

УДК 551.21+550.42

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РАЗНОЙ ЩЕЛОЧНОСТИ БЕЛОГОЛОВСКОГО МАССИВА (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ). Часть II. ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И ИСТОЧНИКИ МАГМ

© 2016 г. Г. Б. Флеров¹, А. В. Колосков¹, М. Ю. Пузанков¹, А. Б. Перепелов²,
Ю. Д. Щербаков², С. И. Дриль², С. В. Палесский³

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9

²Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН
664303 Иркутск, ул. Фаворского, 1А

³Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН
630090 Новосибирск, пр. Академика Коптюга, 3
e-mail: flerov@kscnet.ru, alper@igc.irk.ru, stas@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 03.11.2015 г.

Изложены данные по вулканическим сериям пород Белоголовского массива в Срединном хребте Камчатки. Рассмотрены новые геохронологические данные, особенности распределения в породах массива редких элементов, элементов платиновой группы и приведены изотопные характеристики вулканических серий нормальной и умеренной щелочности. Показано, что позднеплиоцен-раннеплейстоценовые породы умеренно-щелочной серии вулканического массива Белоголовский отличаются от пород нормально-щелочной серии позднемиоцен-среднеплиоценового вулканогенного фундамента повышенными концентрациями HFSE и LILE компонентов. Предложена модель образования умеренно-щелочных магм с участием гетерогенных деплетированного и обогащенного источников вещества. По изотопным данным одним из источников могла быть субдуцируемая океаническая литосфера Тихоокеанского или Командорского типа, тогда как другим источником был рециклированный материал Индийского MORB типа.

DOI: 10.7868/S0203030616040027

ВВЕДЕНИЕ

В первой части статьи [Флеров и др., 2014], содержащей описание особенностей геологического строения, историю развития и минералого-петрохимические особенности позднекайнозойского Белоголовского массива в Срединном хребте Камчатки, были представлены данные о пяти последовательно сформированных ассоциациях вулканических пород, демонстрирующих смену во времени ранне-среднеплиоценового нормально-щелочного вулканизма островодужного типа на позднеплиоцен-раннеплейстоценовый умеренно-щелочной и вулканизм с переходными геохимическими характеристиками.

Среди ассоциаций пород были выделены следующие: 1) базальты-андезибазальты-андезиты-дациты-риодакиты вулканогенного фундамента, 2) трахибазальты-трахиандезибазальты, 3) трахиандезиты-трахиадакиты, 4) трахиты и 5) трахириолиты и комендиты умеренно-щелочной серии Белоголовского массива.

Показано, что в завершение этапа формирования и эволюции умеренно-щелочных и щелочных магм внутриплитного типа в раннем плейстоцене вновь проявлены магмы с островодужными и переходными характеристиками, которые представлены породами *рассошинского комплекса*. Основные петрогенетические выводы при этом заключались в установлении более глубинного происхождения щелочных базитовых магм и в реализации процессов их дифференциации с формированием в системе промежуточных очагов андезитовых, дацитовых, трахитовых и трахириолит-комендитовых расплавов. Отмечены минералого-геохимические признаки взаимодействия магм различной щелочности.

В настоящей статье приводятся дополнительные геохронологические данные, а также детальный анализ геохимических и изотопно-геохимических характеристик пород выделенных ассоциаций Белоголовского массива с целью уточнения петрогенетических выводов и установления возможных источников вещества.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Аналитические исследования проводились в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН. Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанный плазме (ICP-MS). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ДМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях [Смирнова и др., 2004]. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов BHVO-1, BHVO-2 и андезитов AGV-1, AGV-2 через каждые 5–6 проб. Редкоэлементный состав комендитов и трахитов исследовался также с подготовкой проб методом сплавления и измерениями на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7700X (Agilent Technologies, USA) в Центре коллективного пользования “Байкальский центр нанотехнологий” при технопарке Иркутского государственного технического университета.

Методика исследований изотопного состава Sr и Nd в породах включала в себя следующее. Навеска 100 мг истертого образца разлагалась в тефлоновых бюксах в смеси кислот HNO_3 –HF– HClO_4 с использованием микроволновой печи. Выделение Sr и Nd проводилось с использованием смол EIChroM Industries, II (США). Выделение суммы редкоземельных элементов и разделение Sm и Nd проводилось с использованием одноразовой смолы TRU Spec и многоразовой смолы Ln Spec по модифицированной методике [Pin, Zalduegui, 1997]. При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$, а для неодима к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Выделение Pb произведено с использованием смолы BioRad-AG1X8 по методике [Krogh, 1973] с незначительными изменениями. Определения изотопного состава свинцов в породах проводились на многоколлекторном масс-спектрометре MC-ICP-NEPTUNE PLUS методом двойного изотопного разбавления с применением трассера $^{207}\text{Pb} + ^{204}\text{Pb}$. Оптимизация изотопного состава трассера выполнена с учетом рекомендаций [Galer, 1999; Rudge et al., 2009]. Концентрация свинца в растворе составляла 50–100 нг/мл. Измерения проводились с коррекцией на наложение ^{204}Hg . Уровень фона ^{208}Pb не превышал 3×10^{-15} А, при этом уровень ^{202}Hg в спектре свинца составлял в среднем 2×10^{-15} А. Интенсивность ионного тока ^{208}Pb была не менее 3×10^{-11} А. Измерения стандартного образца NIST SRM-981 (>20) дали следующие результаты: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9376 \pm 0.0022$;

$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4918 \pm 0.0022$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.695 \pm 0.006$. Погрешность анализов (2SD) составила 0.017–0.019%. Содержания элементов платиновой группы и Re в вулканических породах Камчатки определены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН по методике [Палесский и др., 2009; Козыменко и др., 2011].

ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД БЕЛОГОЛОВСКОГО МАССИВА И ЕГО ВУЛКАНОГЕННОГО ФУНДАМЕНТА

В предыдущей статье [Флеров и др., 2014] были приведены оценки времени формирования ассоциаций пород Белоголовского массива (белоголовского комплекса), его вулканогенного фундамента и вулканических пород более позднего *рассошинского* комплекса на основе данных предшествующих геолого-съемочных работ. Эти сведения необходимо дополнить результатами изотопного датирования пород, полученными с участием авторов и другими исследователями.

Для вулканогенного фундамента Белоголовского массива получены результаты датирования андезитовых игнимбритов. Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования установлен их раннеплиоценовый возраст (4.02 ± 0.12 млн лет) [Bindeman et al., 2010] (University of Wisconsin–Madison Rare Gas Geochronology Laboratory, USA). Датированные игнимбриты отнесены к лавово-пирокластической толще эродированного вулкана Носичан в северо-восточном секторе массива и принадлежат начальному этапу формирования первой ассоциации пород Белоголовского массива.

Для последующих по времени формирования ассоциаций Белоголовского массива новые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования свидетельствуют об образовании трахитов и трахибазальтов в раннем плейстоцене, соответственно 1.64 ± 0.02 и 1.35 ± 0.05 млн лет по данным [Volynets et al., 2010; Щербаков, 2015] (рис. 1а, 1б). После завершения формирования белоголовского вулканогенного комплекса на территории одноименного вулканического массива проявлены лавы и субвулканические тела *рассошинского* комплекса, время образования которых по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования образцов трахиандезибазальтов и трахибазальтов отвечает второй половине раннего плейстоцена: (0.94 ± 0.03 млн лет) [Volynets et al., 2010] и (0.91 ± 0.12 млн лет) (вулкан Большой Паялпан) [Щербаков, 2015] (см. рис. 1).

Полученные авторами и другими исследователями новые данные изотопного датирования пород Белоголовского массива и его вулканогенного фундамента позволяют уточнить сведения, изложенные в первой части статьи, и наметить следующую временную схему развития центра.

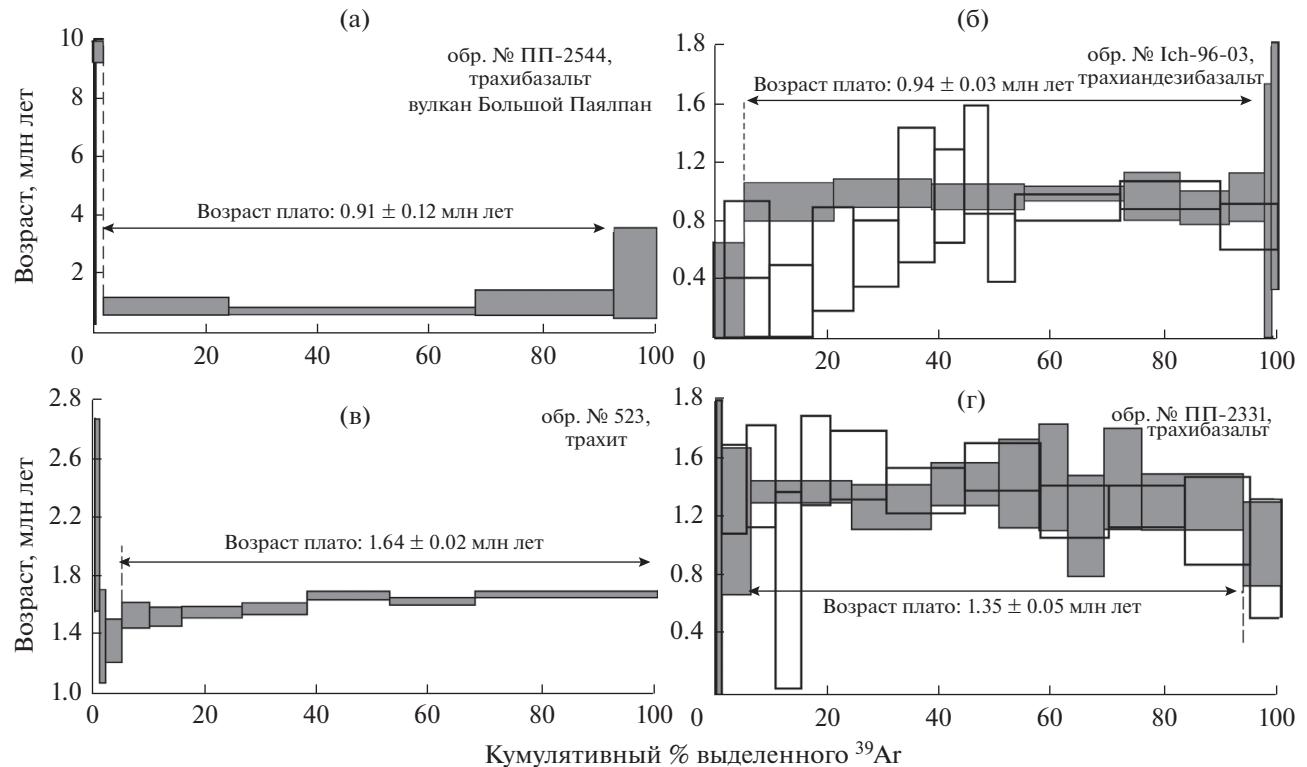


Рис. 1. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования вулканических пород Белоголовского массива и рассошинского комплекса. Обр. № 523 – трахит [коллекция О.Н. Волынца] [Щербаков, 2015] и обр. № ПП-2331 – трахибазальт Белоголовского вулканического массива, Ich-96-03 – трахиандезибазальт [Volynets et al., 2010] и ПП-2544 – трахибазальт рассошинского комплекса. Для обр. № ПП-2331 и Ich-96-03 приведены графики для двух экспериментов [Volynets et al., 2010].

Начало формирования Белоголовского вулканического массива связано с образованием плиоценовых (~4–2.3 млн лет) вулканогенных толщ и субвулканических тел базальт-андезит-риолитовой ассоциации пород нормального ряда щелочности. Этот этап рассматривается в данной работе на примере раннеплиоценового вулкана Носичан (~4 млн лет) и средне-позднеплиоценовых (~3.5–2.3 млн лет) проявлений магм базальт-андезитового состава нормального ряда щелочности, формирующих первую ассоциацию (1). В позднеплиоцен-раннеплейстоценовое время (~2.3–1.3 млн лет) развитие Белоголовского массива продолжилось с формированием вулканогенной лавовой толщи, субвулканических тел и даек пород умеренно-щелочного ряда в составе четырех выделенных ассоциаций (2–5). Вслед за завершением развития Белоголовского вулканического массива во второй половине раннего плейстоцена в диапазоне не ранее ~1.3 и не позднее ~0.9 млн лет сформировалась разнообразная по вещественному составу ассоциация нормально-щелочных и умеренно-щелочных пород, которые относятся к рассошинскому комплексу. Более поздние по времени формирования вулканогенные комплексы изученной структуры, которые могут быть отнесены к средне-позднеплейстоценовому

этапу вулканического развития территории, не рассматриваются.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД БЕЛОГОЛОВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО МАССИВА

В составе первой ассоциации Белоголовского массива рассмотрены вулканогенные толщи раннеплиоценового вулкана Носичан и крупного средне-позднеплиоценового эруптивного центра, расположенного непосредственно в фундаменте щелочно-базальт-трахит-комендитового (ЩБТК) лавово-экструзивного комплекса. Породы вулкана Носичан демонстрируют в целом их пониженную магнезиальность ($Mg\# < 0.60$) и повышенную кремнекислотность, которая выражается в Qtz-Hy-содержащем нормативном минеральном составе всего ряда пород, начиная от базальтов и андезибазальтов. Они принадлежат умереннокалиевой и высококалиевой сериям нормальной щелочности, демонстрируют известково-щелочной тренд эволюции составов при переходе от базальтов и андезибазальтов к андезитам и отличаются наиболее низкими уровнями обогащения HFSE и в меньшей степени LILE компонентами среди всех изученных вулканических комплексов структуры (табл. 1). Ве-

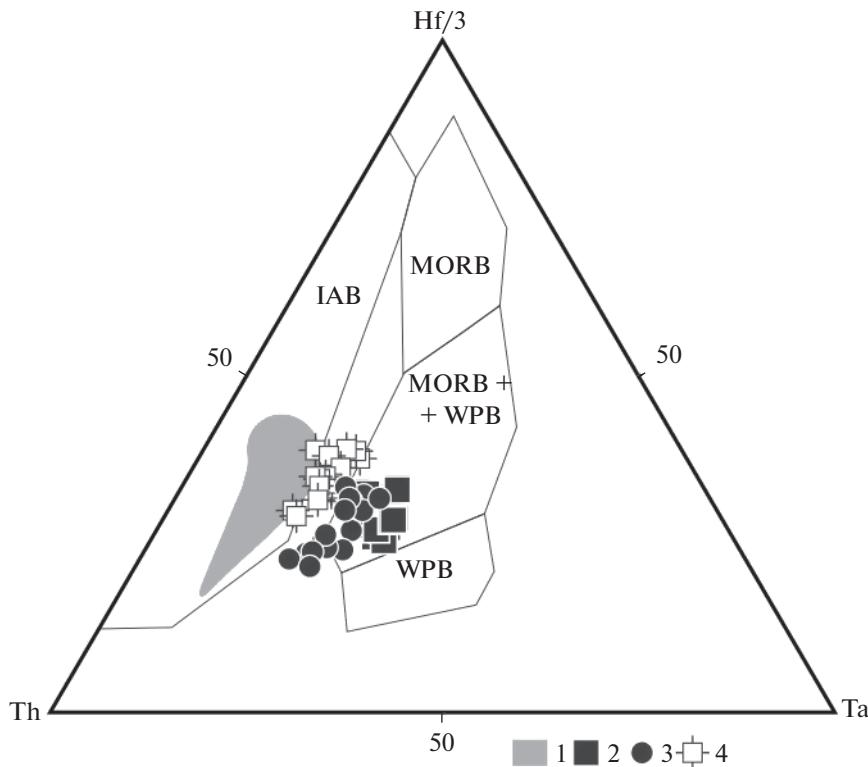


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма Th–Ta–Hf/3 (ppm), по [Wood, 1979], для пород Белоголовского вулканического массива.

1 – поле составов базальтов и андезитов плиоценового вулканогенного фундамента Белоголовского массива; 2 – трахибазальтов 2-й ассоциации, 3 – трахиандезитов и трахитов 3-й и 4-й ассоциаций, 4 – трахиандезибазальтов и андезитов раннеплейстоценового *рассошинского* комплекса.

щественные особенности пород этого вулкана указывают на их принадлежность к надсубдукционному IAB типу ($Ba/Nb = 123–184$, $Nb/Yb = 0.8–3.1$, $La_N/Yb_N = 3–6$) (рис. 2). Более поздние андезибазальты и андезиты фундамента Белоголовского массива, обнаруженные в строении средне-позднеплиоценового эруптивного центра, относительно обогащены HFSE и LILE компонентами ($Ba/Nb = 68–100$, $Nb/Yb = 3.1–4.6$, $La_N/Yb_N = 6–7$) (табл. 2). На графиках распределения нормированных концентраций магматофильных элементов составы пород первой ассоциации Белоголовского массива демонстрируют “островоудушные” геохимические характеристики. Это выражается в наличии на графиках глубоких минимумов для Nb, Ta и Ti, а также максимумов для Ba, K, Pb и Sr (рис. 3а). При этом наиболее отчетливо эти особенности, а также минимумы по Zr и Hf выражены для составов пород вулкана Носичан.

После завершения формирования вулканогенного комплекса первой ассоциации Белоголовского массива, породы которой обладают признаками распределения магматофильных элементов, характерных для надсубдукционных магм, проявлены трахибазальты второй ассоциа-

ции, для составов которых наблюдается ослабление этих признаков и заметное обогащение HFSE компонентами в сравнении с породами “островоудушного” геохимического типа ($Ba/Nb = 14–45$, $Nb/Yb = 6.8–14.1$, $La_N/Yb_N = 6–9$) (табл. 3). На графиках нормированного распределения магматофильных элементов для трахибазальтов практически отсутствуют Nb–Ta и Zr–Hf минимумы, уменьшается отрицательная аномалия по Ti, а также увеличиваются концентрации РЗЭ относительно пород фундамента (рис. 4). В сравнении с породами первой ассоциации, составы трахибазальтов на дискриминационных диаграммах принадлежат полю пород внутриплитного (WPB) и обогащенного E-MORB типа со смещением методов в направлении поля IAB (см. рис. 2).

Трахиандезиты третьей ассоциации Белоголовского массива, лавы и экструзивные тела которых проявлены на последующем этапе его формирования, характеризуются возрастанием концентраций Rb, Th, U, Zr, Hf, Nb и Ta относительно составов трахибазальтов, исчезновением на графиках нормированного распределения элементов минимума по Sr (рис. 5, см. табл. 3). Следует также отметить, что величины индика-

Таблица 1. Представительные составы пород раннеплиоценового вулкана Носичан (фундамент Белоголовского вулканического массива)

№ обр.	2365	2363	2356	2362	2235	2231	2353	2240	2342
N 55°	58'51.0"	58'51.0"	56'04.2"	55'43.2"	56'27.3"	56'49.5"	56'20.4"	56'49.5"	56'25.2"
E 157°	58'03.0"	58'03.0"	56'01.2"	56'15.6"	57'14.0"	57'14.2"	56'13.2"	56'40.8"	56'24.6"
Порода	Б	Б	Б	Б	АБ	АБ	АБ	А	Д
SiO ₂	48.95	49.86	51.47	51.70	54.46	55.10	55.21	58.75	66.23
TiO ₂	0.86	0.82	1.27	1.16	1.12	0.85	1.10	1.02	0.71
Al ₂ O ₃	18.28	16.60	18.73	18.01	18.18	17.82	19.00	16.62	15.14
Fe ₂ O ₃	4.35	5.04	3.91	4.50	6.15	3.77	3.28	5.11	3.27
FeO	5.38	4.31	5.03	5.03	2.33	4.13	3.95	1.98	1.44
MnO	0.16	0.16	0.15	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13	0.11
MgO	6.09	7.12	3.79	4.87	3.60	4.26	2.71	2.47	1.61
CaO	11.77	11.62	9.49	8.64	7.85	8.11	7.87	5.01	3.66
Na ₂ O	2.44	2.34	3.39	3.11	3.59	3.35	3.43	3.77	3.91
K ₂ O	0.93	0.89	1.21	1.13	1.56	1.33	1.84	2.10	2.80
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.28	0.30	0.32	0.26	0.32	0.34	0.20
LOI	0.53	0.98	0.41	1.24	0.58	0.85	0.99	2.65	0.58
Сумма	100.00	99.97	99.13	99.83	99.87	99.95	99.83	99.95	99.66
Be	1.4	1.3	0.9	0.9	1.1	0.9	1.1	1.2	1.5
Sc	42	45	25	24	21	22	18	19	12
Cr	44	173	13	21	16	46	7	11	4
Ni	33	48	7	24	14	40	7	9	6
Cu	170	125	60	59	62	98	58	34	18
Rb	16	12	11	13	20	17	24	32	47
Sr	919	716	636	638	684	643	742	542	403
Y	18	16	17	19	21	19	20	18	18
Zr	58	53	75	99	112	114	112	75	87
Nb	1.4	1.8	3.8	4.8	5.4	4.3	5.5	5.7	6.5
Cs	0.21	0.16	0.21	0.23	0.49	0.25	0.52	0.85	0.62
Ba	275	263	537	592	698	616	699	783	1000
La	7.5	7.8	8.9	10.4	13.6	13.3	13.4	14.2	17.1
Ce	18.7	18.6	20.6	23.7	29.7	29.1	29.8	31.5	34.7
Pr	2.75	2.60	2.94	3.34	4.01	3.85	3.98	4.03	4.19
Nd	12.7	11.6	13.9	15.0	17.8	16.7	17.0	17.6	17.0
Sm	3.25	2.85	3.62	3.59	4.13	3.80	3.97	3.86	3.64
Eu	1.06	0.97	1.17	1.18	1.32	1.22	1.31	1.27	1.01
Gd	3.06	2.94	3.37	3.68	4.01	3.73	3.91	3.74	3.43
Tb	0.50	0.46	0.53	0.55	0.60	0.56	0.59	0.56	0.52
Dy	3.17	2.72	3.04	3.17	3.71	3.35	3.56	3.36	3.11
Ho	0.66	0.57	0.63	0.66	0.74	0.68	0.73	0.67	0.66
Er	1.84	1.59	1.71	1.77	2.14	1.91	2.00	1.83	1.87
Tm	0.26	0.23	0.26	0.26	0.31	0.27	0.30	0.27	0.28
Yb	1.68	1.53	1.62	1.62	2.08	1.82	1.86	1.72	1.81
Lu	0.25	0.22	0.24	0.25	0.32	0.28	0.28	0.26	0.28
Hf	1.63	1.37	1.99	2.24	2.77	2.79	2.72	2.13	2.73
Ta	0.08	0.15	0.26	0.30	0.35	0.27	0.36	0.39	0.53
Pb	2.8	4.2	4.8	6.4	5.7	5.7	5.6	7.6	10.4
Th	0.70	0.89	0.90	1.17	1.53	1.62	1.70	2.13	3.54
U	0.43	0.46	0.49	0.56	0.84	0.67	0.87	0.79	1.73

Примечание. Сокращения наименований пород: Б – базальт, АБ – андезибазальт, А – андезит, Д – дакит. Здесь и далее содержания петрогенных оксидов приведены в мас. %, редких элементов в ppm. LOI – потери при прокаливании. Здесь и далее все номера образцов имеют индекс ПП-.

Таблица 2. Представительные составы пород среднепозднеплиоценового (?) эруптивного вулканического центра (фундамент Белоголовского вулканического массива)

№ обр.	2566	3103	2569	3084	3080
N 55°	52°15.4"	48°11.8"	50°26.2"	47°56.0"	49°38.8"
E 157°	38°59.1"	29°17.9"	41°19.9"	37°10.5"	42°46.0"
Порода	АБ	А	А	А	А
SiO ₂	56.79	58.57	59.20	60.44	62.42
TiO ₂	1.11	1.17	0.89	0.85	0.81
Al ₂ O ₃	17.39	16.41	16.95	17.42	16.03
Fe ₂ O ₃	2.67	2.44	2.69	3.48	2.21
FeO	4.67	4.02	3.59	2.30	3.23
MnO	0.13	0.12	0.11	0.07	0.09
MgO	3.79	3.18	3.10	2.71	2.60
CaO	6.75	5.97	6.14	5.97	5.47
Na ₂ O	3.57	3.78	3.71	3.94	3.50
K ₂ O	1.76	2.14	1.72	1.31	2.10
P ₂ O ₅	0.40	0.44	0.27	0.30	0.22
LOI	1.03	1.93	1.49	1.40	1.66
Сумма	100.05	100.17	99.86	100.18	100.35
Be	1.3	1.4	1.2	1.1	1.1
Sc	19	16	16	17	13
Cr	68	29	56	41	36
Ni	37	24	32	38	20
Cu	50	53	51	77	41
Rb	22	28	32	16	37
Sr	770	602	546	662	521
Y	23	22	20	19	19
Zr	207	210	170	148	157
Nb	10.3	11.9	8.3	5.6	6.4
Cs	0.53	0.48	0.97	0.29	1.19
Ba	814	677	660	518	637
La	21.4	22.9	17.4	17.2	16.0
Ce	48.5	49.7	38.6	37.1	34.9
Pr	6.33	6.18	5.03	4.87	4.48
Nd	27.2	25.3	20.0	20.8	18.3
Sm	5.57	5.37	4.19	4.46	3.86
Eu	1.60	1.64	1.29	1.35	1.17
Gd	5.72	4.84	3.70	4.03	3.49
Tb	0.81	0.74	0.58	0.61	0.56
Dy	4.64	4.34	3.57	3.75	3.39
Ho	0.91	0.83	0.72	0.71	0.69
Er	2.60	2.28	1.98	1.88	1.88
Tm	0.36	0.33	0.29	0.27	0.28
Yb	2.44	2.11	1.85	1.68	1.81
Lu	0.37	0.32	0.28	0.25	0.27
Hf	5.22	4.71	3.96	3.67	3.71
Ta	0.67	0.73	0.55	0.31	0.47
Pb	7.7	7.1	6.4	5.8	7.2
Th	2.01	2.49	2.46	1.35	2.94
U	0.81	0.94	1.02	0.57	1.29

торных редкоэлементных отношений в трахиандезитах в сравнении с трахибазальтами существенно не изменяются ($\text{Ba/Nb} = 18\text{--}40$, $\text{Nb/Yb} = 8.0\text{--}13.6$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7\text{--}10$).

Среди пород четвертой ассоциации, представленных исключительно трахитами, выделяются две группы, различающиеся преимущественным развитием амфибола в одних (Amph-трахиты) и биотита в других (Bt-трахиты). В общем виде трахиты на графиках демонстрируют близкий характер распределения элементов (рис. 6). В сравнении с трахиандезитами видно, что они еще значительно обеднены Sr, P и Ti и обогащены Zr, Hf и HREE. Однако нужно заметить, что Amph-трахиты обладают более высокими концентрациями Rb и значительно более высокими концентрациями Ba 1100–1600 ppm ($\text{Ba/Nb} = 23\text{--}47$, $\text{Nb/Yb} = 8.0\text{--}13.9$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 6\text{--}9$) (см. табл. 3, рис. 6а), в то время как в Bt-трахитах содержания Ba заметно ниже 600–1000 ppm ($\text{Ba/Nb} = 17\text{--}20$, $\text{Nb/Yb} = 13.4\text{--}14.3$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 7\text{--}8$) (см. рис. 6б). Еще одним отличием служат более высокие концентрации в Bt-трахитах Th, U, Nb и Ta.

Для комендитов умеренно-щелочной серии Белоголовского вулканического массива наблюдается их резкое обеднение Sr, P, Ba и Eu, а также значительное обогащение этих пород Th, U и HFSE относительно трахитов ($\text{Ba/Nb} = 0.1\text{--}0.6$, $\text{Nb/Yb} = 11.4\text{--}24.6$, $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 5\text{--}9$) (рис. 7). Суммарные содержания РЗЭ в комендитах достигают наибольших величин среди других пород серии.

Следует отметить, что на диаграмме рис. 7 также приведены данные по распределению магматофильтральных элементов для комендитового трахита. В сравнении с комендитами эти породы обладают более высокими концентрациями Ba, K, Sr, P, Zr, Hf, Eu и Ti на фоне относительно пониженных концентраций РЗЭ, Th, U, Nb и Ta. В целом, несмотря на различия, общий характер распределения редких элементов комендитового трахита близок к комендитам.

Важной геохимической характеристикой пород умеренно-щелочной серии Белоголовского вулканического массива является их отчетливое обогащение высокозарядными элементами (Ta, Nb, Zr, Hf) в сравнении с “островодужными” породами фундамента. При этом, несмотря на общую тенденцию к возрастанию содержаний HFSE элементов в породах умеренно-щелочной серии в направлении от трахибазальтов второй ассоциации к комендитам пятой ассоциации, отмечается несколько закономерностей. Значения индикаторного Nb/Ta отношения для всех пород серии заключены в интервале 14–18. Такие значения характерны для умеренно-щелочных пород внутриплитных геодина-

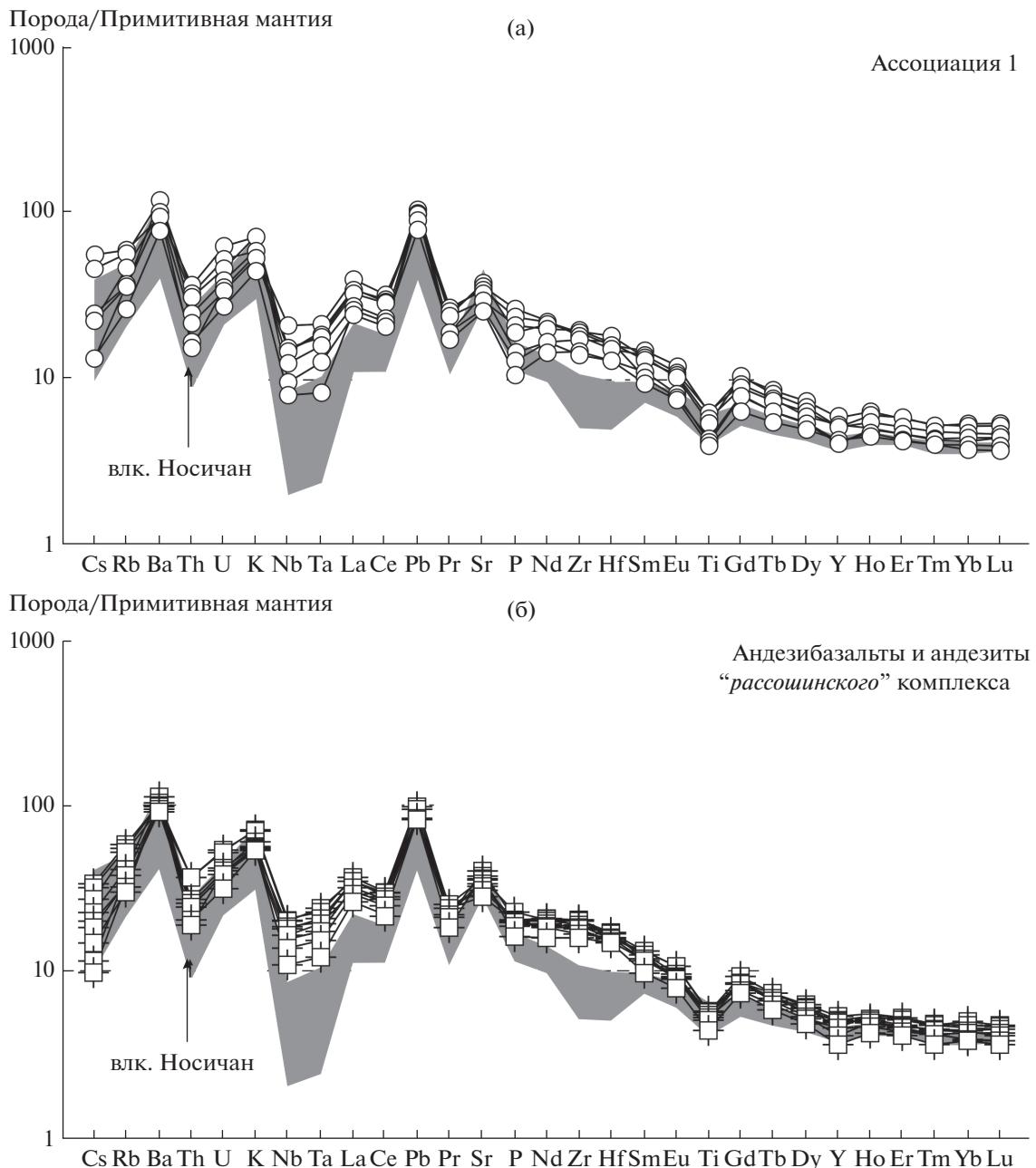


Рис. 3. Диаграмма распределения магматофильных элементов для пород первой ассоциации средне-позднеплиоценового вулканогенного фундамента Белоголовского вулканического массива (а) и пород *рассошинского* комплекса (б). Здесь и далее (см. рис. 4–7) концентрации элементов нормированы на средний состав примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

мических обстановок. Небольшое возрастание концентраций Та относительно Nb наблюдается только для наиболее кремнекислых пород серии – комендитов ($Nb/Ta = 13–16$).

Поведение LILE элементов в ходе эволюции серии отражает в целом направление процессов дифференциации умеренно-щелочных расплавов и смену типов минеральных парагенезисов с

появлением минералов-концентраторов тех или иных элементов.

Из анализа данных о распределении магматофильных элементов можно сделать вывод, что породы щелочно-базальт-трахит-комендитовой (ЩБТК) серии имеют признаки, носящие “переходный” характер между породами “внутриплитного” и “острововодужного” геохимических типов (см. рис. 3).

Таблица 3. Представительные составы пород умеренно-щелочной серии Белоголовского вулканического массива

№ обр.	2331	2701	2706	3066	2500	3064	2601	2535
N 55°	52'34.0"	54'04.0"	54'04.6"	49'02.40"	52'25.14"	48'53.50"	56'42.96"	52'39.54"
E 157°	50'36.0"	51'30.0"	51'48.5"	38'47.00"	50'15.96"	38'41.20"	34'54.66"	50'06.96"
Порода	Трахибазальты							
SiO ₂	47.84	47.92	47.99	48.77	49.04	49.59	50.31	50.52
TiO ₂	2.14	2.27	2.50	2.07	2.08	2.18	2.09	1.90
Al ₂ O ₃	16.88	16.35	16.68	17.62	17.81	17.44	17.09	17.61
Fe ₂ O ₃	5.36	4.80	8.21	8.70	3.80	4.41	5.75	4.71
FeO	5.93	7.72	3.95	2.00	6.47	5.75	5.03	4.85
MnO	0.16	0.20	0.19	0.15	0.17	0.16	0.17	0.17
MgO	6.87	6.00	5.00	5.19	4.83	4.98	4.27	5.34
CaO	8.60	9.16	8.11	8.65	7.89	8.27	8.44	7.39
Na ₂ O	3.66	3.91	4.22	3.63	4.03	3.85	4.22	4.44
K ₂ O	1.54	1.17	1.84	1.58	1.72	1.88	1.51	1.93
P ₂ O ₅	0.47	0.53	0.65	0.57	0.58	0.68	0.71	0.72
LOI	0.53	0.23	0.53	1.32	1.66	1.59	0.17	0.40
Сумма	99.98	100.25	99.85	100.26	100.09	100.76	99.75	99.97
Li	—	—	11	—	9	—	10	—
Be	2.0	1.3	2.1	1.7	1.9	2.2	1.7	2.5
Sc	22	28	26	23	23	25	26	35
Cr	14	184	38	20	16	48	28	120
Ni	21	91	31	40	19	36	21	61
Cu	52	64	40	64	40	74	48	74
Rb	24	20	26	21	27	25	22	47
Sr	864	715	736	938	740	841	765	678
Y	21	37	31	26	26	30	29	25
Zr	189	208	244	192	218	248	212	254
Nb	23.5	21.2	30.5	23.4	26.0	31.1	19.7	30.3
Cs	0.28	0.24	0.33	0.38	0.38	0.22	0.14	0.54
Ba	396	424	453	503	533	534	522	617
La	23.9	21.8	27.3	21.7	25.3	26.6	24.6	30.1
Ce	53.3	51.5	61.0	47.4	57.1	58.2	57.2	66.0
Pr	6.59	7.07	7.87	6.18	7.21	7.37	7.64	8.24
Nd	25.9	30.3	33.1	25.9	28.7	30.5	31.9	34.1
Sm	5.58	6.98	7.17	5.98	6.51	7.21	7.15	6.83
Eu	1.79	2.22	2.21	1.91	1.99	2.26	2.19	2.06
Gd	5.28	6.27	6.48	5.46	5.76	6.59	6.28	5.63
Tb	0.82	1.02	1.00	0.80	0.87	1.02	0.98	0.88
Dy	4.65	6.09	5.78	4.58	5.02	5.68	5.60	5.16
Ho	0.87	1.26	1.16	0.88	0.98	1.11	1.10	1.00
Er	2.15	3.22	2.97	2.30	2.50	2.89	2.77	2.59
Tm	0.30	0.45	0.41	0.34	0.35	0.41	0.39	0.37
Yb	1.87	2.68	2.57	2.10	2.18	2.60	2.48	2.33
Lu	0.29	0.40	0.39	0.32	0.32	0.39	0.37	0.35
Hf	4.52	4.15	5.03	4.15	4.51	5.27	4.58	5.05

Таблица 3. Продолжение

№ обр.	2331	2701	2706	3066	2500	3064	2601	2535
Ta	1.31	1.26	1.84	1.37	1.56	1.80	1.12	1.64
Pb	3.2	4.7	3.7	3.7	3.3	4.7	4.2	4.3
Th	2.26	1.55	2.55	2.24	2.49	2.60	2.16	2.77
U	0.62	0.55	0.79	0.83	0.71	0.70	0.73	0.94
№ обр.	3069	2572.1	3099	3095	3079	2591	3062	
N 55°	50'15.54"	48'21.10"	48'22.30"	47'05.00"	49'34.00"	51'33.7"	49'11.10"	
E 157°	41'13.32"	41'36.00"	29'12.80"	31'23.50"	42'33.30"	42'48.4"	38'51.90"	
Порода	Трахиандезиты				Трахиты			
SiO ₂	54.76	56.27	56.63	58.63	60.33	62.33	64.43	
TiO ₂	1.61	1.44	1.73	1.23	1.15	0.88	0.79	
Al ₂ O ₃	17.21	17.64	17.00	16.78	17.41	17.72	16.89	
Fe ₂ O ₃	3.85	4.67	3.19	3.61	3.68	4.51	2.73	
FeO	4.49	2.33	3.95	1.80	1.80	0.29	0.93	
MnO	0.15	0.14	0.20	0.16	0.15	0.14	0.13	
MgO	3.40	2.59	2.57	1.88	1.24	0.98	0.71	
CaO	6.97	5.27	4.79	4.37	3.23	2.10	1.89	
Na ₂ O	4.51	4.43	5.66	4.82	5.66	6.03	5.65	
K ₂ O	1.86	2.42	2.81	3.19	4.02	4.34	4.66	
P ₂ O ₅	0.70	0.61	0.87	0.54	0.44	0.29	0.22	
LOI	0.99	2.29	0.83	3.09	0.85	0.46	0.93	
Сумма	100.50	100.10	100.23	100.10	99.96	100.07	99.95	
Li	—	12	—	—	32	13	21	
Be	0.9	1.8	2.0	2.7	3.9	2.5	4.8	
Sc	29	16	12	11	9	11	8	
Cr	215	1	3	1	2	1	1	
Ni	87	1	2	2	3	2	2	
Cu	77	6	8	8	11	3	4	
Rb	27	25	35	44	62	53	82	
Sr	491	578	649	530	447	236	255	
Y	30	28	39	31	50	34	36	
Zr	238	324	357	336	463	483	525	
Nb	20.4	22.2	40.7	31.8	52.6	37.5	50.0	
Cs	0.26	0.66	0.09	0.44	2.49	0.69	0.81	
Ba	730	885	911	878	1135	1351	979	
La	25.3	30.8	35.4	32.9	53.2	39.2	40.3	
Ce	56.7	64.3	78.2	69.9	109.5	77.7	80.3	
Pr	7.31	8.22	10.18	8.73	12.52	9.53	9.37	
Nd	30.9	33.3	42.7	34.9	47.9	36.5	34.9	
Sm	7.04	6.95	9.38	7.53	9.22	7.23	6.83	
Eu	2.16	2.17	2.80	2.32	2.15	2.25	1.63	
Gd	6.28	6.19	8.12	6.79	7.81	6.03	5.72	
Tb	0.95	0.91	1.22	1.00	1.20	0.98	0.92	
Dy	5.32	5.28	7.15	5.58	7.71	5.66	5.66	

Таблица 3. Продолжение

№ обр.	3069	2572.1	3099	3095	3079	2591	3062
Ho	1.06	1.03	1.40	1.09	1.67	1.21	1.24
Er	2.78	2.72	3.60	2.92	4.75	3.34	3.56
Tm	0.40	0.40	0.53	0.42	0.66	0.49	0.56
Yb	2.55	2.51	3.20	2.58	4.13	3.26	3.71
Lu	0.37	0.38	0.49	0.40	0.62	0.53	0.60
Hf	5.31	6.34	8.77	6.81	9.55	9.59	11.16
Ta	1.24	1.32	2.37	1.92	2.36	2.03	3.03
Pb	6.4	6.3	7.6	9.7	17.3	8.3	13.7
Th	2.58	2.90	3.91	3.47	5.01	4.42	7.76
U	0.97	1.04	0.44	1.31	2.23	0.82	2.77
№ обр.	3102	3068	2588	2570	3060	2585	3109
N 55°	48°47.30"	48°47.70"		50'26.16"	49°11.10"	50'19.26"	47°55.50"
E 157°	28°38.40"	39°05.00"		41'19.86"	38°51.90"	40'11.82"	32°06.90"
Порода	Трахиты		ТД	КТ	Комендиты		
SiO ₂	65.47	65.53	65.04	68.25	73.00	74.14	74.85
TiO ₂	0.75	0.77	0.75	0.45	0.13	0.10	0.16
Al ₂ O ₃	16.25	16.54	16.94	17.07	14.26	14.18	13.42
Fe ₂ O ₃	2.97	3.21	2.49	0.76	1.54	1.01	1.65
FeO	0.50	0.47	1.44	0.50	0.29	0.22	0.22
MnO	0.13	0.11	0.09	0.02	0.08	0.01	0.02
MgO	0.82	0.82	1.29	0.05	0.05	0.49	0.05
CaO	1.73	1.75	2.26	0.41	0.21	0.31	0.09
Na ₂ O	5.69	5.55	4.41	6.12	5.43	5.02	5.16
K ₂ O	4.56	4.86	4.36	5.64	4.72	4.67	4.49
P ₂ O ₅	0.23	0.20	0.28	0.05	0.02	0.02	0.03
LOI	0.77	0.35	0.68	0.66	0.40	0.85	0.57
Сумма	99.86	100.16	100.03	99.97	100.13	100.92	100.70
Li	—	—	21	11	—	6	—
Be	4.0	4.1	3.8	3.3	6.8	7.6	6.2
Sc	13	13	7	7	6	2	15
Cr	—	—	10	3	4	4	—
Ni	—	—	2	2	2	2	—
Cu	4	9	11	3	5	3	6
Rb	65	68	83	82	126	149	104
Sr	202	205	288	33	8	3	11
Y	30	29	25	28	40	38	36
Zr	570	587	400	571	469	274	412
Nb	49.7	49.5	40	52.6	87.2	87.3	82.8
Cs			1.09	0.55	0.95	2.69	0.19
Ba	823	928	712	335	13	10	29
La	38.4	32.9	34.1	41.1	65.0	46.3	27.0
Ce	81.2	71.2	65.2	74.8	122.7	88.5	67.3
Pr	8.96	8.13	7.84	8.07	12.87	9.75	5.91
Nd	33.9	31.3	27.6	28.3	44.2	34.4	19.3

Таблица 3. Окончание

№ обр.	3102	3068	2588	2570	3060	2585	3109
Sm	6.32	6.12	5.40	5.36	7.83	7.44	4.04
Eu	1.55	1.44	1.41	0.85	0.13	0.04	0.26
Gd	5.27	5.20	4.64	4.22	6.49	6.27	3.74
Tb	0.85	0.86	0.72	0.73	1.08	1.03	0.79
Dy	5.04	5.15	4.27	4.75	6.82	6.55	5.59
Ho	1.01	1.03	0.88	1.00	1.36	1.36	1.17
Er	3.19	3.18	2.58	2.97	4.43	4.00	3.99
Tm	0.50	0.50	0.41	0.52	0.69	0.66	0.67
Yb	3.46	3.42	2.86	3.64	4.78	4.51	4.77
Lu	0.56	0.54	0.45	0.61	0.70	0.74	0.74
Hf	11.93	12.12	9.13	12.66	12.75	10.22	11.86
Ta	3.11	3.07	1.91	3.25	5.67	6.12	5.32
Pb	10.3	9.4	12.67	10.9	14.1	16.6	9.0
Th	7.92	7.98	9.12	7.23	13.64	15.36	10.30
U	2.78	2.70	3.10	2.54	3.86	4.66	3.72

Примечание. Сокращения наименований пород: ТА – трахиандезит, ТД – трахидицит, КТ – комендитовый трахит. Amph-трахит – 3079, 2591. Bt-трахит – 3062, 3102, 3068.

Наиболее ярко это можно продемонстрировать с использованием диаграммы Ba/Zr–Nb/Zr (рис. 8). Так, составы пород умеренно-щелочной серии Белоголовского вулканического массива на диаграмме располагаются между трендом составов базальтоидов океанических хребтов и островов и полем по-

род надсубдукционного геохимического типа вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. При этом на уровне андезитоидных составов умеренно-щелочной серии и более позднего по времени формирования раннеплейстоценового *рассошинского комплекса* наблюдается смеше-

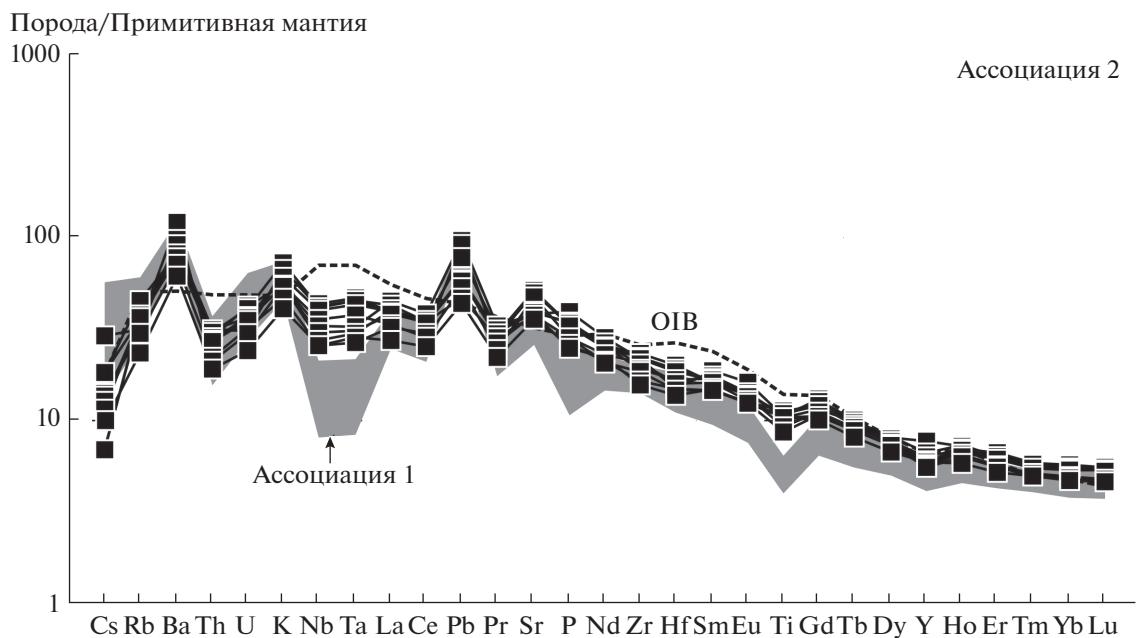


Рис. 4. Диаграмма распределения магматофильных элементов для трахибазальтов второй ассоциации Белоголовского вулканического массива. Поле составов пород вулканогенного фундамента – первая ассоциация (см. рис. 3а).

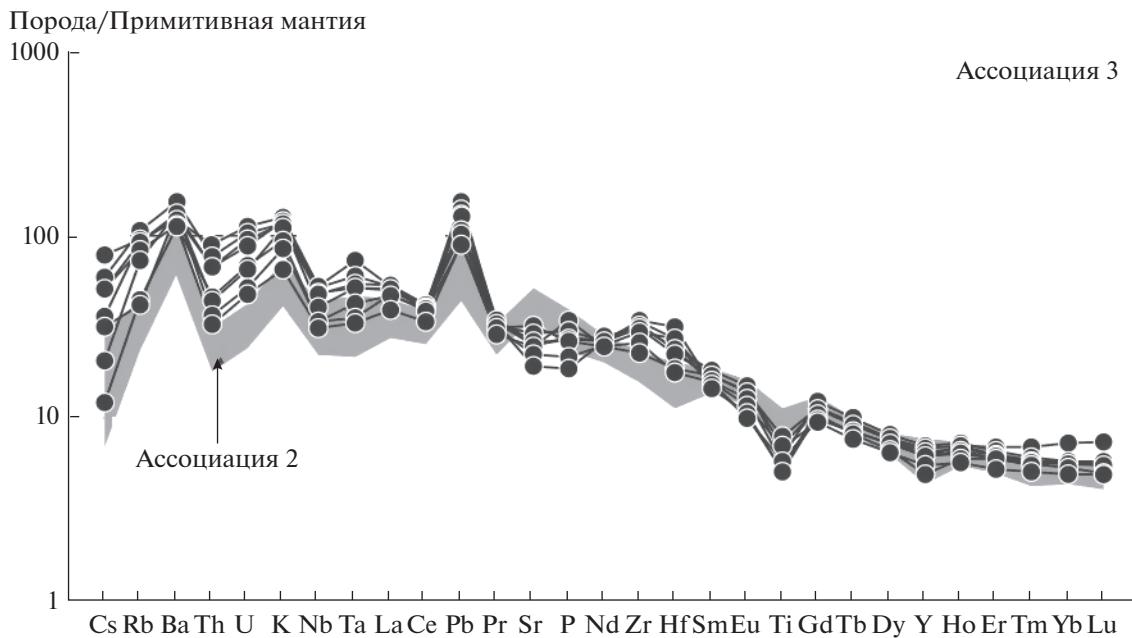


Рис. 5. Диаграмма распределения магматофильных элементов для трахиандезитов третьей ассоциации Белоголовского вулканического массива. Поле составов трахивазальтов – вторая ассоциация (см. рис. 4).

ние их характеристик в направлении поля составов островодужных пород (см. рис. 3б, рис. 8).

ИСТОЧНИКИ МАГМ ПО ДАННЫМ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ

Анализ данных о распределении элементов платиновой группы (ЭПГ) позволяет сделать предположение о том, что отмеченные выше “переходные” геохимические характеристики пород умеренно-щелочной серии Белоголовского массива вызваны гетерогенностью источников расплавов. Характеристики распределения ЭПГ для трахивазальтов второй ассоциации Белоголовского вулканического массива выражаются в их относительном обеднении элементами платиновой (Pt, Pd) и в меньшей степени обеднении элементами иридевой (Ir, Os) подгрупп (табл. 4, рис. 9), в сравнении с составами базальтоидов островодужного геохимического типа Камчатки [Иванов и др., 2008] и других островодужных структур [Dale et al., 2012]. Еще более отчетливо они обеднены ЭПГ в сравнении с базальтоидами океанических островов [Bennet et al., 2000; Crocket, 2002; Day, 2013], имеющих внутриплитную природу. С другой стороны, наблюдается близость области концентраций ЭПГ в трахивазальтах с полем составов базальтоидов MORB типа [Peucker-Ehrenbrink et al., 2003; Dale et al., 2008]. Отметим также, что еще более точное соответствие по уровням концентраций ЭПГ наблюдается при сравнении составов трахивазальтов с

базальтовыми эклогитами, которые являются продуктом высокобарических преобразований субдуцированной океанической коры [Dale et al., 2009]. При этом из дальнейшего анализа в данном случае приходится исключить обогащенный мантийный источник OIB типа, участие которого в формировании щелочно-базальтовых магм Срединного хребта привело бы к более высоким уровням концентраций ЭПГ, чем наблюдаемые для исследованных трахивазальтов.

Выводом из анализа распределения ЭПГ в породах ШБТК серии может быть следующее. Щелочно-базальтовые и трахитовые расплавы вулканов Белоголовского и Большого в Срединном хребте Камчатки несут признаки участия в их образовании деплетированного в отношении ЭПГ мантийного источника, который может быть идентифицирован как эклогитизированное базальтовое вещество субдуцированной океанической литосферы, и не может быть сопоставлен с мантийным источником OIB типа или с источником Тихоокеанской астеносферной мантии. При этом еще более заметное обеднение ЭПГ трахитов в сравнении с трахивазальтами не может быть объяснено формированием исходных трахиандезит-трахитовых магм в условиях более низких степеней плавления эклогитизированного слэба. Этому противоречат наблюдаемые в трахиандезитах и трахитах закономерности распределения других лиофильных элементов, к примеру, величины Sr/Y отношения находятся для этих пород в интервале 6–25, которые существенно ниже, чем

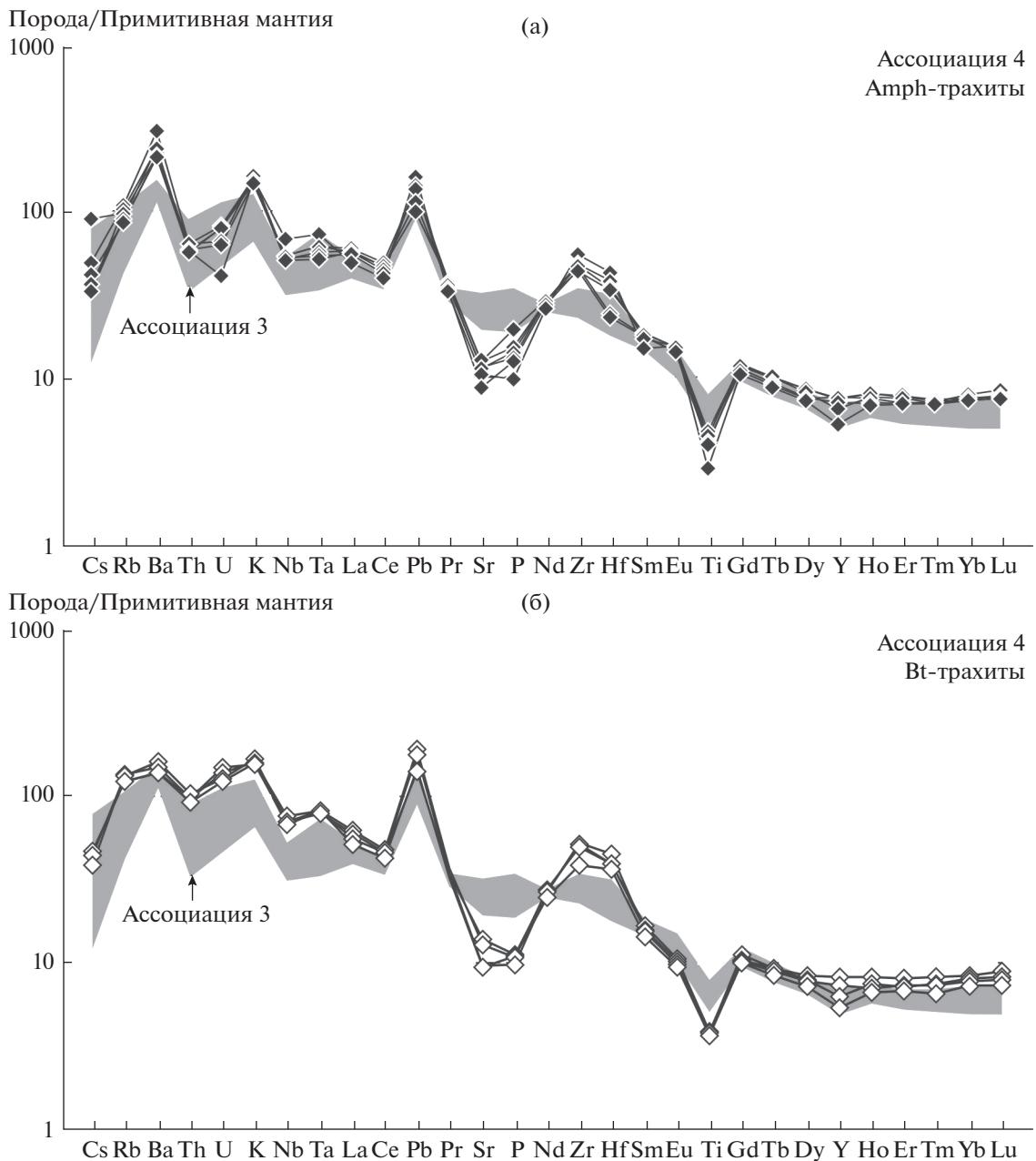


Рис. 6. Диаграмма распределения магматофильных элементов для Amph-трахитов (а) и Bt-трахитов (б) четвертой ассоциации Белоголовского вулканического массива. Поле составов трахиандезитов – третья ассоциация (см. рис. 5).

для свойственных процессам плавления эклогитизированного слэба адакитовых магм (>40). Формирование обедненных ЭПГ трахитовых расплавов может быть объяснено протеканием процессов дифференциации магм с участием самородных фаз или сульфидного компонента в виде включений во фракционирующих темноцветных минералах, в данном случае безникелиевых сульфидных фаз – пирита и халькопирита. При коэффициентах распределения ЭПГ в системе “сульфид/расплав”, достигающих значений от сотен до

десятков тысяч единиц [Dale et al., 2009; Mungall, Brenan, 2014], даже предельно малые величины отделяющегося вместе с порообразующими минералами сульфидного компонента (<0.01 мас. %) способны вызвать обеднение остаточных расплавов всеми элементами платиновой группы. Присутствие сульфидных включений в минералах средних и кислых вулканических пород Камчатки отмечалось при минералого-петрографических исследованиях ЩБТК серии и отмечено ранее в работе [Федоров и др., 1996].

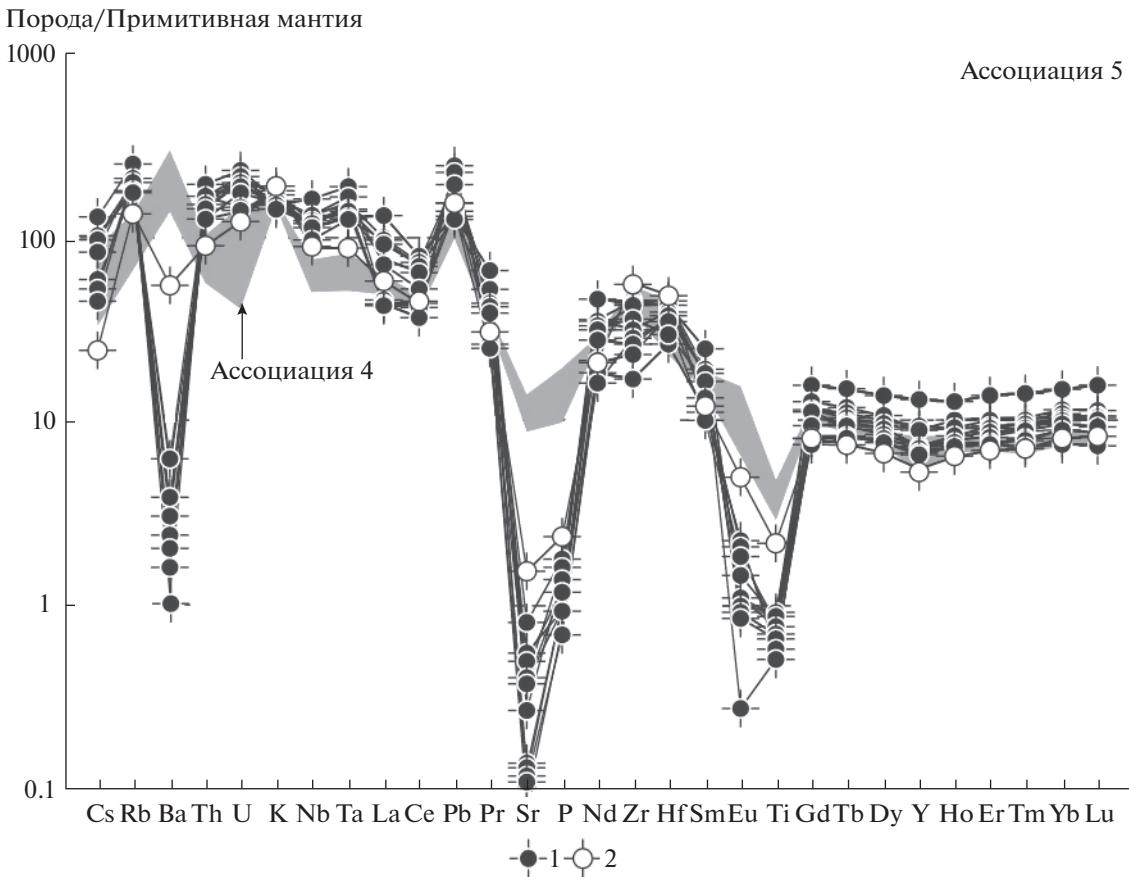


Рис. 7. Диаграмма распределения магматофильных элементов для комендитовых трахитов и комендитов пятой ассоциации Белоголовского вулканического массива.
Обозначения точек составов пород: 1 — комендиты, 2 — комендитовый трахит. Поле составов трахитов — четвертая ассоциация (см. рис. 6).

ИСТОЧНИКИ МАГМ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Для установления источников исходных магм нормально-щелочной и умеренно-щелочной серий Белоголовского вулканического массива по изотопным данным ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) в анализ включены сведения по позднеплиоцен-раннеплейстоценовой умеренно-щелочной серии вулканического центра Большой-Кекукнайский Срединного хребта Камчатки, позднемиоцен-раннеплиоценовым щелочным и умеренно-щелочным базальтоидам Восточной Камчатки, а также по вулканическим породам Алеутской островной дуги, Командорского бассейна, Гавайско-Императорской вулканической гряды, внутриоceanического поднятия Walvis Атлантического океана и базальтоидов MORB типа Тихого и Индийского океанов (рис. 10–12).

На графике $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – ϵNd (см. рис. 10) наблюдается отчетливое смещение поля изотопных составов умеренно-щелочных пород Срединного хребта Камчатки к области составов базальтоидов

MORB типа Индийского океана, а также к “внутриплитным” базальтоидам Восточной Камчатки и вулканическим породам хребта Walvis с общим трендом в направлении метки обогащенной мантии EMI типа.

Анализ распределения изотопных меток Pb для вулканических пород IAB Срединного хребта (см. рис. 11, 12) показывает, что они имеют наименее радиогенные составы в сравнении с изотопными характеристиками IAB фронтальных вулканических поясов Восточной и Южной Камчатки. Общий тренд распределения изотопных меток IAB Камчатки в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ соответствует в целом линии смешения вещества близкого по составу к MORB Командорского бассейна, и вещества осадочного компонента субдуцируемой океанической литосферы. При этом наиболее близкими к “командорскому” MORB компоненту изотопными характеристиками Pb обладают базальтоиды вулканических ареалов ЦКД и Срединного хребта.

Примечательными чертами в распределении изотопных меток $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ облада-

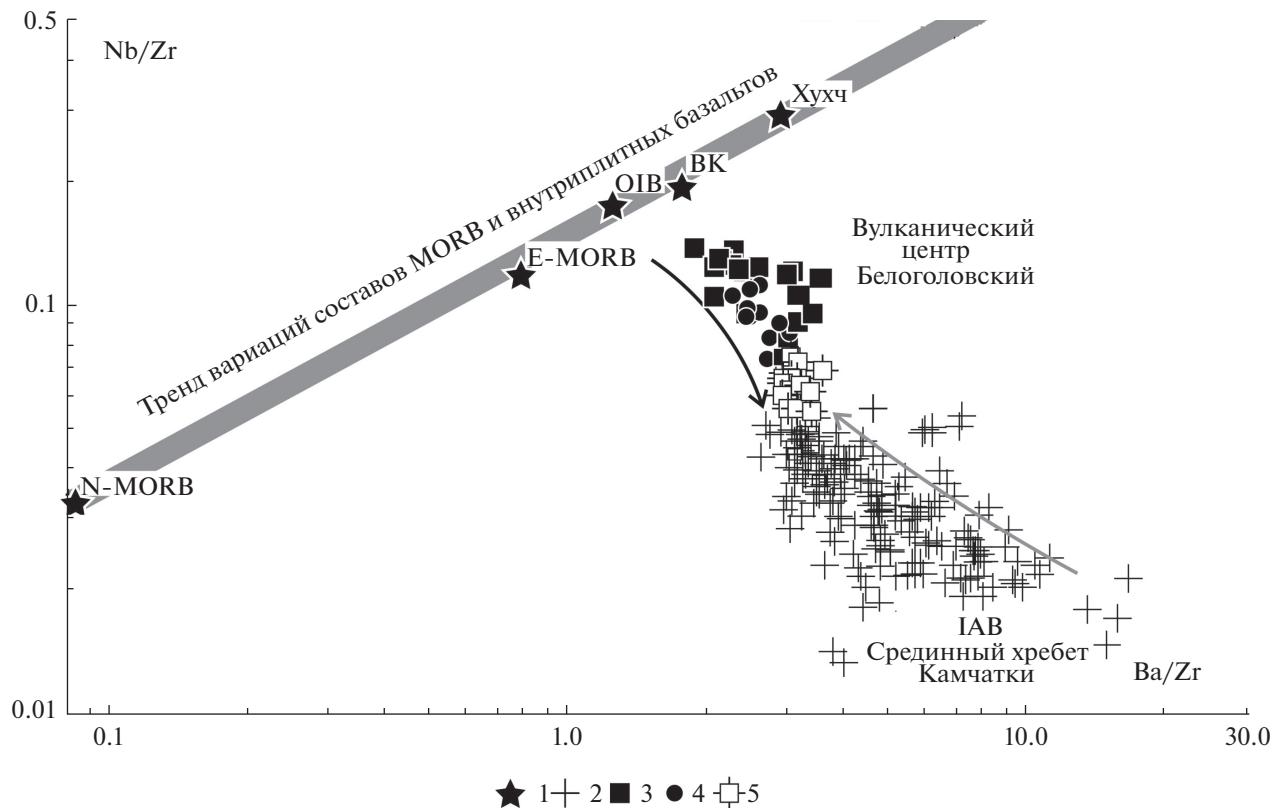


Рис. 8. Диаграмма Nb/Zr–Ba/Zr для пород Белоголовского вулканического массива и его вулканогенного фундамента. Точки составов: 1 – базальтов нормального (N-MORB) и обогащенного (E-MORB) типов Срединно-Океанических хребтов и OIB – океанических островов, по [Sun, McDonough, 1989], ВК – щелочных базальтов Восточной Камчатки [Волынец и др., 1990, 1995], Хухч – базанитов горы Хухч (Западная Камчатка) [Перепелов, 2014]; 2 – составы базальтов и андезитов надсубдукционного геохимического типа вулканического пояса Срединного хребта Камчатки [Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Колосков и др., 2011; Перепелов, 2014], включая составы пород вулканогенного фундамента Белоголовского массива; 3–4 – составы трахибазальтов второй ассоциации (3) и трахиандезитов третьей ассоциации (4) умеренно-щелочной серии Белоголовского массива; 5 – трахиандезибазальты и андезиты раннеплейстоценового *рассошинского* вулканогенного комплекса.

ют породы позднеплиоцен-раннеплейстоценовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки, а также трахибазальты и K–Na субщелочные оливиновые базальтоиды более поздних плейстоцен-голоценовых вулканических построек их территории (см. рис. 11). В сравнении с IAB Камчатки в целом, и вулканического пояса Срединного хребта в частности, их изотопные составы в указанных координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ смещаются в область наименее радиогенных изотопных составов для вулканических пород этой активной окраины и в область наименее радиогенных составов MORB Тихого океана, сближаясь с MORB Командорского бассейна. Вместе с тем, наблюдаются отличия между изотопными составами Pb умеренно-щелочных пород различных этапов эволюции вулканических массивов. Величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных отношений для позднеплиоцен-раннеплейстоценовых пород ЩБТК серии Белоголовского массива имеют отчетливо более высокие значения (15.468–15.488, $\Delta/4\text{Pb} = 1.89$ –2.54) в

сравнении с плейстоцен-голоценовыми трахибазальтами и субщелочными Ol-базальтами их территории (15.450–15.462, $\Delta/4\text{Pb} = -3.73$ –2.23) (см. рис. 11).

Сравнение характеристик $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для умеренно-щелочных пород Срединного хребта с таковыми для базальтоидов MORB и внутриоceanических поднятий показывает отчетливое увеличение значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений для исследуемых пород в направлении среднего значения MORB Индийского океана с возрастанием их щелочности. Этот тренд на графике (см. рис. 11) носит субвертикальный характер с увеличением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при близких интервалах величин $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для умеренно-щелочных пород различных вулканических массивов и возрастных этапов. При этом наблюдается весьма слабая тенденция к смещению изотопных составов этих пород в направлении EMI источника, тогда как используемые для сравнения породы внутриоceanических поднятий Гавайско-Императорской

Таблица 4. Содержания элементов платиновой группы и Re в породах нормально-щелочной и умеренно-щелочной серий Срединного хребта Камчатки

Обр. №	Вулкан	Возраст	Порода	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Re
ПП-2363	НЧ	N ₂ ¹	УК-базальт	0.195	0.020	0.174	—	7.915	8.867	0.337
ПП-2500	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.041	0.007	0.291	—	0.694	0.082	0.190
ПП-2601	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.043	0.001	0.010	—	0.381	0.048	0.444
ПП-2706	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.024	0.003	0.165	—	0.599	0.139	0.340
ПП-2331	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.191	0.013	0.331	—	0.362	0.249	0.207
ПП-2591	БГ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахит	0.006	0.006	0.031	0.002	0.238	0.038	0.075
ПП-2715	БП	Q ₁₋₂	Трахибазальт	0.671	0.010	0.069	—	1.289	0.566	0.399
ПП-2544	БП	Q ₁₋₂	Трахибазальт	0.104	0.004	0.178	—	1.671	0.271	0.261
ПП-2221	ТН	Q ₁₋₂	Трахибазальт	0.038	0.026	0.203	—	0.870	0.487	0.121
ПП-2737	КК	N ₂ ²	ВК-базальт	0.062	0.106	0.008	—	5.314	3.387	0.494
ПП-2258	БШ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахибазальт	0.063	0.004	0.097	—	0.219	0.130	0.437
КБ-14	БШ	N ₂ ³ -Q ₁	Трахит	0.001	0.006	0.794	0.001	0.041	0.011	0.045
ПП-2614	ДГ	Q ₃₋₄	Трахибазальт	0.029	0.004	0.745	—	0.261	0.165	0.289

Примечание. Содержания элементов платиновой группы и Re (ppb) в вулканических породах Камчатки определены в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН по методике [Палесский и др., 2009; Козьменко и др., 2011]. Сокращения наименований вулканов: НЧ – Носичан, БГ – Белоголовский, БП – Большой Паялпан, ТН – Тынна, КК – Кекукнайский, БШ – Большой, ДГ – Дол Геологов. Сокращения наименований пород: УК – умереннокалиевый и ВК – высоко-калиевый базальты.

подводной гряды, подводного хребта Walvis и умеренно-щелочные базальтоиды Восточной Камчатки показывают отчетливую тенденцию смещения их изотопных составов в сторону этого обогащенного источника. Таким образом, следует заключить, что изотопные характеристики $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для пород умеренно-щелочной серии Срединного хребта образуют тренд между источником, близким по составу к деплетированной мантии MORB типа Командорского бассейна, и источником MORB “индийского” типа.

Анализ распределения изотопных меток $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 12) показывает, что все отмеченные выше тенденции в различиях изотопных характеристик $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для “надсубдукционных” и умеренно-щелочных пород вулканических поясов Камчатки сохраняются. В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ также наблюдается расположение изотопных меток IAB Камчатки между деплетированным источником типа “командорского” MORB или MORB Тихого океана и океаническим осадочным компонентом, рассматриваемым в качестве одного из изотопных источников субдуцируемой океанической плиты. Так же, как и по величинам $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, породы ЩБТК серии Срединного хребта характеризуются более радиогенными значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений в сравнении с субщелоч-

ными Ol-базальтами и трахибазальтами плейстоцен-голоценового этапа развития вулканизма этого вулканического пояса, к примеру, зона архального вулканизма Дола Геологов [Колосков и др., 2011]. Последние, в сравнении с IAB Срединного хребта, характеризуются еще более низкими значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (до 37.624–37.676). Наиболее щелочные породы ЩБТК серии по величинам $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $\Delta 8/4\text{Pb}$ (~36–50) сближаются с полем составов MORB “индийского” типа, среднее значение которого согласно сводке [Stracke, 2012] составляет ~47 (см. рис. 12). Напротив, наименее щелочные разности пород, а именно K–Na субщелочные Ol-базальты позднего этапа характеризуются низкими величинами $\Delta 8/4\text{Pb}$ (до 14–15) и близки по этому параметру к среднему значению IAB Срединного хребта (среднее ~17, диапазон 8–28).

В координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 12) наиболее высокими величинами $\Delta 8/4\text{Pb}$ (36–99) среди пород “внутриплитного” геохимического типа обладают умеренно-щелочные и щелочные базальтоиды Восточной Камчатки [Волынец и др., 1995, 1996, 1997], демонстрирующие тренд изотопных составов, направленный к области источника EMI. Такую же тенденцию обнаруживают и изотопные составы базальтоидов подводных океанических поднятий Мейдзи и Walvis. Некоторый сдвиг в этом направлении в сравнении с IAB Камчатки обнаружива-

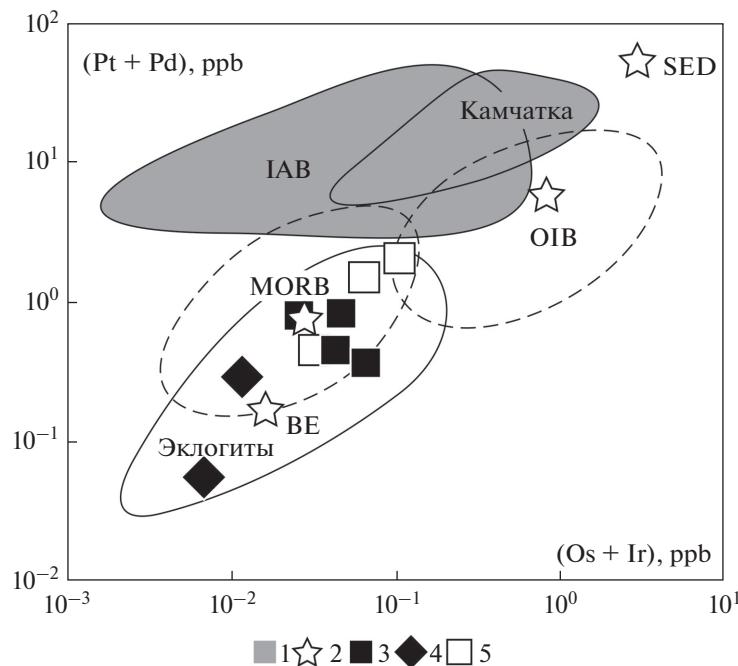


Рис. 9. Распределение элементов иридиевой (Os, Ir) и платиновой (Pt, Pd) подгрупп ЭПГ в вулканических породах щелочно-базальт-трахит-комендитовой серии Срединного хребта Камчатки.

1 – поля составов базальтов островных дуг IAB, по [Dale et al., 2012] (IAB), и вулканических пород надсубдукционного геохимического типа Камчатки, по [Иванов и др., 2008; Перепелов, 2014] (Камчатка); 2 – средние составы базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) [Bézot et al., 2005; Arevalo, McDonough, 2010], базальтов океанических островов (OIB) [Bennet et al., 2000; Crochet, 2002; Day, 2013], пелагических океанических осадков (SED) [Lee et al., 2003], базальтовых эклогитов (BE) [Dale et al., 2009]. Точки составов пород Белоголовского вулканического массива: 3 – трахибазальты 2-й ассоциации, 4 – трахиты 4-й ассоциации, 5 – трахибазальты рассошинского комплекса. Пунктирными линиями показаны поля составов MORB и OIB, сплошной линией – поле составов базальтовых эклогитов.

ют также и умеренно-щелочные вулканические породы Срединного хребта. Таким образом, изотопная систематика $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для умеренно-щелочных магм Камчатки показывает две разнонаправленные тенденции эволюции их изотопных составов. Для щелочных и умеренно-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки свойственна эволюция изотопных составов Pb от области MORB в направлении EMI, а для умеренно-щелочных пород Срединного хребта от области значений деплетированной MORB Тихого океана к области MORB “индийского” типа. При этом если для “внутриплитных” базальтоидов Восточной Камчатки изотопные характеристики Pb согласуются с участием в магмогенезе мантии EMI типа, то для умеренно-щелочных вулканических пород Камчатки какая-либо роль этого источника представляется маловероятной.

Из анализа представленных изотопных данных следует ряд важных выводов о роли тех или иных источников вещества в формировании умеренно-щелочных магм ЩБТК серии Срединного хребта Камчатки. Во-первых, следует отметить, что изотопные источники K–Na умеренно-щелочных магм имеют признаки гетерогенности. С

одной стороны, это деплетированный мантийный источник, сходный по характеристикам с источником “командорского” MORB типа, а с другой – относительно обогащенный источник, имеющий характеристики близкие к “индийскому” MORB. Третьим вероятным источником вещества могла быть надсубдукционная мантия, метасоматизированная в процессе погружения океанической литосферы в зоне миоцен–плиоценовой субдукции относительно “древней” океанической плиты Кула или Изанаги. При этом изотопный источник метасоматизированной мантии, наряду с флюидным компонентом, является главным для надсубдукционного этапа формирования магм в вулканическом поясе Срединного хребта на позднемиоцен–среднеплиоценовом этапе его развития.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные геохронологические и геохимические данные по Белоголовскому вулканическому массиву дают возможность представить модель смены вещественных типов магм во времени. Начало вулканического развития территории Белоголовского массива в Срединном хребте Камчатки связано с проявлениями в позднем мио-

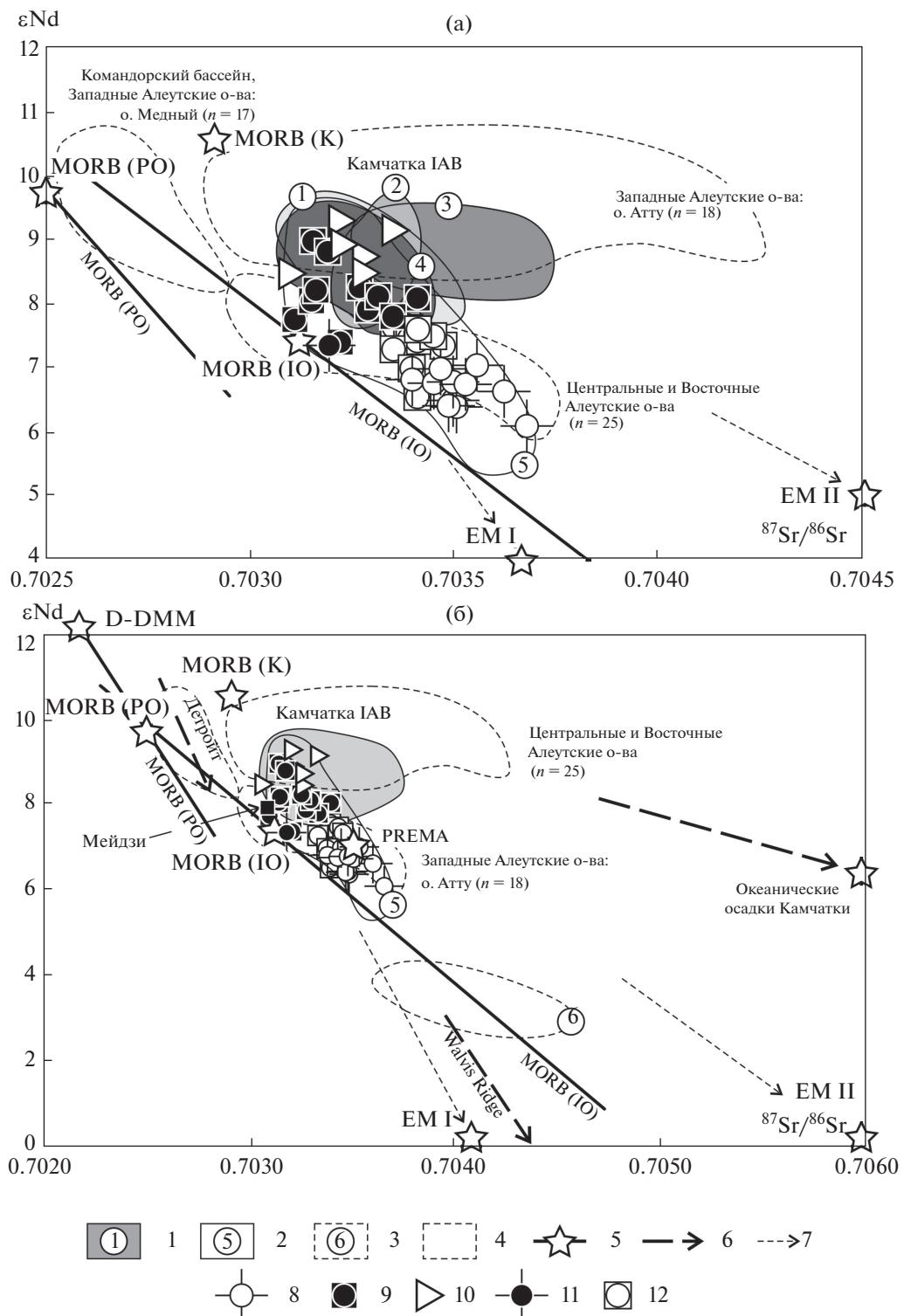


Рис. 10. Изотопные характеристики $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (ϵNd) пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки. Здесь и далее значения изотопных отношений для пород ЩБТК серии и ассоциирующих пород нормального ряда щелочности Камчатки приведены с поправкой на возраст их формирования. $\epsilon\text{Nd} = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})/0.512638] - 1] \times 10^4$.

1 – поля изотопных характеристик базальтов и андезитов надсубдукционного геохимического типа для вулканических поясов Камчатки (оттенки серого фона); цифры в кружках обозначают поля изотопных характеристик пород вулканических поясов: 1 – Восточной Камчатки, 2 – Южной Камчатки, 3 – Центральной Камчатской депрессии, 4 – Срединного хребта; 2 – поле изотопных характеристик пород позднеплиоцен-раннеплейстоценовой ЩБТК серии и позднеплейстоцен-голоценовых умеренно-щелочных K–Na базальтоидов Срединного хребта Камчатки; 3 – поле составов позднемиоцен-раннеплиоценовых щелочных базальтоидов Восточной Камчатки по данным [Волынец и др., 1995, 1996, 1997]; 4 (а) – поля составов базальтов и андезитов Командорского бассейна (о. Медный) [Yogodzinski et al., 1994, 1995], Западных Алеутских островов (о. Атту) [Yogodzinski et al., 1993], Центральных и Восточных Алеутских островов [Jicha et al., 2004; Kelemen et al., 2003] и 4 (б) – поле составов IAB Камчатки в целом (n – количество проб); 5 – тренды эволюции и средние значения изотопных характеристик для базальтов срединно-океанических хребтов Индийского MORB-(IO) и Тихого океанов MORB-(PO), по [Stracke, 2012], MORB (K) – базальтов Командорского бассейна [Yogodzinski et al., 1993], EMI и EMII – обогащенной и D-DMM – деплетированной MORB мантии, по [Iwamori, Nakamura, 2015], PREMA – примитивной мантии [Zindler, Hart, 1986], субдуцируемых осадков Камчатки [Plank, Langmuir, 1998]; 6 – тренды эволюции и метки изотопных характеристик базальтоидов подводных поднятий северо-западного окончания Гавайско-Императорской вулканической гряды (поднятия Детройт и Мейдзи), по [Regelous et al., 2003] и подводного хребта Walvis в Атлантическом океане, по [Salters, Sachi-Kocher, 2010]; 7 – направления к меткам изотопных резервуаров, расположенным за пределами масштаба графиков, построены от метки MORB (K); 8–12 – точки изотопных характеристик пород ЩБТК серии, умеренно-щелочных K–Na базальтоидов и пород нормально-щелочной серии Срединного хребта Камчатки (8 – позднеплиоцен-раннеплейстоценовая ЩБТК серия пород Белоголовского вулканического массива, 9 – умеренно-щелочные K–Na базальтоиды плейстоценовых вулканических построек района Белоголовского массива, 10 – высококалиевые базальты и андезиты IAB типа среднеплиоценового вулкана Кекукайский, 11 – трахибазальты раннеплейстоценового вулкана Большой, 12 – позднеплейстоцен-голоценовые базальтоиды умеренно-щелочного и нормального ряда щелочности зоны ареального вулканизма Дола Геологов). Для пород IAB типа вулканических поясов Камчатки использована выборка из 314 проб, по [Kersting, Arculus, 1995; Tatsumi et al., 1995; Kerezhinskaya et al., 1997; Turner et al., 1998; Волынец и др., 2000; Dorendorf et al., 2000; Churikova et al., 2001; Dosseto et al., 2003; Bindeman et al., 2004; Portnyagin et al., 2005, 2007; Duggen et al., 2007; Volynets et al., 2010; Перепелов, 2014] и данным авторов.

цене и раннем плиоцене магм с типично надсубдукционными вещественными характеристиками и формированием нормально-щелочной базальт-андезит-риолитовой серии пород. После перерыва в вулканической деятельности в среднем плиоцене в структуре происходит образование нормально-щелочной андезибазальт-андезитовой серии, породы которой отличаются от вулканогенных образований раннего этапа увеличением концентраций в них HFSE (Nb, Ta) и REE. На этом этапе в структуре завершается формирование вулканогенного фундамента, сложенного породами нормальной щелочности. В позднем плиоцене и раннем плейстоцене в истории развития Белоголовского массива проявляются умеренно-щелочные магмы, формирующие серию пород в составе: трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахириолиты и комендиты [Volynets, 1994; Флеров и др., 2014; Щербаков, 2015]. Распределение редких элементов в породах умеренно-щелочной серии демонстрирует “переходные” вещественные характеристики между надсубдукционным и внутриплитным геохимическими типами магм. Для них свойственно относительное обогащение как HFSE, так и LILE элементами с усиливением внутриплитных характеристик по мере роста кремнистости. Формирование Белоголовского вулканического массива завершается образованием в ранне-среднеплейстоценовое время *рассошинского* вулканогенного комплекса, геохимические характеристики пород которого близки по составам как к породам вулканоген-

ного фундамента, так и к трахибазальтам умеренно-щелочной серии.

Установленные закономерности смены геохимических типов магм в истории формирования Белоголовского вулканического массива могут быть объяснены в рамках модели взаимодействия гетерогенных источников вещества и специфических условий геодинамического развития тыловой зоны активной окраины Камчатки в позднем кайнозое.

Предполагается, что образование нормально-щелочных магм раннего этапа вулканического развития структуры происходило в условиях надсубдукционного магмогенеза с участием вещества субдуцированной океанической литосферы и метасоматизированной мантии. В среднем плиоцене условия магмообразования начинают изменяться в связи с появлением в составах пород признаков участия обогащенного источника вещества. В позднем плиоцене участие обогащенного источника становится ярко выраженным в связи с проявлением умеренно-щелочных магм. Таким обогащенным источником, судя по изотопным данным и данным по распределению в породах ЭПГ, могло быть вещество типа “индийского” MORB. При формировании нормально-щелочных и умеренно-щелочных базальтоидов более позднего “рассошинского” этапа гетерогенность их изотопно-геохимических характеристик может быть объяснена увеличением роли в магмообразовании деплетированного источника, сходного по составу с “командорским” MORB.

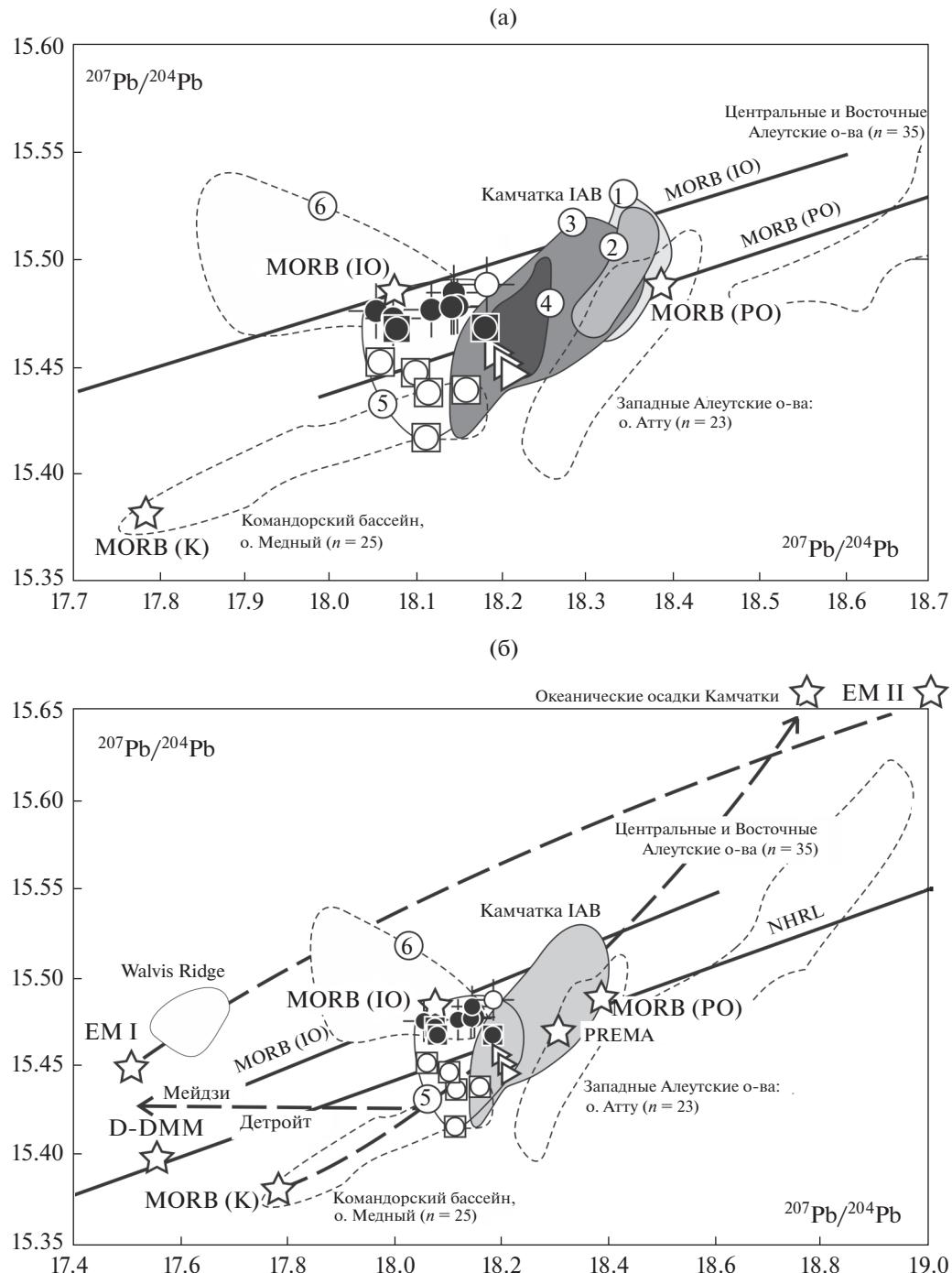


Рис. 11. Изотопные характеристики $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки.

Условные обозначения и ссылки на литературные источники данных см. рис. 10. Здесь на графике 11б и далее NHRL – изотопная кривая Северного полушария Земли (Northern Hemisphere Reference Lines): $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 0.1084 \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 13.491$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{NHRL}} = 1.209 \times (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15.627$.

Природа деплетированного источника умеренно-щелочных магм Срединного хребта в поздне-плиоцен-раннеплейстоценовое время выглядит вполне однозначной. Этим источником должно было быть вещество деплетированной океаниче-

ской литосфера MORB типа, близкой по составу к MORB Тихого океана. Согласно геодинамическим построениям для северо-западного сегмента Тихого океана таким источником должна была быть деплетированная литосфера субдуцируемой

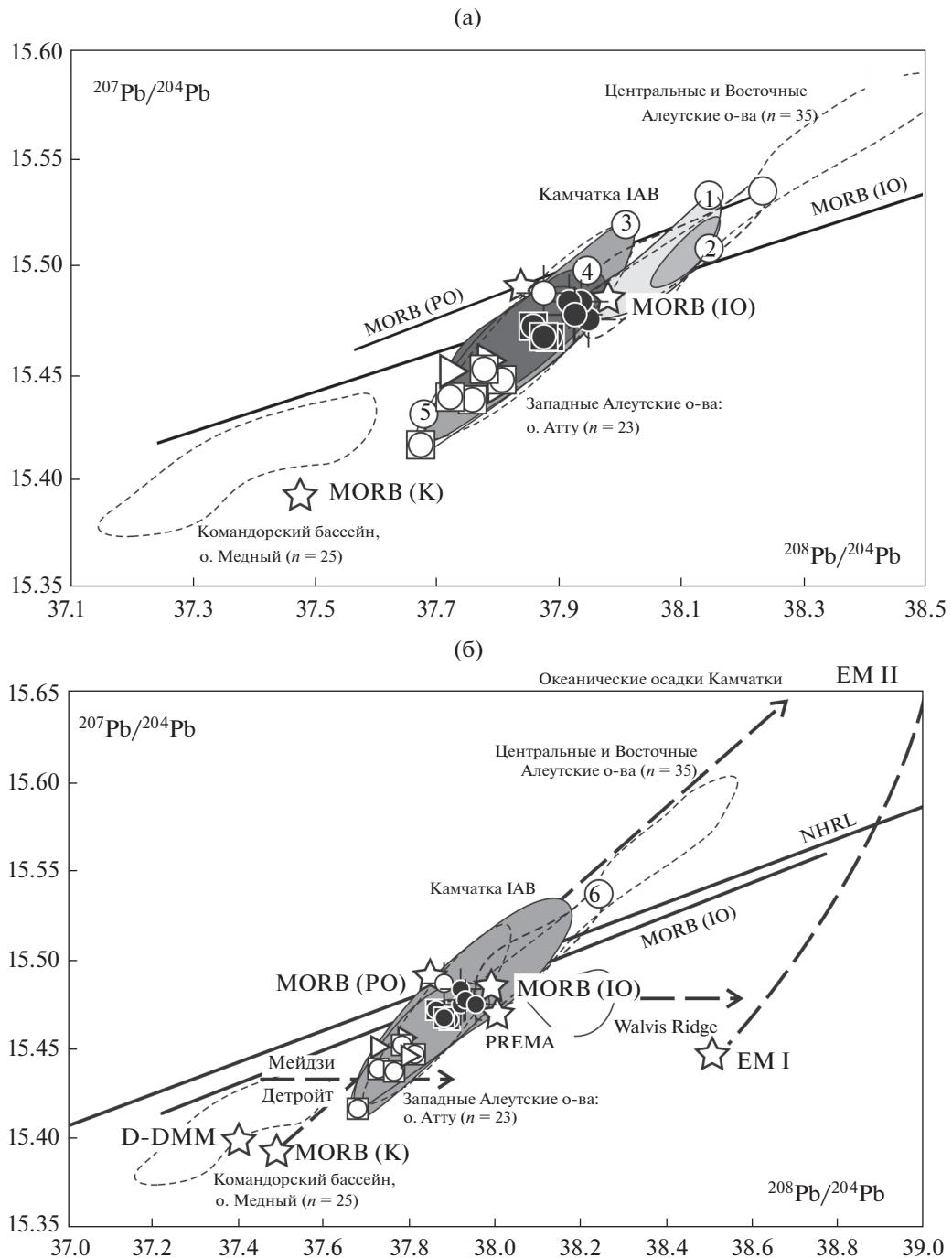


Рис. 12. Изотопные характеристики $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ пород щелочно-базальт-трахит-комендитовой умеренно-щелочной серии Срединного хребта Камчатки.

Условные обозначения и ссылки на литературные источники данных см. рис. 10, 11.

в миоцен-плиоценовое время под структуру активной окраины Камчатки океанической литосферной плиты. Природа обогащенного источника для умеренно-щелочных магм Срединного хребта может быть объяснена с позиций рециклирования древнего литосферного вещества океанической, но возможно и нижнекоровой природы, с

формированием диапира (плюма) в астеносферной мантии под Западным сегментом структуры Камчатки. Взаимодействие астеносферного плюма с надсубдукционной мантией могло быть обусловлено образованием в среднем плиоцене структуры “slab-window”. Основанием для таких выводов служат, в частности, изотопные особен-

ности умеренно-щелочных пород исследованных вулканических центров (трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиты и комендиты). Сближение их изотопных характеристик $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ с полем изотопных составов Индийского MORB может говорить о близкой природе их источников вещества. Участие источника типа “индийского” MORB для тыловой зоны Курильской островной дуги было показано в работе [Мартынов и др., 2012]. Обогащенный мантийный источник, роль которого зафиксирована в образовании умеренно-щелочных магм Срединного хребта, обладает относительно низкими величинами $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений в сравнении с IAB Камчатки и повышенными значениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных отношений в прямой зависимости от степени обогащения пород LILE и HFSE компонентами. Возможность наличия структуры деструкции субдуцируемой океанической литосферы под тыловой областью Камчатки следует из сейсмо-томографических моделей состояния литосферы и подлитосферной мантии в регионе [Gorbatov et al., 2000].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 13-05-12026_офи-м, 14-05-00717_a, 16-05-00518 и 13-05-12090.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Волынец О.Н., Асавин А.М., Когарко Л.Н. Фракционирование редких элементов в щелочных и субщелочных вулканиках Камчатки // Геохимия. 1990. № 5. С. 672–681.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. Изотопный состав стронция и кислорода в позднекайнозойских щелочных базальтах внутритплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 207–213.
- Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Колосков А.В. и др. Первые данные об изотопном составе неодима в позднекайнозойских K–Na щелочных базальтах Камчатки // ДАН. 1996. Т. 350. № 2. С. 239–241.
- Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэу Р.У. и др. Изотопный состав позднеогеновых K–Na щелочных базальтов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
- Волынец О.Н., Бабанский А.Д., Гольцман Ю.В. Изотопные и геохимические вариации в лавах Северной группы вулканов (Камчатка) в связи с особенностями процессов субдукции // Геохимия. 2000. № 10. С. 1–17.
- Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В. и др. Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 92–96.
- Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В. и др. Усовершенствование методики химической подготовки геологических образцов в трубках Кариуса для определения элементов платиновой группы и рения // Аналитика и контроль. 2011. Т. 15. № 4. С. 378–385.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б. и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 1. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2011. № 5. С. 17–41.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Перепелов А.Б. и др. Этапы эволюции и петрология Кекукнайского вулканического массива как отражение магматизма тыловой зоны Курило-Камчатской островодужной системы. Часть 2. Геологическое положение и геохимический состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2013. № 2. С. 63–89.
- Мартынов Ю.А., Кимура Д.И., Мартынов А.Ю. и др. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: результаты изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 102–110.
- Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А. и др. Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах изотопным разбавлением с масс-спектрометрическим окончанием // Журн. аналитической химии. 2009. Т. 64. № 3. С. 287–291.
- Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок / Автореф. дис. ... доктора геол.-минер. наук. Иркутск, 2014. 41 с.
- Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И. и др. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT2: определение редкоземельных элементов // Всероссийская конференция “Аналитика России”. М., 2004. С. 157–158.
- Федоров Б.В., Волынец О.Н., Попов В.С. Сульфидные микрвключения в кислых и средних вулканитах Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 217–224.
- Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю. и др. Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Часть 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 2014. № 3. С. 3–23.
- Шербаков Ю.Д. Геохимия и петрология щелочно-базальт–трахит–комендитовой серии Срединного хребта Камчатки / Автореф. дис. ... кандидата геол.-минер. наук. Иркутск, 2015. 23 с.
- Arevalo R.D., McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // Chemical Geology. 2010. V. 271. P. 70–85.
- Bennett V.C., Norman M.D., Garcia M.O. Rhenium and platinum-group element abundances correlated with mantle source components in Hawaiian picrites: sulphides in the plume // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 183. P. 513–526.
- Bézos A., Lorand J.-P., Humler E. et al. Platinum-group element systematics in Mid-Oceanic Ridge basaltic glasses from the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 2613–2627.
- Bindeman I.N., Ponomareva V.V., Bailey J.C. et al. Kamchatka Peninsula: a province with high-d¹⁸O magma sources

- es and large scale $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depletion of the upper crust // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2004. V. 68. P. 841–865.
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E. et al.* Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 2010. V. 189. P. 57–80.
- Churikova T., Dorendorf F., Worner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrology.* 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Crocket J.H.* Platinum-group elements in basalts from Maui, Hawai'i: low abundances in alkali basalts // *The Canadian Mineralogist.* 2002. V. 40. P. 595–609.
- Dale C.W., Luguet A., Macpherson C.G. et al.* Extreme platinum-group element fractionation and variable Os isotope compositions in Philippine Sea Plate basalts: Tracing mantle source heterogeneity // *Chemical Geology.* 2008. V. 248. Issues 3–4. P. 213–238.
- Dale C.W., Burton K.W., Pearson D.G. et al.* Highly siderophile element behaviour accompanying subduction of oceanic crust: Whole rock and mineral-scale insights from a high-pressure terrain // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2009. V. 73. P. 1394–1416.
- Dale C.W., Macpherson C.G., Pearson D.G. et al.* Inter-element fractionation of highly siderophile elements in the Tonga Arc due to flux melting of a depleted source // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2012. V. 89. P. 202–225.
- Day J.M.D.* Hotspot volcanism and highly siderophile elements // *Chemical Geology.* 2013. V. 341. P. 50–74.
- Dorendorf F., Wiechert U., Woerner G.* Hydrated sub-arc mantle: a source for Kluchevskoy volcano, Kamchatka, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 175. P. 69–86.
- Dosseto A., Bourdon B., Joron J.-L. et al.* U–Th–Pa–Ra study of the Kamchatka arc: new constraints on the genesis of arc lavas // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 15. P. 2857–2877.
- Duggen S., Portnyagin M., Baker J. et al.* Drastic shift in lava geochemistry in the volcanic-front to rear-arc region of the Southern Kamchatkan subduction zone: Evidence for the transition from slab surface dehydration to sediment melting // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. P. 452–480.
- Gorbatov A.S., Widjiantoro S., Fukao Y. et al.* Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // *Geophysical Journal International.* 2000. V. 142. P. 27–3.
- Galer S.J.G.* Optimal double and triple spiking for high precision lead isotopic measurement // *Chemical Geology.* 1999. V. 157. P. 255–274.
- Iwamori H., Nakamura H.* Isotopic heterogeneity of oceanic, arc and continental basalts and its implications for mantle dynamics // *Gondwana Research.* 2015. V. 27. Issue 3. P. 1131–1152.
- Jicha B.R., Singer B.S., Brophy J.G. et al.* Variable impact of the subducted slab on Aleutian island arc magma sources: evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf isotopes and trace element abundances // *J. Petrology.* 2004. V. 45. P. 1845–1875.
- Kersting A.B., Arculus R.J.* Pb systematics of Klyuchevskoy Volcano, Kamchatka, and North Pacific sediments: implications for magma genesis and sediment recycling in the Kamchatkan arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 136. P. 133–148.
- Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W.* Along strike variation in the Aleutian Island arc: genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust // *Inside the Subduction Factory / Ed. Eiler. J. American Geophysical Union Monograph.* 2003. V. 138. P. 1–54.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J. et al.* Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 577–600.
- Krogh T.* A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Lee C-T.A., Wasserburg G.J., Kyte F.T.* Platinum-group elements (PGE) and rhenium in marine sediments across the Cretaceous-Tertiary boundary: Constraints on Re-PGE transport in the marine environment // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2003. V. 67. № 4. P. 655–670.
- Mungall J.E., Brenan J.M.* Partitioning of platinum-group elements and Au between sulfide liquid and basalt and the origins of mantle-crust fractionation of the chalcophile elements // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2014. V. 125. P. 265–289.
- Peucker-Ehrenbrink B., Bach W., Hart S. et al.* Rhenium–osmium isotope systematics and platinum group element concentrations in oceanic crust from DSDP/ODP Sites 504 and 417/418 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2003. V. 4. Issue 7. doi 10.1029/2002GC000414
- Plank T., Langmuir C.H.* The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* 1998. V. 145(3–4). P. 325–394.
- Pin C., Zalduogui J.F.S.* Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // *Analyt. Chem. Acta.* 1997. V. 339. P. 79–89.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka–Aleutian junction // *Geology.* 2005. V. 33. Issue 1. P. 25–28.
- Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P. et al.* Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 255. Issue 1. P. 53–69.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al.* Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // *J. Petrol.* 2003. V. 44. P. 113–140.
- Rudge J.F., Reynolds B.C., Bourdon B.* The double spike toolbox // *Chemical Geology.* 2009. V. 265. P. 420–431.
- Salter V.J.M., Sachi-Kocher A.* An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts // *Chemical Geology.* 2010. V. 273. Issue 3–4. P. 151–167.
- Stracke A.* Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle // *Chemical Geology.* 2012. V. 330–331. № 10. P. 274–299.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society special publication № 2 // Blackwell Scientific Publications.* 1989. P. 313–346.
- Tatsumi Y., Kogiso T., Nohda S.* Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: generation of unusual subduction-

- related magmas // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1995. V. 120. P. 117–128.
- Turner S., McDermott F., Howkesworth C. et al.* U-series study of lavas from Kamchatka and the Aleutian: constraints on source compositions and melting processes // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1998. V. 133. P. 217–234.
- Volynets O.N.* Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *International Geological Review.* 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al.* Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 2010. V. 159. P. 659–687.
- Yogodzinski G.M., Rubenstein J.L., Kay S.M. et al.* Magmatic and tectonic development of the Western Aleutians – in oceanic arc in a strike-slip setting // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B7. P. 11807–11834.
- Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V. et al.* Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, FarWestern Aleutians // *J. Petrology.* 1994. V. 35. P. 163–204.
- Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N. et al.* Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *Geological Society of America Bulletin.* 1995. V. 107. P. 505–519.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.