

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ВЕЩЕСТВЕННОМ СОСТАВЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЦКД). ЧАСТЬ 1. ТИПИЗАЦИЯ ПОРОД. ВОЗРАСТНЫЕ, ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

© 2019 г. А. В. Колосков^{1, *}, М. Ю. Давыдова^{2, **},
Д. В. Коваленко^{3, ***}, В. В. Ананьев¹

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

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН
660022 Владивосток, проспект 100-летия Владивостока, 159

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017 Москва, Старомонетный пер., 35

*e-mail: kolosav@kscnet.ru

**e-mail: martynova@fegi.ru

***e-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 04.06.2018 г.

Представлены новые возрастные, а также изотопно-геохимические характеристики для платоэффузивов Центральной Камчатской депрессии и вулкана Николка. Проведено сопоставление этих материалов с данными по породам Ключевской группы вулканов, а также вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный, Начикинский, Бакенинг и “НЕВ-адакитового” плиоценового щитового вулкана в междуречье Озерная Камчатка – Правая Камчатка. Показано, что относительно “продвинутые” в эволюционном плане (чаще всего более щелочные) составы пород вулканов Начикинский, Бакенинг, Николка и плиоценовой щитовой постройки по своим изотопно-геохимическим характеристикам существенно отличаются от пород Ключевской группы вулканов. Именно этот тип пород является представительным для ЦКД как рифтогенной структуры. Породы Ключевской группы вулканов не являются типоморфными для этой структуры и отражают этап проявления обычного орогенного вулканизма, охватившего значительно большую территорию. Миоценовые платоэффузивы от пород этой группы отличаются только несколько повышенной калиевой щелочностью. Признаком пород рифтогенного типа является не только их повышенная щелочность, но и определенный характер соотношения микрокомпонентов: $Ti/V > 0.004$, $Nb/Y > 0.28$, $Dy/Yb > 2.00$, $La/Yb > 6.5$, $Sm/Yb > 2.4$, $Lu/Hf < 0.08$. Наряду с изотопными характеристиками эти соотношения позволяют предполагать существование для исходных расплавов единого глубинного астеносферного мантийного резервуара. Область сочленения Курило-Камчатской и Командорско-Алеутской островодужных систем маркируется повышенным флюидным обогащением (церева группа РЗЭ) расплавов для пород некоторых вулканов: Шивелуч, Харчинский, Заречный.

Ключевые слова: Центральная Камчатская депрессия, Ключевская группа вулканов, рифтогенез.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0203-0306201933-24>

ВВЕДЕНИЕ

Первоначально интерес к структуре Центральной Камчатской депрессии возник у авторов благодаря недавно появившейся небольшой заметке, касающейся возраста и состава платоэффузивов района горы Юртиной и верховьев р. Озерная Камчатка – крайнего ЮЗ участка ЦКД [Волынец и др., 2016]. Согласно представ-

ленным материалам, возраст мегаплагиофировых андезибазальтов в этом районе оценивается как миоценовый, хотя на всех геологических картах и соответствующих описаниях он дается как четвертичный (эоплейстоценовый) [Государственная ..., 2010]. Возникла необходимость проверки этих данных, тем более что возрастные определения К-Аг методом по породам с большим количе-

ством вкрапленников минералов (здесь преобладают мегаплагиофировые андезибазальты) дают иногда ошибочные результаты. Более того, детальное знакомство с имеющимися изотопно-геохимическими, минералогическими и геологическими материалами по породам этой структуры (в основном это Ключевская группа вулканов и вулканы Начикинский и Николка) показало наличие ряда проблемных вопросов: 1) не все образования, относимые к этой структуре, имеют однотипный состав; 2) интерпретация имеющегося изотопно-геохимического материала по ряду проявлений в разных работах имеет противоречивый характер; 3) нет ясного представления об условиях проявления вулканизма в этой структуре и о самой структуре. Во многих работах по вулканологии, она игнорируется. Возникла проблема детального анализа имеющегося аналитического материала, существующих концепций его интерпретации и окончательного вывода о характере этой структуры и условиях проявляющегося в ее пределах вулканизма.

Кроме того, было проведено детальное петрологическое изучение образцов платоэффузивов, отобранных одним из авторов настоящей публикации в ходе полевых работ в районах рек Озерная Камчатка и Кунч в 1988 и 2013 гг., а также разнообразных по составу пород вулкана Николка, отобранных также в 1988 г.

Изложение результатов предполагается провести в двух частях.

В первой части рассматриваются результаты этой проверочной работы по возрастным характеристикам, а также полученный авторами новый петрологический и изотопно-геохимический материал на основе сравнения с имеющимися литературными данными по адакитам и сопутствующим им породам района Озерной Камчатка, по вулканитам Толбачинского центра, вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный, Бакенинг, Начикинский и Хайлюля и ряда объектов Ключевской группы вулканов.

Во второй части будут представлены результаты минералогического изучения (на основе петрографического и микронзондового анализа) состава пород районов Озерная Камчатка, Кунч, вулканов Бакенинг, Шивелуч, Харчинский, Ключевской, Николка и Толбачинского центра, а также мантийных ксенолитов первых четырех вулканов. Особое значение при этом приобретают результаты изучения ксенолитов и следов их плавления в виде закаленной стекловатой фазы. Это ключевой момент в модели генезиса исходных расплавов.

Анализ этих материалов позволит по-новому подойти к трактовке геологического строения рассматриваемой мегаструктуры и представить обобщающую петрологическую модель.

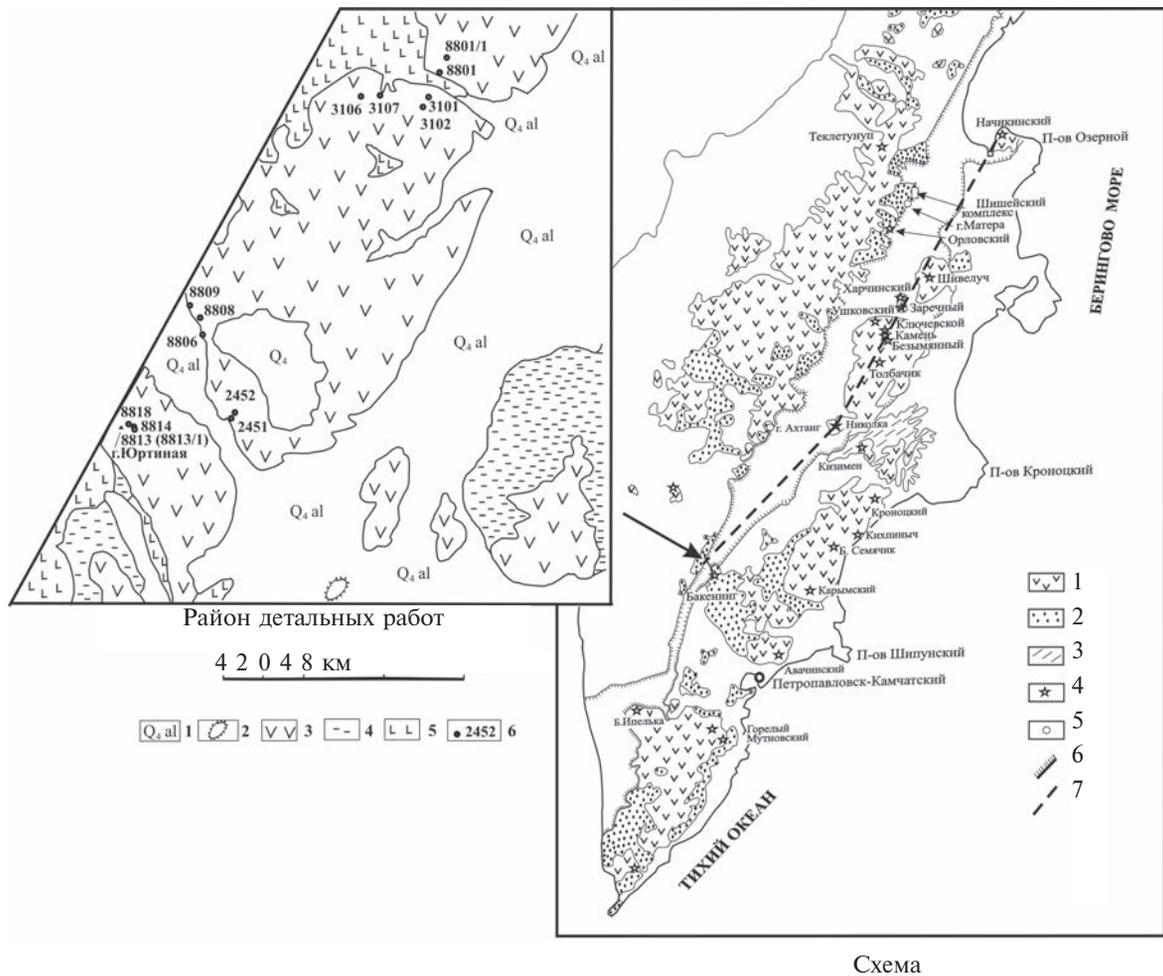
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Существующие представления о геологии ЦКД

Центрально-Камчатская грабенообразная депрессия является частью самой крупной отрицательной геологической структуры Камчатки длительного развития и сложного строения (рис. 1). Юго-западным ее продолжением является Большерецкий грабен с вулканическим массивом Большая Ипелька, а северо-восточным – грабен пролива Литке с крупными вулканическими постройкиками Начикинский и Хайлюля. В пределах депрессии размещается Ключевская группа вулканов (Ключевской, Камень, Безымянный, Острый и Плоский Толбачики) и расположенные несколько севернее вулканы Шивелуч, Заречный, Харчинский, одиночный стратовулкан Николка и многочисленные базальтовые и андезибазальтовые шлаковые конусы и небольшие щитовые вулканы ареального типа. Общая длина этой структуры около 1700 км, а ширина варьирует от 5 до 100 км. С юго-востока депрессия ограничивается Восточным хребтом, а с северо-запада – трогами Срединного хребта Камчатки. Непосредственным ее обрамлением по обоим бортам являются верхнемиоцен-плиоценовые вулканиты алнейской серии, а в пределах Восточного хребта еще и породы плиоценового тумрокского вулканического комплекса (см. рис. 1). В районе верховьев рек Озерная Камчатка и Кунч по СЗ борту депрессии уступами высотой в несколько сот метров выходят платоэффузивы мега- и мезоплагиофировых андезибазальтов эоплейстоценового (по существующим представлениям [Государственная ..., 2010]) возраста. Здесь же, в междуречье Озерная Камчатка – Правая Камчатка был обнаружен небольшой разрушенный щитовой вулкан, представленный ассоциацией базальтов Nb-обогащенного типа, андезибазальтов, магнезиальных андезибазальтов, андезитов и адакитов [Перепелов и др., 2009, 2010]. Возраст этой постройки, определенный $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, составляет 2.72–3.13 млн лет (средний плиоцен).

В целом считается, что формирование этой структуры началось в раннем или среднем миоцене, а развивается она вплоть до настоящего времени [Шанцер, 1987].

В известной монографии Э.Н. Эрлиха [1973] рассматривается сложное блоковое строение этой структуры и сделан вывод, что она является прогибом типа грабен-синклиналей. В.А. Ермаков, занимавшийся анализом геофизических материалов и вулканизма ЦКД, пришел к выводу о ее рифтогенной природе [Ермаков и др., 1974, 1977]. Какой из этих вариантов интерпретации окажется предпочтительнее, мы узнаем в ходе обсуждения полученных материалов.



Схема

Рис. 1. Схема расположения миоцен-четвертичных вулканитов в пределах ЦКД, на сопредельной территории Камчатки и в районе детальных работ.

Схема — 1–3 — области распространения вулканитов: позднеплиоцен-голоценового возраста (1), верхнемиоцен-плиоценового (алнейская серия) возраста (2), плиоценового тумрокского вулканического комплекса (3), 4 — вулканы, 5 — отдельные вулканические сооружения, 6 — границы ЦКД и ее предполагаемого продолжения на ЮЗ и СВ, 7 — линия геохимического профиля. Составлена по материалам [Чашин, Мартынов, 2006; Геологическая карта ..., 2005] с уточнениями и добавлениями.

Район детальных работ — 1 — четвертичные (в том числе аллювиальные) отложения, 2 — плиоценовая щитовая постройка, 3 — платоэффузивы миоценового возраста, 4 — вулканиты миоценового кимитинского и миоцен-плиоценового кахтунского комплексов, 5 — верхнемеловые вулканогенно-кремнистые образования ирунейской серии, 6 — точки опробования. Составлена по материалам полевых работ авторов и [Государственная ..., 2010].

Новые данные по геологии платовулканитов ЦКД и пород вулкана Николка

По левому борту в низовьях р. Кунч был изучен разрез платоэффузивов мощностью около 500 м (см. рис. 1, т. н. 8801–8801/1). В основании разреза обнажаются серые субафировые (единичные выделения плагиоклаза) андезибазальты с плитчатой отдельностью. В 200 м вверх по разрезу они сменяются глыбовыми развалами и свалами крупнопорфировых пироксен-плагиооклазовых андезибазальтов, одиночные выходы которых прослеживаются до самой вершины уступа и далее на выровненной поверхности плато. Подобный разрез был опробован также по ЮВ склону горы Юртиной мощностью око-

ло 400 м (см. рис. 1, т. н. 8813–8818). В нижней и средней частях он представлен толщей потоков и пирокластики мезопорфировых пироксен-плагиооклазовых андезибазальтов, а в верхней своей части, вплоть до вершины горы Юртиной — потоками существенно мегаплагиофировых андезибазальтов.

Нами были получены новые возрастные определения (табл. 1) по двум образцам андезибазальтов (на основании повышенных отношений $Sr/Y > 40$ они были отнесены к адакитам) из основания разреза плато-лав на р. Озерная Камчатка и р. Кунч. Они весьма сходны и совпадают с данными предыдущих исследователей [Волынец и др., 2016].

Таблица 1. Возрастные определения пород районов р. Озерная Камчатка и р. Кунч

№ п/п	1	2
№ обр.	8813/1	3106
Возраст (млн лет)	6.22±0.14	6.35±0.18
Объект	р. Озерная Камчатка	р. Кунч
Порода	Андезибазальт, адакит	Андезибазальт, адакит

Примечание. Возрастные определения сделаны в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ 1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar ; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $40\text{K} = 0.01167 \text{ (ат. \%)}$.

Подробно изученный нами плиоцен-раннеплейстоценовый стратовулкан Николка (высота 1460 м) располагается на правом берегу р. Шапина, в центральной части ЦКД (см. рис. 1). Состав продуктов – мезо-, иногда мегаплагиифировые базальты, мелкотаблитчатые пироксен-плагииоклазовые, иногда двупироксеновые андезиты. Существуют указания о наличии здесь полнокристаллических габбро-анортозитов в разрезе плагиифировых и оливиновых базальтов в мощных (до 30 м) телах – вероятно, силлах [Ермаков и др., 1975]. Нами был обнаружен изолированный выход (в диаметре около 500 м) полнокристаллических плагииоклаз-пироксен-амфиболовых гранодиоритов (см. табл. 1, обр. 8876/1) и габбро-диоритов – вероятно, нект на СЗ “плече” горы Николка. Амфиболовые, иногда биотитовые разновидности андезитов и дацитов встречаются в основном в пределах отдельных куполовидных поднятий, вероятно, экстружий. Выделения амфибола в них едва затронуты процессами опацизации.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Особенности применяемых методов исследования

Основная часть анализов петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнена в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН (табл. 2, 3). Содержания SiO_2 определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов – методом атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе iCAP-6500 Duo (Agilent Teesch США); FeO – методом титриметрии; ряд рассеянных элементов – рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S_4 Pioneer; содержания РЗЭ – методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метаборатом лития (LiBO_2) в соотношении

Таблица 2. Силикатный (масс. %) и редкоэлементный (г/т) состав пород верховьев р. Озерная Камчатка и р. Кунч

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ обр.	3102	3106	3101	3107	8801	8801/1	8813/1	8806	8808	8809	8814	8818	2451	2452
SiO_2	54.35	54.30	53.25	55.29	54.43	54.11	54.65	53.07	54.21	54.81	53.64	55.12	54.23	51.00
TiO_2	0.93	1.03	0.97	1.25	1.34	0.87	1.09	1.10	1.06	0.90	1.04	1.20	1.09	0.92
Al_2O_3	17.89	17.34	16.07	16.58	16.31	15.45	18.25	17.95	18.95	15.41	19.69	17.00	15.14	14.54
Fe_2O_3	5.24	3.36	3.94	3.62	4.28	3.56	3.77	4.15	3.01	3.24	7.91	4.20	4.04	5.06
FeO	2.80	4.90	4.45	5.42	5.15	4.95	4.19	4.30	4.83	5.27	0.00	4.60	4.35	3.90
CaO	8.21	8.02	8.83	7.27	7.17	8.60	7.80	8.26	7.89	8.22	8.55	6.75	7.80	8.60
MgO	4.59	5.00	7.19	4.16	3.61	7.12	3.70	3.99	3.20	6.59	2.15	4.13	7.45	11.23
MnO	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11	0.13	0.11	0.13	0.13	0.14
K_2O	1.77	1.94	1.56	1.99	2.14	1.41	1.81	1.91	1.79	1.54	1.81	2.29	1.72	1.22
Na_2O	3.66	3.38	3.24	3.81	4.06	3.31	3.77	3.79	4.08	3.40	3.96	3.85	3.41	2.94
P_2O_5	0.25	0.27	0.24	0.33	0.44	0.23	0.31	0.37	0.33	0.26	0.36	0.38	0.30	0.22
Сумма	99.80	99.67	99.87	99.85	99.06	99.72	99.45	99.01	99.44	99.77	99.22	99.64	99.67	99.78
Li	10.14	7.65	9.08	11.27	10.86	7.45	9.82	8.58	11.08	10.66		12.19	9.07	7.45
Sc	23.70	26.50	29.00	26.30	22.68	24.58	21.00	19.72	15.72	27.40		23.20	28.30	31.50
V	211.80	239.00	234.80	287.20	361.51	242.21	250.40	299.61	271.66	263.48	235.00	275.70	238.90	230.60

Таблица 2. Окончание

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№обр.	3102	3106	3101	3107	8801	8801/1	8813/1	8806	8808	8809	8814	8818	2451	2452
Cr	88.93	112.40	345.11	71.68	35.31	281.40	39.95	55.68	42.50	194.70	26.00	42.69	304.79	677.64
Ni	30.40	34.38	98.97	19.49	20.32	103.81	21.10	29.82	24.48	66.45	24.00	19.29	87.10	258.38
Rb	31.05	32.65	25.64	35.37	44.71	25.13	34.49	34.69	27.20	32.12	35.00	51.24	33.02	17.82
Sr	723.80	681.50	624.60	641.40	505.00	545.20	744.60	592.50	680.30	526.20	780.00	655.50	534.30	565.50
Y	16.30	16.60	16.96	19.85	20.48	15.55	17.75	18.48	16.56	18.13	23.00	20.39	17.52	16.43
Zr	118.64	123.94	111.28	141.23	142.56	92.18	124.81	120.25	121.43	111.50	85.00	156.62	141.09	98.66
Nb	3.78	4.26	3.50	4.63	5.94	3.31	4.35	4.78	4.28	4.06	8.00	5.30	4.61	3.07
Cs	0.86	0.92	0.64	0.59	0.70	0.43	0.84	0.87	0.53	0.52		1.21	0.54	0.26
Ba	441.50	436.40	380.40	488.20	508.30	368.12	451.60	409.70	453.90	451.09	436.00	535.70	418.30	318.60
La	8.93	8.90	8.53	10.99	12.33	7.80	10.43	11.25	9.89	10.27		12.60	9.82	7.75
Ce	21.12	21.46	21.23	26.06	29.04	18.34	23.81	26.10	24.86	24.18		34.73	23.40	18.11
Pr	3.11	3.19	3.09	3.89	4.18	2.75	3.57	3.72	3.39	3.45		4.31	3.41	2.83
Nd	14.07	14.39	14.24	17.49	17.51	11.55	16.04	15.79	14.08	14.76		19.11	15.42	13.03
Sm	3.52	3.55	3.54	4.33	4.40	2.95	3.86	3.85	3.52	3.57		4.52	3.79	3.31
Eu	1.14	1.08	1.10	1.30	1.46	1.14	1.18	1.28	1.01	1.15		1.32	1.06	0.99
Gd	3.51	3.13	3.41	3.93	4.55	3.05	3.53	4.06	3.67	3.75		4.06	3.41	3.01
Tb	0.54	0.54	0.56	0.67	0.69	0.51	0.58	0.62	0.56	0.62		0.69	0.59	0.53
Dy	3.07	3.15	3.18	3.71	3.91	3.03	3.34	3.60	3.32	3.58		3.67	3.28	3.03
Ho	0.61	0.62	0.65	0.74	0.81	0.61	0.66	0.74	0.64	0.72		0.77	0.67	0.64
Er	1.80	1.77	1.85	2.11	2.22	1.74	1.97	2.08	1.83	2.00		2.19	1.90	1.83
Tm	0.26	0.26	0.26	0.30	0.34	0.24	0.27	0.29	0.26	0.28		0.31	0.26	0.27
Yb	1.57	1.67	1.75	2.05	2.04	1.62	1.74	1.90	1.67	1.86		2.08	1.75	1.69
Lu	0.26	0.24	0.25	0.30	0.32	0.23	0.26	0.28	0.24	0.27		0.30	0.26	0.25
Hf	2.52	2.68	2.44	3.06	3.34	2.23	2.68	2.85	2.93	2.72		3.05	2.84	2.21
Ta	0.23	0.25	0.20	0.28	0.36	0.20	0.26	0.29	0.26	0.26		0.33	0.28	0.17
Pb	4.84	5.10	4.37	6.04	6.29	4.02	5.39	5.39	5.66	5.21		6.86	5.01	3.94
Th	1.36	1.41	1.05	1.68	1.59	0.75	1.53	1.26	1.23	1.32		2.11	1.56	1.05
U	0.63	0.71	0.60	0.76	0.92	0.55	0.76	0.75	0.69	0.66		1.01	0.79	0.48

Примечание. 1–6 – район р. Кунч, 7–14 – район р. Озерная Камчатка; 1, 2, 7 – адакиты, остальные образцы – неадакитового состава. Анализы 1–10, 12–14 выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН, 11 – в Аналитическом центре ИГЕМ РАН.

Таблица 3. Силикатный (масс. %) и редкоэлементный (г/т) состав пород вулкана Николка

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8
№обр.	8854/1	8857	8859/1	8859/2	8864	8874	8876/1	8884/1
SiO ₂	66.96	56.49	53.33	56.45	57.04	61.87	57.29	57.29
TiO ₂	0.39	1.37	1.99	1.03	1.42	0.52	1.63	1.43
Al ₂ O ₃	16.86	15.49	14.52	16.95	15.35	17.57	15.2	17.86
Fe ₂ O ₃	1.67	4.1	5.71	3.71	4.02	2.68	5.46	3.26
FeO	0.89	4.63	5.05	5.31	4.88	2.11	3.5	6.13
CaO	1.9	5.79	6.54	7.29	5.8	4.19	3.92	7.14
MgO	0.51	3.27	4.65	3.65	3.19	1.52	1.71	3.4
MnO	0.1	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.15
K ₂ O	6.08	3.23	2.95	1.47	2.91	2.98	4.95	2.51
Na ₂ O	3.93	3.52	3.02	3.28	3.68	4.79	3.96	3.85
P ₂ O ₅	0.14	0.43	0.66	0.24	0.42	0.27	0.75	0.54
Сумма	99.43	98.5	98.57	99.54	98.87	98.67	98.56	99.43
Li	17.06	15.84	18.95	11.68	20.44	26.96	11.27	15.74
Sc	4.19	23.27	27.85	27.72	24.31	7.71	19.82	21.09
V	25.53	256.42	349.51	268.78	288.29	39.51	126.73	299.17

Таблица 3. Окончание

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8
№обр.	8854/1	8857	8859/1	8859/2	8864	8874	8876/1	8884/1
Cr	1.3	28	92.5	37.36	27.35	1.41	3.33	11.81
Ni	1.91	14.66	36.3	11.9	14.86	1.16	2.78	18.56
Rb	150.88	76.54	81.81	27.06	79.23	73.44	158.82	59.86
Sr	199	285	295	364	285	388	205	426
Y	26.73	25.35	43.39	24.74	27.84	25.59	51.5	27.34
Zr	248.46	70.18	295.89	123.59	71.54	211.82	413.23	217.86
Nb	5.12	4.05	6.31	2.41	4.53	4.32	10.65	4.96
Cs	2.45	0.65	2.55	0.61	0.7	2.47	1.92	1.91
Ba	1057	944	864	543	906	978	1203	747
La	25.14	17.35	27.21	10.63	19.6	19.36	44.41	21.19
Ce	59.84	45.58	71.22	25.35	51.31	48.91	99.43	55.37
Pr	7.32	6.16	9.7	3.92	6.89	6.13	12.74	7.13
Nd	29.73	26.4	39.06	17.13	30.31	25.13	50.34	29.8
Sm	5.42	5.98	8.91	4.57	6.67	5.3	10.39	6.42
Eu	1.33	1.84	2.47	1.28	1.6	1.49	2.46	1.73
Gd	6	7.44	10.03	4.61	6.49	5.05	9.75	6.23
Tb	0.78	0.92	1.34	0.77	1.02	0.78	1.51	0.94
Dv	4.52	5.07	7.57	4.5	5.6	4.59	8.75	5.29
Ho	0.94	0.98	1.51	0.95	1.06	0.95	1.76	1.05
Er	2.72	2.63	4.43	2.77	2.82	2.89	5.19	3.07
Tm	0.39	0.35	0.62	0.39	0.4	0.43	0.75	0.43
Yb	2.57	2.32	3.94	2.6	2.39	2.93	4.99	2.79
Lu	0.4	0.32	0.61	0.39	0.37	0.44	0.72	0.42
Hf	6.14	1.96	6.83	3.05	2.21	4.99	8.91	4.89
Ta	0.37	0.27	0.42	0.16	0.29	0.3	0.64	0.32
Pb	13.25	7.1	10.3	5.78	8.48	9.92	15.79	8.27
Th	6.45	1.06	3.62	1.13	1.22	3.63	6.67	2.77
U	4.33	0.78	2.28	0.85	0.81	2.16	3.96	1.76

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ РАН.

навеска: плавень 1:3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не более 10%. Кроме того, один анализ был выполнен в аналитическом центре ИГЕМ РАН рентгенофлуоресцентным методом (см. табл. 2, № 11).

Изучение изотопных отношений стронция и свинца было сделано в специализированной лаборатории Центра Изотопных Исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Роснедра) методом TIMS – термоэмиссионной масс-спектрометрией. Изотопный состав измерялся на твердофазном масс-спектрометре TRITON (Thermo) в одноленточном варианте сборки источника в статиче-

ском многоколлекторном режиме регистрации. Измерялись ионные токи изотопов свинца 204, 206, 207 и 208. Каждое измерение состояло из 50 блоков по 10 сканов при электрическом токе на Re ленте испарителя 2.2–2.3 А и температуре 1300°C. Перед началом и в конце измерения серии изучаемых проб производился замер изотопного стандарта свинца NIST 981 (навеска стандарта при этом подбирается в соответствии со средним количеством выделенного свинца пробы). Корректировка на текущее приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$). Средняя точность анализов (2σ) приведена в табл. 4.

Таблица 4. Изотопный состав пород вулкана Николка и платолав реки Озерной Камчатки

№ п/п	№обр.	Порода	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ , %	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ abs	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ abs	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ abs
1	8859/2	Pl андезибазальт	0.703984	0.0010	18.3039	0.0005	15.4884	0.0006	37.9683	0.0019
2	8864	Nb андезит	0.703584	0.0014	18.2829	0.0006	15.4825	0.0007	37.9457	0.0024
3	8883	базальт	0.703450		18.2616		15.4739		37.8860	0.0026
4	8864	Nb андезит	0.703570		18.2635		15.4650		37.8050	
5	8883	базальт	0.703441							
6	8813	андезибазальт	0.703400		18.2730		15.4620		37.9130	

Примечание. 1–5 – г. Николка, 6 – Озерная Камчатка; 1, 2 – авторские материалы, 3, 4, 6 – данные из работы [Kerezhinskas et al., 1997], 5 – данные из работы [Churikova et al., 2001].

Петрология и геохимия вулканических пород

Петролого-геохимические особенности магматизма ЦКД исследователями обычно рассматриваются на основе анализа составов пород Ключевской группы вулканов [Ермаков, 1977, 1987; Пополитов, Вольнец, 1981; Геохимическая типизация ..., 1990; Portnyagin et al., 2007; Almeev et al., 2013; Churikova et al., 2013 и др.]. Но в этих работах иногда присутствует явное противопоставление вулканитов Ключевской группы в целом и пород некоторых, расположенных в пределах этой структуры, “аномальных” вулканов Николки, Ушковского, Плоского и Острого Толбачиков и их ареальной зоны шлаково-лавовых конусов по некоторым петро-геохимическим признакам. В то время как породы Ключевской группы в целом характеризуются признаками, присущими обычным вулканитам островодужного типа, составы “аномальных” объектов характеризуются повышенной, преимущественно, К-ой щелочностью, повышенными концентрациями TiO_2 , Nb, Ta, Zr, Y, P_2O_5 , РЗЭ и отсутствием Sr максимума на многокомпонентных диаграммах. Это сближает их с породами внутриплитного типа, типичными для континентальных рифтов. Присутствие вулканитов специфического типа – адакитов на вулкане Шивелуч, который располагается в “угловой” части ЦКД и тем отличается от пород Ключевской группы, породило в свое время предположения о существовании в зоне сочленения СВ Камчатки и Командорско-Алеутской островной дуги своеобразного “slab-window” (окна в этой плите), через которое в качестве дополнительного источника тепла мог проходить поднимающийся поток астеносферного материала [Yogodzinski et al., 2001]. Несколько позднее была опубликована статья [Portnyagin et al., 2005], в которой позднплейстоцен-голоценовые вулканические центры (вулканы Начикинский и Хайлюля) северной части ЦКД по своей чрезвычайно высокой обогащенности высоkozарядными и легкими редкоземельными элементами противопоставлялись вулканам южной части структуры (Толбачик, Ключевской, Шивелуч). Далее мы еще вернемся к этой работе в ходе обсуждения полученных материалов. Следует также отметить недавние работы по петрологии Толбачинского вулканического центра [Колосков и др., 2017a] и Толбачинского вулканического массива [Churikova et al., 2015], в которых присутствие пород повышенной щелочности и особенности тренда их дифференциации связывается с переходом магматической системы этих вулканов к режиму внутридугового рифтинга.

Учитывая эту разнонаправленность подхода, дальнейшее изложение материалов будет проведено на основе сравнения полученных нами новых или уже имеющихся данных по платоэф-

фузивам ЦКД, некоторых “аномальных” объектов, располагающихся в пределах этой депрессии (вулканы Николка, Начикинский) или в непосредственной близости от нее (вулкан Бакенинг), с одной стороны, и пород Ключевской группы вулканов, с другой.

Как видно на рис. 2а–2в, породы Ключевской группы в целом относятся к базальт-андезито-дацитовый умереннокалиевой, низкотитанистой известково-щелочной серии. Исключение составляют вулканиты Толбачинского центра, которые одной ветвью своих составов заходят в поле пород Ключевской группы, а второй (поздние проявления вулканизма Плоского и Острого Толбачиков и зоны ареального вулканизма) существенно сдвинуты в сторону пород повышенной щелочности и титанистости. Породы Начикинского вулкана образуют трахибазальт-трахиандезитовую, умереннокалиевую известково-щелочную серию, но часть андезибазальтовых составов характеризуются повышенной, преимущественно, калиевой щелочностью. В составе пород Николки выделяются две серии: высококалиевая известково-щелочная, к которой, вероятно, и относятся кумулятивные образования габбро-анортозитов, и субщелочная трахиандезитовая с присутствием высококалиевых гранодиоритов. По соотношению TiO_2-SiO_2 подавляющая часть точек пород обоих “аномальных” вулканов и Толбачинских трахибазальтов попадает в поле внутриплитных составов (см. рис. 2б). Миоценовые платоэффузивы и породы плиоценовой щитовой постройки образуют сравнительно узкий ряд составов с переходом от умереннокалиевых андезибазальтов (реже андезитов) к высококалиевым трахиандези-базальтам (см. рис. 2а, 2в). Андезибазальты плато и щитовой постройки характеризуются переходом от островодужных к вулканитам внутриплитного типа (см. рис. 2б). По соотношению $MgO-SiO_2$ (см. рис. 2г) хорошо проявлен “излом” трендов и полей графиков, отражающий преимущественное фракционирование оливина как в породах Ключевской группы, так и в составах обоих “аномальных” вулканов, Толбачинского центра и некоторых платоэффузивах. При этом первые существенно сдвинуты в сторону большей кремнекислотности, что является признаком различия самих расплавов, а не степенью их фракционирования.

Таким образом, можно заметить, что если породы плиоцен-четвертичных вулканов Начикинского и Николки по своей щелочности и титанистости явно контрастируют с вулканитами Ключевской группы, то в миоценовых платоэффузивах, а в особенности в плиоценовых андезибазальтах щитовой постройки, только намечаются некоторые черты отличия от вулканитов Ключевской группы (повышенная

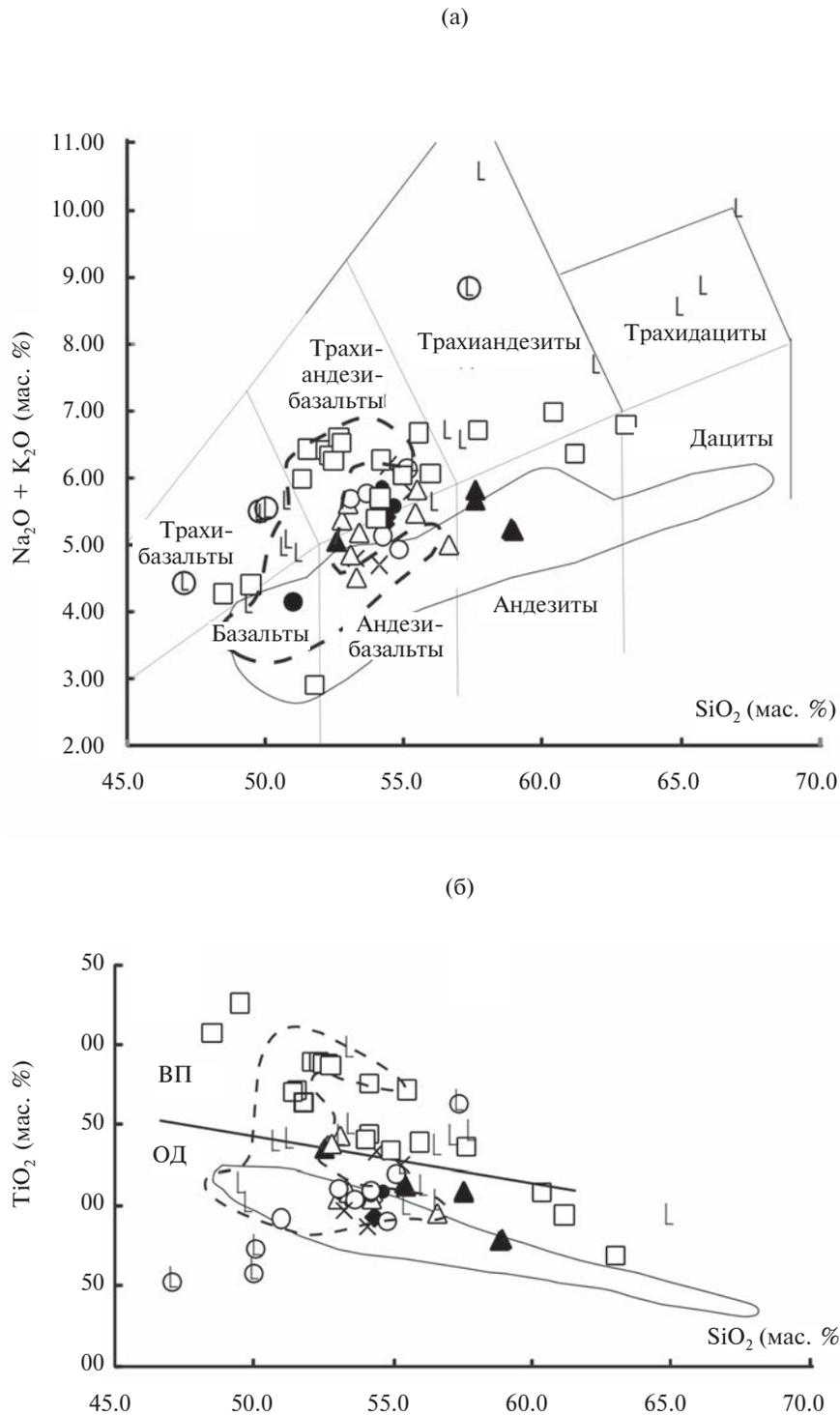


Рис. 2. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (а), $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ (б), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (в), $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ (г) в платоэффузивах районов рек Озерная Камчатка, Кунч и вулканов Начикинский, Николка, Толбачинского центра.

1–4 – проявления миоценового вулканизма района р. Кунч (адакиты (1) и породы неадакитового состава (2)) и Озерной Камчатки (адакиты (3) и породы неадакитового состава (4)); 5, 6 – плиоценовые вулканисты щитовой постройки (адакиты (5) и породы неадакитового состава (6)); 7–9 – вулканы – Начикинский (7), Николка (8, 9): вулканисты (8), полнокристаллические породы (габбро-анортозиты и гранодиорит) (9). Пунктиром выделено поле пород Толбачинского центра, сплошной линией – Ключевской группы вулканов. Использованы данные [Ермаков и др., 1975; Геохимическая типизация ..., 1990; Portnyagin et al., 2005], из каталога [Portnyagin et al., 2007; Перепелов и др., 2009; Almeev et al., 2013; Колосков и др., 2017a]. Дискриминантные диаграммы – по [Петрографический кодекс ..., 2009; Resserillo, Taylor, 1976]. Линия, разделяющая на рис. 2б поля вулканистов островодужного (ОД) и внутриплитного (ВП) типов, по [Колосков и др., 2015].

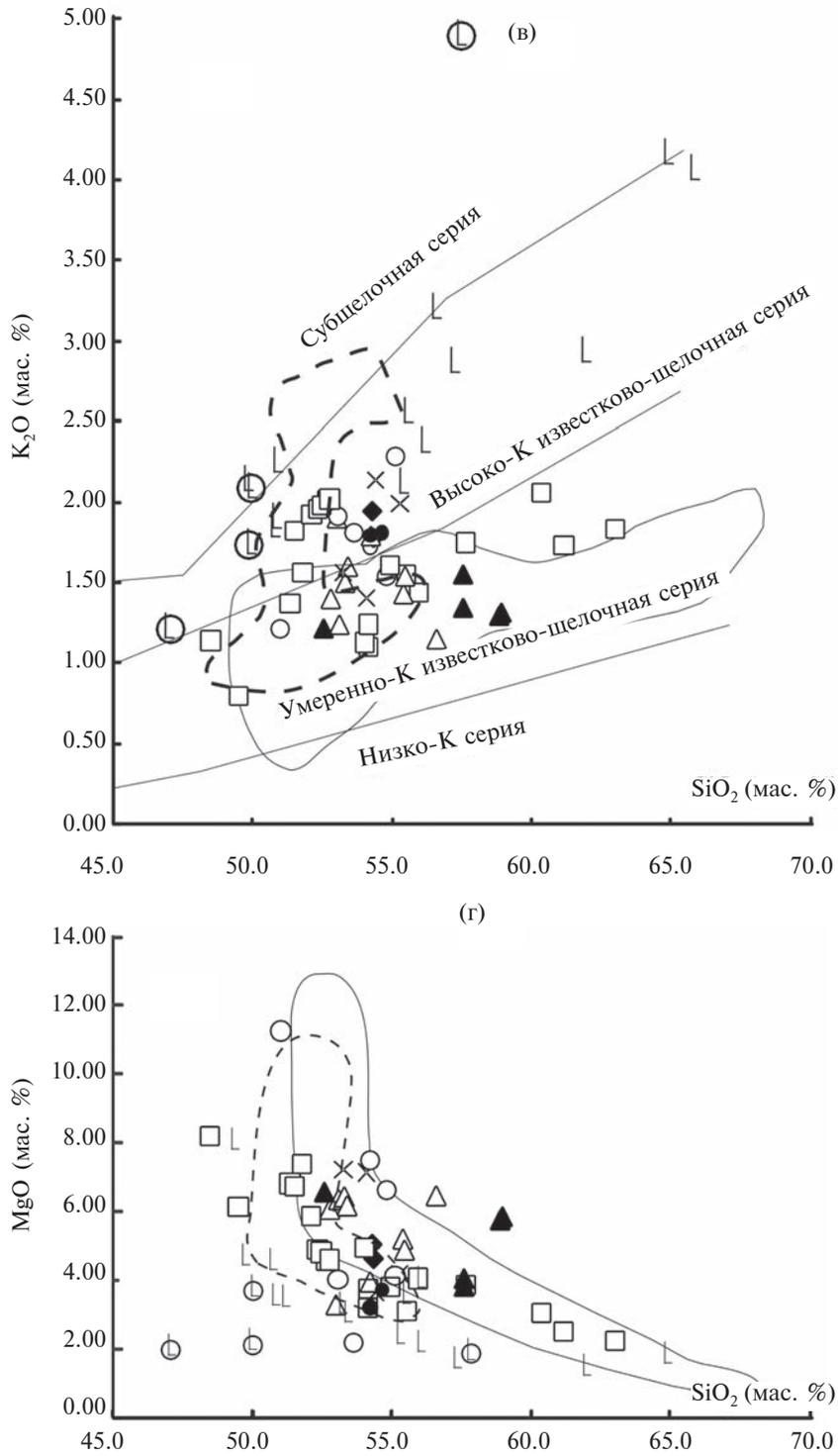


Рис. 2. Окончание

щелочность и титанистость). Толбачинский центр только на поздней стадии своего развития приближается к составу “аномальных” вулканов. Тем не менее, можно констатировать, что, начиная с позднего миоцена, а в особенности в плиоцен-четвертичное время, появляется двусторонняя зональность: повышение калиевой щелочности вулканизма в самой де-

прессии и в непосредственной близости от нее (вулканы Бакенинг, Ушковский, Толбачинский центр) на фоне проявления известково-щелочных умереннокалиевых вулканитов вдоль северного (Шишейский комплекс, вулкан Орловский, горы Матера, Поперечная, Половинная, Ахтанг) и южного обрамления этой структуры (вулкан Кизимен).

К ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

В свое время различие геохимических и изотопных характеристик для пород вулканов северной (Начикинский и Хайлюля) и центральной (Толбачик, Ключевской, Шивелуч) частей ЦКД рассматривалось с помощью своеобразного геохимического профиля, на котором значения отношений Nb/Y, Ba/Nb, Dy/Yb в породах коррелировались с широтным положением объектов [Portnyagin et al., 2005]. Повышенные отношения Nb/Y в породах северного фрагмента ЦКД были использованы этими исследователями как показатель низкой степени плавления MORB-типа астеносферной мантии – основного мантийного источника соответствующих исходных расплавов. Низкие значения этого отношения в породах южного фрагмента свидетельствовали о малоглубинной субдукционно модифицированной мантии, которая предполагалась как основной источник расплавов для этой части структуры. Повышенное отношение Dy/Yb в породах северного фрагмента также могло означать присутствие здесь относительно глубинного (Gr-перидотит) мантийного резервуара [Portnyagin et al., 2005].

Мы продолжили этот профиль до верховьев р. Озерная Камчатка и расширили набор индикаторных отношений (рис. 3). Отношение Ti/V обладает хорошими индикаторными возможностями при интерпретации тектонического положения соответствующих объектов базальт-андезибазальтового состава [Shervais, 1982]. Уровень максимальных значений этого отношения в породах повышенной щелочности вулканов Бакенинг, Николка, Начикинский превосходит подобные значения в известково-щелочных базальтоидах всех представленных здесь вулканов Ключевской группы, а также в миоценовых андезибазальтах Кунча и Озерной Камчатки (см. рис. 3а). Подобными высокими отношениями Ti/V характеризуется также большинство составов умеренно щелочных плиоценовых вулканитов щитовой постройки, которые отличаются повышенными концентрациями ряда высоконекогерентных элементов также, как и отмеченные породы трех перечисленных выше вулканов. В определенной мере этот показатель является свидетелем присутствия внутриплитного компонента (OIB-типа) в рассматриваемой выборке составов. Интересно, что в эту группу с высокими Ti/V отношениями

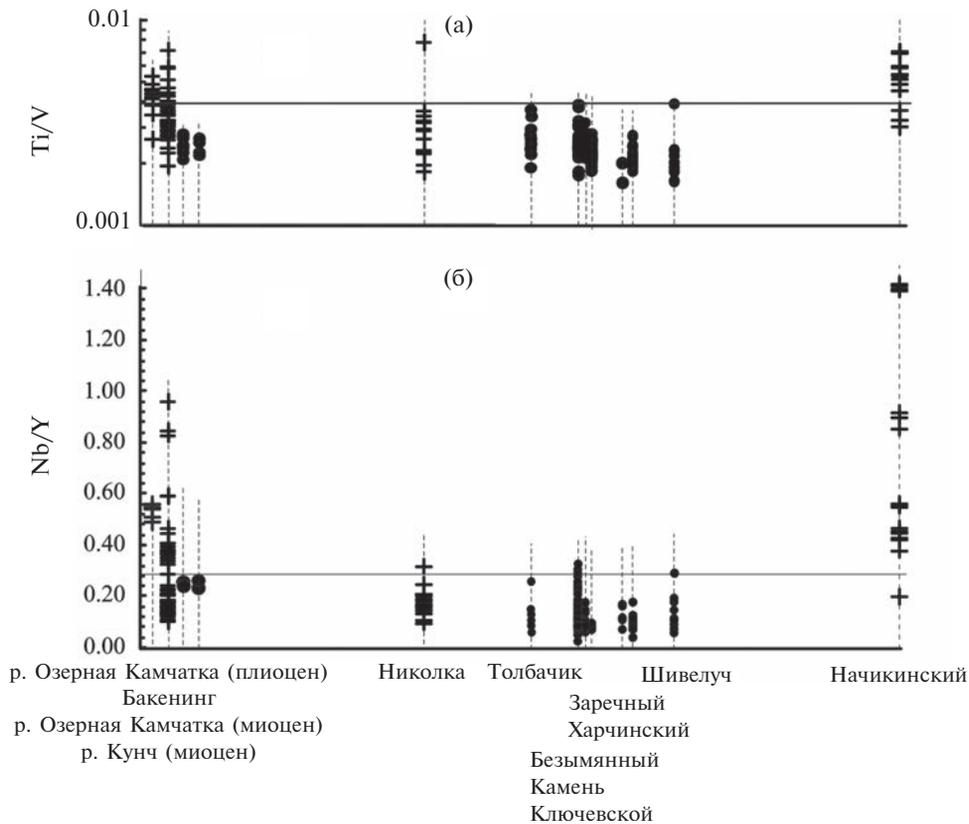


Рис. 3. Вариации геохимических характеристик пород вулканов ЦКД вдоль геохимического профиля.

Положение вариационных линий (слева направо) соответствует последовательности проявлений вулканизма, указанной в конце рисунка (сверху вниз). Крестиками выделены составы пород ЦКД, точками – Ключевской группы, а также вулканов: Шивелуч, Харчинский, Заречный. Использованы материалы (см. рис. 2), а также [Dogen-dorf et al., 2000; Churikova et al., 2013].

не вошли субщелочные вулканы Толбачинского центра вместе с проявлениями его ареального вулканизма, в составе продуктов которого были отмечены внутриплитные геохимические характеристики [Колосков и др., 2017a].

Отношение Nb/Y (см. рис. 3б) информативно в том плане, что мы видим сходство данных по породам повышенной щелочности вулканов Начикинского и Бакенинг с теми характеристиками, которые соответствуют породам плиоценовой щитовой постройки. Повидимому, те выводы, которые были сделаны в отношении мантийных резервуаров для пород Начикинского вулкана в равной мере применимы к таким объектам как вулкан Бакенинг и плиоценовая щитовая постройка. Данные по отношению Dy/Yb в породах (см. рис. 3в) позволяют предполагать для всех перечисленных выше “аномальных” объектов, а также для наиболее щелочных разностей пород вулкана Николка наличие гранат-содержащего источника и менее глубинный — для всех остальных составов, включая Ключевскую группу вулканов. Здесь, правда, встречаются отдельные образцы андезибазальтов Ключевского вулкана, имею-

щие аномально высокие значения Dy/Yb (см. рис. 3в), но о них речь пойдет ниже. Для дальнейшей идентификации составов были выбраны именно те соотношения элементов, которые позволяют судить о глубине и степени плавления мантийного источника. Еще большие различия между обеими группами пород (они отмечены разными значками) можно наблюдать по соотношениям: La/Yb (см. рис. 3г), Sm/Yb (см. рис. 3д), Lu/Hf (см. рис. 3е, в обратной экспозиции), хотя и здесь проявляются некоторые одиночные аномалии в составе пород вулканов Шивелуч, Заречный, Харчинский и небольшие отклонения для вулкана Безымянный.

Посмотрим подробнее, в чем заключаются эти различия и отклонения.

Отношение Nb/Y наиболее информативно, когда оно сопоставляется с отношением Zr/Y в рамках различия индикаторных полей проявления вулканизма разных типов (рис. 4). Как видно на рисунке, вулканизм внутриплитного типа проявлен почти во всех составах Начикинского вулкана, в значительной части пород вулкана Бакенинг, в некоторых, наиболее щелочных составах Николки (см. рис. 4а, 4б),

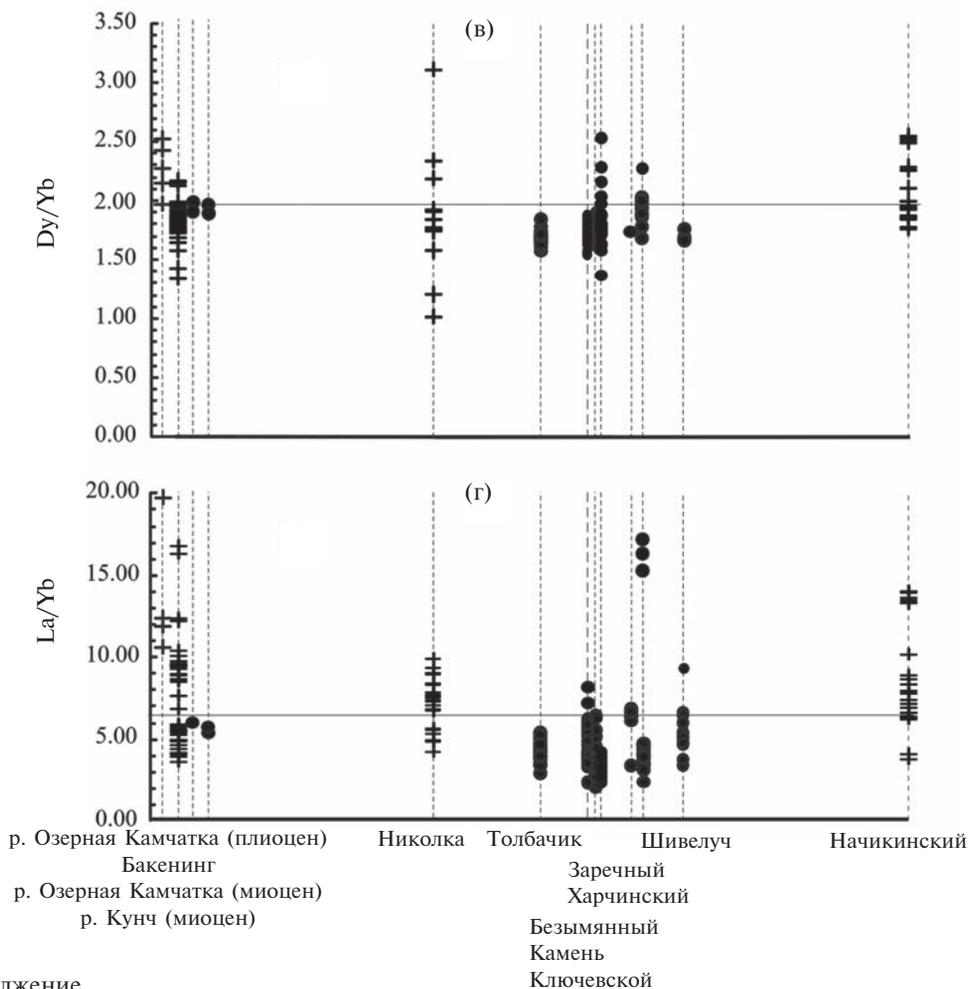


Рис. 3. Продолжение

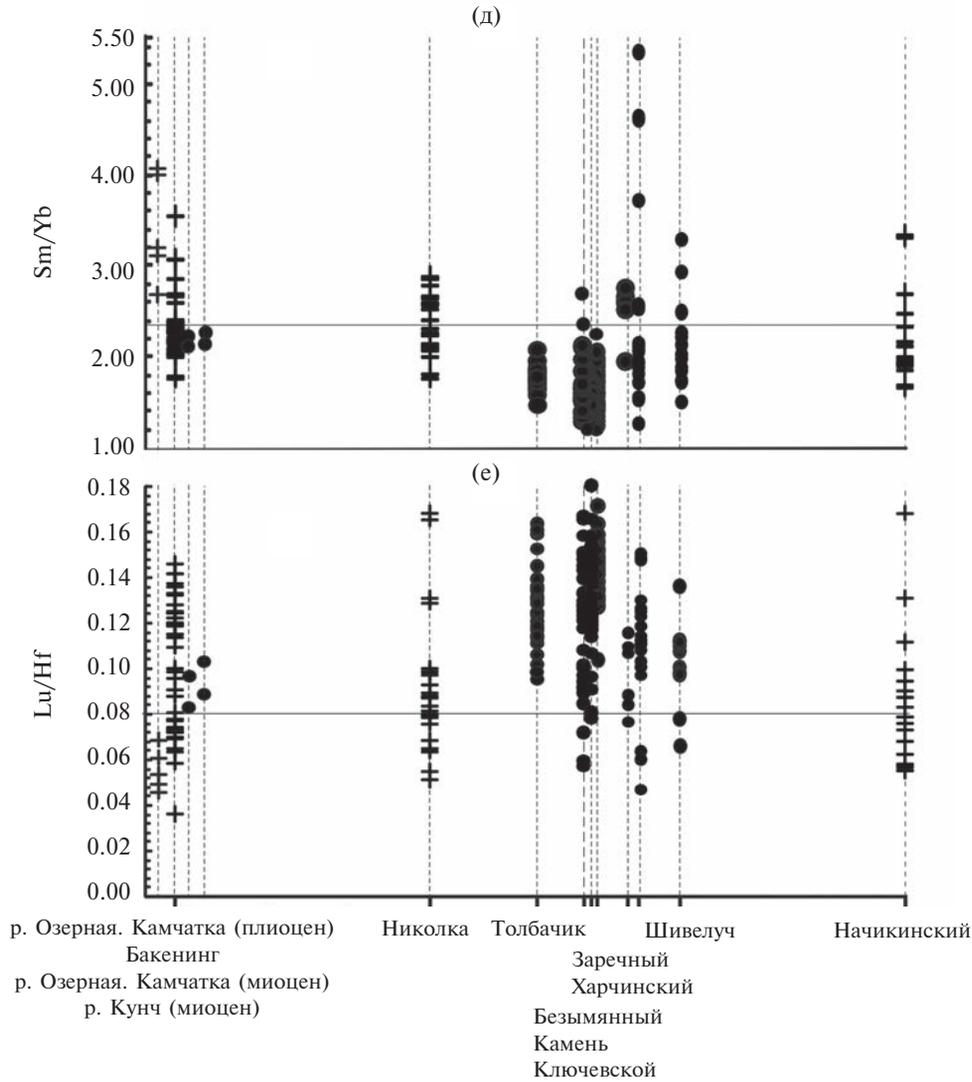


Рис. 3. Окончание

а также во всех составах плиоценовой щитовой постройки (см. рис. 4б). В эту же группу внутриплитных вулканитов попадает одна точка миоценовых андезибазальтов Озерной Камчатки. Все составы породы Ключевской группы (включая Толбачинский центр), практически все миоценовые платовулканиты и часть пород вышеперечисленных “аномальных” вулканов располагаются в поле островодужных вулканитов и частично – N-MORB (см. рис. 4а, 4б). Такое же положение занимают и большинство точек вулканитов СВ части Срединного хребта Камчатки, за исключением данных по вулкану Теклетунуп и ареальному вулканизму в верховьях р. Озерная (см. рис. 4в).

По соотношению $La/Yb-Yb$ точки составов адакитов, одна точка неадакитовых андезибазальтов плиоценовой щитовой постройки и большинство составов вулкана Бакенинг располагаются вблизи трендов высокой сте-

пени плавления и гранатовых, и шпинелевых перидотитов (рис. 5а). Даже если учесть, что аномальное положение некоторых точек может быть следствием вторичного флюидного обогащения расплавов легкими РЗЭ (см. рис. 5б), для большинства составов можно предполагать Gt -шпинелевый контроль. В то же время миоценовые вулканиты Озерной Камчатки и Кунч, часть составов вулкана Бакенинг имеют низкие La/Yb отношения, что может быть следствием образования соответствующих расплавов при малой степени плавления пироксенитового источника [Колосков, 1999] (см. рис. 5а). Основной массив точек вулканов Николка и Начикинский имеет близкие La/Yb отношения, значительно превосходящие данные по всем вулканам Ключевской группы, включая Толбачинский центр вместе с его ареальными вулканитами (рис. 6а, 7а). При этом для Николки хорошо проявлены два тренда: фракционной кристаллизации – парциального

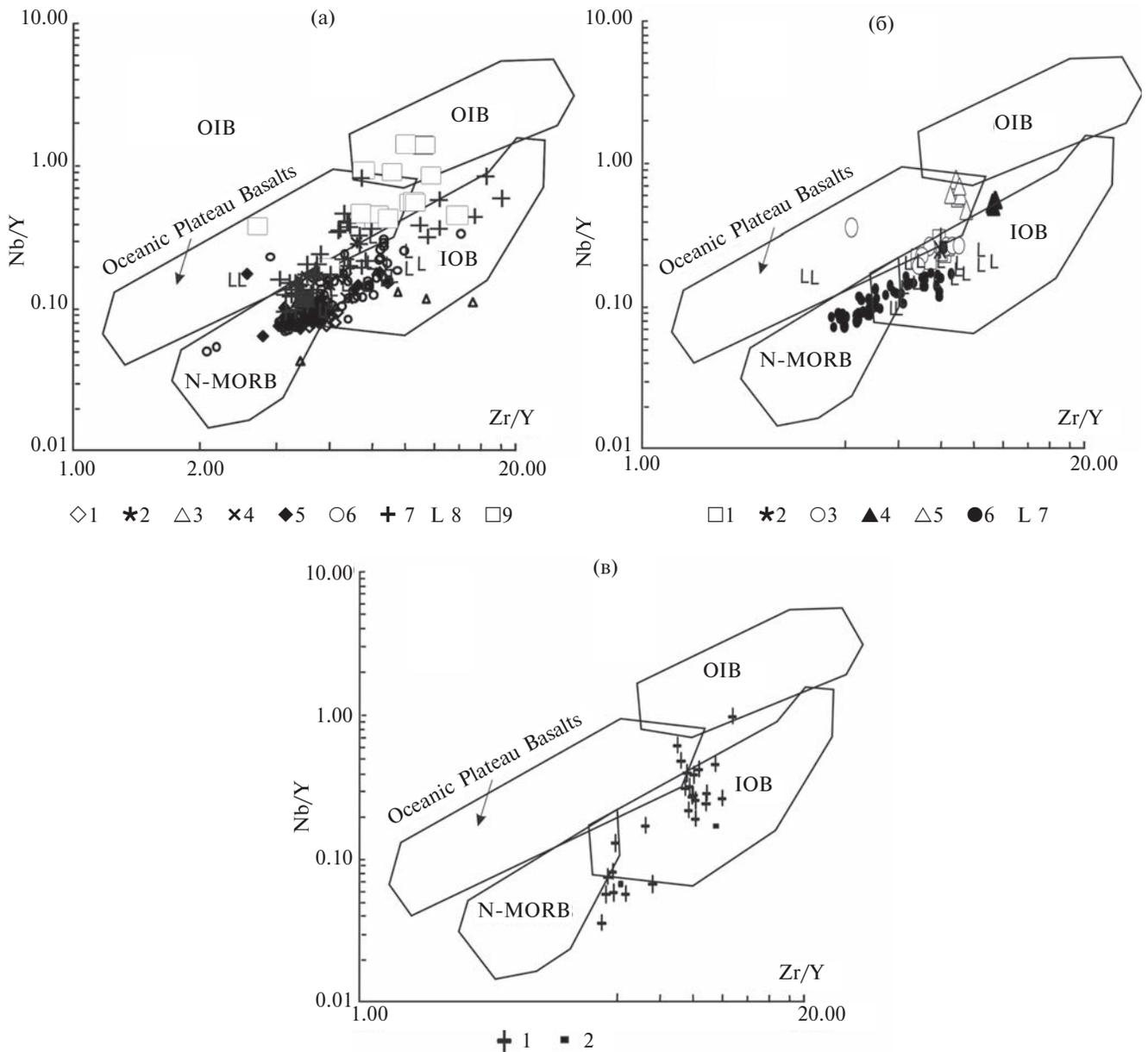


Рис. 4. Соотношение Nb/Y–Zr/Y в породах вулканов Ключевской группы, Шивелуч, Харчинский, Заречный, Бакенинг, Николка, Начикинский (а), платовулканитов и пород Толбачинского центра (б), СВ части Срединного хребта Камчатки (в).

а – вулканы: 1 – Ключевской, 2 – Шивелуч, 3 – Харчинский, 4 – Заречный, 5 – Камень, 6 – Безымянный, 7 – Бакенинг, 8 – Николка, 9 – Начикинский; б – 1–3 – миоценовые вулканиты района р. Кунч (1) и Озерной Камчатки: адакиты (2) и породы неадакитового состава (3); 4, 5 – плиоценовые вулканиты щитовой постройки: адакиты (4) и породы неадакитового состава (5); 6 – Толбачинский центр; 7 – Николка; в – 1 – породы неадакитового состава, 2 – адакиты. Использованы данные (см. рис. 2, рис. 3), а также из работы [Volynets et al., 2010]. Дискриминантные поля – по [Condie, 2005].

плавления (пироксенитового источника) и для субщелочной серии – La/Yb флюидного обогащения. Такой же тренд в породах Начикинского вулкана переходит в область G1-шпинелевого контроля, который можно предполагать даже несмотря на значительное флюидное обогащение легкими РЗЭ (см. рис. 6б). Точки аномально завышенных La/Yb отношений в породах

Заречного, Шивелуч и, особенно, Харчинского вулканов могут отражать аномальное флюидное обогащение легкими РЗЭ, как это видно на рис. 7б. То же самое касается и некоторых отклонений составов для Безымянного вулкана (см. рис. 7а, 7б). По соотношению Sm/Yb–La/Sm представители пород обеих групп (см. рис. 5в) приближены к линии плавления Sr – перидотитов, хотя

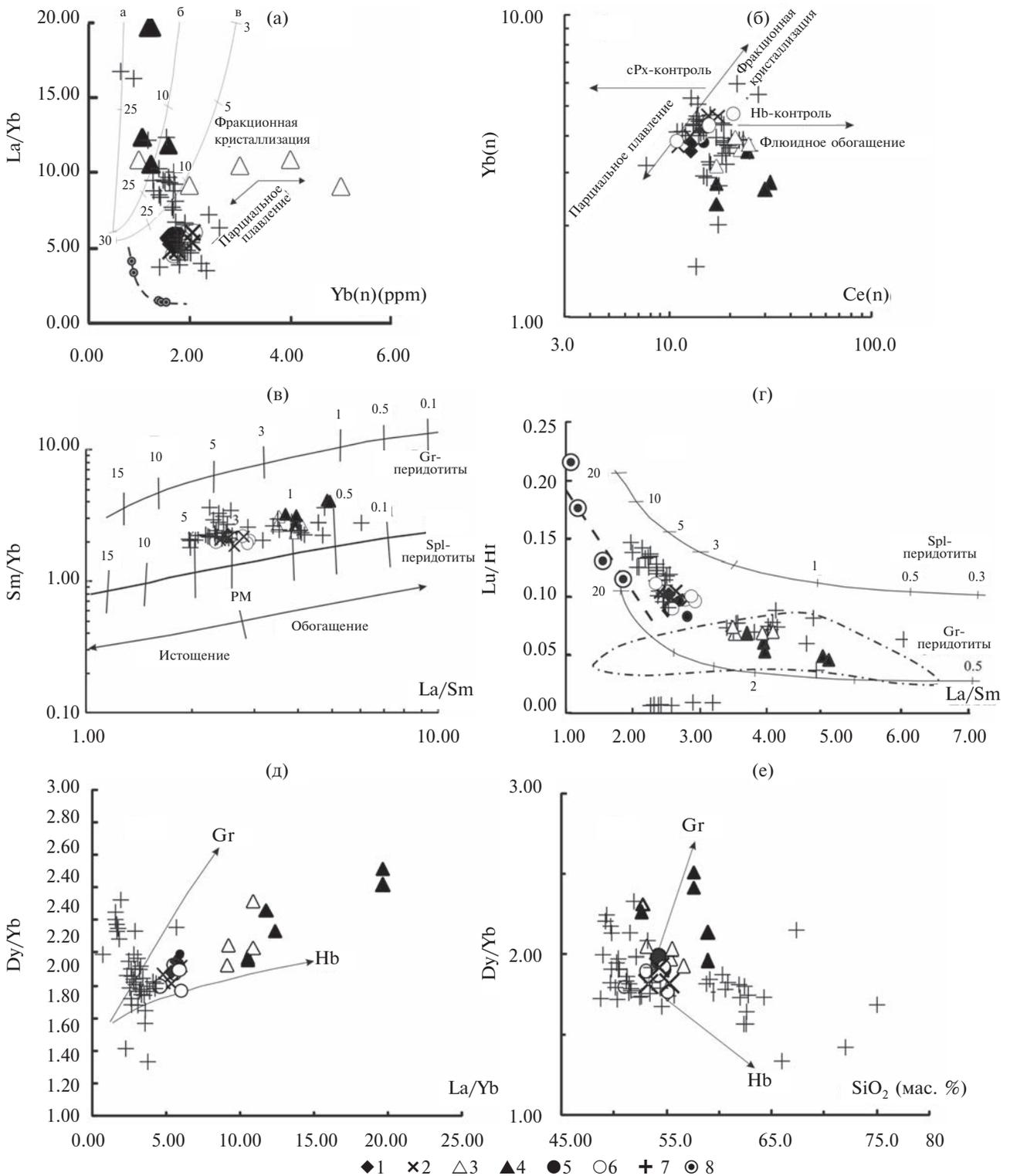


Рис. 5. Соотношение La/Yb–Yb (а), Yb(n)–Ce(n) (б), Sm/Yb–La/Sm (в), Lu/Hf–La/Sm (г), Dy/Yb–La/Yb (д) и Dy/Yb–SiO₂ (е) в платоэффузивах районов рек Озерная Камчатка, Кунч и вулкана Бакенинг.

1–6 – см. рис. 2; 7 – Бакенинг; 8 – точки составов ксенолитов “черных” пироксенитов и их тренды, по [Колосков, 1999]. Используются данные (см. рис. 2), а также [Dogendorf et al., 2000]. Дискриминантные диаграммы: для (а) – а, б, в – гранатые, шпинель-гранатые и шпинелевые перидотиты (лерцолиты) соответственно, по [Andronikov, Mukasa, 2010]; для (б) – линия фракционной кристаллизации – селективного плавления проведена в соответствии с данными по породам Скергаардского массива [McBirney, 2002], Yb(n), Ce(n) – нормированы на их концентрации в пиролите [McDonough, Sun, 1995]; для (в) – [Школьник и др., 2009]; для (г) – [Regelous et al., 2003], выделено поле плавления амфиболов, по [Dalpe, Baker, 2000]; для (д) – [Foley et al., 2013]; для (е) – [Davidson et al., 2007].

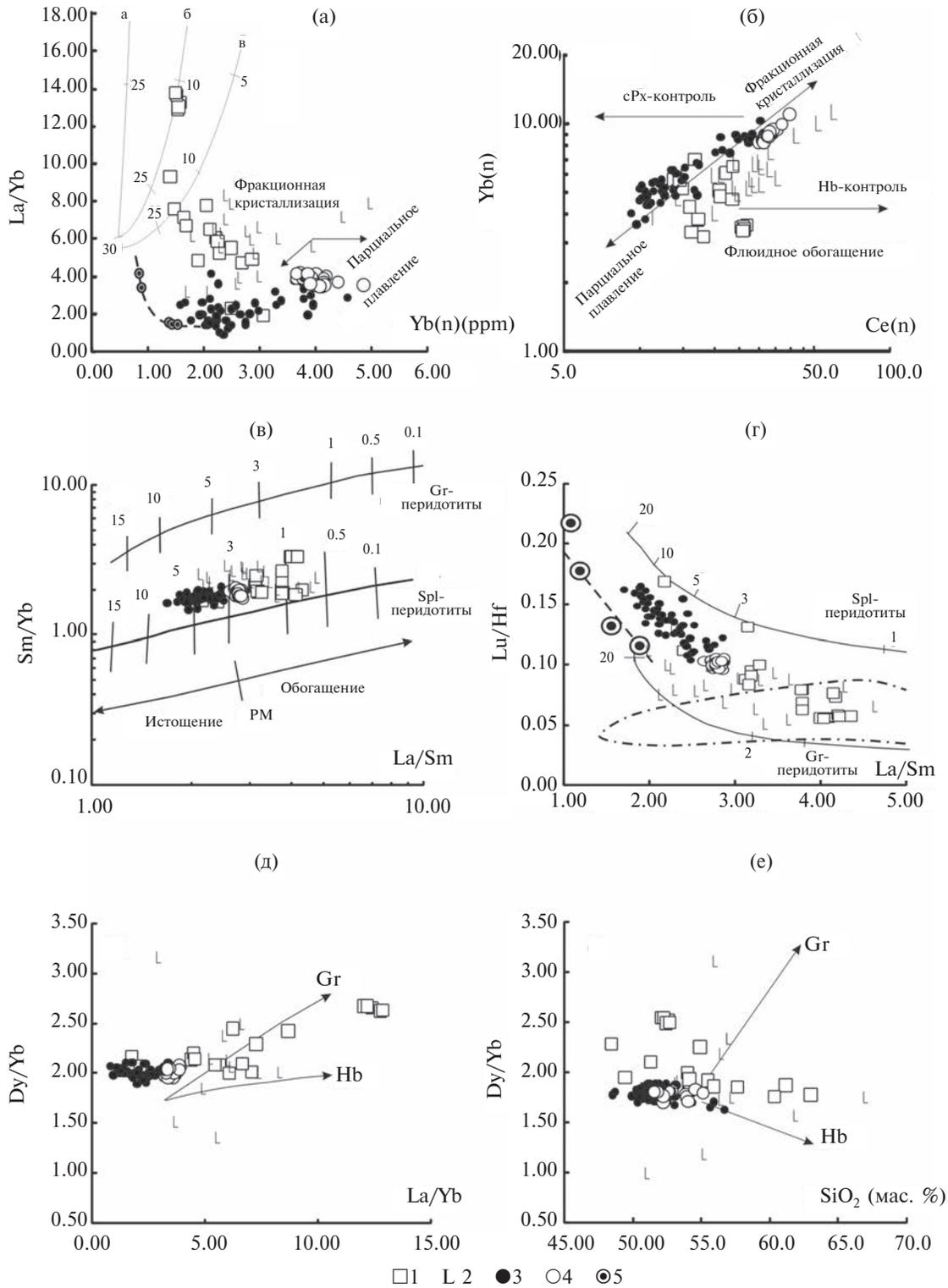


Рис. 6. Соотношение La/Yb–Yb (а), Yb(n)–Ce(n) (б), Sm/Yb–La/Sm (в), Lu/Hf–La/Sm (г), Dy/Yb–La/Yb (д) и Dy/Yb–SiO₂ (е) в породах вулканов Толбачинский, Начикинский, Николка.

1–3 – вулканы: Начикинский (1), Николка (2), Толбачик (3); 4 – проявления ареального вулканизма на Толбачинском долу 2012–2013 гг.; 5 – точки составов ксенолитов “черных” пироксенитов и их тренды, по [Колосков, 1999]. Использованы данные [Геохимическая типизация ..., 1990; Portnyagin et al., 2005; Колосков и др., 2015]. Дискриминантные диаграммы и ссылки по ним – см. рис. 5.

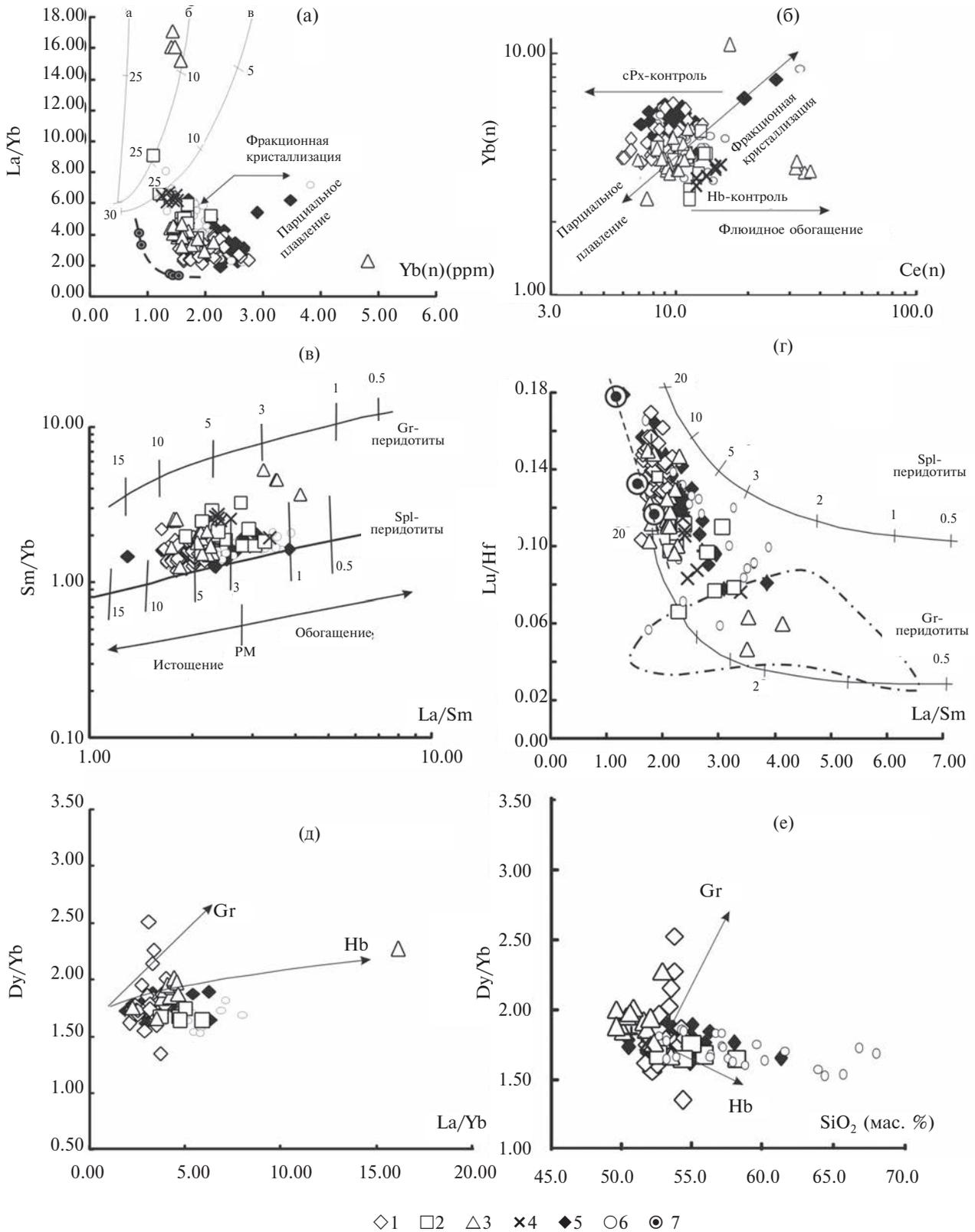


Рис. 7. Соотношение $\text{La}/\text{Yb}-\text{Yb}$ (а), $\text{Yb}(\text{n})-\text{Ce}(\text{n})$ (б), $\text{Sm}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Sm}$ (в), $\text{Lu}/\text{Hf}-\text{La}/\text{Sm}$ (г), $\text{Dy}/\text{Yb}-\text{La}/\text{Yb}$ (д) и $\text{Dy}/\text{Yb}-\text{SiO}_2$ (е) в породах Ключевской группы и вулканов: Шивелуч, Харчинский, Заречный.

1 – Ключевской, 2 – Шивелуч, 3 – Харчинский, 4 – Заречный, 5 – Камень, 6 – Безымянный, 7 – точки составов ксенолитов “черных” пироксенитов и их тренды, по [Колосков, 1999]. Использованы данные (см. рис. 2), а также [Churikova et al., 2013; Almeev et al., 2013]. Дискриминантные диаграммы и ссылки по ним – см. рис. 5.

породы 1-ой группы (с участием внутриплитного компонента, см. рис. 4) могли образоваться при малой степени плавления обогащенного, а вулканы 2-ой группы (без участия внутриплитного компонента, см. рис. 4) при большей степени плавления обедненного мантийного источника (см. рис. 5в, 6в, 7в). Аномально высокие величины Sm/Yb отношений в породах Заречного, Шивелуч и особенно Харчинского вулкана объясняются тем же самым флюидным обогащением. На диаграммах $Lu/Hf-La/Sm$ (см. рис. 5г, 6г, 7г) все точки рассматриваемых составов располагаются между трендами плавления Sr- и Gg-содержащих перидотитов. При этом составы пород первой группы (с участием внутриплитного компонента) либо полностью (см. рис. 5г), либо в большей своей части (см. рис. 6г) занимают поле плавления амфиболов, выделенное по экспериментам С. Дапле и Д. Бейкера [Daple, Baker, 2000], что свидетельствует о наличии амфиболового контроля при их образовании. В это же поле попадают некоторые точки пород Ключевской группы (см. рис. 7г), в значительной мере обогащенных легкими РЗЭ (см. рис. 7б). Составы пород второй группы (без участия внутриплитного компонента) образуют компактный тренд, который идет параллельно тренду эволюции “черных” пироксенитов (см. рис. 5г, 6г, 7г), что лишний раз подтверждает (см. рис. 5а, 6а, 7а) возможность их образования при плавлении пироксенитового источника. Наконец, по соотношениям $Dy/Yb-La/Yb$ (см. рис. 5д, 6д, 7д) и $Dy/Yb-SiO_2$ (см. рис. 5е, 6е, 7е) можно заметить, что только точки составов пород первой группы в определенной мере поддерживают тренды плавления Gg-содержащего мантийного резервуара. Что касается пород второй группы, то их точки либо образуют компактный “рой”, не “откликающийся” на гранатный тренд плавления, либо слегка растянуты в сторону амфиболового тренда плавления при наличии амфиболового контроля на вулканах Безымянный, Шивелуч, Камень. Здесь также необходимо упомянуть проявление уже отмеченного ранее “аномального” тренда в сторону Gg-контроля для пород Ключевского вулкана. Но этот тренд не подтверждается другими диаграммами и для своего объяснения требует дальнейшие исследования.

Если вернуться к геохимическому профилю (см. рис. 3), картина получается совсем иной, чем это представлено в работе [Portnyagin et al., 2005]. Здесь четко выделяется две группы пород: 1) “продвинутые” в эволюционном плане (чаще всего более щелочные, с внутриплитными характеристиками) составы пород вулканов Начикинский, Бакенинг, Николка, адакиты и сопутствующие им вулканы пли-

оценовой щитовой постройки, с одной стороны, и 2) весь набор пород Ключевской группы вулканов, преимущественно, известково-щелочного (за исключением Толбачинского центра и Плоских сопок), обычного островодужного типа. При этом менее щелочные составы пород 1-ой группы сопоставимы с составами пород Ключевских вулканов. Для некоторых разностей пород вулканов Шивелуч, Харчинский и Заречный (область Курило-Камчатского и Алеутско-Командорского сочленения) наблюдается флюидное обогащение легкими РЗЭ. Более щелочными, “продвинутыми” составами пород первой группы, по сути дела, представлена вся ЦКД, а не только ее СВ часть. В качестве источников расплавов для этого типа предполагаются гранатовые перидотиты. Для пород второй группы также, как и для менее щелочных составов первой группы, предполагаются менее глубинные источники с преимущественно клинопироксеновым, иногда амфиболовым контролем.

Посмотрим, какую ясность в этих вопросах могут внести изотопные характеристики. Обобщение материалов по Sr-изотопному составу вулканических пород позволило выявить в пределах Камчатско-Берингоморского региона две крупные аномалии [Колосков и др., 2014]. Первая из них в диапазоне значений $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70332-0.70340$ занимает всю центральную область полуострова Камчатки, включая большую часть ЦКД. Вторая аномалия со значениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7027-0.7030$ охватывает весь Берингоморский регион и СВ окраину Камчатки и Камчатского перешейка, включая СВ оконечность ЦКД. Данные сейсмомографии свидетельствуют о том, что эти аномалии имеют плюмогенную природу [Колосков и др., 2014]. На рис. 8а они представлены как резервуары различных мантийных плюмов. Как видно на рисунке, большинство изотопных составов пород Ключевской группы (вулканы Ключевской, Камень, Безымянный), а также вулканов Харчинский и Заречный, характеризуются повышенной радиогенностью Sr и их точки располагаются в поле составов так называемой коромантийной смеси. Здесь же находятся точки составов андезибазальтов Николки и одна точка Толбачинского вулкана. Все остальные изотопные составы этого аномального по щелочности вулкана полностью соответствуют значениям для резервуара II. Сюда же попадают составы пород специфического по своему расположению в зоне сочленения Курило-Камчатской и Командорско-Алеутской островодужных систем вулкана Шивелуч, базальтов Николки, андезибазальтов Озерной Камчатки. Щелочные базальты внутриплитного типа Начикинского вулкана в большинстве своем занимают поле

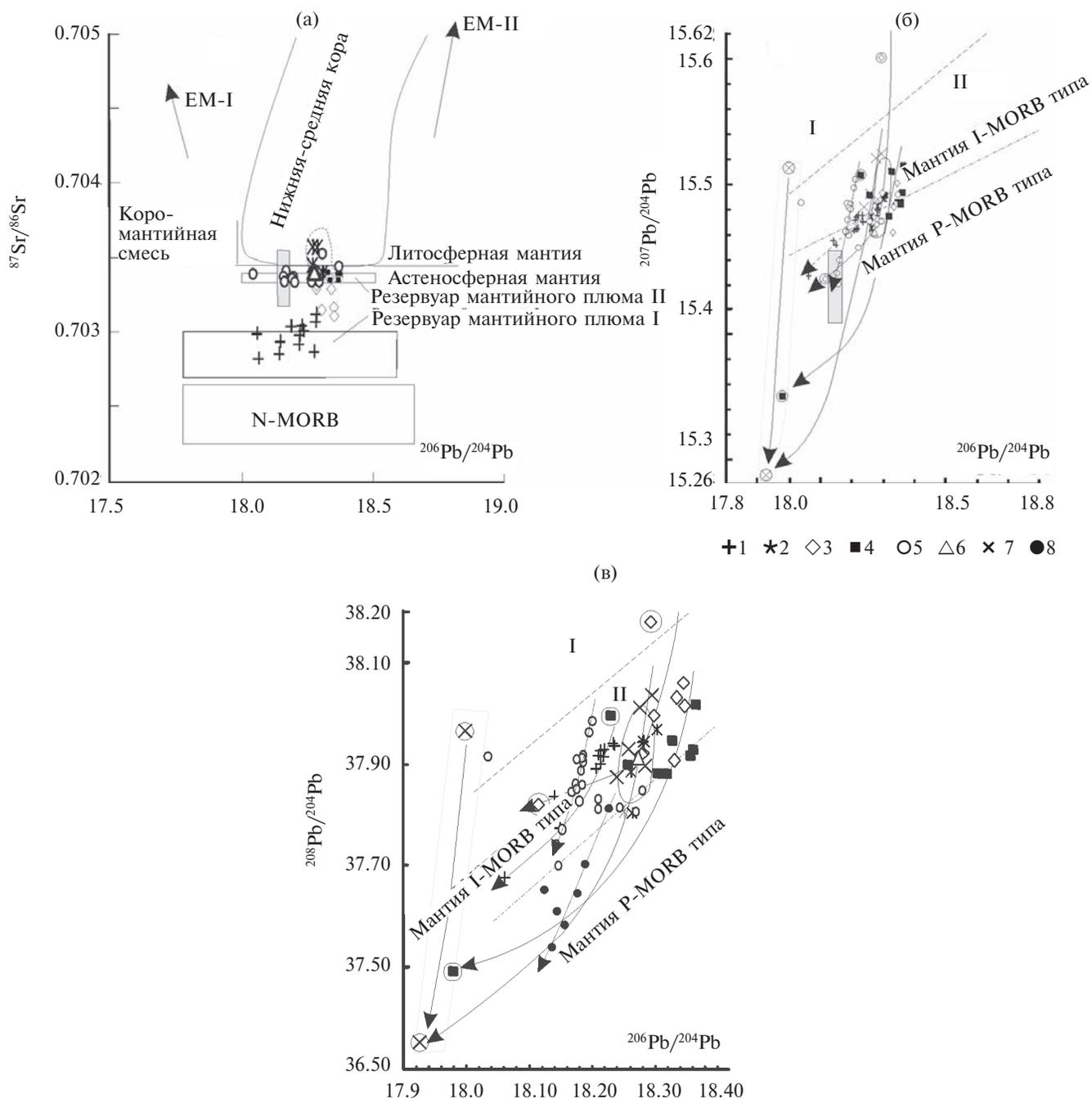


Рис. 8. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (в) в породах вулканов и ксенолитов ЦКД, Ключевской группы и вулканов Шивелуч и Харчинский.

Вулканы – 1 – Начикинский, 2 – Николка, 3 – Бакенинг, 4 – Шивелуч, 5 – Толбачиский центр, 6 – Озерная Камчатка (миоценовые платолавы), 7 – Харчинский вулкан, 8 – плиоценовая щитовая постройка.

а – пунктиром выделено поле составов вулканов Ключевской группы, заливкой – поле составов плиоценовой щитовой постройки. Область составов нижней-средней коры выделена, по [Акинин и др., 2013]. Резервуары мантийного плюма I и II, по [Колосков и др., 2014], область составов N-MORB и обогащенные мантийные компоненты EM-I и EM-II, по [Hofmann, 1997]; б, в – сплошной линией выделено поле составов вулканов Ключевской, Камень, Безымянный, поле со стрелкой – протолит-рестит для незатронутой мантийным метасоматозом пары Харчинского вулкана. На рис. 8б заливкой выделено поле составов плиоценовой щитовой постройки. Ксенолиты отмечены наложенным кружком. Римскими цифрами и пунктирной линией обозначены поля ксенолитов “внутриплитного” (I) и “островодужного” (II) типов. Пунктирная линия с точками разделяет мантийные домены I-MORB и P-MORB типов [Hofmann, 1997]. Использованы данные из работ [Dorendorf et al., 2000; Portnyagin et al., 2005; Перепелов и др., 2010; Колосков и др., 2017а] и из каталога [Portnyagin et al., 2007].

составов резервуара I, хотя часть точек отклоняется в сторону резервуара II. Наиболее интересное положение занимают составы пород вулкана Бакенинг, которые образуют тренд, соединяющий оба резервуара. Такое же положение занимает поле изотопных составов плиоценовой щитовой постройки. Таким образом, можно сделать следующее заключение. Те составы, для которых предполагается образование при гранатовом контроле (вулканов Начикинский, Бакенинг, плато плиоценовой щитовой постройки), имеют прямое отношение или испытывают влияние мантийного плюма I. Те проявления вулканизма, для которых предполагается амфиболовый или клинопироксеновый контроль (преимущественно Ключевская группа), имеют либо нижнекоровое происхождение, либо испытали влияние мантийного плюма II. Первоначально резервуар мантийного плюма II был выделен в пределах Беринговоморского региона и частично на континентальной окраине СВ Камчатки. Однако, судя по данным для вулкана Бакенинг и плиоценовых андезибазальтов щитовой постройки, его влияние обнаруживается и в центральной Камчатке, где выделяется резервуар I. Очевидно, здесь можно предполагать зональное строение мантийных источников, когда резервуар I соответствует Gr-содержащему мантийному резервуару, а II-ой тип имеет менее глубинное положение.

При анализе Pb-изотопных соотношений были привлечены данные не только по вулканическим породам, но и недавно полученные [Колосков и др., 2017б] материалы по глубинным ксенолитам (см. рис. 8а, 8б). Составы вулкаников при этом оказываются “зажатыми” в своеобразную вилку, на одной стороне которой располагаются изотопные значения для предполагаемого “протолита”, а на другой — для “рестита”. И для вулкаников, и для ксенолитов при этом отмечаются сходные тренды. Здесь наиболее ощутимы различия в отношении пород Начикинского вулкана, плиоценовой щитовой постройки, с одной стороны, и преобладающего набора пород Ключевской группы (за исключением Толбачинского центра), с другой. Первые характеризуются смещением точек в сторону уменьшения радиогенности Pb. Для вторых такое смещение ограничено, но они имеют более радиогенный верхний уровень значений. Полярное положение здесь занимают точки составов вулканов Бакенинга, Харчинского и Шивелуча, с одной стороны, и Толбачика, с другой. Положение самих трендов может определяться разными причинами. Наибольшее значение, вероятно, здесь играют процессы мантийного щелочного метасоматоза, как было отмечено в работе [Колосков и др., 2017б]. Действительно, некоторые составы

вулканов Бакенинг, Шивелуч и Харчинский максимально обогащены (см. рис. 5б, 7б), а Толбачинского центра (см. рис. 6б) обеднены легкими РЗЭ. Возрастание степени плавления в системе протолит-рестит также, вероятно, ведет к уменьшению радиогенности изотопов свинца. Наконец, нельзя исключить фактор смешения мантийных резервуаров I-MORB и P-MORB типов. При этом остается не ясным вопрос о том, участвует ли в образовании расплава для пород щитовой постройки мантия P-MORB типа, как это предполагается в одной из моделей [Перепелов и др., 2010], или это следствие возросшей степени плавления мантии I-MORB типа.

Таким образом, наблюдаемое сходство изотопно-геохимических составов определенной группы пород с повышенной щелочностью и присутствием внутриплитного компонента на всем протяжении ЦКД свидетельствует о том, что мы, по сути дела, имеем здесь единую, по всей вероятности, рифтогенную систему с двусторонней щелочной зональностью и с глубинным, возможно, астеносферным питанием и гранатовым контролем. Именно такие отличия и такой глубинный резервуар и предполагался, но только для ее северной части (Начикинский вулкан) [Portnyagin et al., 2005]. Вулкан Бакенинг, хотя и не относится к ЦКД, отражает ту же обстановку образования Авачинского грабена, который первоначально совместно с ЦКД возможно входил в единую рифтогенную систему. Нужно заметить, что эти “рифтогенные” признаки в отношении щелочной зональности начинают проявляться в позднем миоцене, но в полной мере находят свое выражение только в плиоценовых платоэффузивах и в более поздних наиболее щелочных проявлениях вулканизма. Это, вероятно, свидетельствует о последовательном заглаблении для них источников магмообразования.

Комплекс пород Ключевской группы в этом плане выглядит как некое “чужеродное проявление” и его вряд ли можно рассматривать как типовой для этой рифтогенной системы. Скорее всего, здесь отражается поздний, наложенный этап проявления вулканизма со многими вулканическими центрами, разбросанными за пределами ЦКД с общими “островодужными” геохимическими характеристиками и малоглубинными источниками питания. Зона сочленения Курило-Камчатской и Командорско-Алеутской островодужных систем тоже внесла свой вклад, обозначив себя повышенным, преимущественно, флюидным обогащением расплава для вулканов Шивелуч, Заречный, Харчинский. Интересное положение при этом занимает Толбачинский вулкан и его арельная зона. По ряду признаков — трещинный характер проявления

ареального вулканизма, повышенная щелочность и титанистость пород, изотопные характеристики — он приближается к составу “рифтогенных” образований, но его преимущественно клинопироксеновый (а не гранатовый) контроль, отсутствие мантийного флюидного обогащения ограничивает это приближение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлены новые возрастные, а также изотопно-геохимические характеристики для платоэффузивов Центральной Камчатской депрессии и вулкана Николка. Подтвердились данные о позднемиоценовом возрасте платоэффузивов. Проведено сопоставление этих материалов с данными по породам Ключевской группы вулканов и вулканов Шивелуч, Харчинский, Заречный, Начикинский, Бакенинг и “НЕВ-адакитового” плиоценового щитового вулкана в междуречье Озерная Камчатка — Правая Камчатка. Это сопоставление показало, что относительно “продвинутые” в эволюционном плане (чаще всего более щелочные) составы пород плиоцен-четвертичных вулканов Начикинский, Бакенинг, Николка и плиоценового щитового вулкана по своим изотопно-геохимическим характеристикам существенно отличаются от пород Ключевской группы вулканов. Именно этот тип пород является представительным для ЦКД как рифтогенной структуры. Породы Ключевской группы вулканов не являются типоморфными для этой структуры, и отражают этап проявления обычного орогенного вулканизма, охватившего значительно большую территорию. Покровные миоценовые платоэффузивы отличаются от пород Ключевской группы уже несколько повышенной калиевой щелочностью, и этот признак начинает проявляться в дальнейшем как показатель двусторонней зональности на фоне окружающих ЦКД умеренно калиевых известково-щелочных серий вулкаников. Признаком пород рифтогенного типа является не только их повышенная щелочность, но и определенный характер соотношения микрокомпонентов: $Ti/V > 0.004$, $Nb/Y > 0.28$, $Dy/Yb > 2.00$, $La/Yb > 6.5$, $Sm/Yb > 2.4$, $Lu/Hf < 0.08$. Наряду с изотопными характеристиками эти соотношения позволяют предполагать существование для исходных расплавов единого глубинного астеносферного мантийного резервуара. Область сочленения Курило-Камчатской и Командорско-Алеутской островодужных систем маркируется повышенным флюидным обогащением расплавов для пород некоторых северных вулканов (Шивелуч, Харчинский, Заречный). Такое же обогащение можно видеть, анализируя составы некоторых проявлений вулканизма (вулкан

Теклетунуп, Озерновское плато), севернее в районе Срединного хребта Камчатки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Г.Б. Флерова за участие в полевых работах и в предоставлении каменного материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б. и др.* Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекорковым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–42.
- Волынец А.О., Певзнер М.М., Коваленко Д.В. и др.* Первые данные о возрасте, геохимических и минералогических характеристиках платоэффузивов г. Юртиной (Срединный хребет Камчатки) // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога: Вулканизм и связанные с ним процессы. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2016. С. 21–23.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Под ред. А.П. Кривенко. Новосибирск, 1990. 259 с.
- Геологическая карта и карта полезных ископаемых Камчатской области и Корьякского автономного округа масштаба 1:150 000 000 / Под ред. А.Ф. Литвинова, Б.А. Марковского, В.П. Зайцева. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 2 листа.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Хангарская. Л. N-57-XIV (Гора Вершинная) // Комитет природных ресурсов, ФГУП “КамчатПЭСЭ” / Под ред. В.И. Шульдинер. Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Федеральное Агентство по недропользованию. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 1 л.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестник МГУ. Сер. геол. 1974. № 3. С. 3–20.
- Ермаков В.А., Петров В.С., Гусакова Н.Р.* Четвертичные габбро-анортозиты в эффузивном залежании на Камчатке // Известия АН СССР. Сер. геол. 1975. № 11. С. 59–63.
- Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М.: Недра, 1977. 225 с.
- Ермаков В.А.* Особенности развития вулканизма и тектонической структуры Курило-Камчатской островной дуги в новейшее (плиоцен-четвертичное) время // Очерки тектонического развития Камчатки / Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1987. С. 165–218.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиды как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.

- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В.* Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2014. № 5. С. 118–122.
- Колосков А. В., Давыдова М.Ю., Избеков П.Э. и др.* Эволюция состава пород Новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012–2013 гг. Мантийный контроль в формате “онлайн” // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 19–39.
- Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Ананьев В.В. и др.* Толбачинский вулканический центр: состав продуктов, этапность проявления, петрологическая модель // Вулканология и сейсмология. 2017а. № 4. С. 3–29.
- Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В.* Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеанская геология. 2017б. Т. 36. № 2. С. 17–31.
- Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др.* НЕВ-адакитовый вулканизм Центральной Камчатской Депрессии // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии: Вулканизм и геодинамика. Петропавловск-Камчатский, 2009. Т. 2. С. 449–454.
- Перепелов А.Б., Татарников С.А., Павлова Л.А. и др.* НЕВ-адакитовый вулканизм Камчатки: новые изотопно-геохронологические и минералогические данные, условия развития. Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования // Материалы научной конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 136–137.
- Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса / Отв. ред. Л.В. Таусон. Новосибирск: Наука, 1981. 282 с.
- Шанцер А.Е.* Кайнозойское развитие Камчатки – формирование и деструкция нестабильных орогенических поднятий // Очерки тектонического развития Камчатки / Отв. ред. В.В. Белоусов. М.: Наука, 1987. С. 109–164.
- Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г. и др.* Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинско-го террейна (Байкало-Хубсугульский район) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1013–1024.
- Чащин А.А., Мартынов Ю.А.* Центрально-Камчатская вулканическая зона. Аномальные магматические зоны современных островодужных систем // Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Кн. 1 // Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 417–428.
- Эрлих Э.Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца / Отв. ред. К.Н. Рудич. Новосибирск: Наука, 1973. 244 с.
- Almeev R.R., Kimura Jun-Ichi, Ariskin A.A. et al.* Decoding crystal fractionation in calc-alkaline magmas from the Bezymianny Volcano (Kamchatka, Russia) using mineral and bulk rock compositions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 141–171.
- Andronikov A., Mukasa S.* ⁴⁰Ar/³⁹Ar eruption ages and characteristics of Late Tertiary to Quaternary intraplate and arc-related lavas in interior Alaska // Lithos. 2010. V. 115. P. 1–14.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Ivanov B.V. et al.* Relationship between Kamen volcano and Klyuchevskaya group of volcanoes (Kamchatka) // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2013. V. 263. P. 3–21.
- Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al.* Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 156–181.
- 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.
- Dalpe C., Baker D.R.* Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 233–250.
- Davidson J., Turner S., Handley et al.* An amphibole “sponge” in arc crust? // Geology. 2007. V. 35. P. 787–790.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al.* Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2000. V. 104. P. 131–151.
- Foley F.V., Pearson N.I., Rushmer T. et al.* Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and Little Solander islands, New Zealand // J. Petrology. 2013. V. 54. № 4. P. 703–744.
- Hofmann A.W.* Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–228.
- McBirney A.R.* The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded Trace Elements // J. Petrol. 2002. V. 43(3). P. 535–556.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chem. Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Pecerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonn area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Portnyagin M., Hoernle K., Avdeiko G. et al.* Transition from arc to oceanic magmatism at the Kamchatka-Aleutian junction // Geology. 2005. V. 33. № 1. P. 25–28.
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al.* Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific

Plate. Volcanism and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs // *Geophys. Monograph. Series / Ed. J. Eichelberger. 2007. V. 172. P. 199–239.*

Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrol. 2003. V. 44. № 1. P. 113–140.

Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.

Volynets A.O., Churikova T.G., Woerner G. et al. Mafic Late Miocene-Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implication for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. P. 659–687.

Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G. et al. Geochemical evidence for the melting of subduction oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500–504.

NEW DATA ON AGE, MATERIAL COMPOSITION AND GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE CENTRAL KAMCHATKA DEPRESSION (CKD). PART 1. ROCKS TYPES. AGE, PETROLOGICAL AND ISOTOPO-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS^H

A. V. Koloskov^{1, *}, M. Yu. Davydova^{2, **}, D. V. Kovalenko^{3, ***}, V. V. Ananyev¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, bul'var Piipa 9,
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Far East Geological Institute, FEB RAS, Stoletiya Vladivostoka, 159, Vladivostok, 660022 Russia*

³*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: kolosav@kscnet.ru

**e-mail: martynova@fegi.ru

***e-mail: Dmitry@igem.ru

Received June 04, 2018

The paper presents new age and isotope geochemical characteristics for plateau effusive rocks from the Central Kamchatka Depression (CKD) and Nikolka Volcano. We compared these data with the data on rocks from the Klyuchevskoy group of volcanoes and also Sheveluch, Kharchinsky, Zarechny, Nachikinsky, Bakening volcanoes and NEB-adakites from Pliocene shield volcano between the Ozernaya Kamchatka and Pravaya Kamchatka rivers. It is shown that the evolutionally advanced (often more alkaline) rock from Nachikinsky, Bakening, Nikolka volcanoes and the Pliocene shield volcano significantly differ in isotope-geochemical characteristics from the Klyuchevskoy group of volcanoes rocks. Exactly this type of rocks is characteristic for CKD as rift structure. The Klyuchevskoy group of volcanoes rock are not typomorphic for this structure and manifest the usual orogenic volcanism stage, typical for much larger area. Miocene plateau effusive rocks differ from rocks of this group only by slightly increased potassium alkalinity. The rift type rocks characteristic feature is not only their increased alkalinity, but also specific microcomponents ratios: $Ti/V > 0.004$, $Nb/Y > 0.28$, $Dy/Yb > 2.00$, $La/Yb > 6.5$, $Sm/Yb > 2.4$, $Lu/Hf < 0.08$. Along with isotopic characteristics, these ratios suggest the existence of the single deep asthenospheric mantle reservoir for initial melts. The Kurile-Kamchatka and Commander-Aleutian island-arc systems' junction is marked by the increased fluid enrichment (Ce group of REE) of melts for rocks of certain volcanoes: Shiveluch, Kharchinsky, Zarechny.

Key words: Central Kamchatka Depression, Klyuchevskoy group of volcanoes, riftogenesis.