

УДК 552.311(470.5)

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2026-65-3-46-55

РИФТОГЕННЫЕ ШОШОНИТЫ ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ). СТАТЬЯ 2. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Тимофей Николаевич Сурин¹✉, Валерий Михайлович Мосейчук²,
Александр Вениаминович Тевелев³

¹ Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия;
SurinTimofey@gmail.com✉, <https://istina.msu.ru/workers/536322279/>

² ООО НТПП «Геопойск», Челябинск, Россия; geopoisk2004@mail.ru, <https://istina.msu.ru/workers/1246649/>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@yandex.ru,
https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

Аннотация. Описаны геохимические особенности развитых в Магнитогорской зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги образований малокуйбасовской вулканической серии (новоивановская толща и шумилинская свита). Установлено, что они принадлежат к островодужной шошонитовой серии, весьма характерной для «зрелых» островных дуг, а точнее, «рифтогенному» типу шошонитов. Показаны их отличия от «нормальных» островодужных магматитов шошонитовой серии, что объясняется различными для их первичных расплавов магматическими источниками. Установлены качественные отличия условий выплавления магм в надсубдукционном мантийном клине. Полученные данные позволяют существенно уточнить представления о геодинамике формирования Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы.

Ключевые слова: Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, малокуйбасовская серия, новоивановская толща, шумилинская свита, шошонитовая серия, «рифтогенный» тип, магматический источник, мантийный диапир

Для цитирования: Сурин Т.Н., Мосейчук В.М., Тевелев А.В. Рифтогенные шошониты Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал). Статья 2. Геохимическая характеристика и геодинамическая обстановка // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2026. № 3. С. 46–55.

RIFTOGENIC SHOSHONITES OF THE EAST MAGNITOGORSK PALEOISLAND ARC (SOUTHERN URALS). ARTICLE 2. GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS AND GEODYNAMIC ENVIRONMENT

Timofey N. Surin¹✉, Valery M. Moseychuk², Alexander V. Tevelev³

¹ The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch (UB) of the RAS, Yekaterinburg, Russia; SurinTimofey@gmail.com✉, <https://istina.msu.ru/workers/536322279/>

² LTD “Geopoisk”, Chelyabinsk, Russia; geopoisk2004@mail.ru, <https://istina.msu.ru/workers/1246649/>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

Abstract. The geochemical features of the Malokuibasovskaya volcanic series formations (the Novoivanovskaya strata and the Shumilinskaya suite) developed in the Magnitogorsk zone of the East-Magnitogorsk paleoisland arc are described. They are belong to the island-arc shoshonite series, which is very typical of “mature” island arcs has been established, or rather, the “riftogenic” type of shoshonites. Their differences from the “normal” island-arc magmatites of the shoshonite series are demonstrated, by magmatic sources different for their primary melts is explained. The qualitative differences of the magma melting conditions in the suprasubduction mantle wedge have been identified. The data obtained make it possible to significantly refine the understanding of the Magnitogorsk-Mugodzhazhar paleoisland arcs system geodynamics formation.

Keywords: East-Magnitogorsk paleoisland arc, Malokuibasovskaya series, Novoivanovskaya strata, Shumilinskaya suite, shoshonite series, “riftogenic” type, magmatic source, mantle diapir

For citation: Surin T.N., Moseychuk V.M., Tevelev A.V. Riftogenic shoshonites of the East Magnitogorsk paleoisland arc (Southern Urals). Article 2. Geochemical characteristics and geodynamic environment. *Moscow University Geol. Bull.* 2026; 3: 46–55. (In Russ.).

Введение. Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, по современным представлениям, является восточной ветвью крупнейшей на Урале и важнейшей в металлогеническом отношении Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Последняя состоит из двух субпараллельных островных дуг: Западно- и Восточно-Магнитогорской с разделяющим их междуговым бассейном. Изучение состава и выявление механизма петрогенезиса, а также реконструкция геодинамической обстановки формирования вулканитов малокуйбасовской серии (новоивановская толща и шумилинская свита) весьма важны для регионального анализа магматической эволюции региона и уточнения представлений о геодинамике развития Южного Урала.

Геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика описанных ниже комплексов приведена в первой статье настоящей работы «Рифтогенные шошониты Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал). Статья 1» [Сурин и др., 2025a]. В настоящей статье приведены геохимическая характеристика пород новоивановской толщи и шумилинской свиты, а также описана геодинамическая обстановка их формирования.

Новоивановская толща. Геохимическая характеристика вулканитов новоивановской толщи приве-

дена в табл. 1. Для микроэлементного состава пород (рис. 1, а) характерна значительная (по отношению к базальтам типа N-MORB) обогащенность крупноионными литофилами и повышенными содержаниями элементов с высокозарядными ионами при пониженных концентрациях сидерофилов. На всех графиках четко выражены ниобиевые минимумы, что, как известно, является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок. В целом форма графиков аналогична таковым для основных и средних пород верхнеуральской толщи [Сурин, 2025], с той лишь разницей, что обогащенность крупноионными литофилами и, соответственно, обедненность сидерофилами, проявлены заметно слабее. По мере роста содержания кремнезема в породах концентрация крупноионных литофилов также несколько увеличивается, а сидерофилов, наоборот, уменьшается. Важно отметить, что титановый минимум в породах почти не проявлен. Тем не менее, в целом форма графиков на спайдер-диаграмме полностью аналогична таковым для островодужных

Таблица 1

Геохимическая характеристика пород новоивановской толщи и шумилинской свиты (содержания микроэлементов в г/т)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ba	220	260	480	–	–	150	–	–	–
Rb	73	68	52	79	63	83	72	82	99
Sr	482	528	490	523	552	525	243	220	188
Zr	177	257	220	196	201	124	356	340	320
Cr	84	71	35	110	75	52	38	18	9
V	95	110	120	84	95	118	110	95	85
Ni	72	45	22	24	32	26	30	14	8
Co	27	22	14	18	27	12	2,8	4,0	2,9
Y	30	22	16	–	–	10	11	9	7
Cu	12	34	45	10	33	26	9,7	11	15
Zn	81	67	65	33	63	100	33	25	20
Pb	29	36	18	12	11	8	14	11	9
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,11
Sn	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2,5	3,4
Nf	20	16	10	28	19	22	30	19	11
Ta	5,8	3,8	1,5	2,2	1,8	1,9	1,5	0,9	0,5
Nb	3,2	3,1	5,5	3,8	4,4	6,1	7,5	7,1	8,4
Ga	8	10	12	9	11	14	16	22	34
Sc	29	27	19	24	19	29	15	10	8
Th	6,8	6,2	7,1	5,7	6,1	8,1	4,5	5,0	6,2
U	–	–	–	–	3,5	5,8	14	6,1	5,4
N	34	23	8	5	6	24	8	7	4

Примечание. 1–3 — новоивановская толща: 1 — субщелочные базальты и трахибазальты, 2 — трахиандезибазальты, 3 — трахиандезиты; 4–9 — шумилинская свита: 4 — субщелочные базальты и трахибазальты, 5 — трахиандезибазальты, 6 — трахиандезиты, 7 — трахидациты, 8 — трахириодациты, 9 — трахириолиты и риолиты. N — количество анализов.

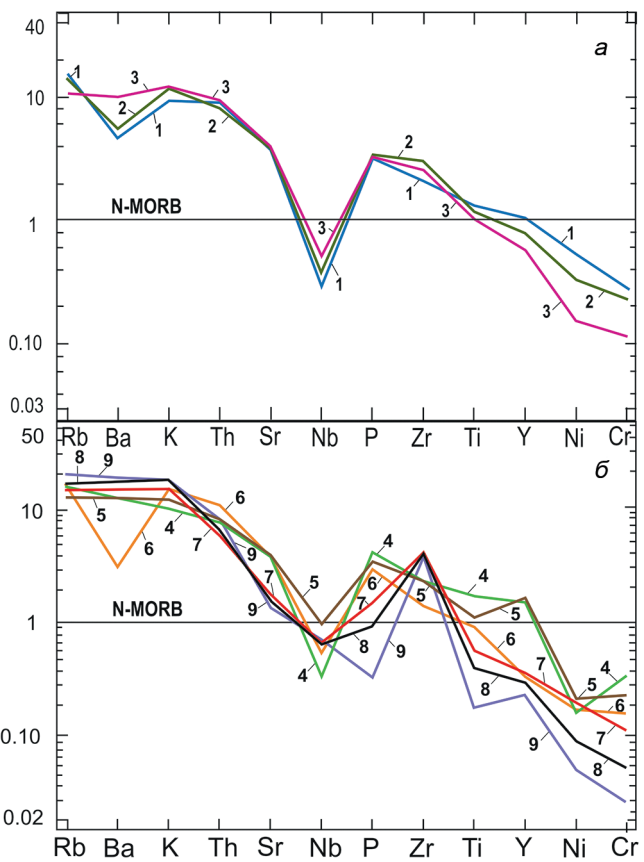


Рис. 1. Диаграмма нормированных по N-MORB [Wedepohl, 1981] средних содержаний малых и микроэлементов в вулканитах малокуйбасовской серии: а — вулканиты новоивановской толщи; б — вулканиты шумилинской свиты; цифры у графиков соответствуют номерам колонок в табл. 1

Таблица 2

Содержание РЗЭ (г/т) в породах новоивановской толщи и шумилинской свиты

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
La	31,00	30,00	31,00	14,30	12,00	9,10	31,00	49,00
Ce	64,00	42,00	57,00	28,50	27,00	22,00	67,50	63,70
Pr	–	–	–	4,00	–	–	8,00	8,80
Nd	–	–	–	19,20	17,00	13,00	28,70	40,30
Am	7,20	5,60	8,60	5,10	3,90	3,50	6,30	12,20
Eu	1,60	1,50	2,20	1,20	0,80	0,78	1,90	4,20
Gd	–	–	–	6,60	–	–	8,00	18,20
Tb	–	–	–	1,00	0,60	0,58	1,40	3,10
Dy	–	–	–	5,50	–	–	9,30	22,70
Ho	–	–	–	1,00	–	–	1,90	3,90
Er	–	–	–	3,00	–	–	5,40	10,10
Tm	–	–	–	0,50	–	–	0,90	1,20
Yb	4,00	4,30	3,90	3,40	2,40	1,90	5,40	6,60
Lu	–	–	–	–	0,36	0,25	–	–
(La/Yb)N	5,23	4,71	5,37	2,84	3,37	3,23	3,87	5,01
(La/Sm)N	2,71	3,37	2,27	1,77	1,94	1,64	3,10	2,53

Примечание. 1–3 — новоивановская толща: 1 — субщелочные базальты и трахибазальты, 2 — трахиандезибазальты, 3 — трахиандезиты; 4–9 — шумилинская свита: 4 — субщелочные базальты и трахибазальты (16/187), 5 — трахиандезибазальты (Е-4/408,4), 6 — трахиандезиты (Е-4/410,5), 7 — трахидациты (3104), 8 — трахириодациты (3208), 9 — трахириолиты и риолиты. В скобках номера проб. N — количество анализов.

шошонитов [Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997; Цветков и др., 1993], а основные геохимические особенности вулканитов новоивановской толщи (также, как и верхнеуральской [Сурин, 2025]) наиболее соответствуют производным шошонитовых серий островных дуг, описанным во множестве работ, например [Богатиков, Цветков, 1988; Фролова, Бурикова, 1997; Цветков, 1984; Цветков, Абрамова, 1986; Цветков и др., 1993; Федоров, Дубик, 1990; Пискунов, 1987; Кепежинскас и др., 1988; Волюнец и др., 1986; Pe-Piper, 1980; Thompson, Fowler, 1986]. В них также, по сравнению с шошонитами окраинно-континентальных и внутриконтинентальных геодинамических обстановок, резко понижены содержания бария, циркония и ниобия, в то время как концентрация указанных элементов близка к средним содержаниям таковых в островодужных шошонитах и латитах [Антипин, 1989].

С увеличением кремнеземистости пород и уменьшением их известковистости в породах совершенно не уменьшается содержание стронция (рис. 2, а), что свидетельствует о значительной роли фракционирования пироксена при практическом отсутствии фракционирования плагиоклаза в процессе эволюции первичного расплава и соответствует петрографическим особенностям пород (см. выше). Заметим, что все члены характеризуемой серии на приведенной диаграмме занимают место в поле производных

щелочно-базальтовых и латитовых магм, причем по соотношению извести и стронция они тяготеют к окончанию временного тренда эволюции базитов областей тектоно-магматической активизации [Ферштатер, 1987], что согласуется с предположением об их «рифтогенной» природе.

На диаграмме К. Конди («рубидий-стронций»), вулканиты новоивановской толщи вместе с породами шумилинской свиты (см. ниже) образуют единое поле, причем уровень содержаний указанных элементов значительно ниже, чем в образованиях верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации, а это позволяет сделать предположение о том, что характеризующиеся вулканиты формировались на коре меньшей мощности, около 30 км (рис. 2, б).

Величина отношения Ba/Nb в вулканитах новоивановской толщи колеблется в пределах 69–87, что ниже соответствующих значений для вулканитов верхнеуральской толщи [Сурин, 2025], но соответствует типично «островодужным» значениям [Кепежинскас, 1990] и свидетельствует в целом либо о малой степени обогащенности материнского мантийного субстрата, но несколько большей, чем для верхнеуральских пород, либо об образовании первичных базальтоидных расплавов при большей степени плавления мантийного субстрата (рис. 2, в). Этот вывод подтверждается как повышенными значениями отношений Zr/Y во всех типах пород характеризуемой толщи (рис. 2, г), так и повышенными в целом содержаниями никеля и хрома (рис. 2, д).

Величина отношения Cr/Ni слабо возрастает по мере роста кремнеземистости пород (рис. 2, д), что косвенно указывает на определенную роль оливинового фракционирования в генезисе всей этой серии пород и также согласуется с петрографическими данными. Наконец, величина отношения Cr/V резко уменьшается по мере роста содержаний кремнезема в породах (рис. 2, е), что также вполне определенно свидетельствует о значительной роли пироксенового фракционирования при дифференциации трахибазальтового расплава, что подтверждается и другими петрогеохимическими данными (см. выше), а также соответствует петрографическим особенностям пород (см. выше).

Средние содержания РЗЭ в трахибазальтах и трахиандезибазальтах новоивановской толщи приведено в табл. 2, их распределение иллюстрируется рис. 3, а. Все типы вулканитов характеризуются заметным преобладанием цериевых РЗЭ над иттриевыми, при этом содержания всех РЗЭ варьируют в весьма узких пределах, что свидетельствует об их низкой степени фракционирования. Во всех типах вулканитов выявляется небольшая отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая о преобладающем фракционировании именно пироксена при генезисе всей серии пород, что подтверждается и другими их геохимическими, а также петрографическими особенностями (см. выше). Заметим, что это

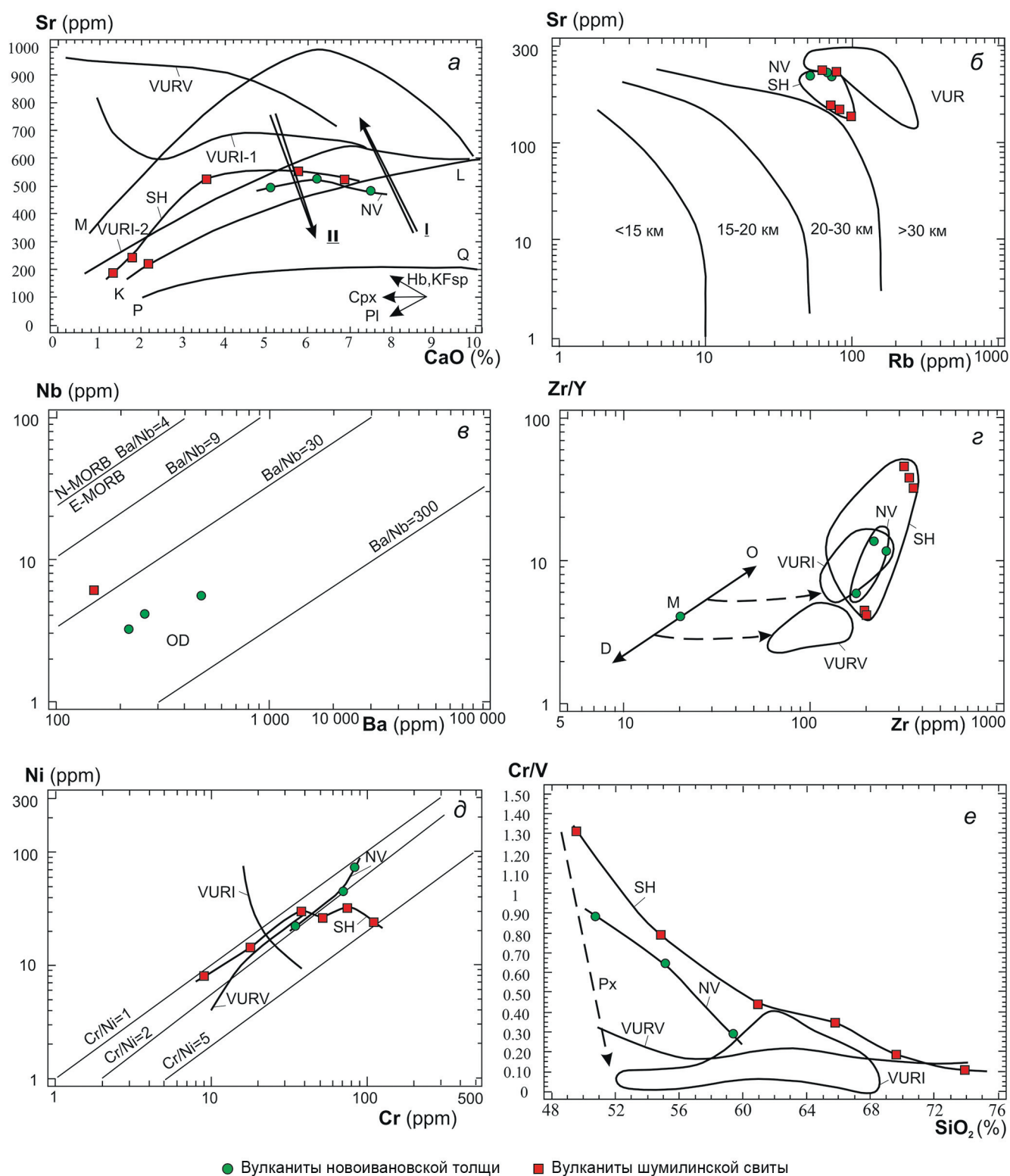


Рис. 2. Бинарные геохимические диаграммы для средних составов вулканитов малокуйбасовской серии. 1 — вулканиты новоивановской толщи, 2 — вулканиты шумилинской свиты. I — тренд эволюции и поля составов вулканитов новоивановской толщи (NV) и шумилинской свиты (SH); II — тренд эволюции и поля составов магматитов верхнеуральской ассоциации (VUR), вулканитов верхнеуральской толщи (VURV), интрузивных пород верхнеуральского комплекса (VURI, VURI-1, VURI-2 по [Сурин, 2025]); поля: а — MLK — производных латитовых и щелочно-базальтовых магм, KLPQ — производных толеитовой континентальной и островодужной магм, стрелками показаны векторы эволюции базитовых расплавов при фракционировании основных породообразующих минералов — роговой обманки (Hb), калиевого полевого шпата (KFsp), клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl), по [Ферштатер, 1987], с упрощением; б — вулканитов, сформированных на коре различной мощности (обозначена в км) [Condie, 1973]; в — ОД — магматитов островных дуг; г — стрелками показаны тренды обогащения (О) и истощения (D) мантийных источников (М), пунктирная стрелка — тренд частичного плавления мантийного источника [Pearce, Norry, 1979]

существенно отличает вулканиды характеризуемой толщи от аналогичных образований верхнеуральской толщи, в петрогенезисе которых ведущая роль принадлежала именно полевошпатовому фракционированию [Сурин, 2025].

Другим важнейшим отличием пород характеризуемой толщи от магматитов верхнеуральской вулканоплутонической ассоциации является очень высокое содержание в них иттербия, за счет чего величина $(La/Yb)_N$ резко понижена (табл. 2), что коррелирует с их несколько большей основностью и повышенными содержаниями в них окислов магния и кальция. Заметим, что точно такие же особенности распределения РЗЭ установлены в кайнозойских «рифтогенных» шошонитах Камчатки и других регионов [Кеппежинскас и др., 1988]. Возможно, это косвенно свидетельствует о различных мантийных источниках первичных расплавов для образований новоивановской толщи и указанной ассоциации, а точнее, о меньшей степени обогащенности (или большей его истощенности) в первом случае по сравнению со вторым. Сравнение распределения РЗЭ в породах новоивановской толщи и в аналогичных по основности образованиях верхнеуральской толщи показывает, что в первых из них оно гораздо менее дифференцировано, что обуславливает «узкий» интервал вариаций их содержаний. При этом уровень содержаний легких и средних РЗЭ в вулканидах новоивановской толщи такой же, как в верхнеуральской и соответствует таковому в производных шошонитовых сериях именно островных дуг, а не других геодинамических обстановок.

Шумилинская свита. Геохимическая характеристика вулканидов шумилинской свиты также приведена в табл. 1. Распределение микроэлементов в основных-средних породах шумилинской свиты (рис. 1, б) полностью аналогично таковому в соответствующих по кислотности образованиях новоивановской толщи, что в сочетании с общностью всех петрохимических особенностей пород обоих характеризуемых стратонов позволяет рассматривать всю их совокупность как единую в генетическом отношении. На всех графиках для шумилинской свиты также четко проявлены ниобиевые минимумы, что, как указано выше, является общим геохимическим признаком всех магматических образований надсубдукционных геодинамических обстановок. Для кислых образований шумилинской свиты характерно резкое понижение содержаний сидерофилов, а также появление отчетливо выраженных фосфорного и титанового минимумов (рис. 1, а). В целом же форма графиков на спайдер-диаграмме, также, как и в случае с новоивановской толщей (см. выше) полностью аналогична таковому для островодужных шошонитов, а основные геохимические особенности вулканидов как шумилинской свиты, так и ивановской толщи, полностью аналогичны таковому в производных шошонитовых сериях островных дуг, что дополнительно подтверждается

низкими концентрациями в них бария, циркония и ниобия [Антипин, 1989].

По мере роста содержания кремнезема в породах от трахибазальтидов до трахидацитов и снижения их кальциевости содержание стронция практически не изменяется, а далее — от трахидацитов к трахириолитам резко (в 2,7 раза) уменьшается (рис. 2, а), что говорит о значительной роли пироксенового фракционирования на ранней стадии дифференциации первичного расплава (как и в случае с новоивановской толщей) и плагиоклазового фракционирования на поздней стадии. Заметим, что этот вывод полностью соответствует петрографическим особенностям пород (см. выше). На диаграмме К. Конди («рубидий-стронций») вулканиды шумилинской свиты вместе с породами новоивановской толщи образуют единое поле, примыкающее к эмпирической кривой, соответствующей мощности коры около 30 км (рис. 2, б). На диаграмме «Zr/Y–Zr» поля вулканидов шумилинской свиты и новоивановской толщи полностью перекрываются (второе располагается внутри первого) (рис. 2, в), что также свидетельствует об их генетической общности, т. е. происхождении из единого родоначального расплава, источником которого мог быть слабо обогащенный мантийный субстрат (рис. 2, в). Обращает на себя внимание резкое понижение величины отношения Cr/Ni в ряду трахибазальт — трахириолит (рис. 2, д), что является главным отличием вулканидов шумилинской свиты от таковых ивановской толщи. По нашему мнению, это указывает на отсутствие фракционирования оливина при образовании «шумилинских» пород. Такая ситуация, возможно, объясняется тем, что их кристаллизация осуществлялась из более дифференцированных расплавов, чем это имело место в случае «новоивановских» пород. Данный вывод косвенно подтверждается более высоким стратиграфическим положением шумилинской свиты по сравнению с новоивановской толщей. Величина отношения Cr/V еще более резко, по сравнению с новоивановской толщей, уменьшается по мере роста содержаний кремнезема в породах (рис. 2, д), что также говорит о фракционировании пироксена при дифференциации трахибазальтового расплава (это подтверждается прежде всего петрографическими особенностями пород).

Содержания РЗЭ в отдельных образцах вулканидов шумилинской свиты приведено в табл. 2, а их распределение иллюстрируется рис. 3, б.

Также, как и в образованиях новоивановской толщи, все типы вулканидов шумилинской свиты характеризуются заметным преобладанием цериевых РЗЭ над иттриевыми, при этом надо отметить, что содержание всех РЗЭ варьирует в гораздо более широких пределах, что свидетельствует о достаточно высокой степени их фракционирования. Также во всех вулканидах присутствует отрицательная европиевая аномалия, свидетельствующая, возможно, о фракционировании плагиоклаза при генезисе

всей серии пород. Важнейшей особенностью распределения РЗЭ в породах шумилинской свиты является обогащенность иттриевыми РЗЭ, что резко отличает их от вулканитов верхнеуральской ассоциации (рис. 3, б), при этом наклон и форма графиков мало меняется при изменении кислотности пород, в то время как их содержание в кислых образованиях заметно выше, чем в основных и средних разновидностях, соответственно, величина $(La/Yb)_N$ также несколько повышается (табл. 2). Возможно, это свидетельствует о значительной роли полевошпатового фракционирования на заключительном этапе дифференциации расплавов, что в принципе соответствует петрографическим особенностям кислых пород шумилинской свиты (см. выше). Здесь же снова отметим, что сам порядковый уровень содержаний всех РЗЭ в вулканитах шумилинской свиты соответствует таковому в производных шошонитовых сериях именно островных дуг, что также выше подчеркнуто и для ивановской толщи. Здесь также будет уместным подчеркнуть, что такие же особенности распределения РЗЭ установлены в кайнозойских «рифтогенных» шошонитах Камчатки и других регионов [Кеппежинскас и др., 1988].

Обсуждение результатов. Петрогеохимическое изучение образований новоивановской толщи и шумилинской свиты (малокуйбасовская серия) показало, что слагающие их вулканиты представляют собой единую в генетическом отношении совокупность пород. Об этом свидетельствуют общие для них петрографические, петрохимические и геохимические особенности (в том числе распределение РЗЭ). Вместе с тем имеющиеся данные позволяют предполагать происхождение всех образований указанной серии в результате эволюции единого родоначального расплава, причем вулканиты шумилинской свиты являются продуктами более «продвинутой» многоступенчатой его дифференциации. Все описанные выше вулканиты являются представителями «высокотитанистой» («рифтогенной») шошонитовой островодужной серии, что соответствует их локализации в узкой грабеноподобной структуре растяжения, каковой является Магнитогорская зона (Магнитогорско-Богдановский грабен). Сравнение этих образований с «нормальными» или «низкотитанистыми» островодужными шошонитами, яркими представителями которых являются магматиты детально изученной верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации [Сурин, 2025], показало их существенные отличия по ряду петрогеохимических особенностей (см. выше). Анализ распределения РЗЭ позволил предположить происхождение этих двух типов шошонитовых серий из различных мантийных источников.

Ранее убедительно показано, что такие индикаторные отношения РЗЭ, как $(La/Yb)_N$ и $(La/Sm)_N$ позволяют не только идентифицировать типы магматических источников островодужных шошонитов (примитивная мантия, внутриплитный источник,

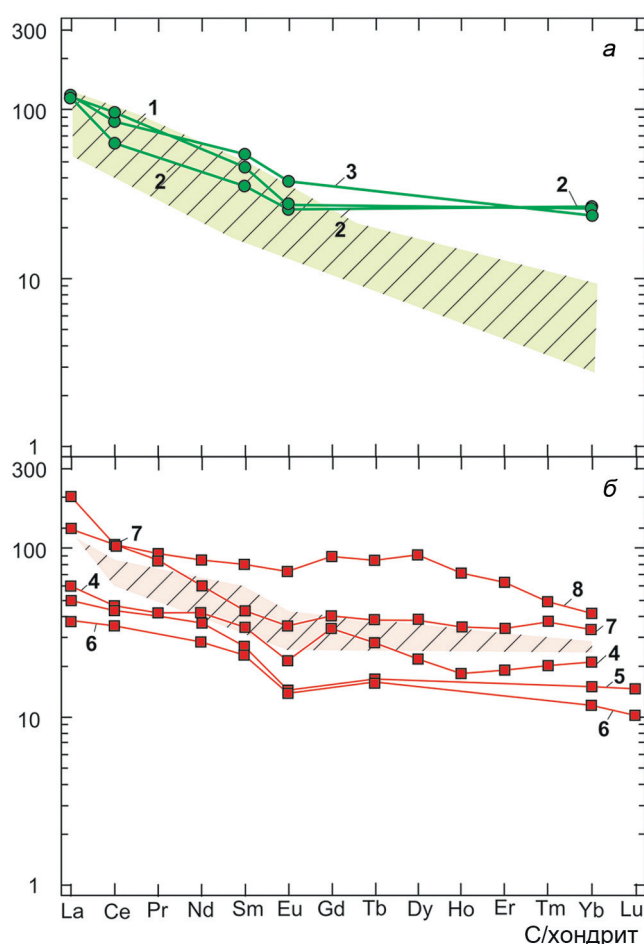


Рис. 3. Распределение РЗЭ в вулканитах малокуйбасовской серии: а — вулканиты новоивановской толщи, заштриховано поле составов верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации [Сурин, 2025]; б — вулканиты шумилинской свиты, заштриховано поле составов новоивановской толщи. Нормировано по хондриту [Evensen et al., 1978]. Цифры у графиков соответствуют номерам анализов в табл. 2

метасоматически обогащенная мантия), но и выявить факторы истощения, обогащения или контаминации пелагическими осадками этих источников, а также разделить островодужные шошониты на «субдукционный» или «рифтогенный» типы [Кеппежинскас и др., 1988]. На рис. 4, построенном нами по данным из указанной работы, показаны «геохимические метки» перечисленных источников, а также качественные тренды истощения, обогащения и контаминации пелагическими осадками внутриплитного источника. На приведенной диаграмме хорошо видно, что поле магматитов верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации локализовано на продолжении тренда обогащения внутриплитного магматического источника, а в целом источник первичных магм верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации достаточно уверенно идентифицируется как метасоматически обогащенная мантия (источник центрально-итальянского типа, по [Кеппежинскас и др., 1988]) (рис. 4). Эти породы отличаются высокими отношениями $(La/Yb)_N$

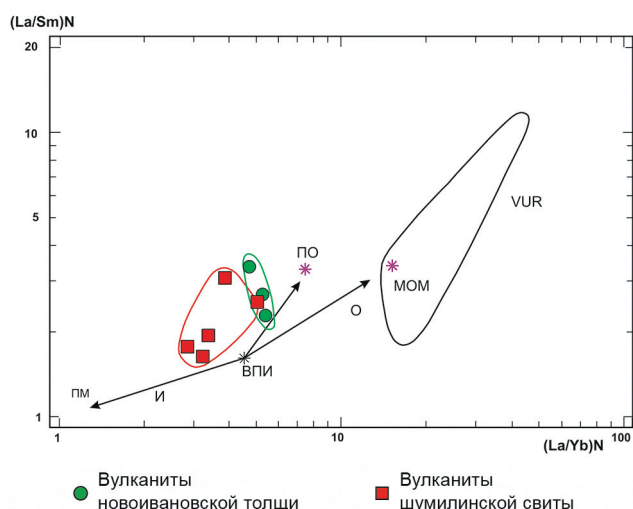


Рис. 4. Диаграмма $(La/Yb)_N$ — $(La/Sm)_N$ для образований верхнеуральской ассоциации (VUR). Показаны величины отношений РЗЭ для примитивной мантии (ПМ), внутриплитного источника (ВПИ) и пелагических осадков (ПО), а также тренды истощения (И), контаминации (К) и обогащения (О) внутриплитного источника, рассчитанные по данным из работы [Кеpezинскas и др., 1988]

и $(La/Sm)_N$ [Сурин, 2025], что в целом характерно для «низкотитанистых», т.е. собственно «субдукционных» шошонитов [Кеpezинскas и др., 1988], причем эти данные полностью согласуются с выводами, полученными нами при изучении также всех других петрогеохимических особенностей пород (см. выше).

На этой же диаграмме (рис. 4) хорошо видно, что фигуративные точки вулканитов новоивановской толщи вместе с аналогичными точками вулканитов шумилинской свиты образуют поле вблизи метки внутриплитного магматического источника, а он для вулканитов малокуйбасовской серии может быть идентифицирован как несколько истощенный внутриплитный источник (источник гавайского типа, по [Кеpezинскas и др., 1988]), подвергнутый либо небольшому вторичному, т.е. метасоматическому, обогащению, либо некоторой контаминации пелагическими осадками, в результате чего при низких La/Yb отношениях в породах повышается величина отношения La/Sm (рис. 4). Подобные отношения в целом характерны для «высокотитанистых», т.е. так называемых «рифтогенных» шошонитов [Кеpezинскas и др., 1988], что хорошо коррелирует с относительно невысокой щелочностью характеризующих пород, а также их повышенной основностью и другими петрогеохимическими особенностями (см. выше). К этому же типу по указанным соотношениям РЗЭ относятся шошониты Лесбоса [Pe-Piper, 1980], эоценовые лавы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [Захаров и др., 1984], некоторые шошониты Восточного Среднегорья в Болгарии [Manetti et al., 1979], четвертичные шошониты Камчатского перешейка, некоторые палеогеновые шошониты хребта Малиновского и также палеогеновые шошониты

Пахачинского хребта Северной Камчатки [Кеpezинскas и др., 1988], причем все они также относятся к «высокотитанистому», т.е. «рифтогенному» типу шошонитов. Это же подтверждается их геологическим положением, а именно локализацией в грабенообразных структурах, наложенных на более древние образования, ассоциацией с обломочными «молассоидными» породами, широким развитием дайковых роев и силло-осадочных комплексов. К этому же «рифтогенному» типу можно отнести шошониты вулкана Ламингтон, маркирующие современный рифт, секущий образования Папуанского офиолитового пояса [Arculus et al., 1983], шошониты Йелоустоунского парка в Вайоминге, связанные с окраинно-континентальным рифтогенезом [Nickolls, Carmichael, 1969], высококальциевые лавы Авачинского грабена на Камчатке [Богданов и др., 1987], шошониты формации Роблес на Пуэрто-Рико, формирующие силло-дайково-осадочный комплекс в трогах северо-западного простирания, секущих всю досенманскую структуру острова [Кеpezинскas и др., 1988], причем все они также отличаются повышенной титанистостью. Важно подчеркнуть, что очень многие шошониты «рифтогенного» типа испытали либо воздействие метасоматически обогащенного источника, либо контаминацию пелагическими осадками. Это в определенной степени связано с местом проявления диапира «гавайского типа»: при подъеме его во фронтальной части островной дуги существуют благоприятные условия для контаминации пелагическими осадками, при локализации его в тыловой зоне — для формирования промежуточных геохимических характеристик внутриплитного источника и субконтинентальной мантии путем либо прямого смешения магм, либо флюидного массопереноса. В случае подъема диапира в центральной части островодужного сооружения, по мнению П.К. Кеpezинскasа с соавторами [1988], равновероятны оба наложенных процесса. Поскольку в нашем случае «рифтогенные» шошониты локализованы в именно тыловой зоне Восточно-Магнитогорской островной дуги, логично предположить, что здесь имел место именно второй процесс.

Петрогеохимические особенности пород малокуйбасовской серии свидетельствуют о зарождении первичных для них расплавов в условиях слабо истощенной мантии, а распределение РЗЭ в них позволяет предполагать некоторое метасоматическое обогащение источника непосредственно перед плавлением. Вещественным выражением этого обогащения является флогопитизация мантийного клина. Ранее показано, что аналогичный процесс имел место для источника магм верхнеуральской вулcano-плутонической ассоциации [Сурин, 2025]. Тем не менее ряд существенных отличий в составе пород этих двух групп позволяет уверенно говорить не только о различных мантийных источниках исходных для них расплавов, но и различных условиях генерации последних. В частности, меньшая

щелочность базальтоидов новоивановской толщи (при отсутствии нормативного нефелина) и их высокая глиноземистость явно свидетельствует об их первичной магмогенерации при меньших давлениях, т. е. на меньших глубинах. Давно известно, что в высокоглиноземистых составах оливин, ортопироксен и клинопироксен появляются на ликвидусе (или жидкость равновесна с лерцолитами) примерно при 15 кбар в сухих условиях и при 17 кбар в присутствии 1,5 % воды [Куширо, 1984]. Следовательно, глубина зарождения первичной магмы, в результате эволюции которой сформировались породы новоивановской толщи, составляет примерно 70 км. Заметим, что эта глубина существенно ниже, чем предположительно установленная для первичных (нефелиннормативных) магм верхнеуральской вулканоплутонической ассоциации [Сурин, 2025]. Уменьшение глубины магмогенерации может быть объяснено подъемом теплового диапира в надсубдукционном мантийном клине в тыловой зоне островной дуги. Именно результатом действия указанного процесса объясняются перечисленные выше особенности базальтоидов новоивановской толщи и их отличия по сравнению с аналогичными породами верхнеуральской толщи (меньшая щелочность, повышенные основность и глиноземистость и т. д.), которые, в свою очередь, также являются результатом увеличения степени частичного плавления мантийного субстрата. Между степенью частичного плавления и глубиной магмогенерации существует четкая зависимость [Kushiro, 1980]. Она вызвана тем, что при уменьшении давления уменьшается растворимость щелочей и воды в расплавах, сосуществующих с оливином и ортопироксеном, поэтому при понижении давления расплавы в данных условиях могут растворить меньше щелочей и воды, следовательно, при условии неизменности состава материнских перидотитов количество исходного расплава при более низких давлениях увеличивается [Куширо, 1984]. Об относительно невысокой «водности» базальтоидов новоивановской толщи свидетельствует целый ряд их особенностей (преимущественно трещинный тип извержений, невысокий коэффициент эксплозивности, преимущественная кристаллизация плагиоклаза по сравнению с пироксеном в эффузивную стадию).

На диаграмме плавкости системы «Ol–Crpx–Pl» (рис. 5) хорошо видно, что генерация базальтоидов новоивановской толщи происходила при меньшем водном давлении по сравнению с аналогичными образованиями верхнеуральской толщи. На этой же диаграмме можно видеть, что вся серия пород толщи обязана своим возникновением фракционированию главным образом темноцветных минералов (оливина и пироксена), что соответствует их петрографическим особенностям (см. выше). Высокая глиноземистость базальтоидов новоивановской толщи есть следствие вовлечения в процесс плавления мантийных перидотитов богатых глиноземом минералов

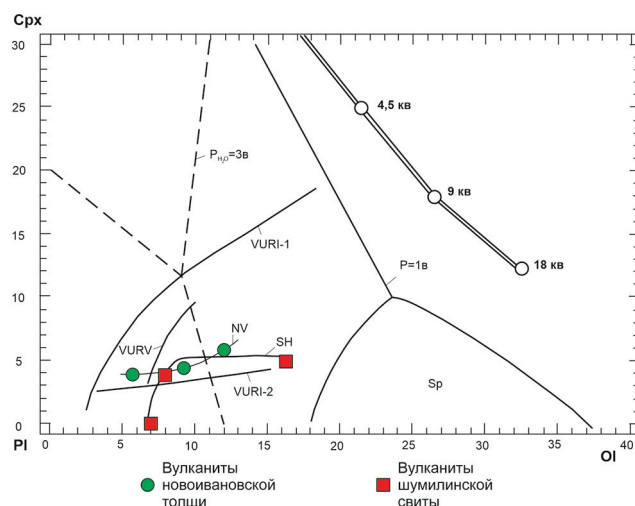


Рис. 5. Положение средних нормативных составов магматитов верхнеуральской ассоциации на диаграмме плавкости системы «плагиоклаз (Pl) — клинопироксен (Crpx) — оливин (Ol)» [Фролова и др., 1989]. Обозначения см. рис. 2

(шпинель, клинопироксен, содержащий $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, а также, возможно, гранат). Уменьшение содержания этих минералов в остатке вполне возможно при увеличении степени частичного плавления, поскольку на его начальных стадиях плавятся именно глиноземистые фазы, что было неоднократно показано экспериментально [Ito, Kennedy, 1967; Kushiro, 1969; Mysen, Kushiro, 1977]. Наконец, уменьшение La/Yb отношения, или, другими словами, уменьшение наклонения кривой распределения РЗЭ, также может быть связано с увеличением степени плавления мантийных перидотитов, что убедительно показано для японских островодужных магматитов [Fujimaki, Kurasawa, 1980].

Необходимо специально остановиться на причинах повышенной титанистости образований малокуйбасовской серии. Это результат вовлечения в процесс плавления мантийного источника окисных титансодержащих фаз. Дело в том, что надсубдукционный мантийный клин прошел длительную (с эйфеля по фран включительно, т. е. около 20 млн лет) «подготовку» в результате воздействия водных флюидов из зоны субдукции. Экспериментально было показано, что в присутствии воды при высоких давлениях в мантийных условиях титансодержащие окисные фазы (титанистый магнетит, рутил, перовскит, отчасти титанит) остаются стабильными и почти не участвуют в плавлении [Briguen et al., 1984; Green, 1976; Green, Pearson, 1986; Hellman, Green, 1979; Ryerson, Watson, 1987]. Именно указанной причиной объясняется наличие отрицательных титановых и тантал-ниобиевых аномалий в надсубдукционных магматических образованиях. Естественно, при понижении содержания воды в области магмогенерации и при повышении температуры эти накопившиеся за длительное время фазы начинают плавиться и в результате в образующемся расплаве повышается содержание титана. По данным пере-

численных выше экспериментальных работ, плавление в данном случае должно осуществляться при значительной температуре, порядка 1350 °С. Как указывает И. Куширо: «Предполагается, что такие высокие температуры ограничены сравнительно небольшой областью, которая, по мнению автора, является диапиром, поднимающимся из обогащенной расплавами зоны непосредственно над погружающейся плитой через высокотемпературный район мантийного выступа» [Куширо, 1984, с. 127].

Эволюция расплава при подъеме к поверхности и охлаждении, в отличие от верхнеуральской толщи [Сурин, 2025], вначале не была «продвинутой», так как была кратковременной, чему способствовала геодинамическая обстановка растяжения и «утолнения» земной коры (рифтогенеза) как результат подъема мантийного диапира. Осуществлялась она также по боуэновской схеме. Основными фракционирующими минералами были оливин и пироксены (рис. 5). Плаггиоклаз, по-видимому, в ограниченном объеме аккумуляровался в остаточном расплаве, что должно было способствовать увеличению глиноземистости последнего и, в конечном счете, появлению значительного количества плаггиоклазовых микролитов при раскристаллизации основной массы. Но в дальнейшем, по мере дифференциации в остаточном расплаве накапливалось какое-то количество летучих компонентов и, прежде всего, воды, что неизбежно привело к фракционированию плаггиоклаза и, гораздо в меньшей степени, роговой обманки, т.е. очевидно имела место вторая, «продвинутая» стадия дифференциации, следствием чего стало появление в составе шумилинской свиты кислых пород. О большой водонасыщенности остаточного расплава косвенно свидетельствует наличие глыбовых и агломератовых туфов, кластолав и лавобрекчий в составе шумилинской свиты.

Заключение. Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Развитие в Магнитогорской зоне Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги образования

малокуйбасовской вулканической серии (новоивановская толща и шумилинская свита) принадлежат к островодужной шошонитовой серии, весьма характерной для «зрелых» островных дуг.

2. Охарактеризованные вулканы относятся к «рифтогенному» или «высокотитанистому» типу шошонитов. Они локализованы в западной тыловодужной части островной дуги в узкой зоне растяжения (Магнитогорско-Богдановский грабен).

3. Сравнение изученных вулканитов с «нормальными» островодужными магматитами шошонитовой серии, типичными представителями которых являются образования детально изученной фаменской верхнеуральской вулкано-плутонической ассоциации, сформировавшейся в условиях «зрелой» островной дуги, показывает их принципиальные отличия по ряду геохимических особенностей.

4. Полученные данные позволяют существенно уточнить представления о геодинамике формирования Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Именно формирование «рифтогенных» вулканитов шошонитовой серии в начале фаменского века как бы «маркирует» собой заложение и начало образования Магнитогорско-Богдановского грабена, который в окончательном виде сформировался в конце раннего визе. Таким образом, эта сравнительно узкая зона растяжения формировалась в тылу Восточно-Магнитогорской дуги в течении не менее чем 40 млн лет, а это гораздо больший срок, чем предполагалось ранее. Формирование указанной зоны со специфическим набором магматитов соответствует завершающей, т.е. «деструктивной» стадии островодужного процесса.

Благодарности. Авторы с благодарностью вспоминают В.В. Бочкарёва, В.А. Коротеева, В.Н. Пучкова, Р.Г. Язеву и их ценные советы при обсуждении вопросов, затронутых в статье.

Финансирование. Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипин В.С. Геохимическая эволюция шошонит-латитового магматизма различных геодинамических обстановок // Кристаллическая кора в пространстве и времени: магматизм. М.: Наука, 1989. С. 220–226.

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

Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Перелов А.Б. и др. Редкие земли в позднекайнозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 149–165.

Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Редкие земли в базальтоидах Омолонского района (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс) // Геология и геофизика. 1984. № 4. С. 62–70.

Кебезинская П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 176 с.

Кебезинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.

Куширо И. Генезис магм островных дуг на примере Японских дуг // Петрология. 27-й МГК. Доклады. М.: Наука, 1984. С. 122–131.

Лискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 238 с.

Сурин Т.Н. Позднедевонская верхнеуральская вулкано-плутоническая ассоциация (Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Южный Урал): возраст, петрология, геохимия, рудоносность и геодинамическая

обстановка формирования. Минералогия. 2025. Т. 11, № 1. С. 64–90.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М., Тевелев А.В. Рифтогенные шошониты Восточно-Магнитогорской палеоостровной дуги (Южный Урал). Статья 1. Геологическая и петрохимическая характеристика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 2. С. 16–25.

Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. Позднемеловая шошонитовая ассоциация Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 30–39.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.

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

Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.

Цветков А.А. Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 24–41.

Цветков А.А., Абрамова Е.Е. Шошониты Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 35–47.

Цветков А.А., Волинец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 123–151.

Arculus R.J., Johnson R.W., Chappel B.W., et al. Ophiolite — contaminated andesites, trachy-basalts and cognate inclusions of Mount Lamington, Papua — New Guinea: Anhydrite amphibole-bearing lavas and the 1951 cumuldome // J. Volcan. Geotherm. Res. 1983. Vol. 18, № 1–4. P. 215–247.

Briguen L., Bouguoli H., Joron J.L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, № 2. P. 297–308.

Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickening // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. Vol. 84, № 9. P. 2981–2992.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42, № 8. P. 1199–1212.

Fujimaki H., Kurasawa H. Lateral variation of REE pattern of basaltic magma across the Japan arc. // J. Jpn. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol. 1980. Vol. 75. P. 313–322.

Green D.H. Experimental testing of “equilibrium” partial melting of peridotite under water-saturated high-pressure conditions // Canad. Mineral. 1976. Vol. 14, № 3. P. 255–268.

Green T.H., Pearson N.J. Ti-rich accessory phase stability in hydrous mafic-felsic compositions at high P, T // Chem. Geol. 1986. Vol. 54, № 3/4. P. 185–201.

Hellman P., Green T.H. The role of sphene as a accessory phase in the high pressure partial melting of hydrous mafic compositions // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 42. P. 38–40.

Ito K., Kennedy G.C. Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars // Amer. J. Sci. 1967. Vol. 265. P. 519–538.

Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures // American Journal Science. 1969. Vol. 267. P. 269–294.

Kushiro I. Viscosity, density and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications // Physics of magmatic processes. New Jersey: Princeton University Press, 1980. P. 93–120.

Manetti P., Peccerillo A., Poli G. REE distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from Eastern Srednogorie (Bulgaria) // Chemical Geology. 1979. Vol. 26. P. 51–63.

Mysen B.O., Kushiro I. Compositional Variations of Coexisting Phases with Degrees of Melting of Peridotite in the Upper Mantle // American Mineralogist. 1977. Vol. 62. P. 843–865.

Nicholls J., Carmichael I.S.E. A commentary on the absarokite-shoshonite-banakitite series of Wyoming, USA // Schweiz. Mine. Petr. Mitt. 1969. Bd 49. Hf 1. P. 47–64.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.

Pe-Piper G. Geology and geochemistry of the Miocene shoshonitic suite of Lesbos, Greece // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 72. P. 387–396.

Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 86, № 2/4. P. 225–239.

Thompson R.N., Fowler M.B. Subduction — related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonites // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 94, № 4. P. 507–522.

Wedepohl K.H. Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges: The growth of the oceanic crust // Naturwissenschaften. 1981. Bd. 68. P. 110–119.

Статья поступила в редакцию 11.10.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 24.06.2026