

Научные статьи

УДК 551.242:552.3 (51)

<https://doi.org/10.31431/1816-5524-2026-2-70-5-30>

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ШОШОНИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (НА ПРИМЕРЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ, КАМЧАТКИ, МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДЫ И КОРЕИ)

© 2026 П.И. Федоров¹, Н.В. Цуканов², Д.В. Коваленко³

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия, 119017; e-mail: pi_fedorov@mail.ru

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия, 117997;
e-mail: kambea2011@yandex.ru

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия, 119017; e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 24.12.2025; после доработки 23.03.2026; принята в печать 27.06.2026

Исследован состав вулканических пород из верхнемеловых-палеогеновых шошонитовых комплексов восточной окраины Азии. Установлено, что изотопный состав Pb, Sr и Nd в породах шошонитовой серии указывает на обедненный радиогенными изотопами мантийный источник. Поведение некогерентных элементов и их соотношения позволили выделить две группы пород. Первая включает базальты, трахибазальты и трахиандеизитовые базальты Олюторского сегмента Ачай-Валагинской палеодуги и Западно-Камчатской (Паланской) палеодуги, хребта Тумрок Камчатки, о-вов Малой Курильской гряды, вторая — базальты, трахибазальты и трахиандеизитовые базальты хребтов Валагинский, Кумрок и Срединный на Камчатке, грабена Кильчу-Менчхон в Корее. Предполагается, что разнообразие петрохимических характеристик шошонитов рассматриваемых регионов обусловлены как составом магматического источника (присутствием флогопит- или амфибол содержащих фаз) и соотношением флюидомобильных элементов (участием в разной степени флюидов/расплавов в процессе магмогенерации), так и изменением субдукционного режима — переходом на более глубокий уровень магмогенерации и вовлечением дуги в зону растяжения в связи с процессами рифтогенеза.

Ключевые слова: восточная окраина Азии, шошонитовый вулканизм, геохимия, изотопия, геодинамика.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения шошонитовых вулканических серий для геодинамических режимов островных дуг и активных континентальных окраин определяется в первую очередь их специфическими вещественными характеристиками и более редким развитием по сравнению с типичными для данных обстановок низко- и умеренно калиевыми известково-щелочными сериями. Развитие шошонитового вулканизма в надсубдукционных обстановках обычно связывается с тыловыми частями зон субдукции (Edward et al., 1994), проявлением

интрадугового рифтогенеза (Bloomer et al., 1989), коллизионными процессами (Turner et al., 1996); часть проявлений шошонитовых вулканических на энсалических островных дугах с высокой мощностью коры рассматривались как результат контаминации пород коры мантийными расплавами (Meen, 1987). Таким образом, формирование пород шошонитовой серии обсуждается в рамках надсубдукционных процессов, связанных с развитием островной дуги, либо активной континентальной окраины на разных этапах их развития.

Кратко остановимся на основных вопросах петрохимической классификации высоко-

калиевых пород базитового ряда (Pecserillo, 2005; Pecserillo, Taylor, 1976).

Калиевые базальтоиды определяются, в целом, как породы с содержанием K_2O более 1.5–2.0 мас. % и $K_2O/Na_2O=1.0–2.5$ при MgO более 3–4 мас. % и SiO_2 менее 55–57 мас. %. Ультракалиевые базальтоиды имеют $K_2O > 3$ мас. % и $K_2O/Na_2O > 2.5–3.0$ при $MgO > 3–4$ мас. % и $SiO_2 < 55–57$ мас. %. Выделяются следующие серии (группы) пород (Foley et al. 1987; Pecserillo, 2005): 1 — шошонитовая, 2 — калиевые серии романского типа по (Pecserillo, 2005), 3 — лампроиты; 4 — камафугиты.

В базальтоидах шошонитовой серии содержание K_2O составляет около 1,5–2,5 мас. % (Pecserillo, Taylor, 1976), а отношение $K_2O/Na_2O > 0.8$. Шошонитовая серия включает породы тесно связанные с известково-щелочными вулканами вдоль активных границ литосферных плит (Morrison, 1980).

В настоящей работе рассматриваются особенности состава позднекампан-палеогеновых шошонитовых вулканических комплексов южной части Корякского нагорья, Камчатки и Кореи (рис. 1), полученные авторами при исследовании региона, а также опубликованные материалы по островам Малой Курильской гряды. В таблице приведен представительный состав пород рассматриваемых комплексов. Главные элементы были определены методом РФА в Геологическом институте РАН (ГИН РАН) и Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН). Концентрации микроэлементов были исследованы методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Позднемеловые-палеогеновые вулканогенно-осадочные комплексы пользуются широким развитием в южной и восточной части Корякского нагорья и Восточных хребтов Камчатки и входят в состав протяженного Ачайва-Валагинского тектоно-стратиграфического террейна островодужной природы (Аккреционная..., 1993; Шапиро, 1995). Выделяются Олюторский и Озерновско-Валагинский сегменты террейна (палеодуги). Время формирования вулканогенных комплексов для разных частей палеодуги практически совпадает, и укладывается в интервал сантон-кампан-маастрихт-ранний палеоцен (Аккреционная..., 1993). Структура террейна характеризуется покровно-сложенным и чешуйчато-надвиговым строением.

В пределах *Олюторского сегмента* Ачайва-Валагинской палеодуги (Снеговой хребет) высококалиевые вулканические образования известны в составе ачайва-Валагинской свиты (Федоров, 1990; Федоров, Казимиров, 1989).

Нижняя часть разреза ачайва-Валагинской свиты представлена сложно построенной толщей, состоящей из кристаллолитокластических туфов и акватуфов основного состава, потоков базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов и (абсарокитов), лавобрекчий основного состава, туфопесчаников и туфоалевролитов (мощность 250–1000 м); верхняя часть свиты сложена туфоалевролитами, силицитами, песчаниками и аргиллитами (мощность разреза 950–1000 м).

Среди вулканитов ачайва-Валагинской свиты различаются три петрохимические серии (Федоров, 1990): низкокалиевая толейтовкая, известково-щелочная и шошонитовая. К шошонитовой серии нами отнесены базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты и абсарокиты, локально развитые в верхних горизонтах нижней части разреза.

Структура всех лав шошонитовой серии порфировая и мегапорфировая. Вкрапленники в абсарокитах образованы оливином и клинопироксеном, реже выделениями хромшпинелидов, в базальтах и трахибазальтах — пироксеном, плагиоклазами и рудными минералами (Федоров, 1990). Структура основной массы абсарокитов микролитовая и витрофировая, в наиболее дифференцированных разностях наряду с клинопироксенами отмечаются также лейсты плагиоклаза; в базальтах структура массы микролитовая и микрозернистая. Оливины в абсарокитах высокомагнезиальные (Fe_{82-91}), часто серпентинизированные и окружены каймой рудных минералов. Состав клинопироксенов меняется в пределах $Wo_{46-48}En_{40-47}Fs_{5-13}$. В базальтах и трахибазальтах клинопироксены отвечают диопсид-салитам ($Wo_{46-47}En_{42-43}Fs_{10-11}$) и авгитам ($Wo_{42-45}En_{41-42}Fs_{12-13}$). Плагиоклазы (An_{58-62}) составляют до 25 % объема вкрапленников. Рудные минералы представлены мелкими зернами хромпикотита в абсарокитах и титаномагнетита в базальтоидах.

Состав лав приведен в таблице. По соотношению щелочи-кремнезем (рис. 2а) базальтоиды относятся к субщелочным породам. На классификационных диаграммах K_2O-SiO_2 (рис. 2б), K_2O-Na_2O (рис. 2в) точки их состава располагаются в поле вулканических пород шошонитовой петрохимической серии. Концентрации титана ($TiO_2=0.4–0.7$ мас. %) и фосфора низкие ($P_2O_5=0.1–0.4$ мас. %) во всех типах пород. Магнезиальность ($Mg\# = MgO/(MgO+FeO^{обш})$) изменяется от 71 до 75 мол. % в абсарокитах, снижаясь до 54–62 мол. % в базальтах, трахибазальтах и трахиандезибазальтах.

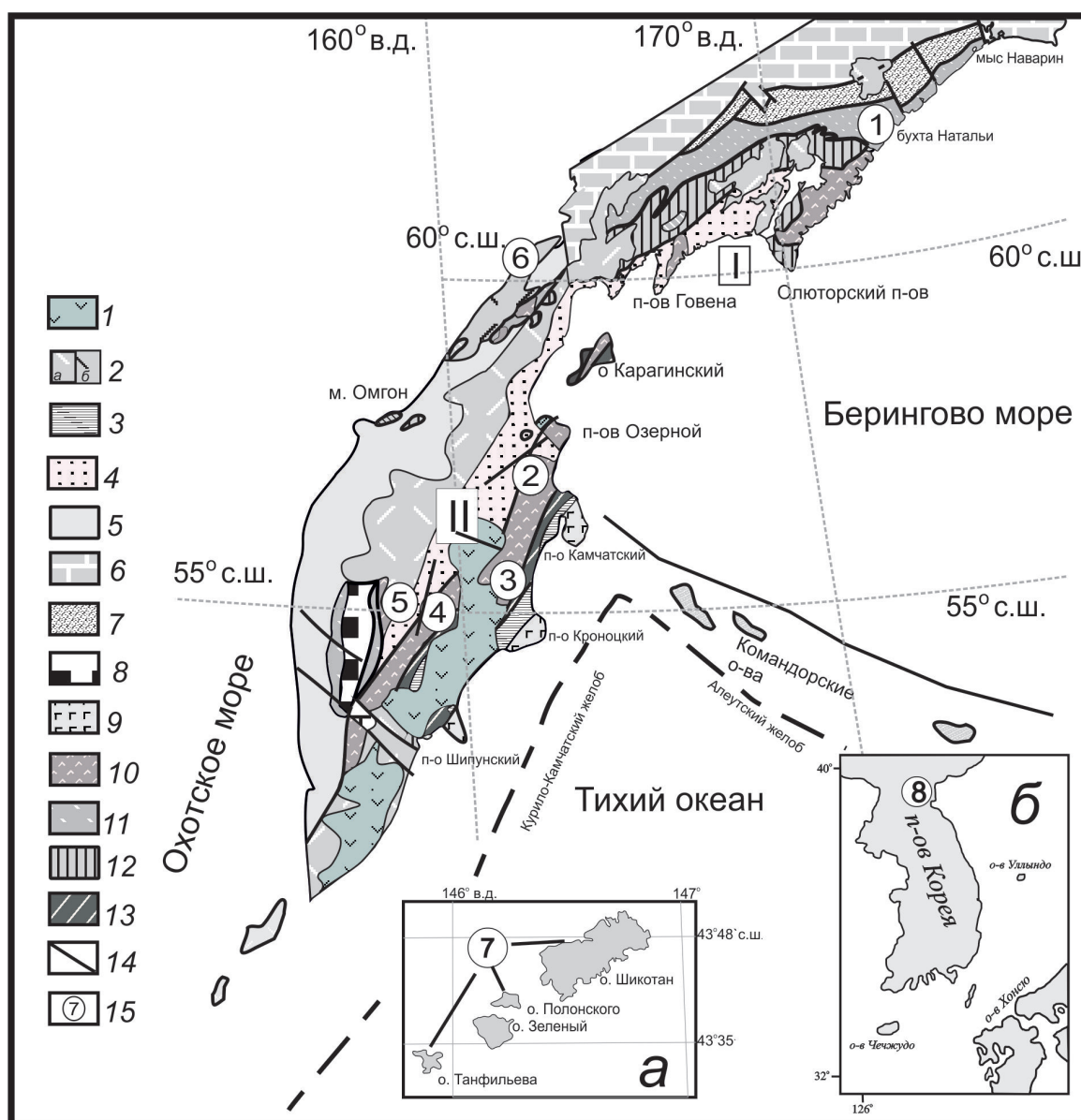


Рис. 1. Схема тектонического районирования Олюторско-Камчатской аккреционной области по (Геологическая..., 2005) и места отбора образцов на островах Малой Курильской гряды (врезка а) и полуострове Корея (врезка б): 1–2 — вулканические пояса (P_2 -Q): 1 — Восточно-Камчатский, 2а — Центрально-Камчатский-Олюторский, 2б — Западно-Камчатский; 3–5 — наложенные впадины и прогибы (P_3 -Q): 3 — Тюшевский, 4 — Центрально-Камчатский; 5 — Западно-Камчатский; 6–13 — аккреционные комплексы Азиатской окраины: 6 — Западно-Корякский, 7 — Восточно-Корякский, 8 — метаморфические комплексы Срединно-Камчатского массива, 9 — Кроноцкий (Восточных полуостровов), 10 — Ачайваям-Валагинский (сегменты: I — Ачайваямский, II — Озерновско-Валагинский), 11 — Ирунейско-Лесновский (Западно-Камчатско-Укэляятский), 12 — Ватынский, 13 — Ветловский; 14 — разрывные нарушения, 15 — места отбора образцов: 1 — Снеговой хребет, 2 — хребет Кумроч, 3 — хребет Тумрок, 4 — хребет Валагинский, 5 — Срединного хребет, 6 — Паланский район Западно-Камчатской зоны, 7 — Малая Курильская гряда, 8 — грабен Кильчу-Менчхон.

Fig. 1. Scheme of tectonic zoning of the Olyutor-Kamchatka accretionary region according to (Geologicheskaya..., 2005) and sampling sites on the islands of the Lesser Kuril Ridge (inset а) and the Korean Peninsula (inset б): 1–2 — volcanic belts (P_2 -Q): 1 — East Kamchatka, 2а — Central Kamchatka-Olyutorsky, 2б — West Kamchatka, 3–5 — superimposed depressions and troughs (P_3 -Q): 3 — Tyushevsky, 4 — Central Kamchatka, 5 — West Kamchatka, 6–13 — accretionary complexes of the Asian margin: 6 — West Koryaksky, 7 — East Koryaksky, 8 — metamorphic complexes of the Middle Kamchatka massif, 9 — Kronotsky (Eastern Peninsulas), 10 — Achaivayam-Valaginsky (segments: I — Achaivayamsky, II — Ozerovsko-Valaginsky), 11 — Iruneysko-Lesnovsky (West Kamchatka-Ukelayatsky), 12 — Vatynsky, 13 — Vetlovsky, 14 — faults, 15 — sampling locations: 1 — Snegovoy Ridge, 2 — Kumroch Ridge, 3 — Tumrok Ridge, 4 — Valaginsky Ridge, 5 — Sredinny Ridge, 6 — Palansky region of the West Kamchatka zone, 7 — Lesser Kuril Ridge, 8 — Kilchu-Menchkhon graben.

Представительные анализы позднемеловых-палеогеновых пород шошонитовой серии Восточной окраины Азии
Representative analyses of Late Cretaceous-Paleogene rocks of the shoshonite series of the Eastern margin of Asia

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	85815-9	403	464-1	464-2	541	706	126/84	K83-88	7012/1
SiO ₂	49.46	52.09	51.67	50.65	51.00	53.26	51.75	51.05	48.68
TiO ₂	0.54	0.42	0.45	0.45	0.64	0.75	0.46	0.62	0.57
Al ₂ O ₃	11.77	9.81	14.17	14.33	15.00	14.73	12.79	12.04	12.56
FeO ^{общ.}	9.99	9.45	9.80	10.32	9.71	9.03	7.00	8.22	12.54
MnO	0.17	0.21	0.22	0.20	0.15	0.19	0.15	0.23	0.17
MgO	12.60	12.53	8.57	9.04	8.20	7.74	9.64	7.11	10.86
CaO	11.93	11.75	9.57	9.54	10.76	8.35	12.86	15.57	10.25
Na ₂ O	1.27	1.20	3.00	2.66	2.17	3.11	1.40	2.40	0.86
K ₂ O	2.01	2.33	2.17	2.40	2.12	2.51	3.61	2.24	3.23
P ₂ O ₅	0.25	0.20	0.37	0.40	0.24	0.31	0.35	0.53	0.28
K ₂ O/Na ₂ O	1.59	1.95	0.72	0.91	0.98	0.81	2.58	0.94	3.74
Cr	546	789	292	300	140	101	315	77	494
Ni	246	339	132	124	115	54	92	366	160
Co	54	52	43	42	40	37	43	н.а.	46
Sc	43	44	32	34		39	47	н.а.	33
V	297	185	320	274	210	290	237	н.а.	278
Rb	46.4	29.2	28.4	30.9	28.0	31.0	12.8	23.0	41.0
Ba	602.3	481.8	717.0	750.9	700.0	690.0	128.4	600.0	569.4
Sr	311.4	727.0	895.3	736.9	690.0	680.0	213.7	10.5	676.0
U	0.17	0.16	0.39	0.36	0.40	0.39	0.53	0.95	0.15
Th	0.25	0.23	0.40	0.42	0.31	0.41	2.40	0.72	0.24
Pb	3.05	2.28	4.42	3.60	3.62	4.21	1.18	5.10	2.90
Ta	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.05	0.04	6.10	0.04
Nb	0.69	0.34	0.46	0.52	0.49	0.51	0.59	0.49	0.45
Hf	0.97	0.69	0.94	1.01	1.10	1.20	1.00	1.08	0.77
Zr	30.0	15.7	27.0	25.3	32.4	31.7	30.9	3.1	20.5
Y	12.0	8.3	11.8	12.3	12.1	11.9	12.6	0.6	11.6
La	3.52	2.64	5.51	5.08	5.20	5.70	7.23	15.20	2.80
Ce	8.81	6.27	13.08	12.23	12.90	13.30	19.21	2.20	6.89
Pr	1.38	0.98	1.94	1.83	1.82	1.93	2.76	518.00	1.08
Nd	7.70	5.03	9.84	9.05	9.82	9.25	13.61	28.00	5.07
Sm	2.14	1.44	2.56	2.44	2.52	2.68	3.45	1.01	1.69
Eu	0.70	0.47	0.76	0.75	0.74	0.76	0.86	3.80	0.65
Gd	2.50	1.64	2.63	2.39	2.58	2.34	3.02	0.55	1.75
Tb	0.40	0.26	0.38	0.35	0.38	0.40	0.49	3.20	0.32
Dy	2.41	1.52	2.35	2.11	2.28	2.36	2.34	16.40	1.94
Ho	0.49	0.32	0.48	0.44	0.45	0.43	0.45	1.80	0.41
Er	1.44	0.94	1.42	1.32	1.43	1.37	1.28	0.25	1.33
Tm	0.20	0.13	0.20	0.19	0.21	0.22	0.19	1.60	0.17
Yb	1.37	0.88	1.44	1.26	1.18	1.10	1.23	0.27	1.32
Lu	0.20	0.13	0.21	0.19	0.17	0.18	0.18	0.34	0.17

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ШОШОНИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Продолжение

Continued

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	10189a	281	270	3448-67	3177-1	3274-3	100/99	Kor38	Kor37/1
SiO ₂	50.47	57.08	46.36	53.73	51.87	59.12	52.59	51.86	52.67
TiO ₂	1.41	0.54	2.02	0.68	0.73	0.81	0.74	0.92	1.17
Al ₂ O ₃	14.30	16.35	15.76	13.17	12.26	14.24	14.11	15.44	17.53
FeO ^{общ.}	7.77	7.25	10.16	10.12	10.01	8.28	9.86	9.63	9.47
MnO	0.06	0.14	0.18	0.26	0.17	0.22	0.20	0.15	0.17
MgO	9.89	4.51	7.95	6.08	5.27	4.14	5.99	7.90	5.21
CaO	9.62	6.96	13.25	10.40	12.82	6.95	9.53	8.51	6.95
Na ₂ O	2.08	2.96	1.67	2.72	2.54	2.13	2.21	2.78	3.11
K ₂ O	3.90	3.81	2.14	2.45	3.75	3.78	4.33	2.48	3.27
P ₂ O ₅	0.49	0.38	0.51	0.40	0.58	0.33	0.43	0.34	0.46
K ₂ O/Na ₂ O	1.88	1.29	1.28	0.90	1.47	1.77	1.96	0.89	1.05
Cr	395	29	86	135	97	55	94	280	58
Ni	225	22	28	38	33	25	34	104	23
Co	32	20	34	34	32	25	33	32	24
Sc	27	33	51	36	27	25	27	25	21
V	208	276	380	301	353	273	316	187	186
Rb	102.9	65.6	38.3	40.7	31.8	59.1	74.9	78.4	151.7
Ba	301.2	798.1	822.7	520.3	652.8	1613.9	1100.2	493.5	699.3
Sr	264.9	1356.1	780.3	864.1	316.3	851.9	481.9	529.8	480.8
U	1.08	0.45	0.23	0.44	0.81	0.43	0.42	1.04	2.51
Th	4.08	0.42	0.67	1.18	0.81	1.16	0.45	3.51	9.68
Pb	1.36	5.94	2.99	6.41	9.29	5.09	4.73	7.48	10.11
Ta	0.76	0.15	0.59	0.17	0.17	0.35	0.30	0.27	0.38
Nb	10.81	1.91	8.72	1.93	2.20	3.66	1.24	5.21	6.96
Hf	2.48	1.40	2.05	1.05	1.17	2.02	1.16	3.61	3.92
Zr	91.8	33.6	41.3	24.9	36.7	68.9	34.4	122.7	131.9
Y	19.7	15.4	18.3	18.1	13.7	18.9	15.0	17.9	19.0
La	19.01	3.32	5.45	10.28	5.83	6.65	4.47	14.95	18.49
Ce	45.87	7.69	14.39	23.28	12.88	15.09	11.91	34.51	46.97
Pr	5.91	1.10	2.14	3.20	1.85	2.14	1.83	4.18	5.59
Nd	27.03	5.71	11.41	14.58	9.10	10.04	9.23	18.23	24.54
Sm	5.91	1.77	3.47	3.74	2.76	2.71	2.73	4.03	5.28
Eu	1.64	0.64	1.17	1.10	0.89	1.06	0.93	1.08	1.38
Gd	5.60	2.37	3.95	3.66	2.98	3.29	2.90	3.67	4.35
Tb	0.79	0.39	0.61	0.57	0.45	0.53	0.44	0.55	0.63
Dy	4.27	2.61	3.62	3.31	2.65	3.36	2.68	3.20	3.51
Ho	0.80	0.55	0.71	0.66	0.52	0.70	0.53	0.63	0.69
Er	2.23	1.69	1.99	1.79	1.42	2.04	1.41	1.91	2.06
Tm	0.31	0.24	0.26	0.27	0.21	0.32	0.21	0.26	0.28
Yb	2.00	1.66	1.70	1.72	1.35	2.13	1.34	1.80	1.89
Lu	0.29	0.25	0.23	0.26	0.20	0.32	0.20	0.27	0.29

Окончание
Continued

	19	20	21
	Kor37/2	Kor39	Kor37
SiO ₂	51.61	49.59	51.81
TiO ₂	1.15	1.10	1.10
Al ₂ O ₃	17.70	16.78	17.05
FeO ^{общ.}	9.64	10.62	9.55
MnO	0.17	0.17	0.16
MgO	4.78	7.28	5.84
CaO	7.62	9.10	7.75
Na ₂ O	3.28	2.78	3.08
K ₂ O	3.60	2.23	3.22
P ₂ O ₅	0.45	0.35	0.45
K ₂ O/Na ₂ O	1.10	0.80	1.04
Cr	56	156	132
Ni	23	59	38
Co	25	33	29
Sc	22	28	24
V	193	219	198
Rb	146.6	58.4	148.6
Ba	701.6	521.1	698.7
Sr	556.3	502.8	526.1
U	2.53	0.85	2.49
Th	9.56	2.81	9.54
Pb	9.91	6.01	9.84
Ta	0.38	0.24	0.37
Nb	7.01	4.77	6.70
Hf	3.92	2.93	3.98
Zr	131.9	100.4	129.7
Y	18.6	17.8	18.5
La	18.10	13.33	19.02
Ce	45.95	32.38	48.15
Pr	5.50	4.03	5.69
Nd	23.92	18.55	24.97
Sm	5.10	4.29	5.26
Eu	1.36	1.25	1.39
Gd	4.31	3.93	4.34
Tb	0.61	0.57	0.62
Dy	3.42	3.36	3.45
Ho	0.69	0.67	0.67
Er	2.01	2.00	1.96
Tm	0.27	0.27	0.28
Yb	1.84	1.76	1.86
Lu	0.28	0.26	0.27

Содержание глинозема низкие в абсарокитах (Al₂O₃=9.8–11.1 мас. %), увеличивающиеся в базальтах и трахибазальтах до 15 мас. % и до 20 % в трахиандезибазальтах (рис. 2з).

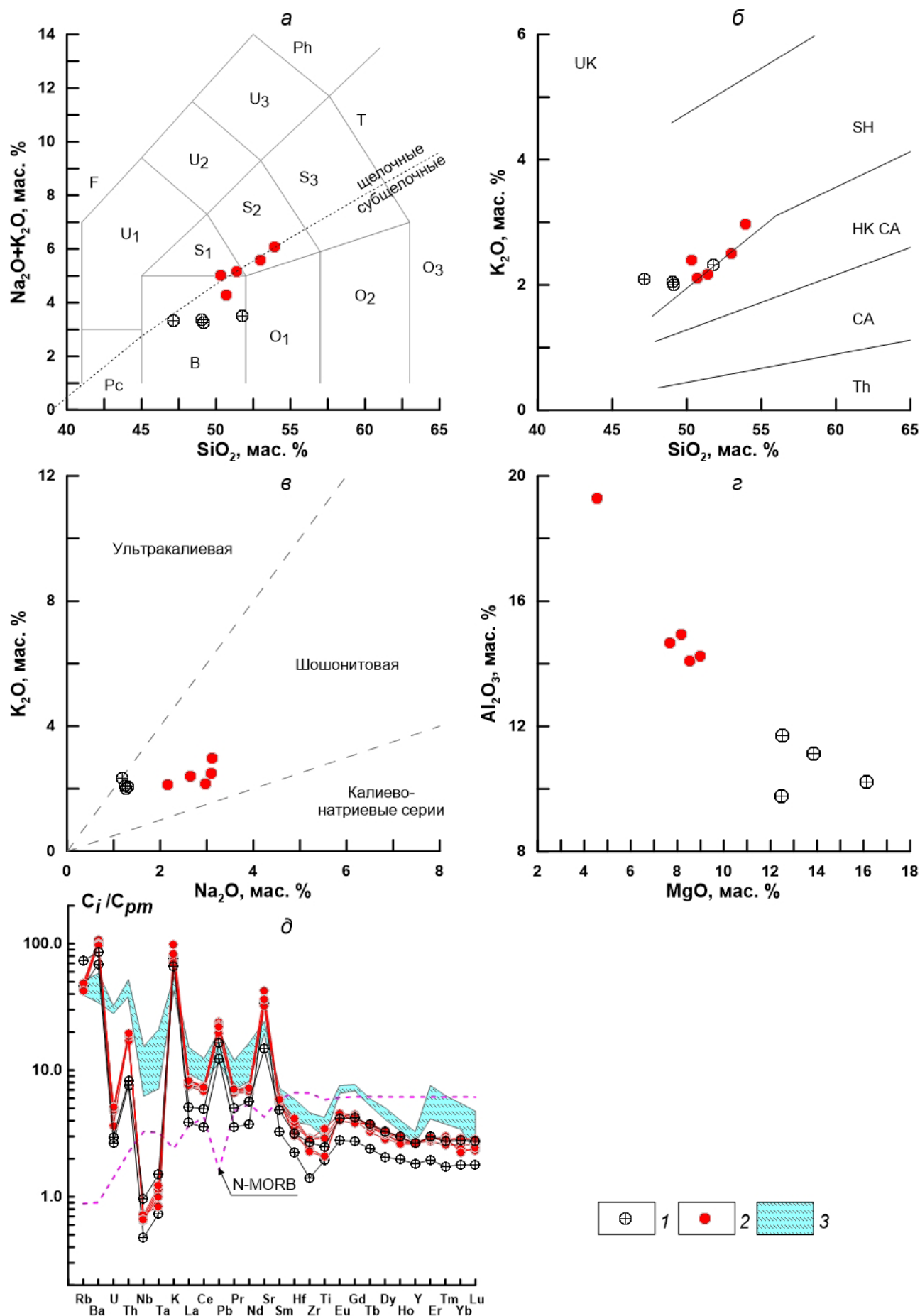
Концентрации когерентных элементов (Ni, Co, Cr, V) в абсарокитах и базальтах отличаются высоким уровнем содержаний. Так, концентрации Ni изменяются от 200 до 340 и от 50 до 130 ppm, Cr — от 440 до 790 и от 100 до 300 ppm, Co — от 50 до 62 и от 32 до 45 ppm в абсарокитах и трахибазальтах, соответственно.

Спайдерграммы абсарокитов и базальтоидов (рис. 2д) имеют типоморфные признаки надсубдукционных вулканитов: отчетливо выраженную отрицательную аномалию в области ниобия и тантала и высокие концентрации крупноионных литофильных элементов. По сравнению с базальтами известково-щелочной серии в составе ачайваямской свиты (Федоров, 1990), шошонитовые базальтоиды и абсарокиты отличаются меньшими концентрациями высокочargedных (HFS) и тяжелых редкоземельных элементов.

Все изученные породы характеризуются низкими Zr/Y отношениями (1.9–3.4 в абсарокитах и 2.1–5.7 в базальтоидах) и вариabильными Nb/Y (0.04–0.70). Породы характеризуются следующими значениями отношений: Nb/Yb=0.3–0.5;

Примечание. 1–6 — Олюторский сегмент Ачайваям-Валагинской палеодуги, ачайваямская свита; 7–8 — хребет Кумроч, хапицкая толща (Коваленко и др., 2009; Сухов и др., 2016); 9 — хребет Тумрок, хапицкая толща (Колосков и др., 2009); 10 — Валагинский хребет, китильгинская свита (Федоров и др., 2013); 11–15 — Срединный хребет, кирганинская свита; 16 — Паланский район Западно-Камчатской зоны (Коваленко и др., 2009); 17–21 — ареал Намсок, грабен Кильчу-Менчхон. н.а. — не анализировалось. Главные элементы пересчитаны на «сухой» остаток. Образцы 13–15 — из coll. Г.Б. Флерова. 1–2 — абсарокиты, 3, 4, 7–10, 14, 16–21 — трахибазальты, 5 — базальт, 11 — трахиандезит, 6, 13 — трахиандезибазальты, 12 — высокотитанистый базальт, 15 — латит.

Note. 1–6 — Olyutorka segment of Achaivayam-Valaginsky paleoarc, Achaivayam Formation; 7–8 — Kumroch range, Khapitzkay Formation (Kovalenko et al., 2009; Sukhov et al., 2016); 9 — Tumrok range, Khapitzkay Formation (Koloskov et al., 2009); 10 — Valaginsky range, Kitilginskaya Formation (Fedorov et al., 2013); 11–15 — Sredinny range, Kirganik Formation; 16 — Palansky district of the West Kamchatka zone (Kovalenko et al., 2009); 17–21 — Namsok areal, Kilchu-Menchon graben. n.a. — not analyzed. The main elements are recalculated on a «dry» residue basis. Samples 13–15 are from G.B. Flerov's collection. 1–2 — absarkites, 3, 4, 7–10, 14, 16–21 — trachy-basalts, 5 — basalt, 11 — trachyandesite, 6, 13 — trachyandesibasalts, 12 — high-titanium basalt, 15 — latite.



Th/Yb=0.2–0.4; Ba/Rb=13–17 в абсарокитах и 22–25 в базальтоидах; Rb/Sr=0.03–0.15. Распределение РЗЭ в абсарокитах слабо фракционированное: $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=1.1\text{--}1.4, (\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=1.8\text{--}2.1)$, несколько увеличивающееся в базальтоидах $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=1.3\text{--}2.0, (\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=2.7\text{--}5.4)$.

Величины изотопных отношений в абсарокитах составляют: $\epsilon(\text{Nd})_{\text{T}}=8.6\text{--}9.7$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70332\text{--}0.70415$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.225\text{--}18.226$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.518\text{--}15.521$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.943\text{--}37.967$, в трахибазальтах — $\epsilon(\text{Nd})_{\text{T}}=8.4$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70339$.

Вещественные комплексы *Озерновско-Валагинского* сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги обнажаются в пределах Восточных хребтов Камчатки (Кумроч, Тумрок, Валагинский) и на восточном склоне Срединного хребта, формируя сложную покровно-складчатую структуру (Аккреционная..., 1993).

Вулканические породы сегмента по соотношению кремнезема и суммы щелочей относятся к субщелочной и щелочной сериям, по поведению железомagneзиевым отношениям — к толеитовой и известково-щелочной петрохимическим сериям (Аккреционная..., 1993; Коваленко и др., 2009; Сухов и др., 2016; Федоров и др., 2013; Цуканов, Сколотнев, 2010; Цуканов и др., 2024, 2025 и др.). Примечательной особенностью вулканизма данного региона является широкое развитие пород повышенной щелочности (преимущественно по содержанию калия), а также пород высокой магнезиальности (пикриты, лампроитовиды) в хребтах Тумрок и Валагинский.

В хребте *Кумроч* вулканические породы шошонитовой серии известны в составе поздне-меловой–датской хапицкой толщи (Сухов и др.,

2016; Цуканов и др., 2025), где в разрезе слагают обособленные тектонические чешуи.

Это массивные и пористые породы преимущественно представленные оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми порфировыми базальтоидами с интерсертальной, микролитовой структурой основной массы. По составу вкрапленников (до 50 %) выделяются плагиопорфировые, пироксен-плагиопорфировые и пироксеновые разновидности. Плагиоклаз (до 40 %) слабо изменен (частично альбитизирован) и чаще всего сохраняет свой первоначальный состав. Клинопироксен (5–25 %) также изменен и замещен карбонатом, изредка амфиболизирован. Оливин (до 5 %) часто замещен слюдястым минералом. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза, мелкими зернами клинопироксена, рудного минерала, хлоритизированным стеклом, поры выполнены хлоритом. В матриксе также встречаются апатит и сфен.

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{--SiO}_2$ (рис. 3а) вулканические породы представляют умеренно дифференцированную по кремнезему, базальт-трахиандезибазальтовую серию с содержанием SiO_2 от 48 до 55 мас. %.

По соотношениям $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ (рис. 3б) и $\text{K}_2\text{O}\text{--Na}_2\text{O}$ (рис. 3в) точки состава пород располагаются в поле вулканических пород шошонитовой петрохимической серии. Концентрации титана ($\text{TiO}_2=0.4\text{--}0.8$ мас. %) и фосфора низкие ($\text{P}_2\text{O}_5=0.3\text{--}0.5$ мас. %) во всех типах пород. Магнезиальность изменяется от 40 до 73 мол. % при концентрации MgO от 2.5 до 9.3 мас. %. Содержание глинозема варьируют в пределах ($\text{Al}_2\text{O}_3=12\text{--}18$ мас. % (рис. 3г). Примечательно, что

Рис. 2. Классификационные и спайдерграммы для поздний мел-палеогеновых пород шошонитовой серии Олюторского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги (Федоров, 1990; Федоров, Казимиров, 1989): 1–3 — ачайваямская свита: 1 — абсарокиты; 2 — базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты; 3 — базальты известково-щелочной серии. Диаграмма TAS (а) (Le Bas et al., 1986): F — фойдиты, Pc — пикробазальты, B — базальты, O_1 — андезитобазальты, O_2 — андезиты, O_3 — дациты, R — риолиты, S_1 — трахибазальты, S_2 — трахиандезитобазальты, S_3 — трахиандезиты, T — трахиты и трахидациты, U_1 — базаниты и тефриты, U_2 — фонотефриты, U_3 — тефрифонолиты, Ph — фонолиты. Линия раздела субщелочных и щелочных пород по (Irvine, Baragar, 1971). Диаграмма $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ (б): вулканические серии (Peccherillo, Taylor, 1976): Th — толеитовая, CA — умереннокалиевая известково-щелочная, HK CA — высококалиевая известково-щелочная, SH — шошонитовая, UK — ультракалиевая. Диаграмма $\text{K}_2\text{O}\text{--Na}_2\text{O}$ (в) (Peccherillo, Taylor, 1976). Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--MgO}$ (г). Спайдерграмма (д): Содержания некогерентных элементов в породах нормированы к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 2. Classification diagrams and trace-element patterns for Late Cretaceous—Paleogene shoshonite series rocks of Olyutorka segment of Achaivayam-Valaginsky paleoarc (Fedorov, 1990; Fedorov, Kazimirov, 1989): 1–3 — Achaivayam Formation: 1 — absarokites, 2 — basalts, trachybasalts and trachyandesibasalts, 3 — calc-alkaline basalts. TAS diagram (a) (Le Bas et al., 1986). F — foidites; Pc — microbasalts; B — basalts; O_1 — andesibasalts; O_2 — andesites; O_3 — dacites; R — rhyolites; S_1 — trachybasalts; S_2 — trachyandesibasalts; S_3 — trachyandesites; T — trachytes and trachydacites; U_1 — basanites and tephrites; U_2 — fonotephrites; U_3 — terriphonolites; Ph — phonolites. Boundary line between alkaline and subalkaline rocks, after (Irvine, Baragar, 1971); $\text{K}_2\text{O}\text{--SiO}_2$ (b). Volcanic series, after Peccherillo, Taylor, 1976: TH — toleitic, LKCA — low-K calc-alkaline, HKCA — high-potassium calc-alkaline, SH — shoshonites, UK — ultra-K; $\text{K}_2\text{O}\text{--Na}_2\text{O}$ (v) by (Peccherillo, Taylor, 1976); $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--MgO}$ (g); Distribution plot of trace elements in rocks, normalized to the primitive mantle (d) (C_i/C_{pm} , (Sun, McDonough, 1989)). Dotted lines denote is the average N-MORB composition by (Sun, McDonough, 1989).

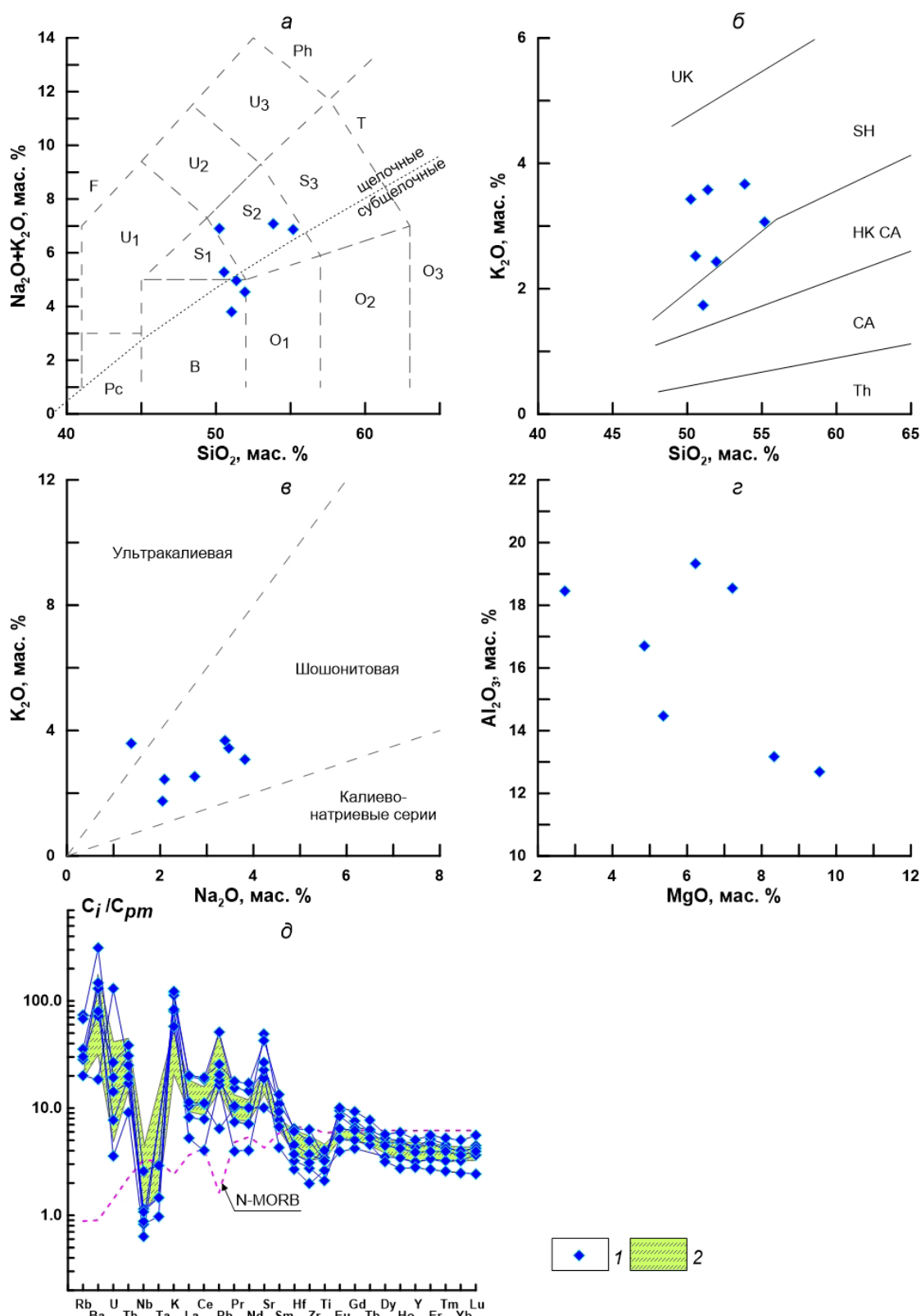


Рис. 3. Классификационные и спайдерграммы для поздний мел-палеогеновых пород шошонитовой серии хребта Кумроч (Коваленко и др., 2009; Сухов и др., 2016): 1–2 — хапичская толща: 1 — базальтоиды и трахиандезибазальты шошонитовой серии; 2 — базальты высококалийной известково-щелочной серии. На диаграммах а–д — расшифровка аббревиатур и ссылки на работы представлены на рис. 2.

Fig. 3. Classification diagrams and trace-element patterns for Late Cretaceous-Paleogene shoshonite series rocks of Kumroch range (Kovalenko et al., 2009; Sukhov et al., 2016): 1–2 — Khapitzkay Formation: 1 — shoshonites basalts and trachybasalts, 2 — high-potassium calc-alkaline basalts. In diagrams а–д, the abbreviations and references to works are presented in Fig. 2.

наиболее магнезиальные ($\text{MgO}=8.1\text{--}9.3$ мас. %) базальтоиды отличаются крайне низкими содержаниями $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.3\text{--}12.8$ мас. %.

Концентрации когерентных элементов (Ni, Co, Cr) варьируют в зависимости от содержания MgO в породах. Так, концентрации Ni изменяются от 75 до 92 и от 7 до 75 ppm, Cr — от 315 до 317 и от 6 до 90 ppm, Co — от 43 до 45 и от 28 до 31 ppm в наиболее магнезиальных и умеренно магнезиальных базальтоидах, соответственно.

Спайдерграммы пород шошонитовой серии (рис. 3д) имеют типоморфные признаки надсубдукционных вулканитов. По сравнению с базальтами известково-щелочной серии хапицкой толщи, шошонитовые базальты имеют практически сходный спектр распределения LIL-и HFS-элементов.

Для базальтоидов шошонитовой серии характерны низкие Zr/Y (1.5–3.6) и Nb/Y (0.03–0.09) отношения. Породы характеризуются следующими значениями отношений: Nb/Yb=0.3–1.8; Th/Yb=0.2–3.6; Ba/Rb=10–90; Rb/Sr=0.02–0.15. Распределение РЗЭ в наиболее магнезиальных базальтах слабо фракционированное: $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=1.2\text{--}1.4, (\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=2.2\text{--}4.2)$, увеличивающееся в трахибазальтах и андезибазальтах $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=1.3\text{--}2.6, (\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=1.6\text{--}5.5)$.

Величины изотопных отношений в базальтах составляют: $\epsilon(\text{Nd})_T=9.1\text{--}9.4$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70323\text{--}0.70397$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.248\text{--}18.286$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.491\text{--}15.493$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37.871\text{--}38.063$.

В хребте *Тумрок* широко распространены вулканогенные и туфо-терригенные образования позднемелового-раннепалеогенового возраста. По (Аккреционная..., 1993) они расчленяются снизу вверх на пикрит-базальтовую (хребтовский комплекс), туфогенно-осадочную, базальт-андезитовую (хапицкий комплекс) и терригенную (флишоподную) толщи. Пикрит-базальтовая толща пронизана комагматичными дайками, силлами и некками основного-ультраосновного состава (Селиверстов и др., 1994).

Среди вулканических породы хапицкой толщи хребта *Тумрок* различаются трахибазальты и трахиандезибазальты, относящиеся к высокакалевой известково-щелочной и шошонитовой петрохимическим сериям, а также ультракалевые базальтоиды (рис. 4а–в).

Трахибазальты шошонитовой серии — порфировые породы; вкрапленники представлены клинопироксеном, реже псевдоморфозами серпентина по фенокристаллам оливина, заключенных в микрокристаллическую основную массу, сложенную кристаллами клинопироксена и полевых шпатов. В трахиандезибазальтах также присутствуют фенокристаллы плагиоклаза.

Спайдерграммы трахибазальтов шошонитовой серии (рис. 4д) имеют типоморфные признаки надсубдукционных вулканитов. Породы характеризуются следующими значениями отношений: Zr/Y (1.4–2.8) и Nb/Y (0.02–0.08), Nb/Yb=0.2–0.7; Th/Yb=0.15–0.85; Ba/Rb=5–36; Rb/Sr=0.04–0.20, $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=0.9\text{--}2.2$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=1.0\text{--}3.4$. Величины изотопных отношений составляют $\epsilon\text{Nd}=8.4\text{--}9.6$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.70342\text{--}0.70401$.

В *Валагинском* хребте позднемеловые — раннепалеогеновые вулканиты в составе китильгинской свиты, представлены трахибазальтами, образованными порфировыми, миндалекаменными породами, содержащими большое количество ксенолитов габбро-пироксенитов (Федоров и др., 2013). Вкрапленники в трахибазальтах (25–35 % об. %) образованы диопсидом и салитом ($\text{Wo}_{44.3\text{--}49.1}\text{En}_{43.8\text{--}46.2}\text{Fs}_{5.4\text{--}14}$; $\text{Mg\#}=69\text{--}89$, мол. %; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0.07\text{--}0.68$ мас. %), плагиоклазом ($\text{An}_{73\text{--}56}$), редко роговой обманкой. Основная масса состоит из лейст и микролитов плагиоклаза ($\text{An}_{4\text{--}24}$), клинопироксена ($\text{Wo}_{29\text{--}45}\text{En}_{44.5\text{--}49}\text{Fs}_{13\text{--}16}$), калиевого полевого шпата и биотита. Трахибазальты частично изменены. По основной массе развиваются хлорит, эпидот, альбит, андрадит, редко актинолит.

На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$) трахибазальты располагаются в области субщелочных пород (рис. 4а), а на диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ — в поле состава шошонитовой серии (рис. 4б, в). Отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ составляют 1.8–1.9. Для пород характерны высокие содержания MgO (9.3–10.6, мас. %) и пониженные Al_2O_3 (13.4–15.8, мас. %, рис. 4г). Концентрации когерентных элементов в трахибазальтах высокие: Cr=360–400 ppm, Ni=175–225 ppm, V=208–212 ppm.

Поведение несовместимых элементов в трахибазальтах (рис. 4д) типично для надсубдукционных магматических комплексов. Zr/Y и Nb/Y отношения составляют 3.3–4.7 и 0.45–0.55, соответственно. Трахибазальты характеризуются следующими значениями отношений: Nb/Yb= 4.7–5.4; Th/Yb= 1.6–2.0; Ba/Rb= 2.9–3.2; Rb/Sr=0.3–0.4. Распределение редкоземельных элементов фракционированное $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=1.8\text{--}2.1, (\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=6.0\text{--}6.9)$. Изотопный состав трахибазальтов составляет (Федоров и др., 2013): $\epsilon(\text{Nd})_T=4.8\text{--}5.4$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70293\text{--}0.70304$.

В центральной части Камчатки породы калиевого базальтоидного вулканоплутонического комплекса прослеживаются прерывистой полосой вдоль восточного склона *Срединного хребта Камчатки* на площади от верховьев реки Кирганик на севере до реки Озерная Камчатка на юге (Колосков и др. 1999; Флеров, Колосков, 1976; Флеров, Селиверстов, 1999, 2008; Флеров, Федоров, 2009; Флеров и др., 2001).

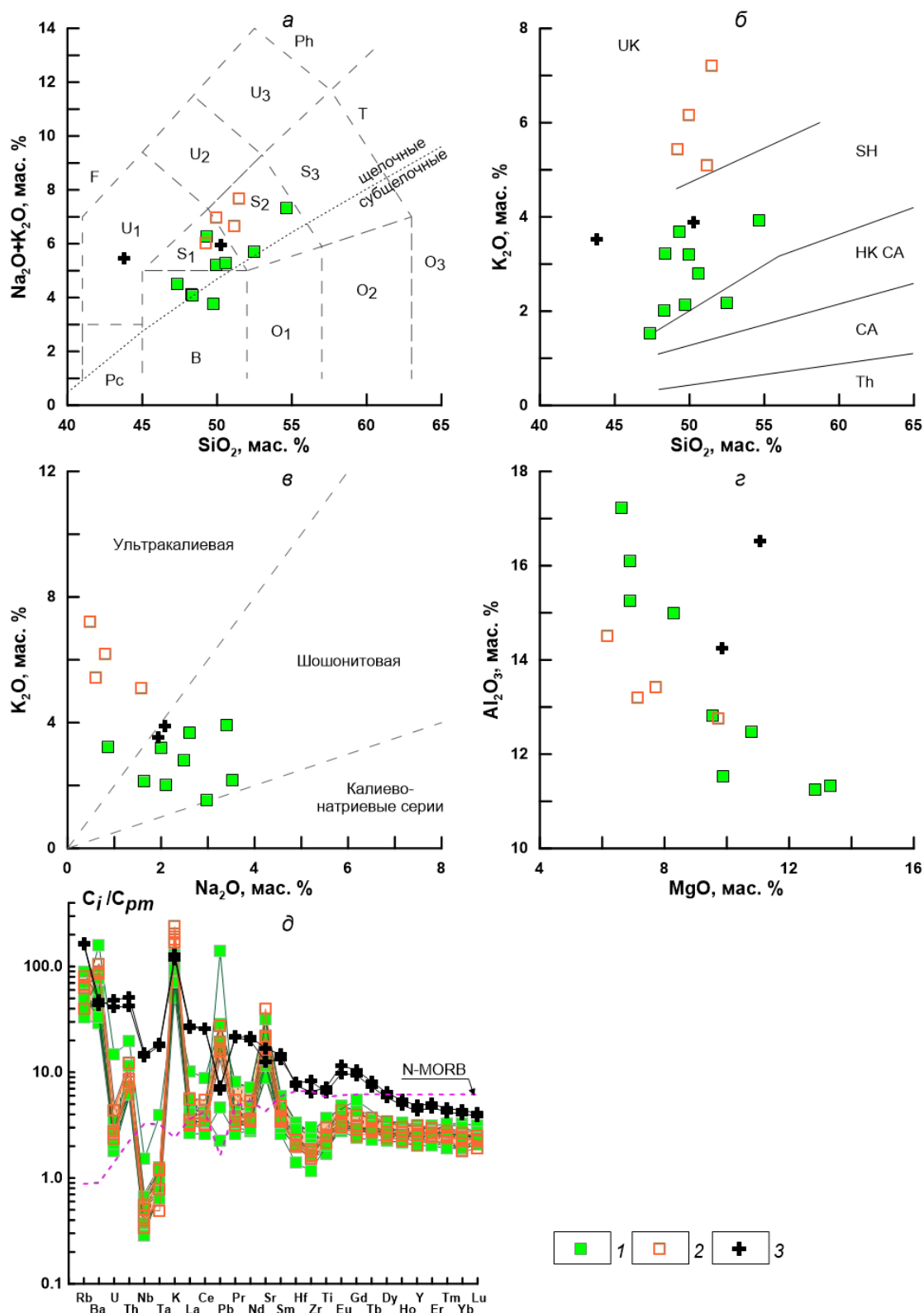


Рис. 4. Классификационные и спайдерграммы для поздний мел-палеогеновых пород шошонитовой серии хребтов Тумрок и Валагинский: 1–2 — хребет Тумрок, трахибазальты серий: 1 — шошонитовой, 2 — ультракалиевой (Колосков и др., 2009; Чайка et al., 2023); 3 — Валагинский хребет, трахибазальты китильгинской свиты (Федоров и др., 2013). На диаграммах а–д — расшифровка аббревиатур и ссылки на работы представлены на рис. 2.

Fig. 4. Classification diagrams and trace-element patterns for Late Cretaceous-Paleogene shoshonite series rocks of Tumrok and Valaginsky ranges: 1–2 — Tumrok range, trachybasalts of series: 1 — shoshonites, 2 — ultra-K (data; Chayka et al., 2023; Koloskov et al., 2009); 3 — Valaginsky range, Kitilginskaya Formation trachybasalts (Fedorov et al., 2013). In diagrams a–d, the abbreviations and references to works are presented in Fig. 2.

Стратифицированная часть комплекса (кирганикская свита) надстраивает вулканогенно-осадочные образования ирунейской свиты позднекампан-маастрихтского возраста (Зинкевич и др., 1994; Шапиро и др., 1986) и образована агломератовыми, псефитовыми, реже псаммитовыми туфами, терригенными отложениями, субщелочными и щелочными базальтоидами, трахиандезитами и латитами. Интрузивная часть комплекса представлена дунитами, пироксенитами, габбро (ранние магматические фазы), сиенитами и монцонитами (поздние фазы), слагающими полифазовые и простые массивы (Флеров, Колосков, 1976; Флеров, Селиверстов, 1999). Общая мощность вулканогенно-осадочной части разреза оценивается в 600–1200 м. В нижних частях отдельных разрезов кирганикской свиты наблюдаются постепенные переходы вулканогенно-осадочных образований ирунейской свиты к отложениям кирганикской. Возраст пород кирганикской свиты оценивается как палеоценовый (Геологическая ю., 2005), а габбро-пироксенитов по K-Ar датировкам — как раннеэоценовый (Флеров, Колосков, 1976; Флеров, Селиверстов, 2008).

Среди вулканитов кирганикской свиты выделяются две серии пород: плагиоклазовая субщелочная шошонитовая и бесплагиоклазовая калиевая щелочно-базальтоидная (Федоров, Дубик, 1990; Флеров, Колосков, 1976; Флеров, Селиверстов, 1999, 2008). Породы обеих серий развиты в пределах одних и тех же площадей и прослеживаются во всем разрезе свиты, однако, в целом, отмечается возрастание калиевой щелочности пород к верхам разреза, где преимущественным развитием пользуются шонкиниты калиевой щелочной серии. Завершается щелочной базальтовый вулканизм позднемелового-палеогенового этапа развития Центральной Камчатки широкомасштабным калиевым метасоматозом, структурно связанным с жерловинами кирганикских палеовулканов (Флеров, Колосков, 1976).

Шошонитовая серия включает базальты с повышенным содержанием титана, трахибазальты, трахиандезитобазальты, латиты, эссекситы и дайки порфировидных пироксенитов (Флеров, Федоров, 2009). Базальтоиды сложены вкрапленниками плагиоклаза, салита и диопсида ($\text{Wo}_{44.5-50}\text{En}_{35-50}\text{Fs}_{4-17}$; $\text{Mg\#}=67-93$ мол. %; $\text{Cr}_2\text{O}_3=0.01-0.60$ мас. %), магнетита, иногда биотита и очень редко роговой обманки. В базальтах повышенной титановости встречены также единичные зерна железистых ортопироксенов ($\text{Wo}_2\text{En}_{59-60}\text{Fs}_{38-39}$), а в трахибазальтах — единичные зерна хромшпинелидов ($\text{Cr}_2\text{O}_3=49-51$ мас. %). Основная масса сложена лейстами натриевого и калиевого полевого шпата, микролитами клино-

пироксена, магнетита, зернами хлорита, эпидота, гидробиотита. Латиты отличаются наличием парагенезиса вкрапленников ортоклаза и биотита, а также повышенным содержанием плагиоклаза среди фенокристаллов и полевых шпатов среди микролитов. Порфировидные пироксениты состоят из вкрапленников диопсида, погруженных в диопсид-магнетитовую матрицу, интерстиции которой заполнены альбит-эпидот-хлоритовым агрегатом. В них, как и в трахибазальтах отмечены включения диопсидитов, где в качестве минерала-узника присутствуют гранатыgrossулярового ряда (Флеров, Селиверстов, 2008).

На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ вулканиты шошонитовой серии большей частью располагаются в области щелочных пород (рис. 5а), а на классификационных диаграммах $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 5б) и $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 5в) — занимают поле состава пород шошонитовой серии. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ изменяется от 0.6 до 1.9. Породы отличаются низкими содержаниями титана (< 1 мас. % TiO_2), за исключением группы титанистых базальтов, содержание TiO_2 в которых достигает 1.6–1.7 мас. %. Учитывая, что клинопироксены в них также характеризуются повышенным содержанием титана, предполагается (Флеров, Селиверстов, 1999), что исходные для данных пород расплавы изначально могли быть обогащены данным элементом. Диапазон содержания глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3=12-18$ мас. % (рис. 5г) характеризуются обратной корреляцией с магнетиальностью породы.

Концентрации когерентных элементов в базальтоидах составляют: Cr=20–250 ppm, Ni=10–60 ppm, V=170–380 ppm.

Спайдерграммы базальтоидов шошонитовой серии имеют типоморфные признаки надсубдукционных вулканитов (рис. 5д).

Базальтоиды характеризуются следующими значениями отношений: Nb/Yb= 1.1–5.1; Th/Yb= 0.3–2.0; Ba/Rb= 5–27; Rb/Sr=0.02–0.15. Распределение РЗЭ слабо фракционированное: $((\text{La}/\text{Sm})_{\text{ch}}=1.0-2.2, (\text{La}/\text{Yb})_{\text{ch}}=1.4-4.9)$.

Изотопный состав базальтоидов шошонитовой серии составляет: $\epsilon(\text{Nd})_{\text{T}}=6.9-7.3$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70323-0.70354$, что, в целом, близко изотопному составу клинопироксенов из пород серии, полученного ранее (Колосков и др., 2001) — $\epsilon(\text{Nd})_{\text{T}}=6.8-8.9$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0=0.70331-0.70372$.

На западе Камчатки кампан-палеогеновые породы шошонитовой серии известны среди меловых вулканогенно-осадочных комплексов Западно-Камчатской (Паланской) палеодуги (Коваленко и др., 2005; Сухов, Кузьмичев, 2005; Чехович и др., 2009).

В пределах *Паланского сегмента* палеодуги среди вулканических пород различаются

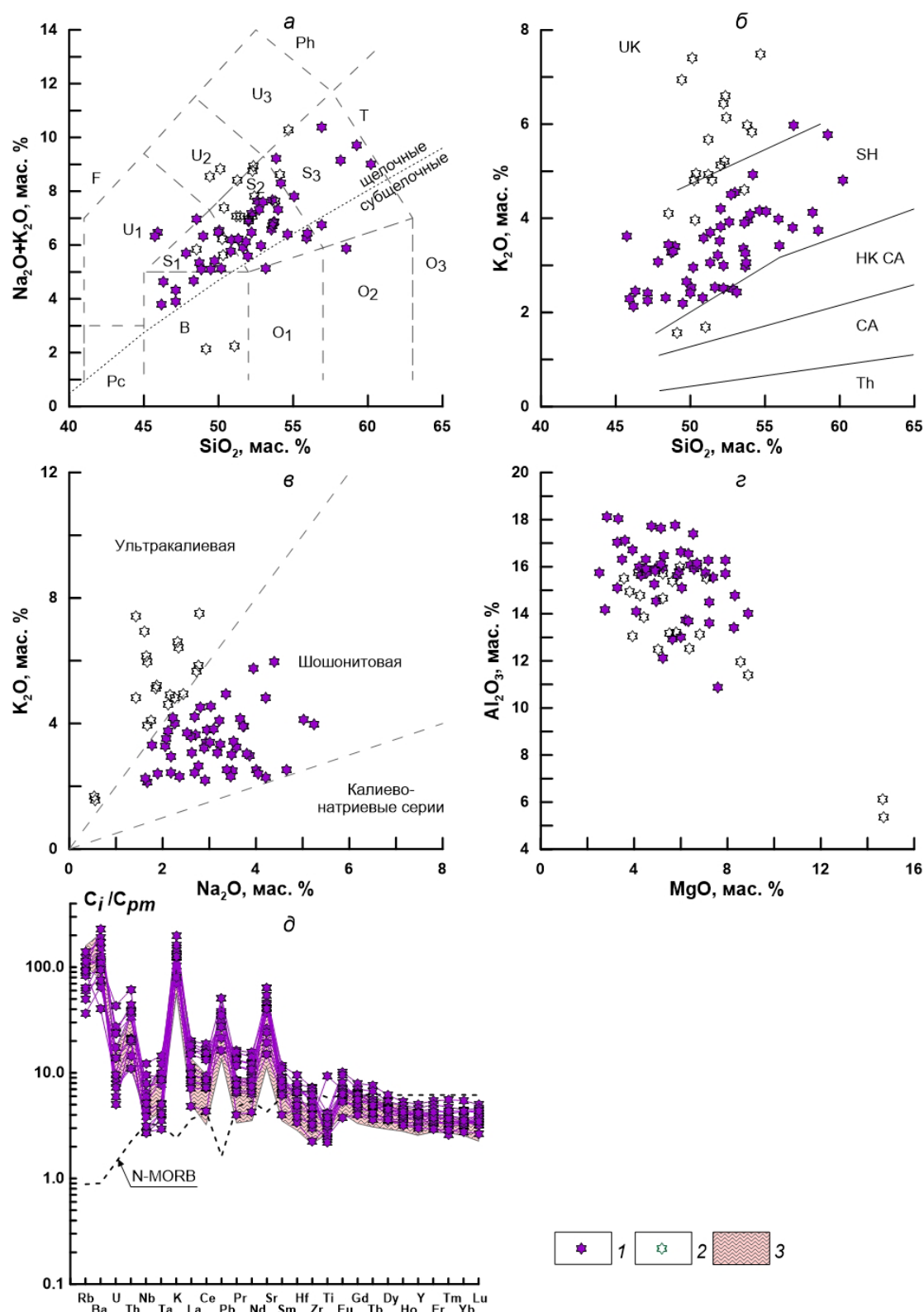


Рис. 5. Классификационные и спайдерграммы для поздний мел-палеогеновых пород шошонитовой серии Срединного хребта Камчатки (Колосков и др. 1999; Федоров, Дубик, 1990; Флеров, Колосков, 1976; Флеров, Селиверстов, 1999, 2008; Флеров и др., 2001): 1 — трахибазальты и трахиандеизбазальты шошонитовой серии; 2–3 — бесплагиоклазовая калиевая щелочно-базальтоидная серия. На диаграммах а–д — расшифровка аббревиатур и ссылки на работы представлены на рис. 2.

Fig. 5. Classification diagrams and trace-element patterns for Late Cretaceous–Paleogene shoshonite series rocks of Sredinny range (Flerov, Koloskov, 1976; Flerov, Seliverstov, 1999, 2008; Flerov et al., 2001; Koloskov et al., 2009): 1 — trachybasalts and trachyandesibasalts of shoshonite series; 2–3 — plagioclase-free potassic alkaline series. In diagrams a–d, the abbreviations and references to works are presented in Fig. 2.

вулканические образования известково-щелочной и шошонитовой петрохимических серий (Коваленко и др., 2005, 2009).

Пироксен-плагиоклазовые базальты и трахиандезит шошонитовой серии характеризуются низкими содержаниями щелочей (рис. 6а) и соотношениями K_2O-SiO_2 (рис. 6б) и K_2O-Na_2O (рис. 6в), позволяющими относить их к породам шошонитовой серии (Коваленко и др., 2005). Содержания глинозема ($Al_2O_3=13-14$ мас. %, рис. 6д), в отличие от базальтов известково-щелочной серии, низкие. Обогащение пород крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных в сочетании с отрицательными аномалиями Nb-Ta (см. 6д) может рассматриваться как свидетельство переработки источника мантии субдукционными процессами.

Породы характеризуются относительно низкими Zr/Y (2.3–3.6) и Nb/Y (0.08–0.12) и следующими значениями отношений: $Nb/Yb=0.9-1.1$; $Th/Yb=0.2-0.6$; $Ba/Rb=12-60$; $Rb/Sr=0.02-0.15$. Распределение РЗЭ слабо фракционированное: $(La/Sm)_{ch}=1.0-1.8$, $(La/Yb)_{ch}=1.9-4.2$. Величины $\epsilon(Nd)_T=8.0-9.0$ указывают на деплетированный мантийный источник (Коваленко и др., 2005, 2009).

В пределах *Малой Курильской гряды* позднемеловые-палеогеновые высококальциевые магматические образования известны в составе малокурильской свиты, представленной флишевым чередованием туфогенных песчаников и алевролитов, содержащих прослойки туфов основного-среднего состава, карбонатные линзы и конкреции (Гаврилов, Соловьева, 1973). Процессы отложения осадков малокурильской свиты на некоторых малых островах гряды (Зеленом, Танфильева) сопровождались субсинхронными внедрениями приповерхностных силлов, образованных базитовыми магмами калиевого состава. На о. Шикотан калиевые образования известны лишь в районе бухты Цунами на северо-востоке острова (Говоров, 2002), где отдельные покровы сложены калиевыми трахибазальтами.

По составу и характеру строения различаются (Фролова и др., 1985) однородные маломощные оливинсодержащие или пироксен-плагиоклазовые трахидолериты, а также мощные расслоенные силлы, в которых наблюдается изменение состава от ортоклаз-оливиновых габбро-норитов и тешенитов к монцонитам.

На диаграмме $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (рис. 7а) субвулканические породы относятся к щелочной серии и представляют умеренно дифференцированную по кремнезему, трахибазальт-трахиандезитовую серию с содержанием SiO_2 от 48 до 55 мас. % (Антонов, 2008; Гаврилов, Соловьева, 1973; Говоров, 2002; Фролова и др., 1985).

По соотношениям K_2O-SiO_2 (рис. 7б) и K_2O-Na_2O (рис. 7в) точки состава большей части пород располагаются в поле вулканических пород шошонитовой петрохимической серии, реже — в области ультракальциевых пород. Концентрации титана (TiO_2) составляют 0.4–0.8 мас. %, а фосфора изменяются в пределах от 0.3 до 0.8 мас. %. Магнезиальность составляет от 45 до 70 мол. % при концентрации MgO от 2.5 до 9.7 мас. %. Содержание Al_2O_3 изменяется в пределах 14–18 мас. % (рис. 7д).

Данные по содержанию малых элементов на сегодняшний день практически отсутствуют. Представленные (Антонов, 2008) результаты состава базальтоидов шошонитовой серии имеют типоморфные признаки надсубдукционных вулканитов (рис. 7д). Распределение РЗЭ фракционированное: $(La/Sm)_{ch}=2.2-2.4$, $(La/Yb)_{ch}=5.8-6.4$.

Среди кайнозойских вулканических пород п-ова Корея, слагающих разрозненные вулканические поля, приуроченные к зонам разломов субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, калиевые породы известны лишь в ареале Намсок, представляющем наиболее ранние проявления постсубдукционного вулканизма региона, приуроченные к синдвиговым зонам растяжения (Федоров, Филатова, 2002).

Олигоценый вулканический ареал Намсок, протягивающийся вдоль северо-западного борта грабена Кильчу-Менчхон, образован массивными лавами в нижней части, грубообломочными туфами — в средней и миндалекаменными лавами с подчиненным количеством пирокластики — в верхней части разреза (Федорчук, Филатова, 1993). Вулканиты (мощностью 800–1000 м) залегают на угленосной свите иондон с флорой эоцена-олигоцена и перекрываются терригенными отложениями менчхонской свиты нижнего миоцена (Геология..., 1993).

Вулканический ареал сложен трахибазальтами и трахиандезитовыми базальтами. Вкрапленники базальтоидов — железистый хризолит (Fe_{89-71}), низкотитанистый авгит ($En_{42.1-45}$, $Wo_{42.7-44.1}$, $Fs_{10.3-15.2}$; $TiO_2=0.55-0.78$ мас. %), лабрадор-андезин (An_{66-55}). Структура основной массы серийно-порфировая, реже интерстиционная (Федорчук и др., 1989).

Базальтиды отличаются повышенным содержанием щелочей (рис. 8а), а по соотношениям K_2O-SiO_2 (рис. 8б) и K_2O-Na_2O (рис. 8в) точки состава пород располагаются в поле вулканических пород шошонитовой петрохимической серии (Федоров, Филатова, 2002). Для базальтоидов характерны низкие содержания TiO_2 (0.9–1.1 мас. %), и несколько повышенные P_2O_5 (0.3–0.4 %). Соотношения Al_2O_3 (15–17 мас. %) и MgO (4.6–7.7 мас. %) (рис. 8г) показывают

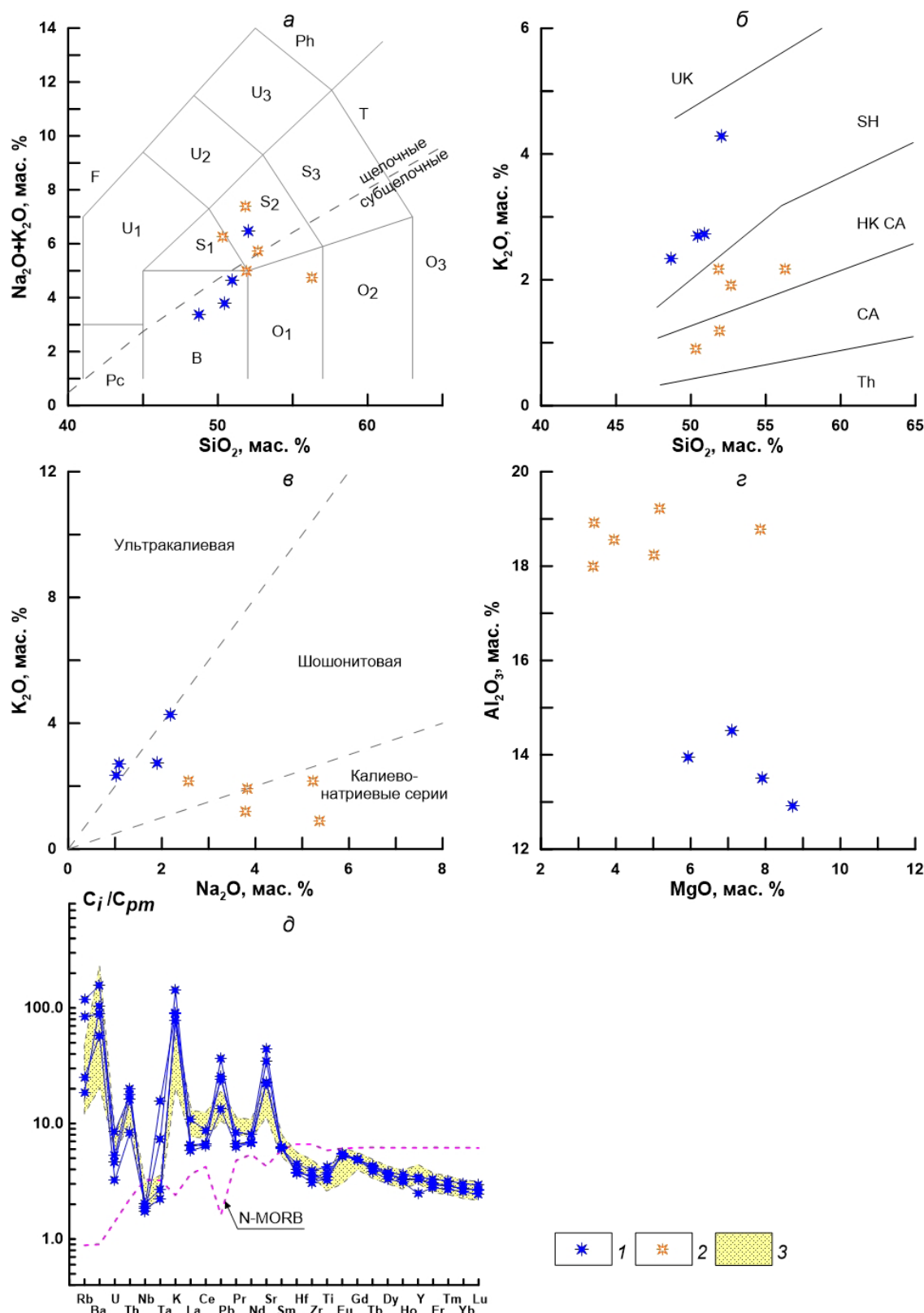


Рис. 6. Классификационные и спайдерграммы для поздне меловых пород шошонитовой серии Паланского района Западно-Камчатской зоны (Коваленко и др., 2009): 1 — базальты и трахиандезибазальты шошонитовой серии; 2–3 — базальтоиды известково-щелочной серии. На диаграммах а–д — расшифровка аббревиатур и ссылки на работы представлены на рис. 2.

Fig. 6. Classification diagrams and trace-element patterns for Late Cretaceous– Paleogene shoshonite series rocks of Palansky district of the West Kamchatka zone (Kovalenko et al., 2009): 1 — basalts and trachyandesibasalt of shoshonite series; 2–3 — calc-alkaline basalts. In diagrams a–d, the abbreviations and references to works are presented in Fig. 2.

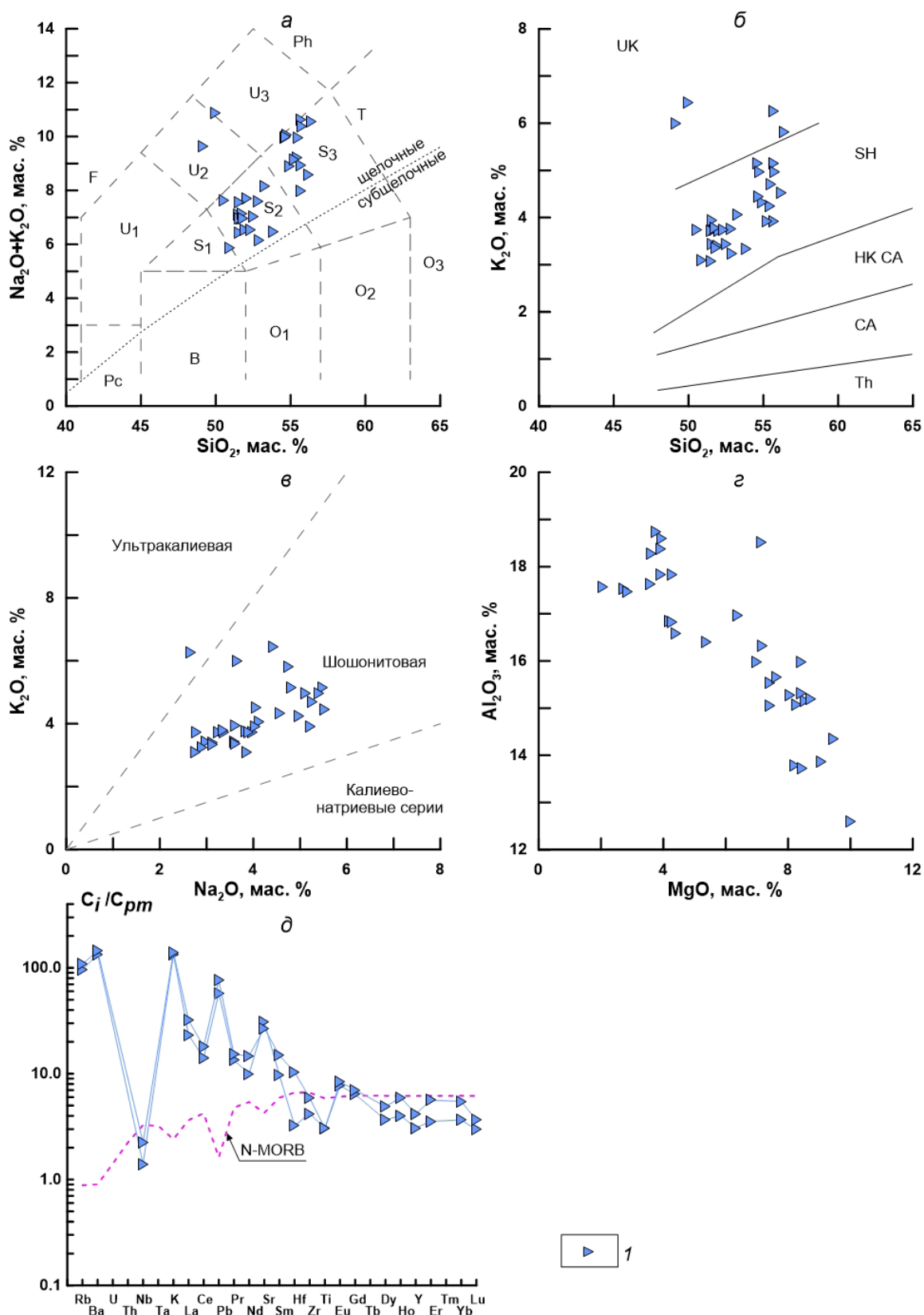


Рис. 7. Классификационные и спайдерграммы для позднемеловых пород шошонитовой серии Малой Курильской гряды (Антонов, 2008; Гаврилов, Соловьева, 1973; Говоров, 2002; Фролова и др., 1985): 1 — базальтоиды. На диаграммах а–д — расшифровка аббревиатур и ссылки на работы представлены на рис. 2.

Fig. 7. Classification diagrams and trace-element patterns for Late Cretaceous shoshonite series rocks of Small Kuril Chain (Antonov, 2008; Gavrilov, Solov'eva, 1973; Govorov, 2002; Frolova et al., 1985): 1 — basalts. In diagrams а–д, the abbreviations and references to works are presented in Fig. 2.

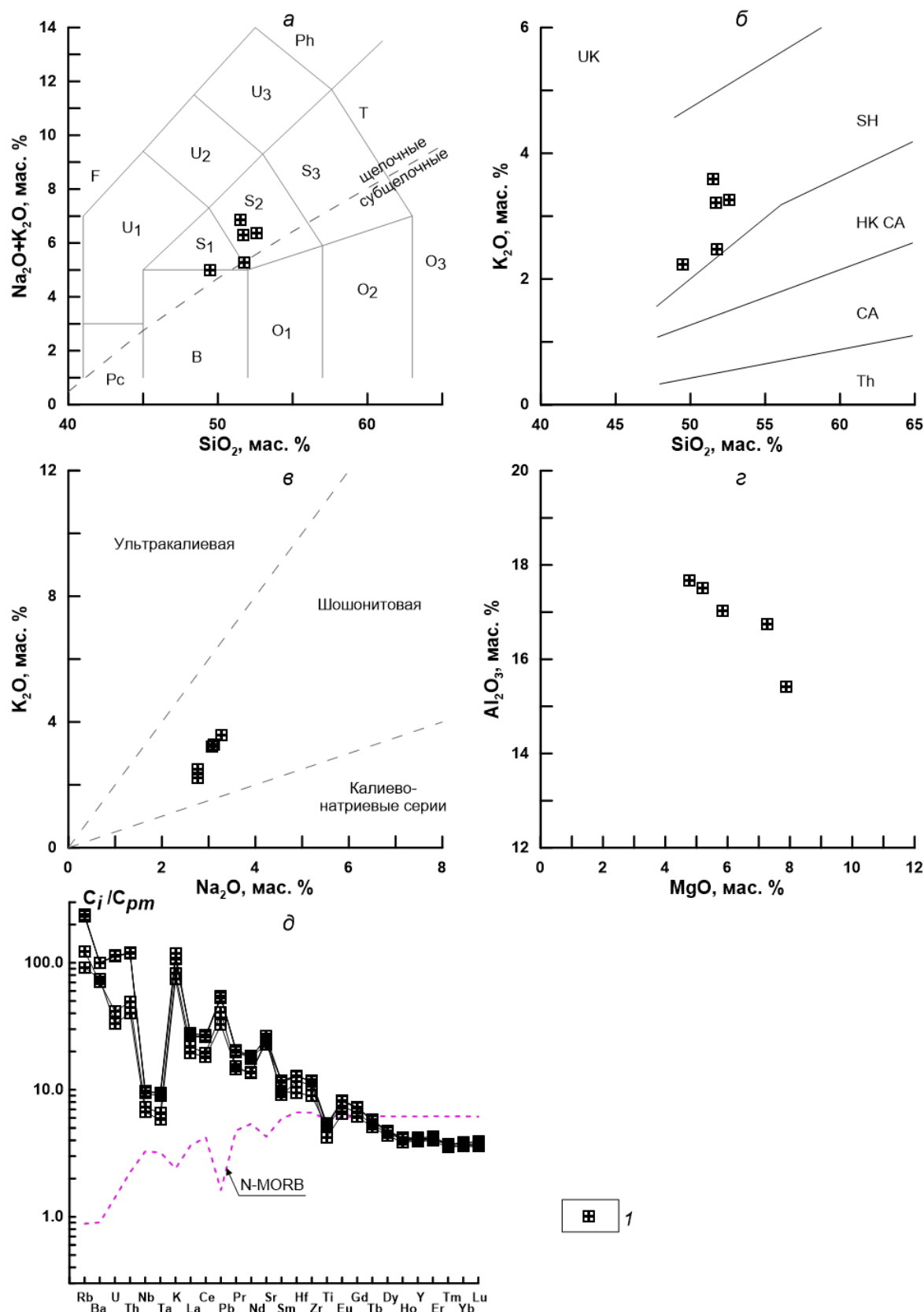


Рис. 8. Классификационные и спайдерграммы для олигоценовых пород шошонитовой серии грабена Кильчу-Менчхон, Корея: 1 — трахибазальты и трахиандезибазальты. На диаграммах а–д — расшифровка аббревиатур и ссылки на работы представлены на рис. 2.

Fig. 8. Classification diagrams and trace-element patterns for Oligocene shoshonite series rocks of Kilchu-Menchon graben: 1 — basalts and trachyandesibasalt. In diagrams а–д, the abbreviations and references to works are presented in Fig. 2.

четкую отрицательную корреляцию между оксидами. Концентрации когерентных элементов в базальтоидах Намсок несколько повышенные относительно типичных шошонитовых островодужных вулканических серий: $\text{Cr}=60\text{--}280$, $\text{Ni}=30\text{--}105$, $\text{V}=190\text{--}220$ ppm.

Базальтоиды (см. таблицу) характеризуются дифференцированным спектром распределения несовместимых элементов при высоком содержании крупноионных литофилов и дефиците HFSE (рис. 8d), наличии Ta-Nb минимума и K-Pb-Sr максимумов, что сближает их с надсубдукционными магматическими образованиями.

Базальтоиды отличаются высокими Zr/Y (5.6–7.1) и повышенными Nb/Y (0.3–0.4) отношениями при фракционированном поведении РЗЭ: $(\text{La/Sm})_{\text{ch}}=2.0\text{--}2.4$, $(\text{La/Yb})_{\text{ch}}=5.4\text{--}7.3$. Породы характеризуются следующими значениями отношений: $\text{Nb/Yb}=2.7\text{--}3.8$; $\text{Th/Yb}=1.6\text{--}5.2$; $\text{Ba/Rb}=4.6\text{--}8.9$; $\text{Rb/Sr}=0.1\text{--}0.3$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше результаты позволяют сделать ряд выводов о происхождении изученных пород и характере процессов, влиявших на состав магм.

При обсуждении природы компонент источника мы ограничиваем исследование только породами базальтового и андезибазальтового состава с целью уменьшения влияния процессов ассимиляции и фракционирования на состав пород.

Мантийные источники. Характеристика изотопно-обедненного или обогащенного состава источника магматических пород основывается на сопоставлении начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ значений со значениями изотопных отношений в примитивной мантии (соответственно, 0.7045 и 0.512638 (Фор, 1989) для современного состава примитивной мантии). Все позднемеловые-палеогеновые породы шошонитовой серии Корьякско-Камчатского региона характеризуются положительными значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, что, в целом, позволяет говорить о деплетированном характере глубинных источников (рис. 9).

Вместе с тем, изотопно-геохимические характеристики пород указывают, что в образовании магм могли участвовать различные по составу компоненты.

При определении состава мантийных источников в зонах, испытавших влияние субдукционных процессов, наиболее информативными являются некогерентные микроэлементы, «консервативные» по отношению к субдукционному водному флюиду или магматическому расплаву, образованному за счет плавления осадочных пород.

На диаграмме $\text{Nb/Y}\text{--}\text{Zr/Y}$ (Condie, 2005) (рис. 10a), фигуративные точки трахибазальтов шошонитовой серии Восточных хребтов Камчатки располагаются, в целом, ниже границы ΔNb , определяющей соотношения обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного

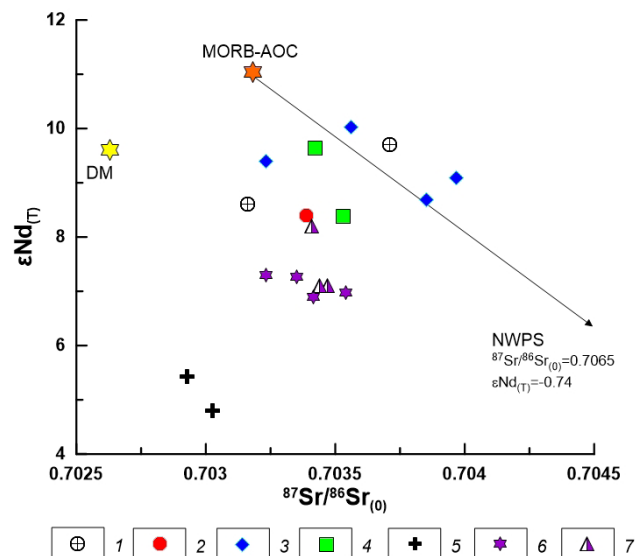


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon\text{Nd}(T)\text{--}(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для позднемеловых-палеогеновых пород шошонитовой серии Олюторско-Камчатской палеодуги: 1–2 — Олюторский сегмент Ачайваям-Валагинской палеодуги (неопубл. данные; Федоров, Казимиров, 1989): 1 — абсарокиты; 2 — трахибазальты; 3 — хребет Кумрох, трахибазальты шошонитовой серии (Коваленко и др., 2009; Сухов и др., 2016); 4 — хребет Тумрок (Колосков и др., 2009; Chayka et al., 2023), трахибазальты шошонитовой серии; 5 — Валагинский хребет, трахибазальты китильгинской свиты (Федоров и др., 2013); 6–7 — Срединный хребет Камчатки, трахибазальты шошонитовой серии: 6 — валовый состав породы (неопубл. данные), 7 — клинопироксены (Колосков и др., 2001). DM — деплетированная мантия; MORB-AOC — состав измененных базальтов Восточно-Камчатских офиолитов по (Duggen et al., 2007); NWPS — средний состав осадков Северо-Западной Пацифики по (Portnyagin et al., 2015).

Fig. 9. The ratio of $\epsilon\text{Nd}(T)$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(0)$ in Late Cretaceous-Early Paleogene shoshonite series rocks of Olyutorka-Kamchatka paleoarc: 1–2 — Olyutorka segment of Achaivayam-Valaginsky paleoarc (Fedorov, Kazimirov, 1989; unpublished data): Achaivayam Formation: 1 — absarokites, 2 — trachybasalts; 3 — shoshonites trachybasalts, Kumroch range (Kovalenko et al., 2009; Sukhov et al., 2016); 4 — Tumrok range, trachybasalts (Chayka et al., 2023; Koloskov et al., 2009); 5 — Valaginsky range, Kitilginskaya Formation, trachybasalts (Fedorov et al., 2013); 6–7 — Sredinny range, trachybasalts: 6 — composition of the rock (unpublished data), 7 — composition of the clinopyroxenes (Koloskov et al., 2001). DM — depleted mantle (Salters, Stracke, 2004); MORB-AOC — average altered MORB from Kamchatka ophiolite (Duggen et al., 2007); NWPS — North West Pacific Sediments by (Portnyagin et al., 2015).

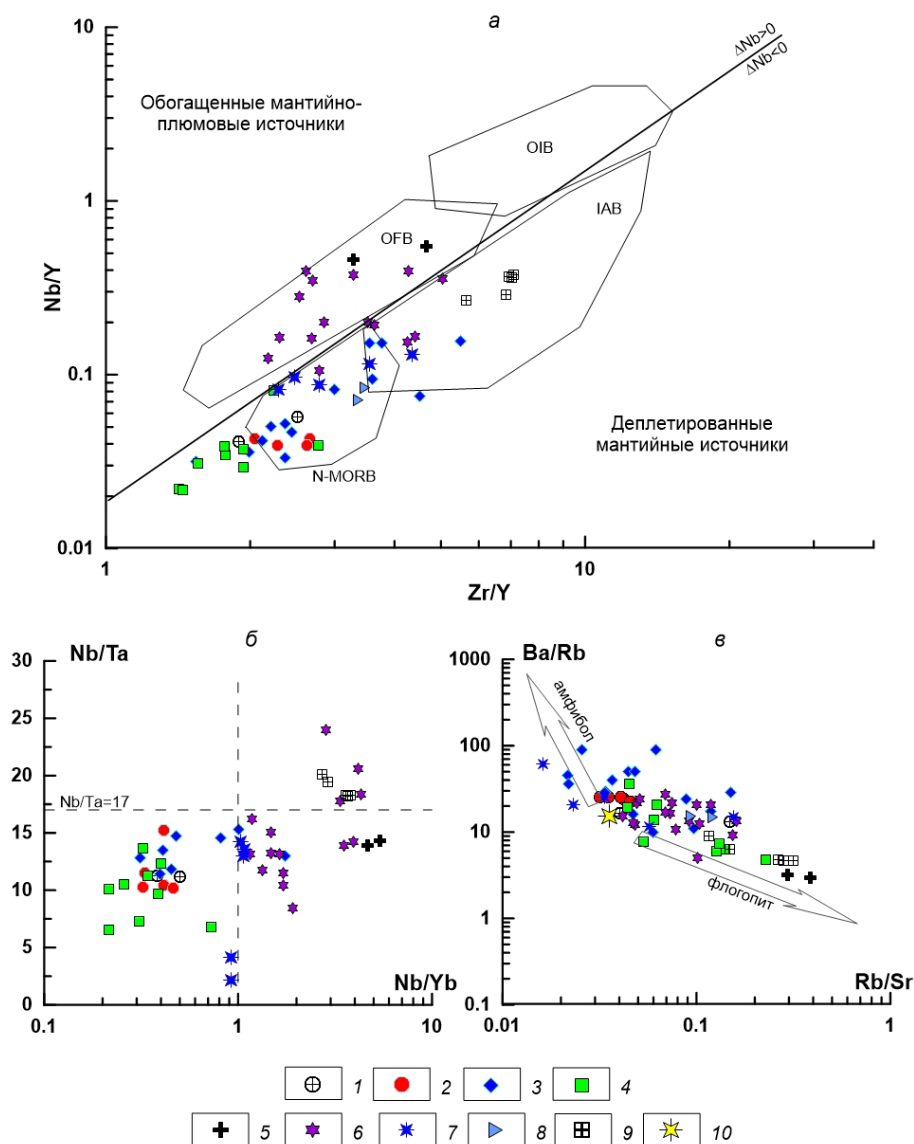


Рис. 10. Диаграммы Nb/Y–Zr/Y (a), Nb/Ta–Nb/Yb (б) Ba/Rb–Rb/Sr (в) для пород шошонитовой серии Восточной окраины Азии: 1–2 — Олюторский сегмент Ачайваям-Валагинской палеодуги: 1 — абсарокиты; 2 — базальты, трахибазальты и трахиандезибазальты; 3 — хребет Кумроч, базальты и трахибазальты (Коваленко и др., 2009; Сухов и др., 2016); 4 — хребет Тумрок, трахибазальты (Колосков и др., 2009; Chayka et al., 2023); 5 — Валагинский хребет, трахибазальты китильгинской свиты (Федоров и др., 2013); 6 — Срединный хребет Камчатки, трахибазальты и трахиандезибазальты шошонитовой серии (новые данные; Колосков и др., 2009); 7 — Паланский район Западно-Камчатской зоны Камчатки, базальты и трахиандезибазальты (Коваленко и др., 2009); 8 — Малая Курильская гряда, базальтоиды (Антонов, 2008); 9 — грабен Кильчу-Менчхон, Корея, трахибазальты и трахиандезибазальты; 10 — состав субконтинентальной литосферы (McDonough, 1990). Nb/Y–Zr/Y. Поля состава различных типов базальтов по (Condie, 2005): N-MORB — толеиты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов, IAB — базальты островных дуг, OFB — базальты океанического дна; Nb/Ta–Nb/Yb. Nb/Ta=17, отношение в хондрите по (Sun, McDonough, 1989); Ba/Rb–Rb/Sr. Линии флогопитового и амфиболового контроля по (Furman, Graham, 1999).

Fig. 10. Nb/Y–Zr/Y (a), Nb/Ta–Nb/Yb (б) Ba/Rb–Rb/Sr (в) ratios in Late Cretaceous-Paleogene shoshonite series rocks of Eastern margin of Asia: 1–2 — Olyutorka segment of Achaivayam-Valaginsky paleoarc: 1 — absarokites, 2 — basalts, trachybasalts and trachyandesibasalts; 3 — shoshonites basalts and trachybasalts, Kumroch range (Kovalenko et al., 2009; Sukhov et al., 2016); 4 — Tumrok range, trachybasalts (Chayka et al., 2023; Koloskov et al., 2009); 5 — Valaginsky range, Kitilginskaya Formation, trachybasalts (Fedorov et al., 2013); 6 — Sredinny range, shoshonites trachybasalts and trachyandesibasalts; 7 — Palansky district of the West Kamchatka zone, basalts and trachybasalts (Kovalenko et al., 2009); 8 — Small Kuril Chain, basalts (Antonov, 2008); 9 — Kilchu-Menchon graben, Korea, trachybasalts and trachyandesibasalts; 10 — Subcontinental lithospheric mantle composition from McDonough (1990). Nb/Y–Zr/Y. Fields of different types of basalts according to (Condie, 2005): N-MORB — mid-ocean ridge basalts, OIB — ocean island basalts, IAB — island arc basalts, OFB — ocean floor basalts; Nb/Ta–Nb/Yb. Nb/Ta=17 — chondritic ratios by (Sun, McDonough, 1989); Ba/Rb–Rb/Sr. Lines of phlogopite and amphibole control after (Furman and Graham, 1999).

мантийных источников (Fitton et al., 1997). Они занимают либо область развития толеитов срединно-океанических хребтов (N-MORB), или область с более низкими Zr/Y отношениями (хребет Тумрок). С другой стороны, базальтоиды кирганинской и китильгинской свит Камчатки отличаются более обогащенным составом.

Близкие результаты мы получаем при рассмотрении Nb/Yb отношений, позволяющих оценить природу глубинного источника до его контаминации субдукционной составляющей (Di Vincenzo, Rocchi, 1999), а также подчеркивающих относительно ювенильную природу источника. Так, базальтоиды шошонитовой серии Ачайваям-Валагинской палеодуги и Малой Курильской гряды имеют низкие Nb/Yb (< 1) значения, характеризуя деплетированный мантийный источник, тогда как породы кирганинской и китильгинской свит Камчатки и грабена Кильчу-Менчхон отличаются высокими Nb/Yb отношениями (рис. 10а, 10б). Оценивая природу глубинных источников шошонитовых магм необходимо отметить, что практически все базальтоиды имеют низкие $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ отношения (< 2), являющиеся признаком образования базитового расплава на уровне шпинелевой фации в мантии (Bogaard, Wörner, 2003), в отличие от вулканитов китильгинской свиты Камчатки, где $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ отношения составляют 2.3–2.4.

Известно, что Nb/Ta отношения в примитивной мантии и N-MORB (Sun, McDonough, 1989) близки к хондритовым (Nb/Ta ~ 17.6). В надсубдукционных вулканитах вариации Nb/Ta связаны с особенностями мантийного источника, взаимодействующего с субдукционными компонентами, в составе которых в различных пропорциях присутствуют водный флюид и расплав (Ishizuka et al., 2006). Высокие Nb/Ta отношения свидетельствуют о преобладании в субдукционном компоненте расплава, низкие — водного флюида. Для пород рассматриваемых регионов, как правило, характерны низкие (субхондритовые) Nb/Ta отношения, за исключением базальтоидов грабена Кильчу-Менчхон и части пород кирганинской свиты Камчатки.

Высокие содержание K_2O , отсутствие положительной корреляции между K_2O и SiO_2 в рассматриваемых базальтоидах шошонитовой серии, свидетельствуют о том, что в плавящемся мантийном субстрате находилась К-содержащая фаза: флогопит или калиевый амфибол. Расплавы, равновесные с флогопитом, имеют значительно более высокие Rb/Sr и более низкие Ba/Rb отношения, чем таковые, сформированные при плавлении амфибол-содержащего субстрата (Furman, Graham, 1999). Как видно из соотношения Ba/Rb–Rb/Sr (рис. 10в), породы ачайваямской свиты Олюторского сегмента

Ачайваям-Валагинской палеодуги и Западно-Камчатской (Паланской) палеодуги характеризуются низкими Rb/Sr отношениями, что позволяет предположить их генетическую связь с амфибол-содержащим источником. Тогда как базальтоиды Срединного хребта, хребта Тумрок, Малой Курильской гряды и Кореи, характеризуются высокими Rb/Sr и относительно низкими Ba/Rb отношениями, указывающими на участие флогопит-содержащей фазы в мантийном источнике. Соотношения Ba/Rb и Rb/Sr в трахибазальтах хребта Кумроч указывают на присутствие в глубинном источнике совместного присутствия флогопит- и амфибол- К-содержащих фаз.

Субдукционные компоненты. При реконструкции состава субдукционных компонент в качестве конечных членов использовались средний состав измененных океанических базальтов из офиолитовых комплексов Восточной Камчатки (MORB-AOC) (Duggen et al., 2007) и средний состав осадочного материала Северо-Западной Пацифики (NWPS) (Portnygin et al., 2015). Также использовались рассчитанные составы магматического расплава (SED расплав), образованного за счет плавления осадков, и флюида (SED флюид), образовавшегося при дегидратации измененной океанической коры (AOC флюид) (Ishizuka et al., 2006, Singer et al., 2007; Turner, Langmuir, 2024).

Для выяснения роли SED-флюида и SED-расплава, участвующих в процессе магмогенерации, применялись соотношения ряда некогерентных элементов наиболее чувствительных к данным фазам. Например, Ba и Rb связаны водными флюидами, образовавшимися при дегидратации измененной океанической коры, а Th и La мобилизуются только с высокотемпературным магматическим расплавом, образованным за счет плавления осадочных пород (Jhonson, Plank, 1999). Таким образом, отношения Ba/Yb являются показателем общего компонента субдукции, а отношения Th/Nb и La/Sm отражают участие магматического расплава, образованного за счет плавления осадков. Индикаторами низкотемпературного флюидного субдукционного компонента служат Rb, Cs, а также соотношения этих элементов к высокозарядным элементами (Jhonson, Plank, 1999).

Как видно из представленных диаграмм (рис. 11), точки состава базальтоидов китильгинской свиты Валагинского хребта, хребтов Кумроч и Срединный, грабена Кильчу-Менчхон, характеризуются повышенными Nb/Yb, La/Sm и Th/Yb значениями при пониженных Th/Nb и Rb/Th, на которых отражается существенная роль высокотемпературного компонента — магматического расплава, образованного за счет плавления осадочных пород (Pearce et al., 2005).

Напротив, шошонитовые базальты хребта Тумрок, ачайваямской свиты Олюторского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги и Западно-Камчатской (Паланской) палеодуги отличаются более низкими Nb/Yb, La/Sm и Th/Yb отношениями, отражая низкотемпературную флюидную природу субдукционного компонента.

Геохимическим индикатором влияния высокотемпературного магматического расплава, образованного за счет плавления осадочных пород, на происхождение базальтоидов, может служить и отрицательная Hf-аномалия на нормализованных к хондриту значениях распределения редкоземельных элементов. Nd, Hf и Sm, имеющие близкие валовые коэффициенты

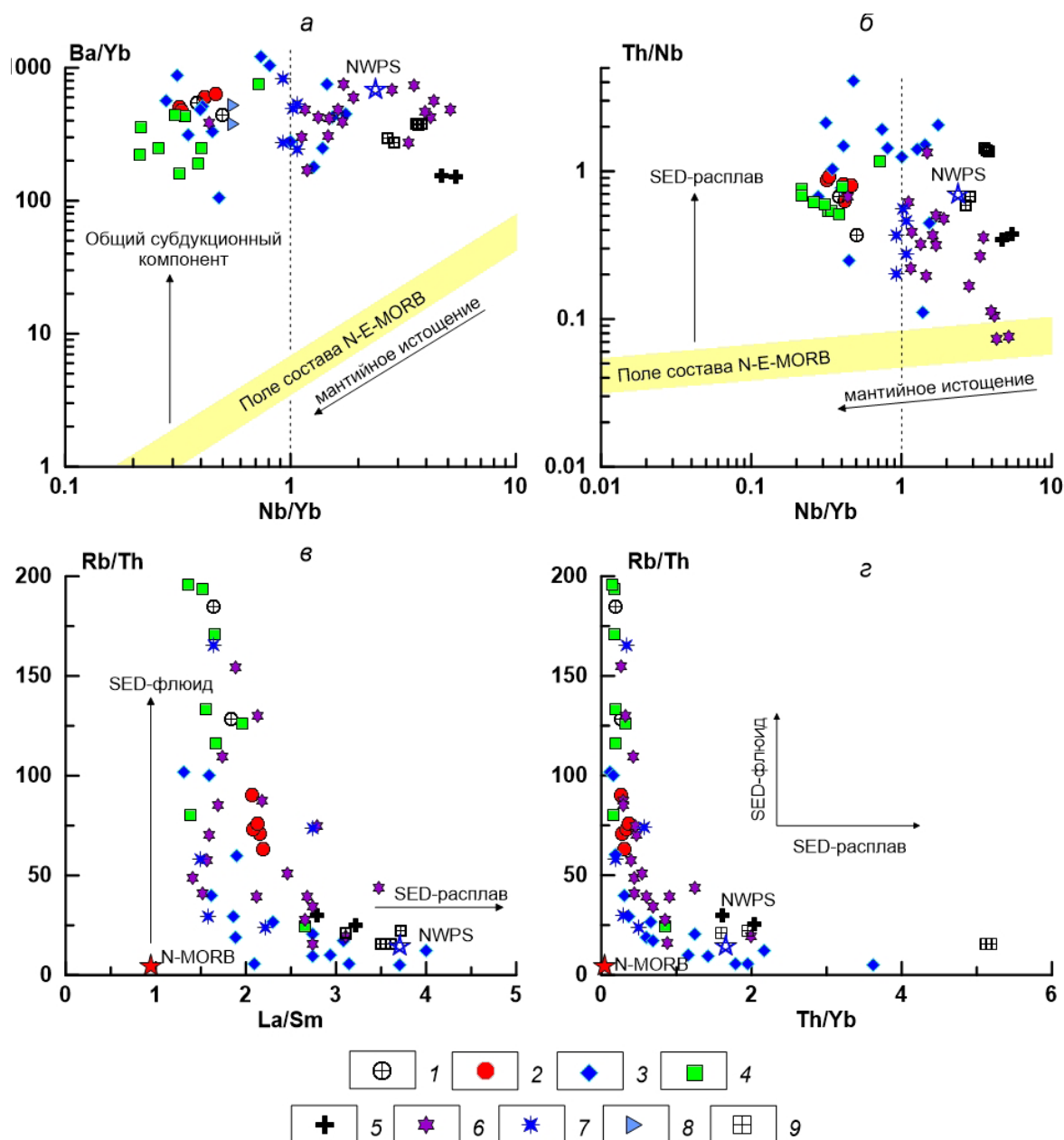


Рис. 11. Диаграммы Ba/Yb–Nb/Yb (a), Th/Nb–Nb/Yb (б), Rb/Th–La/Sm (в), Rb/Th–Th/Yb (г) для пород шошонитовой серии Восточной окраины Азии. 1–9 — условные обозначения и ссылки на работы представлены на рис. 10. N-MORB по (Sun, McDonough, 1989). Состав флюида, образовавшегося при деградации осадочных пород (SED флюид) в надсубдукционной зоне, и расплава, связанного с плавлением осадочных пород (SED melt) по (Ishizuka et al., 2006; Hochstaedter et al., 2001; Ribeiro et al., 2013; Turner, Langmuir, 2024).

Fig. 11. Ba/Yb–Nb/Yb (a), Th/Nb–Nb/Yb (б), Rb/Th–La/Sm (в), Rb/Th–Th/Yb (г) ratios in Late Cretaceous–Paleogene shoshonite series rocks of Eastern margin of Asia. See Fig. 2 for notations 1–9. N-MORB by (Sun, McDonough, 1989). Composition of fluid released via the dehydration of sedimentary rocks (SED fluid) in the suprasubduction zone, and melt derived by melting sedimentary rocks (SED melt) according to (Ishizuka et al., 2006; Hochstaedter et al., 2001; Ribeiro et al., 2013; Turner and Langmuir, 2024).

распределения по отношению в типичной рестиновой минеральной ассоциации перидотитовой мантии, не фракционируют между собой при плавлении мантии OIB- или MORB-типов, но ведут себя по-разному в присутствии субдукционного компонента, например водного флюида (отсутствие или слабый Hf/Hf^* -максимум), или расплава (Hf/Hf^* -минимум) (Pearce et al., 1999). Так, для всех рассматриваемых базальтоидов характерен Hf/Hf^* -минимум (0.3–0.8).

Геохимические характеристики рассматриваемых пород шошонитовой серии, позволяют выделить среди них две группы. Первая включает базальты, трахибазальты, трахиандезитбазальты и абсарокиты Олюторского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги и породы Западно-Камчатской (Паланской) палеодуги, хребта Тумрок Камчатки, островов Малой Курильской дуги, вторая — базальты, трахибазальты и трахиандезитбазальты китильгинской свиты Валагинского хребта, хребтов Кумроч и Срединного Камчатки, грабена Кильчу-Менчхон, Корея. Необходимо отметить, что среди пород хребта Кумроч распознаются породы, относящиеся к первой и второй группам.

Одним из ключевых вопросов генезиса шошонитовых магм является вопрос о высоком содержании калия. Как правило, высокую щелочность пород шошонитовой серии объясняют контаминацией первичных базальтовых расплавов коровым материалом (Gill, 1981). Однако, как было показано выше (см. рис. 9), изотопные отношения стронция в рассматриваемых породах варьируют от 0.70293 до 0.70397, а $\epsilon(\text{Nd})_T$ составляет 7.0–9.7, существенно не различаясь в вулканитах разных регионов, за исключением трахибазальтов китильгинской свиты Валагинского хребта, где их значения составляют 0.70293–0.70304 и 4.8–5.4, соответственно. Близкие значения изотопных отношений характерны и для пород известково-щелочной серии рассматриваемых регионов (Цуканов и др., 2025), что свидетельствует о мантийном происхождении рассматриваемых пород.

Следовательно, привнос калия и других LIL-элементов не мог быть обусловлен прямой добавкой корового материала. Присутствие в породах шошонитовой серии Срединного хребта Камчатки гроссуляра, представляющего собой ксеногенную фазу, может свидетельствовать лишь о частичной контаминации магм коровым материалом на пути их поступления к поверхности (Флеров и др., 2001).

Можно предположить, что образование пород шошонитовой серии связано с плавлением субдукционно-модифицированных мантийных источников и последующего процесса кристаллизационной дифференциации исходной магмы

под влиянием надсубдукционных флюидов или расплавов.

Как было показано (рис. 10в), концентрации калия во многом зависят от природы минеральных фаз источника, вносящих свой вклад в состав расплава. Образование выделенных групп пород в составе шошонитовой серии, в целом, могло быть связано с присутствием в расплаве как амфибол-, так и флогопит-содержащих фаз в обстановке растяжения и рифтинга, предшествовавшего позднекайнозойскому режиму активной континентальной окраины.

ВЫВОДЫ

Анализ новых аналитических материалов совместно с уже опубликованными данными по вулканитам шошонитовой серии позднемелового-палеогенового возраста восточной окраины Азии, позволил прийти к следующим выводам:

Изотопный состав Pb, Sr и Nd в породах шошонитовой серии указывает на обедненный радиогенными изотопами мантийный источник;

Поведение некогерентных элементов и их соотношения позволили выделить среди рассматриваемых пород шошонитовой серии две группы. Первая включает трахибазальты Олюторского сегмента Ачайваям-Валагинской палеодуги и Западно-Камчатской (Паланской) палеодуги, хребта Тумрок Камчатки, о-вов Малой Курильской дуги, вторая — трахибазальты китильгинской свиты Валагинского хребта, хребтов Кумроч и Срединного Камчатки, грабена Кильчу-Менчхон, Корея. Первая группа характеризуется более низкими соотношениями HFS-элементов, в отличие от трахибазальтов второй группы. Соотношения Ba/Rb – Rb/Sr в трахибазальтах первой группы позволяют предположить их генетическую связь с амфибол-содержащим источником, тогда как базальтоиды второй группы — с участием флогопит-содержащей фазы;

Возможно предположить, что разнообразие петрохимических характеристик шошонитов рассматриваемых регионов, обусловлены как составом магматического источника (присутствием флогопит- или амфибол содержащих фаз) и соотношением флюидомобильных элементов (участием в разной степени флюидов/расплавов в процессе магмогенерации), так и изменением субдукционного режима — переходом на более глубокий уровень магмогенерации и вовлечением дуги в зону растяжения в связи с процессами рифтогенеза.

Авторы выражают глубокую признательность Г.Б. Флерову и безымянному рецензенту за тщательный анализ материалов статьи и сделанные замечания, учет которых, безусловно, способствовал улучшению работы. Авторы так же

благодарны редактору журнала за тщательный просмотр статьи.

Исследования выполнены за счет госуниверситетских по темам № FMMG-2023-0010 (ГИН РАН), № FMWE-2024-0018 (ИО им. П.П. Шишова РАН), № 124022400145-3 (ИГЕМ РАН).

Список литературы [References]

- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Пушаровский Ю.М. М.: Наука, 1993. 272 с. [Accretionary tectonic of Eastern Kamchatka / Yu. M. Pushcharovsky (ed.). Moscow: Nauka, 1993. 272 p. (in Russian)].
- Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: ГЕО, 2008. 250 с. [Antonov A.Yu. Geochemistry and Petrology of Mesozoic-Cenozoic igneous formations and mantle diapirism. Novosibirsk: GEO, 2008. 250 p. (in Russian)].
- Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геосинклинальных поднятий Малых и Больших Курил. М.: Наука, 1973. 152 с. [Gavrilov V.K., Solov'eva N.A. Volcanogenic-sedimentary formations of the geosynclinal uplifts of the Lesser and Greater Kuril Islands. Moscow: Nauka, 1973. 152 p. (in Russian)].
- Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корякского автономного округа. 1:1 500 000 / Гл. ред. А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005 [Geological Map and Map of Minerals of the Kamchatka Oblast and Koryak Autonomous District. 1 : 1 500000, Ed. by A. F. Litvinov, B. A. Markovsky, and V. P. Zaitsev, VSEGEI, St. Petersburg, 2005 (in Russian)].
- Геология Кореи / Отв. ред. Пэк Р.-Чж. и др. Пхеньян: Изд-во книг иностр. языков, 1993. 473 с. [The Geology of Korea. Pek, R.-Ch. et al. (eds.), Pyongyang, 1993. 473 p. (in Russian)].
- Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского блока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с. [Gorov G.I. Phanerozoic magmatic belts and origin of the Okhotsk Sea geoblock structure. Vladivostok: Dalnauka, 2002. 198 p. (in Russian)].
- Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое / Отв. ред. Гладенков Ю.Б., Паланджан С.А. М.: Научный мир, 2005. 224 с. [Western Kamchatka: Mesozoic geological evolution / Gladenkov Yu.B., Palandzhan S.A. (eds). Moscow: Scientific World, 2005. 224 p. (in Russian)].
- Коваленко Д.В., Колосков А.В., Цуканов Н.В., Федоров П.И. Геодинамические условия формирования и магматические источники позднемеловых-раннепалеогеновых комплексов Северной Камчатки // Геохимия. 2009. № 4. С. 348–377 [Kovalenko D.V., Koloskov A.V., Tsukanov N.V., Fedorov P.I. Geodynamic settings and magma sources of the Late Cretaceous-Early Paleocene magmatic complexes of Northern Kamchatka // Geochemistry International. 2009. V. 47. № 4. С. 329–357. <https://doi.org/10.1134/S0016702909040028>].
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Голубев В.Н. Изотопный состав Sr и Nd клинопироксенов из позднемеловых-палеогеновых щелочных магматических пород Центральной Камчатки (первые данные) // Доклады РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 85–88 [Koloskov A.V., Flerov G.B., Golubev V.N. Isotopic composition of Sr and Nd clinopyroxenes from Late Cretaceous-Paleogene alkaline igneous rocks of Central Kamchatka (first data) // Doklady Russian Academy of Sciences. 2001. V. 376. № 1. P. 85–88 (in Russian)].
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Коваленко Д.В. Позднемеловые-палеогеновые магматические комплексы Центральной Камчатки: геологическое положение, особенности вещественного состава // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 16–34 [Koloskov A.V., Flerov G.B., Kovalenko D.V. Late Cretaceous – Paleocene magmatic complexes of Central Kamchatka, magmatic sources, and geodynamic conditions of their formation // Tikhookeanskaya geologiya. 2009. V. 28. № 4. P. 16–34. <https://doi.org/10.1134/S1819714009040022>].
- Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. С. 197–213 [Seliverstov V.A., Koloskov A.V., Chubarov V.M. Lamproite-like potassic alkaline-ultrabasic rocks of the Valaginsky Range, East Kamchatka // Petrology. 1994. V. 2. P. 197–213 (in Russian)].
- Сухов А.Н., Цуканов Н.В., Беляцкий Б.В., Рукавишникова Д.Д. Вулканические комплексы тыловой части позднемеловой Ачайваам-Валагинской палеодуги в структуре хребта Кумрох (Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 4. Вып. № 32. С. 20–34 [Sukhov A.N., Tsukanov N.V., Belyatsky B.V., Rukavishnikova D.D. Back arc volcanic complexes of Late Mesozoic Achayvayam-Valagin paleoarc in the Kumroch range structure (Eastern Kamchatka) // Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle. 2016. № 4 (32). P. 20–34 (in Russian)].
- Федоров П.И. Геохимия и петрология позднемеловых вулканитов юга Корякского нагорья // Геохимия. 1990. № 11. С. 1583–1594 [Fedorov P.I. Geochemistry and petrology of Late Cretaceous volcanoes of the South Koryak upland // Geokhimiya. 1990. № 11. P. 1583–1594 (in Russian)].
- Федоров П.И., Казимиров А.Д. Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере юга Олюторской зоны Корякского нагорья) // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 456–460 [Fedorov P.I., Kazimirov A.D. Mineralogy and geochemistry of island-arc picrites (using the southern Olyutor zone of the Koryak Highlands as an example) // Doklady Akademii nauk USSR. 1989. V. 306. № 2. P. 456–460 (in Russian)].
- Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. К геохимии позднемеловой шошонитовой ассоциации Центральной Камчатки // Известия АН СССР. Сер. геологич. 1990. № 3. С. 30–39 [Fedorov P.I., Dubik F.Yu. On the geochemistry of the Late Cretaceous shoshonitic association of Central Kamchatka // Izvestiya Acad. Nauk USSR. Ser. Geolog. 1990. № 3. P. 30–39 (in Russian)].
- Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002.

- № 1. С. 3–29 [Fedorov P.I., Filatova N.I. Cenozoic Volcanism of Korea // *Geochemistry International*. 2002. V. 40. № 1. 2002. P. 1–25].
- Федоров П.И., Шанцер А.Е., Флеров Г.Б. и др. О соотношении кирганикского и китильгинского вулканоплутонических комплексов Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. № 21. С. 16–24 [Fedorov P.I., Shantser A.E., Flerov G.B. et al. Relations between the Kirganik and Kitilgin high-potassium volcanoplutonic complexes in Kamchatka // *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*. 2013. № 1 (21). P. 16–24 (in Russian)].
- Федорчук А.В., Филатова Н.И., Шилов В.Н. Кайнозойский рифтогенный магматизм района Кальчу-Менчхон (КНДР) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 90–97 [Fedorchuk A.V., Filatova N.I., Shilov V.N. Cenozoic Rift-related Magmatism in the Kalchu–Menchkhon Region, Democratic People’s Republic of Korea // *Vulkanologiya i Seismologiya*. 1989. № 5. P. 90–97 (in Russian)].
- Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 645–663 [Fedorchuk A.V., Filatova N.I. Cenozoic Magmatism in North Korea and Its Geodynamic Environment // *Petrologiya*. 1993. V. 1. № 6. P. 645–663 (in Russian)].
- Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый вулканизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 145 с. [Flerov G.B., Koloskov A.V. Alkali Basaltic Volcanism of Central Kamchatka. Moscow: Nauka, 1976. 145 p. (in Russian)].
- Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия и петрология позднемеловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3–21 [Flerov G.B., Seliverstov V.A. Mineralogy and Petrology of Late Cretaceous–Paleogene Potassic Volcanics in Central Kamchatka // *Journal Volcanology and Seismology*. 1999. № 6. P. 3–21 (in Russian)].
- Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Мел-палеогеновый магматизм Срединного хребта Камчатки: проблема источников магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 83–96 [Flerov G.B., Seliverstov V.A. Cretaceous–Paleogene Magmatism of the Sredinnyi Range of Kamchatka: Magma Sources // *Journal Volcanology and Seismology*. 2008. № 2. P. 71–82 (in Russian)].
- Флеров Г.Б., Федоров П.И. Позднемеловой-палеоценовый калиевый магматизм Центральной Камчатки // Материалы Третьей Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». Институт геологии и геохимии УрО РАН. 28 августа – 2 сентября 2009 года. г. Качканар, Свердловская область, 2009. Т. 2. С. 234–237 [Flerov G.B., Fedorov P.I. Late Cretaceous–Paleocene potassic magmatism of Central Kamchatka // *Proceedings of the Third International Conference and Ultramafic-Mafic Complexes of Folded Regions and Associated Deposits*. Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, August 28 – September 2, 2009. Kachkanar, Sverdlovsk Region. V. 2. P. 234–237 (in Russian)].
- Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9. № 2. С. 189–208 [Flerov G.B., Fedorov P.I., Churikova T.G. Geochemistry of Late Cretaceous–Paleogene Potassic Rocks of the Early Evolutionary Stage in the Kamchatka Island Arc // *Petrologiya*. 2001. V. 9. № 2. P. 161–178 (in Russian)].
- Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с. [Faure G. Principles of isotope geology. Moscow: Mir, 1989. 590 p.].
- Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гушин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с. [Frolova T.I., Burikova I.A., Gushin A.V. et al. Origin of volcanic island arc series. Moscow: Nedra, 1985. 275 p. (in Russian)].
- Шаниро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880 [Shapiro M.N., Solov’ev A.V. Formation of the Olyutorsky–Kamchatka fold belt: a kinematic model // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50. P. 668–681. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.10.006>].
- Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г. Новые данные по изотопному составу магматических комплексов палеодуг Восточной Камчатки // Доклады АН. 2010. Т. 434. № 5. С. 656–660 [Tsukanov N.V., Skolotnev S.G. New data on the isotopic composition of igneous complexes from Eastern Kamchatka paleoarcs // *Doklady Akademii nauk*. 2010. V. 434. № 2. P. 1306–1310 (Russian)].
- Цуканов Н.В., Федоров П.И., Коваленко Д.В. Позднемеловые-раннепалеогеновые вулканические породы Восточной Камчатки (особенности состава и изотопно-геохимическая гетерогенность) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2024. № 2. Вып. 62. С. 79–99. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2024-2-62-79-99> [Tsukanov N.V., Fedorov P.I., Kovalenko D.V. Late cretaceous-early paleogene volcanic rocks of eastern Kamchatka (compositional features and isotopic-geochemical heterogeneity) // *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*. 2024. № 2. (62). P. 5–21 (in Russian)].
- Цуканов Н.В., Федоров П.И., Коваленко Д.В. Изотопно-геохимическая гетерогенность магматических пород террейнов островодужной природы Восточной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2025. № 2. Вып. 66. С. 18–38. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2025-2-66-18-38>. [Tsukanov N.V., Fedorov P.I., Kovalenko D.V. Isotopic-geochemical heterogeneity of igneous rocks of island-arc terranes of Eastern Kamchatka // *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle*. 2025. № 2. (66). P. 18–38 (in Russian)].
- Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Палан-джян С.А. Геодинамика Северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое-раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37–62 [Chekhovich V.D., Sukhov A.N., Kononov M. V., Palandzhyan S.A. Geodynamics of the Northwestern Sector of the Pacific Mobile Belt in the Late Cretaceous–Early Paleogene // *Geotectonics*. 2009. V. 43. № 4. P. 111–132. <https://doi.org/10.1134/S0016852109040049>].
- Bloomer S.H., Stern R.J., Fisk E. et al. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc. 1. Mineralogic and

- major and trace element characteristics // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B4 P. 4469–4496. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04469>
- Bogaard F.J.P., Wörner G.* Petrogenesis of Basanitic to Tholeiitic Volcanic Rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany // *Journal of Petrology*. 2003. V. 44. P. 569–602. <https://doi.org/10.1093/petrology/44.3.569>
- Chayka I.F., Baykov N.I., Kamenetsky V.S. et al.* Volcano-Plutonic Complex of the Tumrok Range (Eastern Kamchatka): An Example of the Ural-Alaskan Type Intrusion and Related Volcanic Series // *Minerals*. 2023. №. 13. P. 1–31. <https://doi.org/10.3390/min13010126>
- Condie K.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- Di Vincenzo G., Rocchi S.* Origin and interaction of mafic and felsic magmas in an evolving late orogenic setting: the Early Paleozoic Terra Nova Intrusive Complex, Antarctica // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 137. P. 15–35. <https://doi.org/10.1007/s004100050579>
- 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 // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 452–480. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.018>
- Edward C.M.H., Menzies M.A., Thirlwall M.F. et al.* The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: The Ringgit-Beser Complex, East Java, Indonesia // *Journal of Petrology*. 1994. V. 35. № 6 P. 1557–1595. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.6.1557>
- Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L.* The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // *Earth-Science Reviews*. 1987. V. 24. № 2. P. 81–134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8)
- Furman, T., Graham D.* Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province // *Lithos*. 1999. V. 48. P. 237–262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00031-6)
- Gill J.B.* *Orogenic Andesites and Plate Tectonics* / Berlin: Springer. 1981. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Ishizuka O., Kimura J.-I., Li Y.B., Stern R.J. et al.* Early stages in the evolution of Izu-Bonin arc volcanism: New age, chemical, and isotopic constraints // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 250. P. 385–401. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.08.007>
- Johnson M.C., Plank T.* Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments // *Geochemistry. Geophysics. Geosystem*. 1999. V. 1. № 1. <https://doi.org/10.1029/999GC000014>
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *Journal of Petrology*. 1986. V. 27. № 3. P. 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- McDonough W.F.* Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1990. V. 101. P. 1–18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90119-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90119-I)
- Meen J.K.* Formation of shoshonites from calcalkaline basalt magmas: Geochemical and experimental constraints from the type locality // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 97. P. 333–351. <https://doi.org/10.1007/BF00371997>
- Morrison G.W.* Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*. 1980. V. 13. P. 97–108. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5)
- Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., Noble S.R.* Hf–Nd Element and Isotope Perspective on the Nature and Provenance of Mantle and Subduction Components in Western Pacific Arc–Basin Systems // *Journal of Petrology*. 1999. V. 40. № 11. P. 1579–1611. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.11.1579>
- Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H. et al.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components // *Geochemistry. Geophysics. Geosystem*. 2005. V. 6. № 7. <https://doi.org/10.1029/2004GC000895>
- Peccerillo A.* *Plio-Quaternary Volcanism in Italy*. Petrology, Geochemistry, Geodynamics / Berlin. Springer-Verlag Heidelberg. 2005. 365 p. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.44.2.553-a>
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 58. P. 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Portnyagin M., Duggen S., Hauff F. et al.* Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 307. P. 133–155. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.08.015>
- Ribeiro J.M., Stern R.J., Kelley K.A. et al.* Nature and distribution of slab-derived fluids and mantle sources beneath the Southeast Mariana forearc rift // *Geochemistry. Geophysics. Geosystem*. 2013. V. 14. P. 4585–4607. <https://doi.org/10.1002/ggge.20244>
- Singer B.S., Jicha B.R., Leeman W.P. et al.* Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian Island arc basalt: Subduction melts sediments and dehydrates serpentine // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. № B06206. 26 p. <https://doi.org/10.1029/2006JB004897>
- Salters V.J.M., Stracke A.* Composition of the depleted mantle // *Geochemistry. Geophysics. Geosystem*. 2004. V. 5. № Q05B07. <https://doi.org/10.1029/2003GC000597>
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: *Magmatism in ocean basin*. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geological Society Special Publications. London. 1989. V. 42. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Turner S., Arnaud N., Liu J. et al.* Post-collision, Shoshonitic Volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for Convective Thinning of the Lithosphere and the Source of Ocean Island Basalts // *Journal of Petrology*. 1996. V. 37. № 1. P. 5–71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>

**LATE CRETACEOUS-PALEOGENE SHOSHONITIC VOLCANISM
OF THE EASTERN MARGIN OF ASIA
(ON THE EXAMPLE OF THE KORYAK HIGHLANDS, KAMCHATKA,
THE LESSER KURIL RIDGE AND KOREA)**

P.I. Fedorov¹, N.V. Tsukanov², D.V. Kovalenko³

¹*Geological Institute RAS, Moscow, Russia, 119017; e-mail: pi_fedorov@mail.ru*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 117997;
e-mail: kambear2011@yandex.ru*

³*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia, 119017*

Received December 24, 2025; revised March 23, 2026; accepted June 27, 2026

The composition of volcanic rocks from the Upper Cretaceous-Paleogene shoshonite complexes of the eastern margin of Asia was studied. It has been shown that the Pb, Sr, and Nd isotopic composition in the shoshonite series rocks indicates a mantle source depleted in radiogenic isotopes. The behavior of incompatible elements and their ratios allowed us to distinguish two groups of rocks. The first group includes basalts, trachybasalts and trachyandesite basalts of the Olyutor segment of the Achaivayam-Valagin paleoarc and the West Kamchatka (Palana) paleoarc, the Tumrok Ridge of Kamchatka, and the islands of the Lesser Kuril Ridge, the second includes basalts, trachybasalts and trachyandesite basalts of the Valaginsky, Kumroch and Sredinny Ridges in Kamchatka, and the Kilchu-Mencheon graben in Korea. It is assumed that the diversity of petrochemical characteristics of shoshonites in the regions under consideration is due to both to the composition of the magmatic source (the presence of phlogopite- or amphibole-containing phases) and the ratio of fluid-mobile elements (participation of fluids/melts to varying degrees in the process of magma generation), as well as changes in the subduction regime — the transition to a deeper level of magma generation and the involvement of the arc in the extension zone in connection due to rifting processes.

Keywords: eastern margin of Asia, shoshonite volcanism, geochemistry, isotopes, geodynamics.