково-щелочной петрогенетической серии. Все типы пород богаты плагиоклазом, для базальтов и более кислых пород характерна ранняя кристаллизация титаномагнетита, свидетельствующая о повышенных содержаниях флюидов в магме и, в частности, о высоком парциальном давлении кислорода.

Клинопироксены в составе улутауского комплекса варьируют, по данным Т.Н.Сурина [1997], от диопсидов до авгитов, однако диопсиды редки. В вулканитах улутауского комплекса, по сравнению с карамалыташскими (табл. 1), повышены концентрации крупноионных элементов, таких как Li, K, Cs, Rb, Ba, Sr, легких РЗЭ, Cu и Cr. В то же время, другая группа элементов (V, Sc, Nb, Yb, Lu), часть которых геохимически связана с железом и магнием, содержится в улутауских породах в пониженных количествах (рис. 1в,г; рис. 2а).

Одним из критериев контаминированности вулканитов коровым материалом является наличие отрицательной корреляции между величиной $^{87}Sr/^{86}Sr$ и концентрациями Sr в породах [Francalanci et al., 1988]. Четкая отрицательная корреляционная зависимость между вышеназванными характеристиками установлена лишь для кислых вулканитов улутауского комплекса, что указывает на контаминированность их коровым материалом. А.С. Бобохов с соавторами [1989] предполагали возможность выплавления кислых пород из субдуцирующей плиты. Нам представляется более вероятным привнос ^{87}Sr во флюидной фазе, возникшей при дегидратации субдуцирующей плиты, либо в связи со смещением зоны магмаобразования в пограничную зону мантия–кора.

Рис. 1. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Сандерс, Тарни, 1987] и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Балашов, 1976] в вулканитах островодужной и коллизионной стадий Магнитогорской зоны.

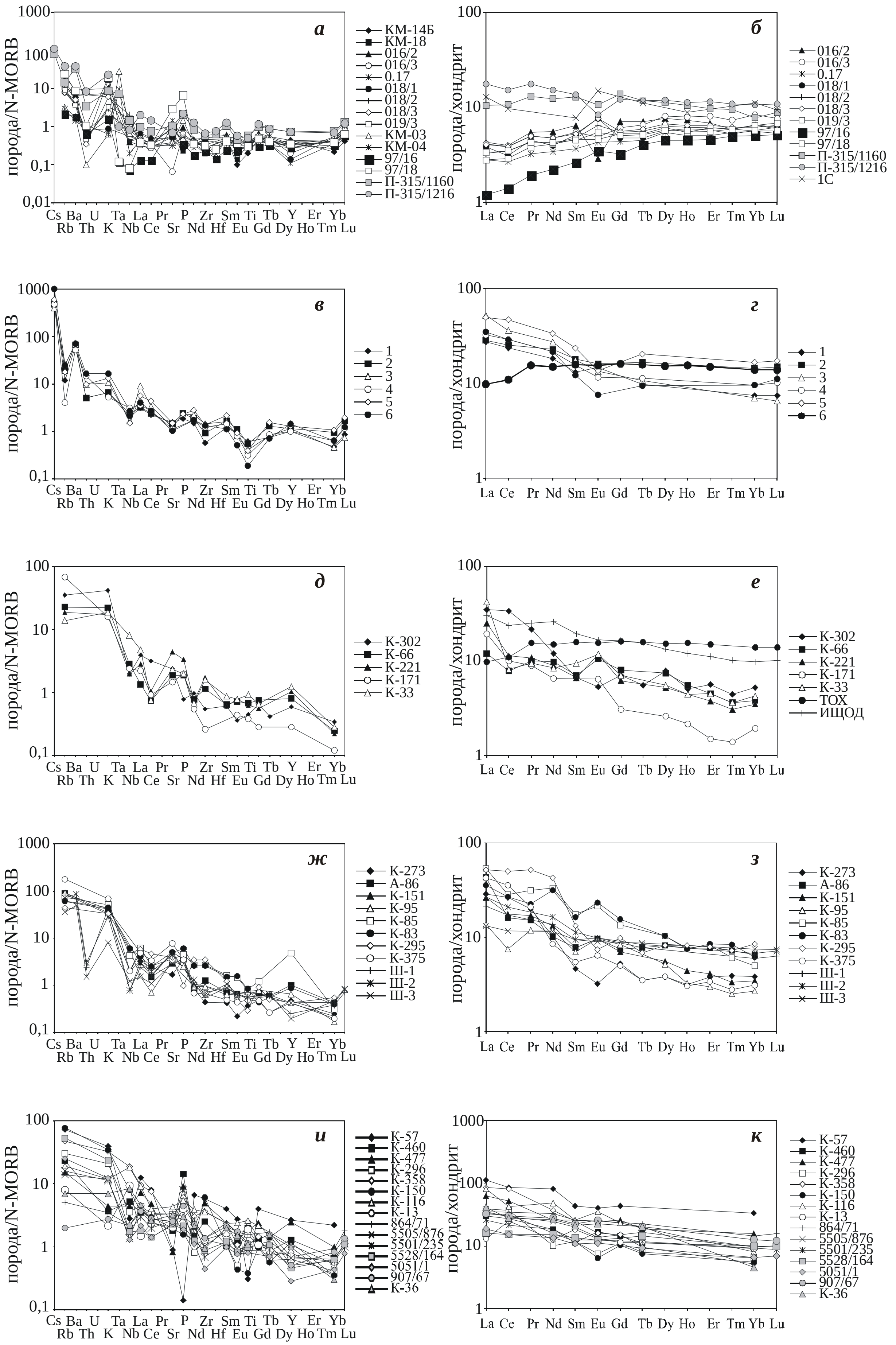
а, б. Карамалыташский комплекс Сибайского рудного района. 016/2-019/3 – авторские данные, ИГЕМ, г. Москва; КМ-03, КМ-04, КМ-14Б, КМ-18 [Зайков и др., 2002]; 97/16, 97/17, П-315/1160, П-315/1216 [Spadea et al., 2002]; 1С [Сурин, 1999] – средний базальт карамалыташского комплекса Александринского рудного района.

в, г. Улутауский комплекс (D_2zv-D_3f_1) по аналитическим материалам Т.Н.Сурина [1999]. 1 – базальты, 2 – андезибазальты и лейкодиабазы, 3 – андезиты, 4 – андезиты гибридные, 5 – дациты, 6 – риолиты.

д, е. Нововоронинский, куйбышевский и амамбайский комплексы (D_3f_1) по аналитическим материалам Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998]. К-302 – лейкобазальт, К-66 – андезит, К-221 – лейкобазальт, К-171 – меланобазальт, К-33 – лейкобазальт.

ж, з. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Сандерс, Тарни, 1987] в вулканитах шелудивогорского, кондуровского и зингейского комплексов (D_3fr-fm$_1$?): К-273, К-85, К-83 – шошониты, К-151, К-95 – абсорокиты, А-86, К-295, К-375 – банакиты [Язева, Бочкарев, 1998], Ш-1, Ш-2 – шошониты (средние величины) из нижней и средней толщ шелудивогорского комплекса, Ш-3 – базальт магнезиальный из верхней толщи того же комплекса [Тевелев, Кошелева, 2002].

и, к. Распределение микроэлементов, нормализованных по N-MORB [Сандерс, Тарни, 1987] в субщелочных и толеитовых магматитах коллизионного этапа (C_1) по аналитическим материалам Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998]. Субщелочная серия: К-57 – трахириодацит, К-460 – гавайит, К-477 – муджиерит, К-296 – монцогаббро, К-358 – базанит, К-150 – трахидацит, К-116, К-13 – гавайиты. Толеитовая серия: 864/71, 5505/876, 5501/235 – диабазы из даек прорывающих улутауский комплекс в Александринском рудном районе, 5528/164, 5051/1, 907/67, К-36/7 – дайки диабазов из Гумбейской зоны.



а
порода/N-MORB
1000
100
10
1
0,1
0,01
Cs Ba U Ta La Pr P Zr Sm Ti Tb Y Er Yb
Rb Th K Nb Ce Sr Nd Hf Eu Gd Dy Ho Tm Lu
КМ-14Б
КМ-18
016/2
016/3
0.17
018/1
018/2
018/3
019/3
КМ-03
КМ-04
97/16
97/18
П-315/1160
П-315/1216
б
порода/хондрит
100
10
1
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu
016/2
016/3
0.17
018/1
018/2
018/3
019/3
97/16
97/18
П-315/1160
П-315/1216
1С
в
порода/N-MORB
1
2
3
4
5
6
г
порода/хондрит
1
2
3
4
5
6
д
порода/N-MORB
К-302
К-66
К-221
К-171
К-33
е
порода/хондрит
К-302
К-66
К-221
К-171
К-33
ТОХ
ИЩОД
ж
порода/N-MORB
К-273
А-86
К-151
К-95
К-85
К-83
К-295
К-375
Ш-1
Ш-2
Ш-3
з
порода/хондрит
К-273
А-86
К-151
К-95
К-85
К-83
К-295
К-375
Ш-1
Ш-2
Ш-3
и
порода/N-MORB
К-57
К-460
К-477
К-296
К-358
К-150
К-116
К-13
864/71
5505/876
5501/235
5528/164
5051/1
907/67
К-36
к
порода/хондрит
К-57
К-460
К-477
К-296
К-358
К-150
К-116
К-13
864/71
5505/876
5501/235
5528/164
5051/1
907/67
К-36

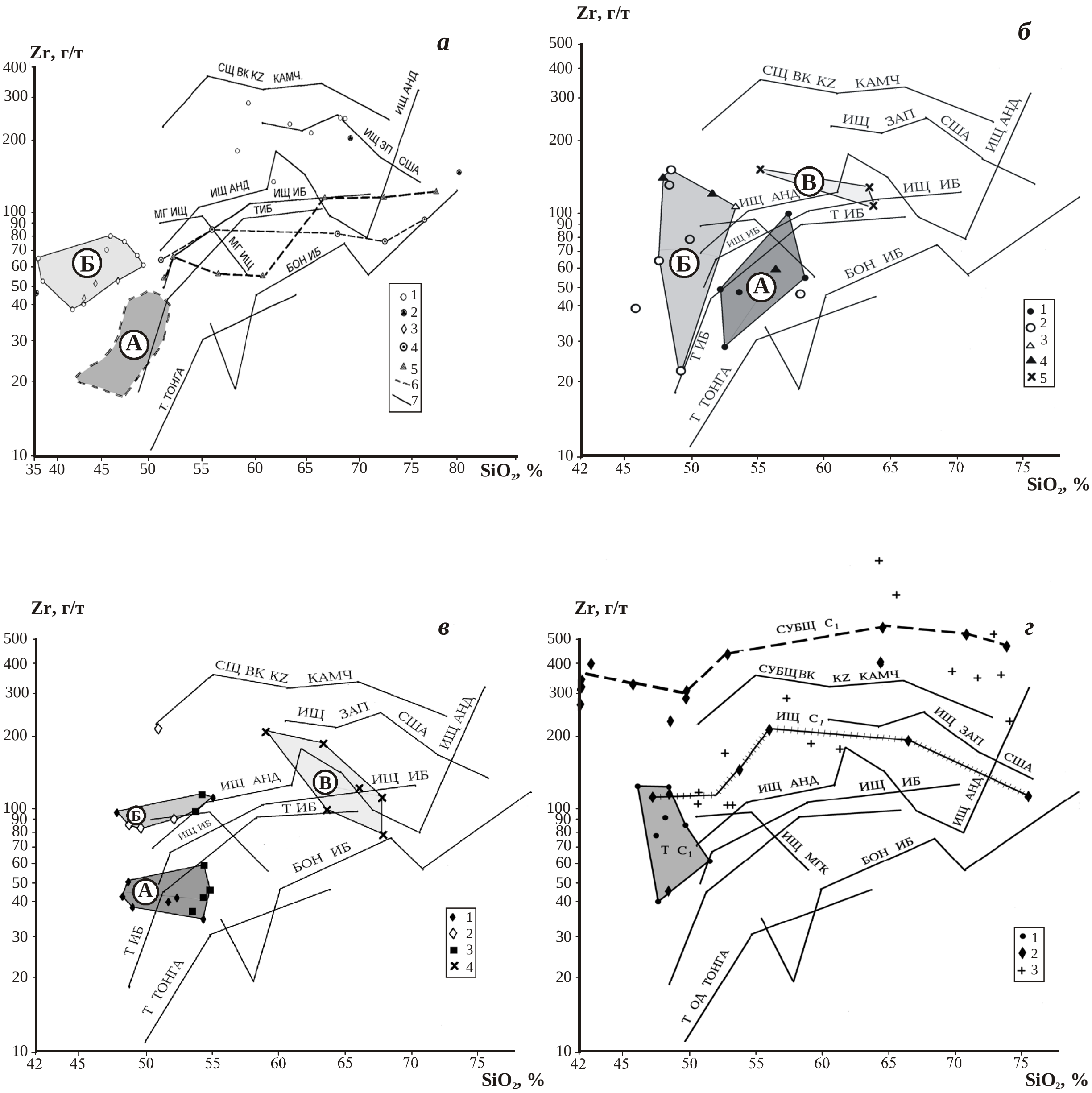


Рис. 2. Соотношения Zr и SiO_2 в вулканитах островодужной и коллизионной стадий Магнитогорской зоны.

а. Карамалыташский и улутауский комплексы Сибайского и Александринского рудных районов. 1 – вулканиты карамалыташского комплекса Александринского рудного района (D_2 e); 2 – вулканиты надрудной толщи Александринского месторождения (D_2e_2-zv_1); 3 – базальты и андезибазальты пироксен-плагиофировые улутауского комплекса Буранной структуры (D_2zv ul); 4 – средние составы вулканитов карамалыташского комплекса (D_2e) Восточно-Магнитогорской вулканической зоны [Сурин, 1999]; 5 – средние составы вулканитов улутауского комплекса (D_2zv-f_1) Восточно-Магнитогорской вулканической зоны [Сурин, 1999]; 6-7 – поля составов вулканитов карамалыташского комплекса (D_2e): 6 – Карамалыташская антиклиналь (Сибайский рудный район) Западно-Магнитогорской вулканической зоны, поле А [Косарев, 2003], 7 – Александринский рудный район Восточно-Магнитогорской зоны, поле Б.

Сокращенные обозначения петрогенетических серий: СЩ ВК KZ КАМЧ. – субщелочная высококалиевая кайнозоя Камчатки; ИЩ ЗП США – известково-щелочная Западного пояса США; ИЩ АНД – известково-щелочная Анд; МГИЩ – магнезиальная известково-щелочная Камчатки; ТИБ, ИЩИБ – толеитовая и известково-щелочная Идзу-Бонинской островной дуги; БОНИБ – бонинитовая Идзу-Бонинской островной дуги; Т ТОНГА – толеитовая островной дуги Тонга [Петрология…, 1987; Эварт, 1983].

б. Нововоронинский, куйбышевский и амамбайский вулканические комплексы и интрузивные комагматы по аналитическим данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998]. 1-4 – фигуративные точки вулканических комплексов: 1 – нововоронинского, 2 – куйбышевского, 3 – остроленского, 4 – амамбайского;

5 – интрузивные породы. А, Б, В – поля вулканических и интрузивных пород: А – поле вулканитов нововоронинского комплекса с пониженными концентрациями Zr; Б – поле вулканитов куйбышевского, остроленского и амамбайского комплексов с повышенными концентрациями Zr; В – поле интрузивных комагматов перечисленных комплексов.

в. Шелудивогорский, зингейский, кондуровский вулканические комплексы (D_3f_2-fm_1?) и их интрузивные комагматы по аналитическим данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998]. 1-3 – фигуративные точки вулканических комплексов: 1 – шелудовогорского, 2 – зингейского, 3 – кондуровского; 4 – интрузивные комагматы вулканических комплексов. Поле А – вулканиты с низкими концентрациями Zr; Б – поле с повышенными концентрациями Zr; В – поле интрузивных пород.

г. Соотношения Zr и SiO_2 в вулканических и интрузивных породах нижнего карбона толеитовой и субщелочной серий по аналитическим данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998]. 1-3 – фигуративные точки: 1 – вулканитов толеитовой серии, 2 – вулканитов субщелочной серии, 3 – интрузивных пород – комагматов вулканических серий. Затемненный участок – поле фигуративных точек толеитовой серии. Прочие условные обозначения на рис. 2а.

Изотопный состав $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кислых породах улутауского комплекса варьирует в интервале значений 0,70418-0,70581, лишь в единичных случаях достигая величины 0,70620 [Бобохов и др., 1989].

Улутауский комплекс всеми изучавшими его авторами единодушно относится к островодужным вулканитам известково-щелочной серии. В улутауское время прекращается активное расширение карамалыташского внутридугового бассейна и вновь начинается собственно островодужный вулканизм. Отличия вулканитов улутауского комплекса от карамалыташского на уровне петрогенных окислов невелики (пониженные содержания FeO; повышены – MgO и Al_2O_3), что позволило Т.И. Фроловой говорить об унаследованном характере улутауского вулканизма по отношении к карамалыташскому, но происходящему в тектонических условиях преобладающего сжатия.

Колтубанский (Бугодакский), Нововоронинский и другие вулканические комплексы франского (D_3 f) возраста начали формироваться после весьма заметного перерыва в активной вулканической деятельности, в период которого происходило кремненакопление мукасовского горизонта. По данным В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [2002], этот период покоя оценивается в 3-4 млн. лет. Эти комплексы имеют слабо дифференцированный базальт-андезибазальтовый состав, содержат в виде фенокристов клинопироксен, плагиоклаз, реже – оливин. Состав клинопироксенов варьирует, как и в улутауских породах, от диопсидов до авгитов, правда, обладающих сравнительно с улутаускими более железистым составом [Сурин, 1997].

Сравнение химизма вулканитов верхнедевонского нововоронинского и улутауского комплексов показывает повышенные концентрации в первом K, Rb, Sr, La, Ce, V, Cr (рис. 1в,д). В близких количествах содержатся Co и Nb, в пониженных - MgO, Zr, Y, средние и тяжелые РЗЭ (рис. 1г,е). Эти данные свидетельствуют о некотором возрастании щелочности в верхнедевонском комплексе, по сравнению с живетским. В то же время в составе франских вулканических комплексов выделяются ассоциации с пониженными (рис. 2б, поле А) и повышенными (рис. 2б, поле Б, В) концентрациями Zr, согласующимися с зональностью по K_2O. По данным Р.Г. Язевой, В.В. Бочкарева [1998], возрастные аналоги колтубанского комплекса восточного борта Магнитогорского мегасинклинория имеют более калиевый состав и повышенные концентрации большинства литофильных элементов (рис. 1д,е, 2б). Они сопоставимы с комплексами современных развитых островных дуг [Богатиков, Цветков, 1988; Язева, Бочкарев, 1998].

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в вулканитах колтубанского, нововоронинского комплексов и их аналогах колеблется от 0,70400 до 0,70458 [Горожанин, 1991].

Химический состав вулканитов и клинопироксенов нововоронинского комплекса, по мнению Т.Н. Сурина [1997], Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], является типичным для образований известково-щелочной островодужной серии. С запада на восток в вулканогенных породах франского возраста установлена смена щелочности от натриевого и калиево-натриевого типа на западном крыле Магнитогорской синформы и в Учалинско-Алек-

Содержания петрогенных окислов (мас. %) и редких элементов (г/т)

Комплекс	карамалыташский (D_2e)						улутауский (D_2zv-D_3f_1)			
Серия	Т				ПТСЩ	ПТИЩ	ИЩ			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ проб	97/16	97/18	016/2	019/3	Ю-27	1-С	У-1	У-2	У-3	У-4
SiO_2	50,6	52,5	49,97	47,38	51,34	51,58	51,71	60,61	67,21	75,72
TiO_2	0,46	0,42	0,5	0,46	0,78	0,86	0,86	0,57	0,56	0,27
Al_2O_3	14,8	15,69	14,45	14,43	15,92	17,42	17,06	16,95	15,22	13,05
FeO	12,3	10,47	14,2	14,77	12,15	12,75	11,07	8,68	6,43	3,01
MnO	0,16	0,15	0,12	0,18	0,16	0,2	0,17	0,15	9	5
MgO	6,07	6,87	7,23	10,22	5,2	6,27	6,73	3,33	2,09	0,91
CaO	9,07	9,2	5,28	5,13	5,69	7,8	9,65	5,71	3,24	1,15
Na_2O	1,35	1,4	2,67	2,52	3,97	3,31	2,8	3,54	4,3	4,63
K_2O	0,12	1,5	1,39	0,26	0,8	0,45	0,53	0,85	1,06	1,33
P_2O_5	0,03	0,06	0,085	0,03	0,08	0,13	0,13	0,16	0,16	5
Ппп	5,23	1,6	4,0	4,6	4,00	–	–	–	–	–
∑	100,19	100,1	99,89	99,99	99,6	–	–	–	–	–
Mg#	51,5	58,6	47,62	55,12	48,16	46,69	52,19	40,39	36,88	35,38
Li	27,1	20,1	–	–	16,8	10	23	<10	<10	<10
Rb	2,07	24,1	14	9	10,9	2,6	12	26	18	25
Cs	0,49	0,55	–	–	1,23	–	3,9	2,8	4,2	6,9
Be	0,43	0,41	–	–	0,56	–	–	–	–	–
Sr	138	395	77	49	341	127	210	167	200	140
Ba	21,6	106	84	44	185	250	750	850	880	833
Sc	56,4	46,5	39	33	46,2	46	34	23	14	7,1
V	409	276	339	344	317	239	173	90	35	30
Cr	58,6	126	60	53	66,9	20	75	24	12	18
Co	43	38,2	38	58	32,3	25	20	8	8	5
Ni	38	54	44	47	17,2	17	3,1	7	5	6
Cu	142	99,7	40	346	128	88	120	37	<30	<30
Zn	75,4	69	91	125	211	171	165	193	158	66
Ga	14,1	11,5	–	–	16,2	12	14	12	12	11
Y	9,66	12	15	0	19,1	25	35	40	45	50
Nb	0,18	0,2	1,0	4	1,33	12	5	4,1	3,7	6,8
Ta	0,02	0,02	–	–	0,02	–	–	–	–	–
Zr	20	28	43	17	41	50	50	125	123	118
Hf	0,36	0,63	–	–	1,37	4,8	–	–	–	–
Mo	1,15	1,03	–	–	0,51	–	–	–	–	–
Sn	2,5	1,1	–	–	0,00	2	2,7	2,1	2,3	2,9
Tl	0,003	0,053	–	–	0,089	–	–	–	–	–
U	0,047	0,212	0,13	0,07	0,173	<2(1)	<2	<2	<2	2,3
Th	0,125	0,207	0,08	0,09	0,145	<2	<2	2	2	3,3
La	0,41	1,15	1,47	0,96	1,69	4,4	9,3	18,0	17,0	12,0
Ce	1,29	3,27	3,68	2,78	4,89	9,0	22,0	34,0	44,0	27,0
Pr	0,23	0,51	0,66	0,46	0,89	–	–	–	–	–
Nd	1,44	2,77	3,65	2,69	4,69	–	12,0	18,0	22,0	14,0
Sm	0,58	0,99	1,45	1,03	1,78	1,7	2,9	3,9	5,2	2,7
Eu	0,28	0,44	0,24	0,38	0,67	1,2	1,1	1,0	1,1	0,61
Gd	1,01	1,57	2,21	1,66	2,48	–	–	–	–	–
Tb	0,22	0,28	0,38	0,29	0,48	0,6	0,53	0,58	1,1	0,51
Dy	1,54	1,96	2,61	2,09	3,07	–	–	–	–	–
Ho	0,36	0,45	0,59	0,44	0,71	0,7	–	–	–	–
Er	1,08	1,29	1,6	1,41	2,03	–	–	–	–	–
Tm	0,18	0,21	0,21	0,21	0,33	–	–	–	–	–
Yb	1,16	1,28	1,46	1,47	2,07	2,5	1,7	1,6	3,8	2,2
Lu	0,18	0,2	0,21	0,24	0,34	0,33	0,26	0,23	0,61	0,39

Примечание. Пробы 1, 2, 5 [Spadea et al., 2002]; оригинальные авторские материалы: 3, 4 (метод Бочкарев, 1998]; 14-16 [Тевелев, Кошелева, 2002].

1-5 – эффузивные базальты карамалыташского комплекса Западно-Магнитогорской зоны; 6-10 – 6, 7 – базальты, 8 – андезит, 9 – дацит, 10 – риолит; 11-13 – вулканиты нововоронинского, куйбышевского вогорский комплекс: 14-16 – средние составы вулканитов шелудивогорского комплекса [Тевелев, Кошеле

Таблица 1

в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса

нововоронинский (D_3f)			шелудивогорский (D_3f-fm$_1$?)					
ИЩ			АШ		ИЩМГ	АШ		
11	12	13	14	15	16	17	18	19
К-171	К-221	К-66	Ш-1	Ш-2	Ш-3	К-273	К-151	К-375
49,65	48,65	57,53	51,48	52,91	50,14	51,94	49,12	54,47
0,53	0,87	0,95	0,72	0,79	0,82	0,52	0,99	0,69
12,91	16,92	14,85	14,49	14,29	16,15	14,21	18,38	16,59
5,3	5,33	1,77	10,14	11,33	10,95	8,15	10,17	9,11
0,15	0,22	0,13	0,15	0,2	0,19	0,14	0,15	0,15
8,73	5,21	4,55	7,84	7,01	8,44	9,01	4,71	4,29
7,67	9,28	5,56	9,21	8,85	10,14	7,01	5,62	5,55
4,19	3,19	5,45	2,63	2,82	3,08	2,5	4,17	3,51
1,26	1,4	1,79	3,35	2,3	0,64	2,54	3,32	5,41
0,18	0,3	0,17	–	–	–	0,03	0,32	0,31
4,11	2,73	2,05	–	–	–	3,25	2,81	1,65
100,42	99,48	99,47	–	–	–	100,01	99,33	101
74,48	63,55	81,88	58,04	52,41	58	66,37	45,17	45,73
–	–	–	–	–	–	–	–	–
69	19	23	81	72	35	86	59	147
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
197	600	254	647	595	402	233	686	1040
–	–	–	812	1029	588	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
446	501	479	–	–	–	355	708	288
676	347	490	241	118	189	257	91	60
52	48	30	–	–	–	35	63	15
96	29	112	133	74	101	65	50	9
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
10	36	28	9	15	7	17	–	15
6	5	7	2	2	3	5	–	5
–	–	–	–	–	–	–	–	–
23	151	100	48	56	63	40	87	42
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–	–	–	–
6,57	8,53	4,09	7,25	9,1	4,5	9,78	8,96	14,52
9,28	10,66	7,33	16,0	19,5	11,0	24,75	16,36	33,37
1,08	1,3	1,2	–	–	–	2,41	2,04	2,54
4,29	5,83	6,34	9,0	10,6	7,5	6,77	8,57	5,57
–	1,47	1,55	2,1	2,5	2,1	1,03	1,72	1,21
0,52	0,95	0,86	0,79	0,8	0,73	0,26	0,78	0,52
0,95	1,91	2,51	–	–	–	1,65	2,17	1,56
–	–	–	0,42	0,45	0,47	0,19	–	0,19
0,88	1,8	2,45	–	–	–	1,31	1,89	1,31
0,17	0,35	0,44	–	–	–	0,25	0,35	0,24
0,35	0,88	1,05	–	–	–	0,88	0,96	0,79
0,05	0,11	0,13	–	–	–	0,14	0,12	0,1
0,44	0,79	0,88	1,35	1,55	1,7	0,88	0,79	0,71
–	–	–	0,22	0,25	0,26	–	–	–

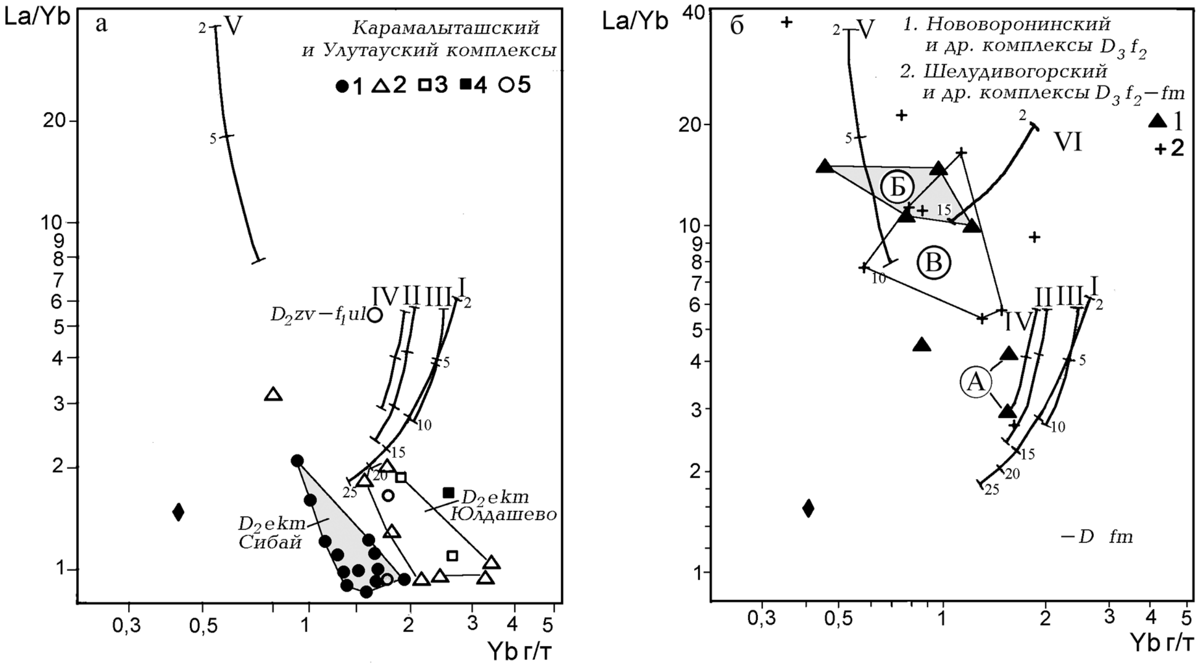
ICP-MS, рентгено-флюоресцентный, ИГЕМ, г. Москва); 6-10 [Сурин, 1999]; 11-13, 17-27 [Язева,

средние составы вулканитов карамалыташского и улутауского комплексов Восточно-Магнитогорской зоны: комплексов [Язева, Бочкарев, 1998]: 11 – меланобазальт, 12 – лейкобазальт, 13 – андезит; 14-19 – шелуди-ва, 2002]: 14 – шошонит, нижняя толща (n = 25), 15 – шошонит, средняя толща (n = 14), 16 – базальт маг-

Окончание таблицы 1

Комплекс	березовско-кизильский (C_1)							
Серия	Т		ТК	СЩ				
	20	21	22	23	24	25	26	27
№ проб	864/71	5505/235	5528/164	К-358	К-460	К-477	К-150	К-57
SiO_2	46,84	51,78	47,71	40,20	48,95	53,33	64,56	71,18
TiO_2	2,2	1,2	1,34	3,49	2,80	2,53	0,53	0,44
Al_2O_3	15,38	18,92	18,07	14,80	11,47	13,72	16,73	15,73
FeO	12,27	9,99	9,85	15,36	16,76	14,89	3,56	2,25
MnO	0,12	0,21	0,2	0,23	0,22	0,16	0,07	0,01
MgO	5,97	4,61	5,06	8,46	5,14	4,64	1,49	0,38
CaO	6,71	5,33	9,19	5,22	6,42	2,82	3,37	0,42
Na_2O	4,33	3,51	2,6	3,59	5,64	5,68	4,93	5,21
K_2O	0,28	0,91	1,9	2,61	0,29	0,35	2,72	3,14
P_2O_5	0,33	0,2	0,15	0,42	1,00	0,63	0,11	0,01
Ппп	5,2	3,42	3,2	5,73	3,25	2,38	2,85	0,95
$\sum$	100,0	100,3	99,63	100,11	101,94	101,13	100,78	99,65
Mg#	46,39	45,06	47,91	49,53	35,46	35,71	42,53	21,95
Li	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	5	16	53	48	23	15	76	73
Cs	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	–	–	–	–	–	–	–
Sr	455	363	309	310	243	111	264	122
Ba	–	–	–	–	–	–	–	–
Sc	–	–	–	–	–	–	–	–
V	260	190	260	661	200	89	120	1
Cr	58	5	64	40	13	20	148	200
Co	34	23	25	30	14	15	11	5
Ni	56	23	19	16	5	5	23	5
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–
Zn	–	–	–	–	–	–	–	–
Ga	–	–	–	–	–	–	–	–
Y	24	18	16	29	46	87	41	93
Nb	5,5	4,4	4,3	46	13	11	20	7
Ta	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	120	60	76	324	224	427	540	501
Hf	–	–	–	–	–	–	–	–
Mo	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	–	–	–	–	–	–	–	–
Tl	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	–	–	–	–	–	–	–
La	12	8,8	5,4	28,77	10,3	21,4	11,10	37,87
Ce	32	20	14	74,56	25,23	48,19	29,55	78,63
Pr	–	–	–	7,19	3,2	4,9	3,36	11
Nd	21	12	10	24,34	11,74	16,88	10,5	53,31
Sm	5,7	2,8	2,9	5,52	2,5	5,7	2,59	9,57
Eu	2,0	1	1	1,3	1,38	1,99	0,52	3,28
Gd	–	–	–	4,77	4,42	7,98	3,21	13,44
Tb	1,2	0,64	0,77	0,51	0,6	1	0,4	–
Dy	–	–	–	3,57	4,7	7,75	2,87	15,8
Ho	–	–	–	0,54	0,8	1,5	0,52	3,06
Er	–	–	–	1,49	2,54	4,9	1,46	9,28
Tm	–	–	–	0,18	0,35	0,5	0,18	1,1
Yb	3,3	2,1	2,2	1,19	2,3	3,5	1,23	7,64
Lu	0,55	0,31	0,34	–	–	–	–	–

незиальный, верхняя толща (n = 10); 17-19 – частные анализы вулканитов шелудивогорского комплекса [Язева, Бочкарев, 1998]: 17 – шошонит; 18 – абсорокит; 19 – банакит; 20-27 – вулканиты березовско-кизильского комплекса [Язева, Бочкарев, 1998]: 20-22 – диабазы, дайковая фация; 23 – базанит, 24 – гавайит, 25 – муджиерит, 26 – трахидацит, 27 – трахириодацит.



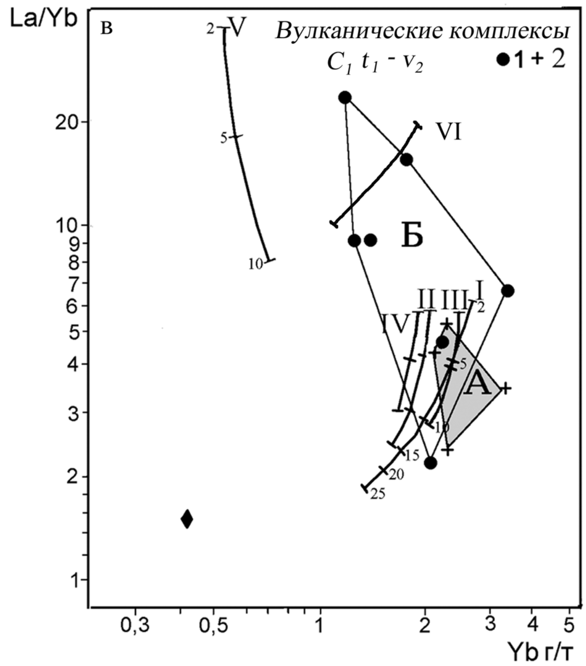


Рис. 3. Вариации отношений Yb и La/Yb в основных породах островодужных и коллизионных вулканических комплексов в условиях парциального плавления разных составов шпинелевого, плагиоклазового (I-IV) и гранатового лерцолитов [Bailey et al., 1989; Фролова, Бурикова, 1997], VI – метасоматически обогащенного лерцолита с наложенным амфиболом [Дриль, Елизарова, 2003].

Цифры на линиях – степень парциального плавления субстрата.

а. Карамалыташский и улутауский вулканические комплексы. 1 – пиллоу-базальты (km_{1-2}) Карамалыташской антиклинали; 2 – пиллоу-базальты, диабазы и габбро-диабазы Юлдашевской антиклинали; 3 – пиллоу-базальты из скв. П-315, расположенной в 6 км на ВСВ от Подольского колчеданного месторождения и в 70 км к югу от г. Сибай; 4 – базальты карамалыташского комплекса (среднее значение) Александринского рудного района [Сурин, 1999]; 5 – базальты улутауского комплекса (среднее значение) Учалинско-Александринской колчеданоносной зоны [Сурин, 1999].

б. Колтубанский, нововоронинский и шелудивогорский вулканические комплексы и их аналоги по материалам Е.Н. Горожаниной, С.А. Кузьмина [1987], Р.Г. Язевой, В.В. Бочкарева [1998], А.В. Тевелева, И.Г. Кошелевой [2002]. Поле А – базальты пироксен-плагиофировые колтубанского комплекса, поле Б – то же нововоронинского комплекса. Поле В – абсорокиты и шошониты шелудивогорского комплекса.

в. Толеитовая и субщелочная серии коллизионного этапа (C_1) по аналитическим материалам Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998]. Поле А – базальты толеитовой серии. Поле Б – базальты субщелочной серии.

сандринской зоне до калиевого типа в Гумбейской структурной зоне [Фролова, Бурикова, 1977; Горожанина, Кузьмин, 1987; Язева, Бочкарев, 1998], что, скорее всего, свидетельствует о восточном падении зоны субдукции. Для выяснения природы мантийных субстратов зоны генерации исходных магм нами использованы рассчитанные модели равновесного плавления деплетированных шпинелевого и плагиоклазового лерцолитов, примитивных шпинелевого и гранатового лерцолитов, а также метасоматически обогащенного шпинелевого лерцолита (рис. 3) [Nicolas et al., 1980; Bailey et al., 1989; Дриль, Елизарова, 2003]. По соотношениям La и Yb (рис. 3б) вулканиты франского возраста делятся на две группы. Первая (поле А) представлена базальтами верхнедевонского возраста хребта Биягода и района озера Банное [Горожанина, Кузьмин, 1987]. Фигуративные точки этой группы составов располагаются вблизи тренда плавления (IV) шпинелевого лерцолита. Вторая группа (поле Б) состоит в основном из лейкократовых и меланократовых базальтов того же возраста нововоронинского, куйбышевского и амамбайского комплексов Восточно-Магнитогорской подзоны [Язева, Бочкарев, 1998]. Эти составы располагаются вблизи линии, соответствующей экспериментальному тренду плавления метасоматически обогащенного лерцолита с наложенным амфиболом [Дриль, Елизарова, 2003]. Несмотря на то, что лейкократовые, да и другие базальты в той или иной мере являются продуктами кристаллизационной дифференциации, присутствие относительно примитивных [Фролова, Бурикова, 1977] оливиновых меланобазальтов позволяет предполагать, что выплавление магм, исходных для верхнедевонских вулканических комплексов, происходило в мантийном клине в зоне шпинелевых лерцолитов. Неравномерное изменение мантийного клина метасоматическими процессами и обогащение крупноионными элементами могло произойти в период относительного покоя в начале франа под влиянием субдукционного флюида [Сандерс, Тарни, 1987; Пирс и др., 1987].

Шелудивогорский, Зингейский, Новоивановский и др. вулканические комплексы абсарокит-шошонит-латитового состава (D_3 f-fm?) представляют собой фрагменты зоны субщелочного вулканизма на Южном Урале, связанного с последними стадиями формирования зрелой островной дуги [Вулканизм…, 1992; Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998]. Эти комплексы являются составной частью трахидацит-трахиандезит-трахибазальтовой формации, в которую входят также и интрузивные плутонические комплексы габбро-монцонит-граносиенитового состава. Субщелочные вулканиты фран-фаменского возраста, по данным Д.Н. Салихова, Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева, получили широкое распространение в Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской зонах. Формирование толщ происходило в субаэральных, реже субаквальных условиях.

Вулканогенным и интрузивным породам свойственны повышенная железистость и щелочность, высокие содержания K_2O, легких РЗЭ, Rb, Sr, Hf, Th, Zr. Отношение La/Yb в абсарокитах и шошонитах варьирует от 7,7 до 11,3, в банакитах достигает 20,5 (рис. 1ж,з, 2в, 3б).

По мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], сиенит-латитовые магматиты барьерной зоны островной дуги являются продуктом внутрикоровой эволюции более ранних порций известково-щелочной магмы в промежуточных магматических очагах. Шошонит-абсарокитовые вулканиты, по мнению вышеназванных авторов, сформировались в тылу зрелой островной дуги над более мощной частью мантийного клина.

Судя по положению фигуративных точек субщелочных вулканических пород основного состава на диаграмме La/Yb-Yb (рис. 3ж), в рамках принятой модели выплавления исходных магм, заметного углубления зоны магмообразования не произошло. Резко повышенные концентрации крупноионных элементов (K, Rb, Ba) в вулканитах шелудивогорского комплекса при сохранении (рис. 1ж) негативных геохимических аномалий Nb и в некоторых пробах Zr и Y при устойчиво низких концентрациях Ti, позволяет предполагать нарастающее метасоматическое обогащение деплетированного мантийного клина перечисленными выше литофильнми элементами [Tatsumi et al., 1986; Пирс и др., 1987; Сандерс, Тарни, 1987]. Возможно, что обогащение мантийного субстрата крупноионными элементами и водой субдукционного флюида стимулировалось заклиниванием субдукционной плиты [Chemenda et al., 1997; Пучков, 2000]. Большой разброс содержаний La и Yb в интрузивных породах сиенит-латитового ряда связан, по мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], с длительной эволюцией известко-щелочных магм предшествующего этапа вулканизма в коровых очагах.

Березовско-Кизильский комплекс субщелочной и толеитовой петрогенетических серий (C_1 t-v_2). В нижнекаменноугольное время в условиях отмирания Магнитогорской островной дуги, вследствие прекращения субдукции под ней и заклинивания и разрыва субдукционной плиты, формировались вулканиты рифтогенного типа в ассоциации с терригенными и карбонатными толщами. Вулканиты с повышенной щелочностью явно преобладают, в меньшем количестве присутствуют базальты толеитовой серии [Фролова, Бурикова, 1977; Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998]. В Западно-Магнитогорской зоне толеитовые базальты нередки (Худолазовская синклиналь) и преобладают в дайковой субвулканической фации [Салихов, 1997]. Существование на западном крыле Магнитогорской синформы диабазовых субвулканических комплексов толеитовой серии является аргументом в пользу генетической автономности последней. Выделение самостоятельной известково-щелочной серии проблематично, хотя отдельные анализы основных средних и кислых пород по формальным признакам соответствуют известково-щелочному типу (рис. 1и,к, 2г).

По мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998], излияния субщелочных и толеитовых базальтов начинались синхронно. Однако главные выходы умеренно-титанистых толеитов сосредоточены в Западной и Центрально-Магнитогорской зонах, а субщелочные базальты преобладают восточнее, в обрамлении Восточно-Уральского микроконтинента.

Толеитовые базальты, формировавшиеся в начале карбона, принадлежат натровому и калий-натровому типам. По сравнению с толеитами Сибирской трапповой провинции, и в частности с Норильской серией [Альмухамедов, Медведев, 1986], они характеризуются близкими содержаниями TiO_2 (1,2-2,2 %), Σ FeO, Sr, Nb, Yb, повышенными концентрациями Al_2O_3, Na_2O, P_2O_5 и пониженными – Cr, Ni, Co, Zr. От предшествующих островодужных базальтов D_3 известково-щелочной серии толеиты нижнего карбона отличаются пониженными количествами K, Rb, Nb, Cr, Co, Ni, близкими – Zr и повышенными – TiO_2, Al_2O_3, Yb. Любопытно, что ближе всего к составу нижнекаменноугольных толеитов стоят толеитовые базальты безрудных зон Карамалыташского комплекса. Эти данные говорят о том, что появление толеитовых и субщелочных базальтов в нижнем карбоне определялось направленностью эволюции состава мантийных расплавов в период от нижнего девона до нижнего карбона. А наличие латеральной геохимической зональности в продуктах магматизма нижнего карбона (натровые толеиты на западе, калиево-натровые субщелочные базальты на востоке) позволяет предполагать определяющую роль остаточных структурных элементов зоны субдукции восточного падения. В составе субщелочной серии Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев выделяют ряд пород: базанит–гавайит–муджиерит–бенмореит–трахидацит–трахириолит. Названные авторы подчеркивают, что общее повышение щелочности произошло исключительно за счет натрия.

Наиважнейшей особенностью приведенного ряда является присутствие базанитов (SiO_2 37-43 %, MgO 5,83-9,36 %, Na_2O 2,46-4,75 %, K_2O 1,48-2,61 %) Для них характерны высокие концентрации Rb (39-73 г/т), Sr (229-484), Zr (263-550), Y (23-38), Nb (33-91), пониженные – Cr (30-230 г/т), Ni (11-23), Co (19-32). В гавайитах Rb варьирует в широких пределах (3-19 г/т), более высоки, по сравнению с базальтами, концентрации Cr, Ni, Co, сохраняются повышенные содержания Zr, Y, Nb. Для субщелочных основных пород характерны высокие концентрации TiO_2 (1,9-3,63 %), высокие суммы РЗЭ, повышенные концентрации всего ряда РЗЭ, высокие значения отношений La/Yb (4,5-24,2) (рис. 1и,к, 2г, 3г).

В кремнекислых породах сохраняются высокие содержания крупноионных (K, Rb, Sr) и высокозарядных элементов (Zr, Y, Nb), умеренные и повышенные концентрации Cr, низкие – Ni, Co.

отношение ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в кислых вулканитах березовского комплекса варьирует от 0,70388 до 0,70514, кизильского комплекса – от 0,703 до 0,70466 [Горожанин, 1991]. Слегка повышенные величины отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, по сравнению с типично островодужными вулканитами [Богатиков, Цветков, 1988], вероятно, связаны с контаминацией расплавов коровым материалом. В пользу этого свидетельствует присутствие в базальтах нижнего карбона ксеногенных гранатов коровых метаморфогенных комплексов [Порошин, 1988].

По большинству параметров субщелочные основные породы (гавайиты) близки к субщелочным базальтам континентальных рифтовых зон и океанических островов [Фролова, Бурикова, 1997]. На диагностической диаграмме La/Yb – K для вулканитов Курило-Камчатской островной дуги, построенной Г.П. Авдейко с соавторами [Петрология…, 1987], выделены поля фигуративных точек «островодужных» и «неостроводужных» ассоциаций. По названным параметрам толеитовые базальты нижнекаменноугольного возраста попадают в поле «островодужных» комплексов, а субщелочные – «неостроводужных» образований. На основании геохимических критериев и экспериментальной модели распределения РЗЭ [Nicolas et al., 1980; Дриль, Елизарова, 2003] предполагается, что зона парциального выплавления субщелочных магм (C_1) располагалась в недеплетированной мантии в зоне разрыва субдукционной плиты и внедрения астеносферного мантийного диапира. Выплавление происходило, скорее всего, при невысоких степенях плавления мантийного вещества (2-10 %) (рис. 3в). Судя по результатам изучения химических составов шпинелей в базальтах березовской свиты [Порошин, 1987] и присутствию высокохромистых реститовых шпинелидов, субстратом зоны магмообразования были шпинелевые лерцолиты. Толеитовые базальты выплавлялись из деплетированной мантии на меньших глубинах, по сравнению с субщелочными базальтами, и в целом западнее последних в надсубдукционном клине из деплетированной мантии, о чем свидетельствуют негативные аномалии Nb.

Геохимические характеристики основных пород каменноугольного возраста свидетельствуют об изменении условий магмообразования по сравнению с верхним девоном. По мнению В.Н. Пучкова [2000], это связано с заклиниванием и деструкцией субдуцирующей плиты и перескоком зоны субдукции в область современного Тургайского прогиба со сменой вергентности зоны субдукции с западной на восточную [Косарев, Пучков, 1999]. Имеются и другие точки зрения – в частности, о принадлежности Валерьяновских и Александровских известково-щелочных вулканитов активной окраине Казахстанского континента с продолжением на юг, в область Чаткало-Кураминской зоны вулкано-плутонического магматизма Срединного Тянь-Шаня. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Геодинамические условия развития магматизма Магнитогорской островной дуги

Изложенный материал дает основу для обсуждения некоторых аспектов геодинамической природы островодужного и коллизионного магматизма Магнитогорской дуги (рис. 4). Современная геодинамика позволяет выработать целый инструментарий для объяснения поведения островной дуги и зоны субдукции под ней и для интерпретации особенностей петролого-геохимического состава вулканитов на каждом из соответствующих этапов. Наиболее важными для интерпретации изложенных выше петролого-геохимических материалов являются геодинамические модели субдукции, которые включают: субдукционную флюидную фазу, возникающую при дегидратации слэба; метасоматическое воздействие флюидов на породы мантийного клина; температурную эволюцию надсубдукционного клина; субдукцию блоков с низкой плотностью и, соответственно, повышенной плавучестью; заклинивание зоны субдукции, слом и отрыв слэба; возникновение «окон» в субдуцирующей плите и их влияние на состав выплавок; дифференциация расплавов в промежуточных очагах на путях движения расплавов к поверхности. Перечисленные факторы действуют в тесной взаимной связи. Некоторые из них являются довольно универсальными, другие проявляются лишь в конкретных, довольно редких случаях [Рингвуд, 1981; Davies, Stevenson, 1992; Arculus, 1994; Bea et al, 1997; Rupke et al., 2002; Taylor, Martinez, 2003; Пучков, 1996; Chemenda et al., 1997; Stern, Bloomer, 1992; Добрецов и др., 2001; Коротеев и др., 2001; Rogers et al., 2002; Kohn, Parkinson, 2002; Никишин, 2002, и др.].

Последовавшее за ирендыкским появление карамалыташского комплекса свидетельствует о резкой перестройке режима субдукции. Облик соответствующей серии определяется резким преобладанием толеитовой компоненты с контрастным типом дифференциации над переходной к субщелочной, слабо дифференцированной. Для первой предполагается большая степень плавления по сравнению со второй. По этим параметрам условия карамалыташского времени приближаются к первой половине баймак-бурибаевского, с тем отличием, что температура надсубдукционно-

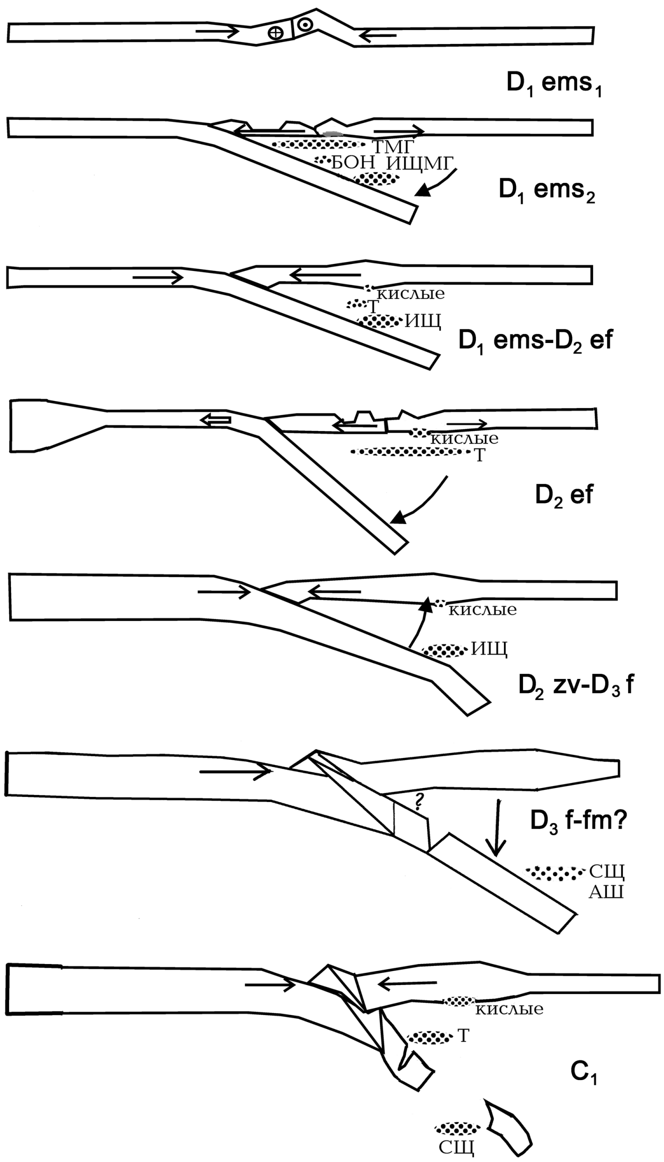


Рис. 4. Геодинамическая модель раннеостроводужной, островодужной и коллизионной стадий Южного Урала.

Кружки с крестом и точкой – предполагаемые сдвиги, предваряющие начало субдукции. Точечные линзы – предполагаемые зоны выплавления исходных магм различных петрогенетических серий: Т – толеитовой островодужной; ТМГ – толеитовой магнезиальной; ИЩ – известково-щелочной; БОН – бонинитовой; АШ – абсорокит-шошонитовой; СЩ – субщелочной; кислые – предполагаемая область выплавления кислых магм. Стрелки горизонтальные указывают возможное направление движения плит. Стрелки наклонные и вертикальные показывают предполагаемое опускание или всплытие слэба.

го клина сильно понижена, и основной объем плавления осуществляется в условиях растяжения над астеносферным диапиром. Однако остается другой, более общий вопрос: почему вообще произошла перестройка, или еще более общий вопрос – в чем причина наличия двух типов субдукции: западно-тихоокеанского и восточно-тихоокеанского. Первый тип отличается от второго более крутым наклоном зоны субдукции в верхней части, редуцированностью аккреционных комплексов и наличием зон задугового и внутридугового растяжения [Uyeda, 1991; Uyeda, Kanamori, 1979]. Предлагались различные объяснения [Tamaki, Honza, 1991] в частности, делались попытки связать очевидную закономерность с влиянием вращения Земли.

Однако в последнее время многими забывается тот факт, что островные дуги с тыловыми морями или внутридуговыми рифтами связаны с субдукцией более древней, и значит, более тяжелой (более остывшей) океанической коры [Molnar, Atwater, 1978]. Представляется, что более древняя кора не только легче тонет, но и часто вызывает откат шарнира (перегиба) литосферы во фронте зоны субдукции, или увеличение крутизны зоны субдукции с возникновением условий растяжения в надсубдукционном клине. Обращаясь к материалам по геологии Магнитогорской дуги, следует обратить внимание на то, что максимальный возраст океанической коры на момент образования карамалыташского комплекса мог составлять порядка 100 млн. лет, с раннего ордовика до раннего живета, что сопоставимо с возрастом коры, субдуцируемой в западно-тихоокеанском обрамлении. Однако это не значит, что таков был возраст коры, которая субдуцировалась в момент заложения Магнитогорской дуги. Поскольку мы установили, что зона субдукции падала на восток, первоначально должна была субдуцироваться наиболее молодая кора (раннедевонская? силурийская?), уступавшая место все более древней, по мере того как островная дуга приближалась к пассивной окраине Восточно-Европейского континента, заложившейся в раннем ордовике. Возможно, в этом причина смены условий сжатия на условия растяжения в карамалыташское время: субдуцируемая кора стала достаточно тяжелой, для того чтобы наклон угла субдукции увеличился, и над ней возникла зона растяжения.

Новый этап развития начинается с живета, с улутауского времени, когда восстанавливается режим формирования известково-щелочных серий, сохранявшийся затем, с определенными изменениями, в течение всего позднего девона, с тенденцией постепенного увеличения щелочности вулканитов, характерной для завершающих этапов развития островных дуг. Примечательной особенностью этого этапа развития дуги является смещение вулканической оси к востоку, что можно связывать с новым выполаживанием зоны субдукции. Такое выполаживание, действительно, рано или поздно должно было произойти в связи со сближением Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента и вхождением его внешнего края в зону субдукции. Будучи более легким, чем океаническая кора, этот континентальный край и вызвал указанное явление. В течение живета-раннего франа, тем не менее, происходило плавление океанической коры, попавшей в зону субдукции еще в начале живета, до вхождения в нее континентального края. Участия континентального субстрата в выплавлении улутауских островодужных вулканитов еще не ощущается.

Возможность субдукции континентальной литосферы, даже утоненной, ограничена плавучестью континентальной коры. Когда сила всплывания превышает тяговую силу слэба, действующую в противоположном направлении, происходит столкновение островной дуги и континента, заклинивание зоны субдукции и всплывание континентального края. Такого рода событие, будучи главной причиной вывода на поверхность глубинных, высокобарических эклогит-глаукофансланцевых метаморфитов, достаточно четко датируется на Южном Урале по появлению соответствующих метаморфических минералов в раннефаменском флишевом комплексе зилаирской серии [Пучков, 2000; Brown et al., 2001; Willner et al., 2002]. Стагнация процесса субдукции и утолщенность коры островной дуги, вследствие накопления вулканитов большой мощности, приводили к увеличению роли процессов магматической дифференциации в промежуточных очагах.

Заклинивание зоны субдукции могло иметь своим следствием отрыв океанического слэба и его быстрое погружение в мантию. При этом возможны два варианта: плавление надсубдукционного клина на несколько больших глубинах, чем раньше, или прорыв относительно слабо деплетированной астеносферы вверх через образовавшееся зияние слэба [Rogers et al., 2002; Kohn, Parkinson, 2002]. Это могло привести к формированию глубинных выплавок вулканитов повышенной щелочности с повышенными содержаниями элементов с высокозарядными ионами Nb, Zr и др. на последних этапах развития островной дуги.

Формирование раннекаменноугольных вулканитов характеризует процесс разрушения отмершей островной дуги и носит черты рифтового. В отличие от баймак-бурибаевской и карамалыташской вулканических серий, также носивших признаки рифтовых формаций, родственные черты с островодужными комплексами несут лишь раннекаменноугольные вулканиты толеитовой серии. Субщелочные базальты, включающие базаниты, вероятно, связаны с окном в слэбе и с недеплетированным мантийным источником, расположенным ниже уровня разорванной субдукционной плиты.

Выводы

1. Вулканические комплексы, образовавшиеся в период D_2–D_3, несут геохимические черты надсубдукционных островодужных образований, что проявляется для большинства основных и средних пород в наличии негативных аномалий Nb, Ta, Zr, Hf, Y в нормализованных по N-MORB концентрациях и в повышенных содержаниях некогерентных

элементов с крупными ионными радиусами (K, Rb, Ba, Cs) и легких РЗЭ. Особенности их химизма являются естественным продолжением геохимической эволюции нижнедевонско-эйфельской островной дуги, исходные расплавы которой были более магнезиальны и выплавлялись, скорее всего, при более высоких давлениях и температурах.

2. В рассматриваемой части вулканогенного разреза (D_2–C_1 v) Магнитогорского палеовулканического пояса традиционно выделяется два вулканических ритма: 1 – эйфель-верхнедевонский, 2 – нижнекаменноугольный. В каждом из них происходит закономерная смена типов формаций и петрогенетических серий. Многие серии несут признаки, связанные как с условиями выплавления и особенностями мантийного субстрата, так и последующей флюидной и кристаллизационной дифференциацией и процессами гибридизма и контаминации.

3. Эйфель-верхнедевонский ритм вулканизма представлен карамалыташским, улутауским, нововоронинским (колтубанским) и шелудивогорским комплексами. В этом ритме толеитовая островодужная серия сменяется известково-щелочной, а затем абсорокит-шошонитовой сериями.

Заключительный ритм вулканизма ограничен нижнекаменноугольным возрастом. В составе вулканогенных и интрузивных комплексов преобладают толеитовая (на западе) и субщелочная (на востоке) серии. Первая из них ещё несёт признаки влияния субдуцирующей плиты и выплавлялась, вероятно, в надсубдукционном клине, вторая – по составу близка к континентальным базальтам. Выплавление исходных расплавов субщелочных высокотитанистых базальтов происходило вне зоны влияния субдукционной плиты из недеплетированной мантии.

4. Для карамалыташского, улутауского, колтубанско-нововоронинского, шелудивогорского и березовско-кизильского комплексов и их возрастных аналогов установлен зональный характер размещения вулканитов по калиевости, что проявляется в возрастании K_2O с запада на восток. Эта зональность подтверждается особенностями распределения микроэлементов в магматических породах. Определяющую роль в формировании этой зональности играла, по нашему мнению, зона субдукции восточного падения.

Авторы благодарят Р. Херрингтона и В.В. Масленникова за содействие в проведении аналитических работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы MinUrals N ICA-2-CT-2000-01-010011 и в рамках программы № 7 ОНЗ РАН (Проект № 9 «Уралиды»).

Список литературы

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 49-69.

Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.

Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 24 с.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 248 с.

Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.

Горожанин В.М. Роль контаминации в происхождении кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 32-39.

Горожанина Е.Н., Кузьмин С.А. Редкоземельные элементы в базальтах островодужных комплексов Магнитогорского мегасинклинория // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа: БФАН СССР, 1987. С. 10-23.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Филиал ГЕО, 2001. 409 с.

Дриль С.И., Елизарова М.В. Геохимическая типизация и источники вещества метабазитов офиолитов западного сектора Монголо-Охотского складчатого пояса // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 367-370.

Знаменский С.Е., Косарев А.М., Серавкин И.Б., Минибаева К.Р. Фациальная зональность эйфельских отложений в Карамалыташской структуре // Геологический сборник № 3. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 113-116.

Коптева В.В., Самыгин С.Г. Об особенностях палеогеографии западного борта Магнитогорского прогиба на рубеже ирендыкского и улутауского времени // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975. С. 168-175.

Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 50-57.

Косарев А.М. Петрохимические и геохимические особенности вулканитов карамалыташской свиты // Геологический сборник № 3. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 130-140.

Косарев А.М., Пучков В.Н. Особенности распределения K, Ti, Zr в силурийско-каменноугольных вулканогенных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник-1997. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 186-191.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 199 с.

Никишин А.М. Тектонические обстановки, внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Под ред. О.А.Богатикова и др. М.: Наука, 1987. 335 с.

Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

Порошин Е.Е. Высокохромистые шпинелиды и вопросы происхождения базальтовых магм // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 39-47.

Порошин Е.Е. Граниты нижнекарбоновых вулканитов Магнитогорского синклинория Урала и ассимиляция вещества коры // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 4. С. 914-919.

Пучков В.Н. Геодинамический контроль метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996. № 2. С. 16-33.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория. Автореф. докт. дисс. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 85 с.

Сандерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М: Мир, 1987. С. 102-133.

Сурин Т.Н. Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс, 1997. 309 с.

Сурин Т.Н. Геохимические и металлогенические особенности рудоносных магматических комплексов Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М., 1999. С. 284-328.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 203 с.

Arculus R.J. Aspects of magma genesis in arcs // Lithos. V. 33. 1994. P. 189-208

Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. V. 102. P. 265-280.

Bea F., Fershtater G., Montero P., Smirnov V., Zin'kova E. Generation and evolution of subduction-related batholiths from the central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1-4. P. 103-116.

Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A. et al. Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continental collision in the southern Urals. Tectonics. 2001. V. 20. № 3. P. 158-171.

Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low temperature rocks // Tectonophysics. 1997. V. 276. № 1-4. P. 217-227.

Davies J.H., Stevenson D.J. Physical model of source region of subduction zone volcanics // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B2. P. 2037-2070.

Francalanci L., Barbieri M., Manetti P., Peccerillo A., Tolomeo L. Sr isotopic systematics in volcanic rocks from the Island of Stromboli, Italy (Aeolian Arc) // Chem. Geol. Isot. Geosci. Sec. 1988. V. 73. № 2. P. 109-124.

Kohn M.J., Parkinson C.D. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision // Geology. 2002. V. 30. № 7. P. 591-594.

Molnar P., Atwater T. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 330-340.

Nicolas A., Boudier F., Bouchez J.L. Interpretation of peridotites structures from ophiolitic and oceanic environment // Am. J. Sci. 1980. V. 280. Pt. 1. P. 192-210.

Rogers R.D., Karason H., van der Hilst R.D. Epeirogenic uplift above a detached slab in northern

Central America // Geology. 2002. V. 30. № 11. 2002. P. 1031-1034.

Rupke L.H., Morgan J.P., Hort M., Connoly J.A.D. Are the regional variations in the Central American arc lavas due to differing basaltic versus peridotitic slab sources of fluids? // Geology. 2002. V. 30. № 11. P. 1035-1038.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain building in the Uralides: Pangea to the present. AGU Geophysical monograph series. 2002. V. 132. P. 101-134.

Stern R.J., Bloomer S.H. Subduction zone infancy: examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California arcs // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V. 104. P. 1621-1636.

Tamaki K., Honza E. Global tectonics and formation of marginal basins: role of the Western Pacific // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 224-230.

Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // J. Volcanology and Geothermal Research. 1986. V. 29. P. 293-309.

Taylor B., Martinez F. Back-arc basin systematics // Earth Planet. Lett. 2003. V. 210. P. 481-497.

Uyeda S. The Japanese island arc and the subduction process // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 190-198.

Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1049-1062,

Willner A., Ermolaeva T, Puchkov V., Arzhavitina M.Y., Gorozhanina Y. Surface signals of an arc-continent collision: The detritus of the Upper Devonian Zilair formation in the Southern Urals, Russia // Mountain building in the Uralides: Pangea to the present. AGU Geophysical monograph series. 2002. V. 132. P. 183-210.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Ферштатер