

Актуальные проблемы

УДК 552.313:550.4

**ПРОЯВЛЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА ВНУТРИПЛИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА В ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЕ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОНИМАНИЯ ГЛУБИННЫХ ПРОЦЕССОВ ГЕОДИНАМИКИ (НА ПРИМЕРЕ КАМЧАТКИ)**

© 2003 А.В. Колосков

*Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006, бульвар Пийпа, 9; тел. (415-22)5-95-81; e-mail: koloaav@kcs.iks.ru*

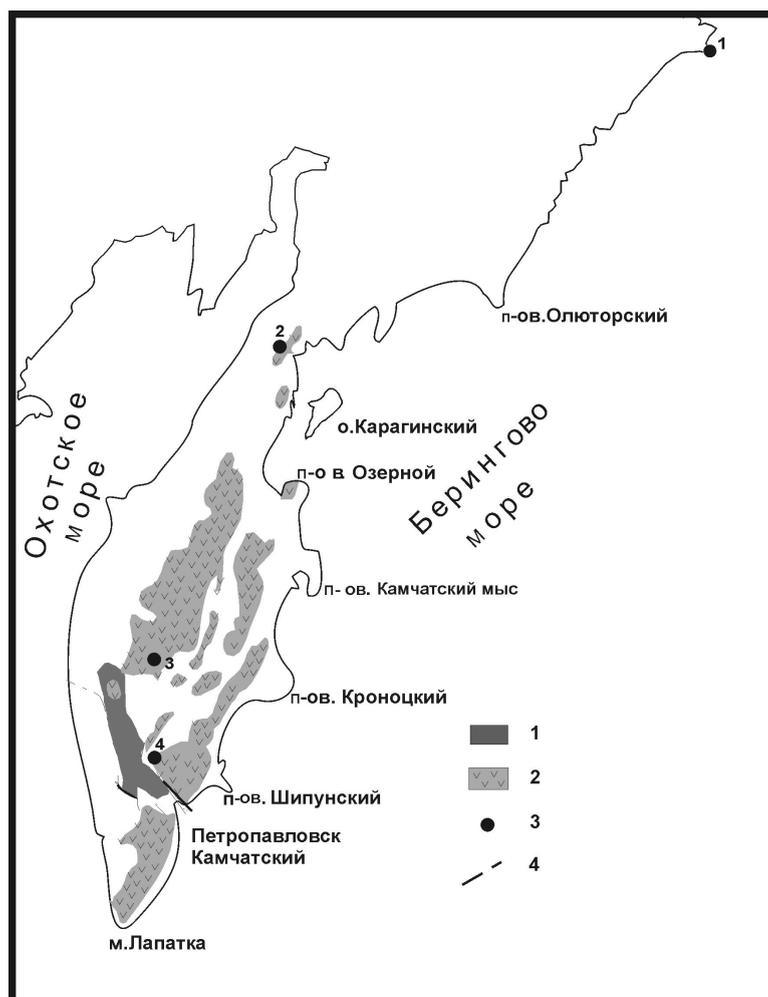
Проведено сравнительное изотопно-геохимическое рассмотрение позднекайнозойских базальтоидов островодужного и внутриплитного геохимических типов четырех районов Камчатки: м. Наварин, районов реки Валовая, вулканов Ичинский и Бакенинг. Камчатские материалы сопоставлены с данными по вулканигам, для которых можно предполагать разную глубину возникновения родоначальных расплавов и минимальное проявление процессов малоглубинной дифференциации или зараженности коровым материалом. Это сопоставление показало, что появление «островодужных» признаков (Ta-Nb – минимум, K и Sr – максимумы) вулканигов происходит на сравнительно малых глубинах, когда магматическая система переходит от шпинель-лэрцолитового к оливин-плагноклазовому равновесию. Следовательно, как островодужные, так и внутриплитные вулканигы связаны с эволюцией единого источника, глубиной становления которого и определяется соответствующий тип вулканизма.

Помимо собственно островодужных серий, которые являются индикаторными для орогенной обстановки, на конвергентных границах литосферных плит во многих островодужных системах и на активных континентальных окраинах проявлен особый тип вулканизма, который по своим петрохимическим и геохимическим особенностям близок к внутриплитным вулканигам, развитым в континентальных и океанических областях. Он характеризуется некоторыми общими признаками, которыми отличается от обычных островодужных базальтоидов. Это несколько пониженная кремнеземистость пород, повышенная щелочность и более высокие концентрации высокозарядных элементов группы титана (Ti, Nb, Ta) и соответственно низкие La/Nb, La/Ta, Zr/Nb отношения.

Сходный с внутриплитным тип вулканигов отмечается на юго-западе Японии, где выделены высокотитанистые с пониженным содержанием SiO<sub>2</sub> позднеплиоцен-плейстоценовые щелочные базальты, базаниты и нефелиниты (Aoki, 1987). Здесь же в системе грабенов о-ва Кюсю наблюдается сочетание островодужного и внутриплитного вулканизма позднеплейстоценового-голоценового возраста (Kita et al., 2001). Подобная приуроченность субсинхронных проявлений обоих типов вулканизма к рифтовым системам, но уже на активной континентальной окраине

выявлена для четвертичного времени в западной части Мексиканского вулканического пояса (Luhr, 1997; Petrone et al., 2002), а также в пределах Калифорнии (Каскадные горы) для позднеплейстоценового-голоценового времени (Leeman et al., 1990; Borg et al., 1997). Оба типа вулканигов широко проявлены среди кайнозойских образований на островах Новозеландского сегмента Тонга-Кермадек-Новозеландской островодужной системы (“Intraplate Volcanism...”, 1989). Восточная окраина Австралийского континента - это, по сути дела, непрерывный 4000 километровый пояс проявления мезозойского и кайнозойского внутриплитного вулканизма (“Intraplate Volcanism...”, 1989). Сочетание островодужного и внутриплитного типов вулканизма характерно не только для рифтогенных структур. Одним из немногих примеров такого сочетания во фронтальной части современной островной дуги является одновременное проявление известково-щелочных и высокониобиевых базальтов на одном из вулканов Коста-Рики (Nge, Reid, 1986).

На Камчатке внутриплитный геохимический тип вулканигов выявлен среди позднемиоцен-плиоценовых высококальциевых базальтоидов западной части полуострова, среди плиоцен-четвертичных K-Na щелочных базальтов Срединного хребта и позднемиоцен-плиоценовых K-Na щелочно-базальтовых



**Рис. 1.** Районы совместного проявления островодужного и внутриплитного вулканизма в Камчатско - Корякском регионе. 1 - выступы метаморфизованных пород фундамента; 2 – проявления плиоцен-четвертичного вулканизма; 3 – районы проявления двух типов вулканизма: 1- м. Наварин; 2- р. Валовая; 3 - р-он Ичинского вулкана; 4 - р-он вулкана Бакенинг; 4 – тектонические нарушения.

серий и щелочных габброидов Восточной Камчатки (Волынец и др., 1987; 1990; 1997), также позднемиоцен-плиоценовых щелочно-базальтовых проявлений Камчатского перешейка и Южной Корякии (Колосков и др., 1988; 1992) Во всех этих работах вулканизм внутриплитного типа противопоставляется островодужному, поскольку, по мнению исследователей, оба они связаны с различными источниками. При этом первый тип прямо или косвенно связывается с эволюцией мантийных плюмов (Волынец и др., 1997), а второй - с процессами субдукционной геодинамики (Волынец и др., 1997; Petrone et al., 2002). Накопленный фактический материал, однако, свидетельствует о том, что «необычное сочетание субдукционного и внутриплитного типов магматизма» приобретает некую закономерность, свиде-

тельствующую о более тесных, возможно генетических связях между ними. Рассмотрению этого вопроса посвящена настоящая статья. Ниже, на конкретных примерах, будут рассмотрены особенности геологического строения и геохимические характеристики базальтоидов обоих типов, проявленных в различных регионах Камчатки (рис. 1). Эти районы уже в различной степени охарактеризованы в геологической литературе, поэтому описание их будет достаточно кратким, в основном с использованием спайдер-диаграмм, на которых нанесены элементы, нормированные по составу мантийного пиролита (McDonough, Sun, 1995). Представительные анализы соответствующих вулканических пород представлены в таблице.

ПРОЯВЛЕНИЕ ВУЛКАНИЗМА ВНУТРИПЛИТНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ТИПА

Таблица 1. Представительные анализы островодужных и внутриплитных вулканитов Камчатско-Корякского региона

окислы элементы	м. Наварин					р. Валоваям				
	800	774	757	796	754	8721	8670	3514	3535	3506
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	49.40	48.10	53.02	59.89	45.70	50.90	52.56	54.16	54.86	55.30
TiO <sub>2</sub>	1.48	2.74	1.80	1.40	3.76	1.18	0.80	1.15	0.83	1.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.82	17.20	17.92	18.14	12.39	17.73	18.13	17.85	19.09	18.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.44	4.09	5.07	2.22	3.71	3.59	5.19	1.80	4.45	3.63
FeO	5.29	5.73	3.39	2.46	7.72	5.69	3.78	5.20	2.15	3.16
MnO	0.12	0.15	0.14	0.08	0.16	0.21	0.16	0.07	0.09	0.07
MgO	4.78	5.11	3.59	3.55	12.29	3.68	5.04	5.34	4.75	4.29
CaO	10.06	9.99	9.41	5.86	7.78	9.15	8.77	8.73	7.21	7.64
Na <sub>2</sub> O	3.43	2.75	2.81	3.17	3.36	3.04	2.76	3.13	3.52	3.19
K <sub>2</sub> O	0.68	0.93	1.04	0.93	1.69	2.67	1.73	1.39	1.40	1.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.37	0.24	0.19	0.49	0.36	0.30	0.24	0.20	0.27
H <sub>2</sub> O	0.64	0.69	0.83	0.86	0.11	1.34	1.11	0.64	1.03	1.71
ППП	2.25	2.53	1.31	1.83	0.57					
Сумма	100.63	100.38	100.57	100.58	99.73	99.54	100.33	99.70	99.58	99.91
Rb	13.00	16.00	15.00	12.00	35.00	50.00	36.08		21.22	
Sr	596.00	857.00	954.00	474.00	708.00	794.00				
Y	18.00	23.00	21.00	17.00	27.00	32.00				
Zr	153.00	196.00	153.00	147.00	252.00	171.00				
Nb	13.00	20.00	13.00	9.00	58.00					
Cs						1.21	2.11		0.45	
Ba	203.00	316.00	591.00	313.00	471.00	1139.00	847.00		678.28	
La	9.50	30.00	15.00	10.00	49.00	20.20	21.58	16.00	18.84	18.00
Ce	21.00	56.00	30.00	21.00	94.00	34.34	36.14	37.00	17.14	36.00
Nd						24.36	23.38	17.00		18.00
Sm	2.80	4.50	2.60	2.10	8.00			6.00		5.20
Eu	1.00	1.50	0.96	0.70	2.60			1.50		1.50
Gd								4.40		4.20
Tb	0.50	0.68	0.43	0.33	1.20	7.21	8.10		5.59	
Er								2.00		2.30
Tm										
Yb	1.60	1.70	1.30	0.86	1.70	1.93	1.48	1.90		1.70
Lu	0.24	0.24	0.22	0.12	0.22					
Hf		4.10	2.20		5.80	2.98	2.78		2.72	
Ta		1.60	0.93			0.22	0.14		0.30	
Pb						8.00				
Th	1.10		2.50	1.30	6.40					
U	0.40		1.00	0.60	1.70					

## КОЛОСКОВ

Таблица 1. (окончание)

Окислы элементы	р. Валоваям	р-он вулкана Бакенинг			р-он Ичинского вулкана			
	8710	95-27	95-28	ВАК-48	96-19	96-28	96-29	96-11
	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	47.14	52.51	51.22	49.80	50.40	55.80	53.00	49.80
TiO <sub>2</sub>	2.34	0.94	0.75	1.42	0.89	0.90	1.11	2.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.75	15.14	12.69	16.60	20.21	16.85	17.55	17.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	3.79	3.32	10.30	3.11	1.89	2.82	8.84
FeO	6.55	3.86	5.02		5.08	5.18	5.21	1.92
MnO	0.10	0.12	0.14	0.19	0.14	0.13	0.14	0.18
MgO	7.65	7.21	9.17	7.25	4.88	4.97	5.04	4.54
CaO	8.66	7.88	9.94	8.00	9.77	7.71	8.46	7.38
Na <sub>2</sub> O	3.68	3.42	2.61	3.95	3.17	3.57	3.49	4.12
K <sub>2</sub> O	2.21	1.68	1.48	1.54	1.05	1.31	1.27	1.99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.35	0.28	0.51	0.25	0.32	0.37	0.67
H <sub>2</sub> O	0.70	1.33	2.00	0.29	0.40	0.51	0.59	0.45
Сумма	99.83	98.22	98.63	99.86	99.34	99.15	99.05	99.39
Rb	34.00	9.00	32.00	17.40	18.00	20.00	20.00	26.00
Sr	719.00	627.00	533.00	700.00	722.00	532.00	581.00	738.00
Y	25.00	17.06	16.43	30.00	15.00	18.00	17.00	25.00
Zr	213.00	97.00	43.00	700.00	93.00	157.00	138.00	215.00
Nb	48.30	4.64	2.61	26.00	3.60	6.00	6.80	27.20
Cs		0.67	0.24		0.21	0.40	0.39	0.40
Ba	354.00	422.00	295.00	288.00	454.00	469.00	440.00	494.00
La	29.40	11.07	7.49	22.00	8.22	16.53	13.54	27.43
Ce	56.60	25.94	18.14	49.00	19.00	36.40	34.35	57.82
Pr		4.07	2.96		2.86	4.69	4.87	7.48
Nd	30.10	17.73	13.76	31.00	14.02	20.71	20.81	33.37
Sm	5.70	4.23	3.72		3.55	5.13	4.91	7.56
Eu	1.97	1.17	1.07	2.05	1.19	1.43	1.48	2.26
Gd	6.10	3.55	3.25		3.12	4.38	4.16	6.53
Tb		0.52	0.50		0.49	0.73	0.61	0.99
Dy	4.60	2.97	2.85	5.20	2.79	4.15	3.72	5.53
Ho		0.58	0.57		0.55	0.78	0.74	1.08
Er		1.70	1.64	2.80	1.61	2.23	1.95	2.92
Tm		0.23	0.23		0.24	0.36	0.27	0.44
Yb	2.20	1.49	1.48	2.50	1.48	2.31	1.83	2.73
Lu	0.34	0.23	0.23	28.00	0.23	0.31	0.29	0.41
Hf	4.90	2.69	2.01		2.28	3.86	3.28	5.03
Ta		0.26	0.14		0.24	0.39	0.32	1.31
Tl		0.09	0.07		0.04	0.11	0.08	0.01
Pb	1.00	4.88	3.76		3.43	5.91	4.10	2.89
Th	4.40	1.45	0.84		0.76	1.82	1.32	2.89
U	1.20	0.79	0.48		0.39	0.84	0.50	0.97

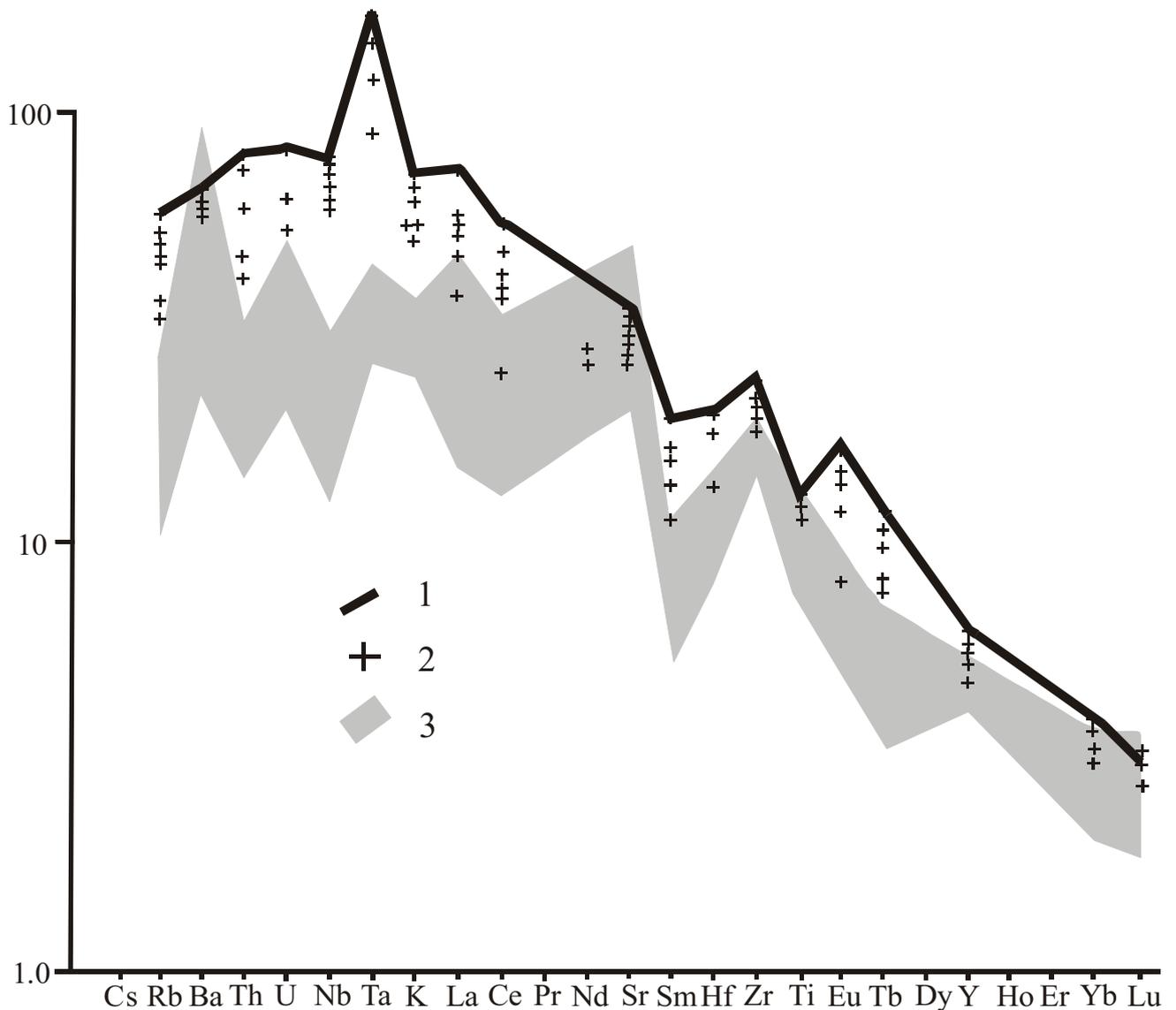
Примечание. Вулканиды островодужного (1-4, 6-10, 12-13, 16-17) и внутриплитного геохимического типа (5, 11, 14, 18); №№ 1-5 из работы (Федоров, Колосков, 1999); 6-11-макрокомпоненты выполнены в Центральной химической лаборатории Института Вулканологии ДВО РАН; микрокомпоненты-в аналитическом центре ИЛС АН СССР; 12-14 из работы (Dorendorf et al., 2000); 15-17 из работы (Churikova et al., 2001). 800 - 96-11 - номера образцов. Окислы - вес.%, элементы - г/т.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА СОСУЩЕСТВУЮЩИХ  
ПРОЯВЛЕНИЙ ОСТРОВОДУЖНОГО И  
ВНУТРИПЛИТНОГО ВУЛКАНИЗМА

**Мыс Наварин (Корякское нагорье).** Среди позднекайнозойских вулканитов континентального обрамления северо-западной части Тихоокеанского пояса наряду с дифференцированными базальт-андезит-дацитовыми сериями развиты отдельные ареалы базальтоидов внутриплитового геохимического типа (Колосков и др., 1992; Федоров, Колосков, 1999). Нижняя часть разреза вулканических образований одного из таких районов – керекский комплекс миоценового возраста представлен серией потоков и экструзий, дифференцированных от базальтов до дацитов. Верхняя часть – наваринский комплекс образован щелочными оливиновыми базальтами и базанитами раннечетвертичного возраста. Характерной особенностью комплекса является наличие большого количества ксенолитов ультраосновных и основных пород, среди которых преобладают шпинелевые лерцолиты, «зеленые» и «черные» пироксениты. Графики распределения некогерентных элементов для базальтоидов обоих комплексов (рис. 2) имеют резко выраженное асимметричное строение с обогащенностью левой, наиболее некогерентной и обычно более щелочной частью и обедненной правой частью более когерентных элементов. При этом, в правой части концентрации элементов для обоих комплексов практически совпадают и резко расходятся по своим значениям для левой части: вулканиты керекского комплекса в целом имеют характеристики субщелочных, а наваринского комплекса – щелочных пород. Наличие Ba- и Sr-максимумов и Nb-минимума сближает образования первого комплекса с соответствующими по щелочности проявлениями островодужного типа. Необычным, однако, является отсутствие Ta- и Ti-минимумов, но присутствие Zr-максимума. Наиболее щелочные породы наваринского комплекса характеризуются повышенными концентрациями высокозарядных элементов группы Ti с особенно четко выраженными Ta- и Zr-максимумами, чем определяется отнесение их к внутриплитному геохимическому типу. Однако с уменьшением щелочности пород геохимические различия проявлений обоих комплексов постепенно нивелируются, а для ряда элементов становятся одинаковыми.

**Река Валоваям (Камчатский перешеек).** Платоэффузивы апукской свиты плейстоценового возраста являются наиболее поздними проявлениями вулканизма в Корякском хребте и на Камчатском

перешейке («Геохимическая типизация...», 1990). При этом популярной является точка зрения о том, что вулканические дуги рассматриваемых районов, будучи продолжением Срединно-Камчатской островодужной системы, завершали ранний этап островодужного развития Камчатско-Корякского региона (Авдейко и др., 2001). Вулканическое поле в районе р. Валоваям включает в себя серию потоков, шлаковые конуса и дайки базальт-андезибазальтового состава. В переслаивающихся разностях потоков отмечаются проявления как обычных «островодужных» вулканитов с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 55 до 58%, так и разности с пониженной кремнеземистостью ( $\text{SiO}_2$  47-48%) и повышенным содержанием высокозарядных литофилов (Kerezhinskas et al., 1997). Подобные признаки были отмечены для базанитов одного из шлаковых конусов и нескольких даек. Эти аномальные вулканиты характеризуются также наличием ксенолитов, среди которых преобладают пироксениты («зеленые» и «черные») и шпинелевые лерцолиты (Колосков и др., 1988; 1997). Как видно на рис. 3, графики распределения некогерентных элементов района Валоваям по своей асимметрии весьма напоминают таковые для вулканитов предыдущего района. При этом по содержанию щелочных и щелочно-земельных литофилов андезибазальтовая ассоциация относится к субщелочной серии, а низкокремнеземистая – к базанитовой щелочной. Для первой характерно проявление Nb-Ta-Ti – минимума, а также Ba-Sr-K максимумов, что позволяет отнести ее к обычному островодужному типу. Кривая распределения элементов наиболее щелочных базанитов весьма близка к таковой для аналогичных пород мыса Наварин, за исключением отсутствующих здесь Ta- и Zr- максимумов. Это свидетельствует о проявлении в рассматриваемом районе такого же внутриплитного типа вулканизма. Показательно также наличие и промежуточных разностей с последовательно (по мере уменьшения щелочности) меняющимися содержаниями как крупноионных литофилов, так и высокозарядных элементов. На диаграмме рис. 3 нанесен также редкоэлементный состав одного из дацитовых стекол, обнаруженных (Kerezhinskas et al., 1997) в виде прожилков в перекристаллизованном ксенолите лерцолита. Составу этих стекол упомянутые авторы придают большое генетическое значение, сравнивая их с так называемыми адакитами – предполагаемыми производными при плавлении субдуцирующей океанической плиты. Несмотря на некоторые отличия, возможно, связанные с погрешностью анализа, редкоэлементный состав этого стекла весьма близок

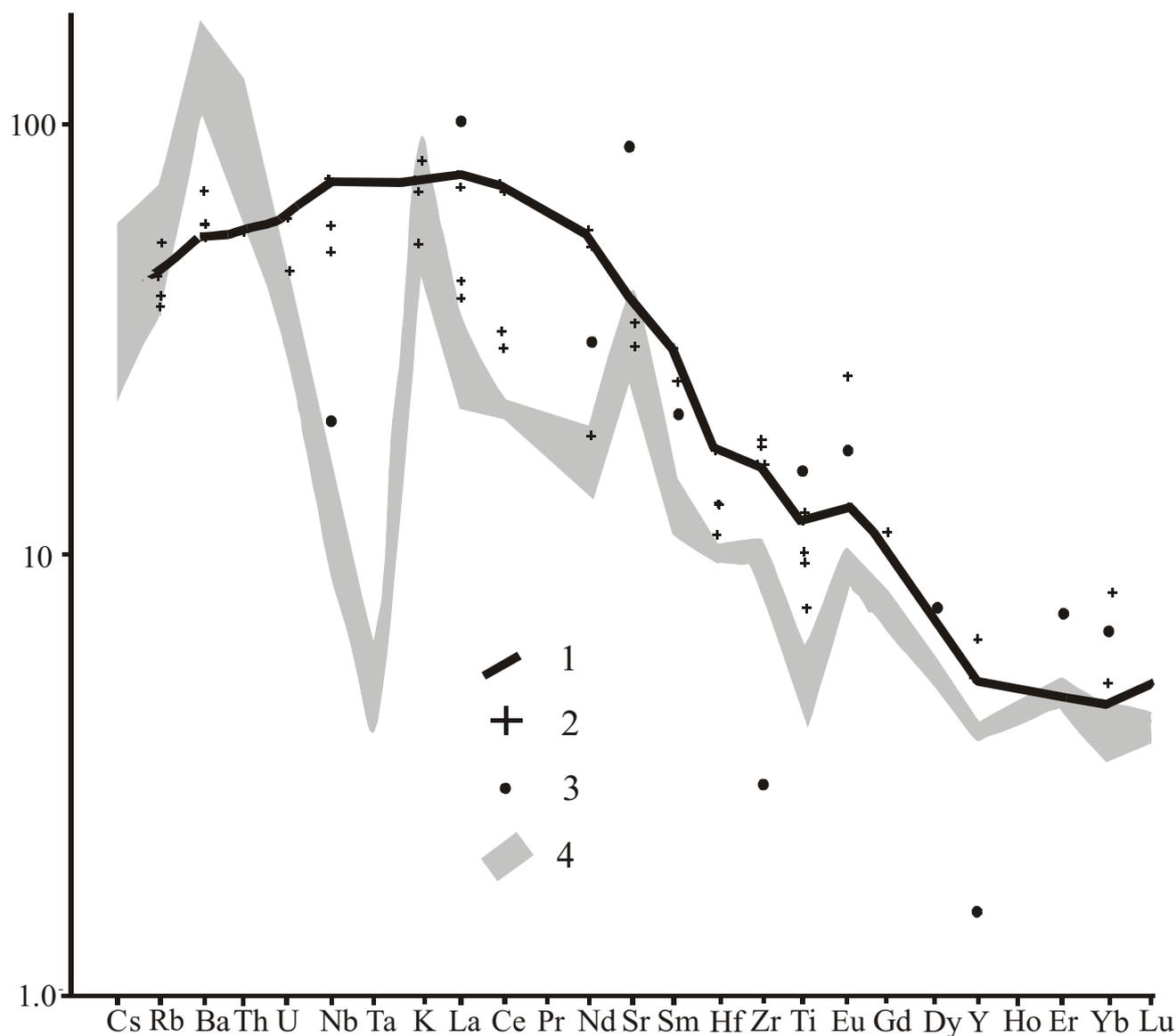


**Рис. 2.** Характер распределения микрокомпонентов в породах м. Наварин. 1-2- базаниты наваринского комплекса: 1-наиболее обогащенные щелочными элементами; 2- промежуточных составов; 3- поле составов вулканитов керекского комплекса.

к составу андезитов-андезибазальтов, ассоциирующих с высоконибоиевыми вулканитами.

**Район Ичинского вулкана (Срединный хребет Камчатки).** В ичинской ареальной зоне позднеплейстоцен-голоценового возраста, расположенной у южного и северо-восточного подножия Ичинского вулкана, наряду с обычными известково-щелочными и субщелочными базальтами, андезибазальтами и андезитами встречаются субщелочные базальты и андезибазальты с повышенными концентрациями высокозарядных элементов группы титана. В соответствии с представлениями ряда ученых, вулканизм рассматриваемого района завершает ранний этап островодужного развития Камчатско-Корякского региона (Авдейко и др., 2001). Графики распределения микрокомпонентов (рис. 4) для обоих типов

пород имеют асимметричный ступенчатый характер. При этом, если двигаться от Sr в сторону более когерентных элементов, можно видеть почти полное совпадение рисовки для соответствующих типов пород ичинского и валоваямского районов. Вулканиты с внутриплитными признаками ичинского района характеризуются только несколько более выраженным Zr- максимумом и большим накоплением тяжелых редкоземельных элементов. Однако, если двигаться от Sr- максимума в сторону менее когерентных элементов, начинает проявляться существенная индивидуальность в составе вулканитов рассматриваемого района: по сравнению с валоваямскими вулканитами снижается уровень накопления легких редкоземельных элементов в обоих типах пород, Ta-Nb - минимум начинает проявляться уже в породах

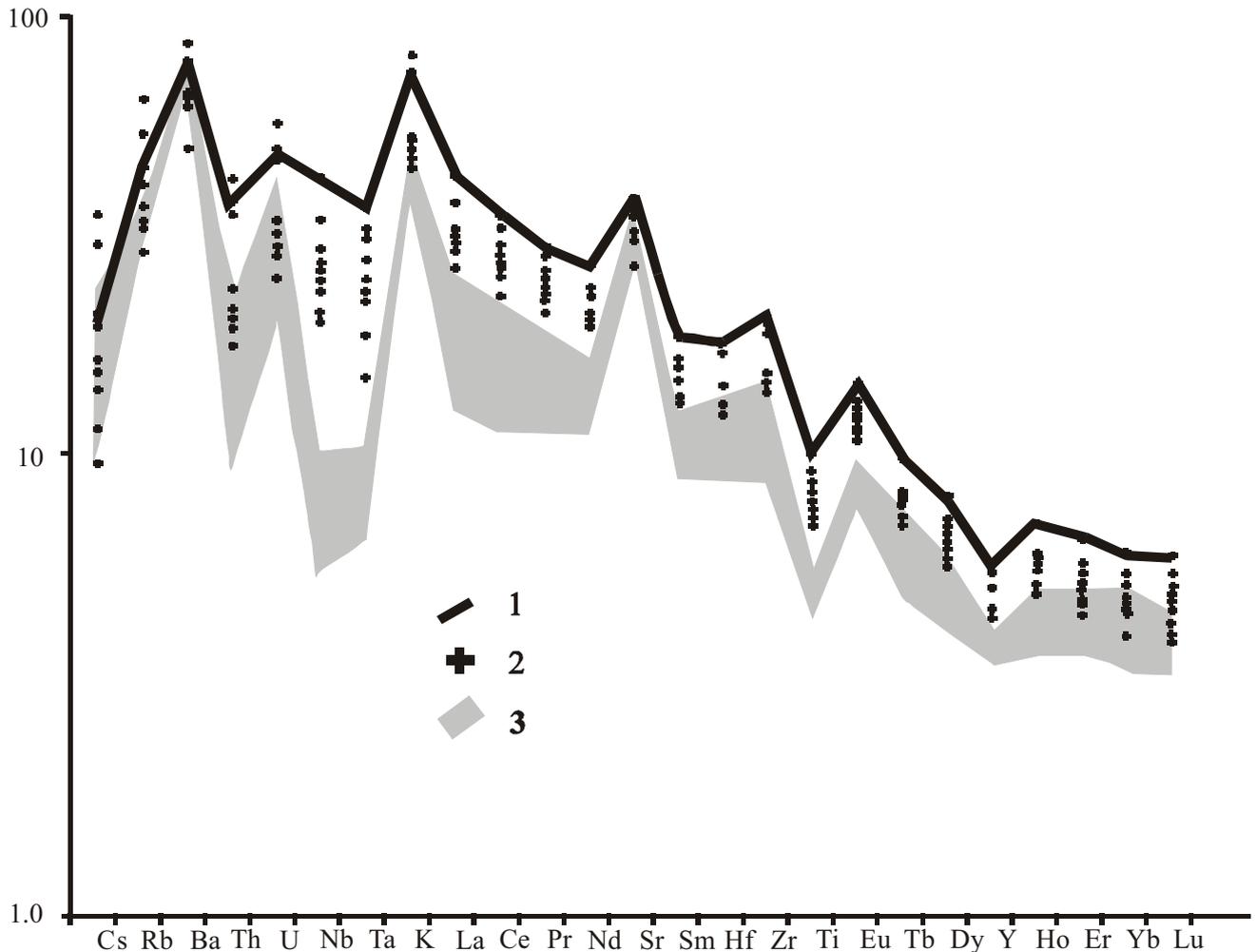


**Рис. 3.** Характер распределения микрокомпонентов в породах р-на р. Валаваям. 1-2 - базаниты: 1- наиболее обогащенные щелочными элементами; 2- промежуточных составов; 3- поле составов субщелочных андезибазальтов; 4- точки дацитового стекла, обнаруженного (Kerezhinskas et al., 1997) в виде прожилка в перекристаллизованном ксенолите лерцолита.

с повышенным содержанием титана и высокой щелочностью, в обоих типах пород резко обособливаются К и Ва максимумы, появляются максимумы по U. Характерно наличие промежуточных разностей вулканитов.

**Район вулкана Бакенинг.** В фундаменте активного вулкана Бакенинг помимо миоцен-плиоценовых базальтов известково-щелочного типа (паратунская свита и алнейская серия) встречаются останцы покровов субафировых субщелочных базальтов и андезибазальтов позднеплиоценового-раннечетвертичного возраста с повышенным содержанием Ti и других высокозарядных элементов. Считается, что появление этих аномальных по своему составу ба-

зальтоидов знаменует начало нового этапа островодужного вулканизма после перескока зоны субдукции на современное положение (Авдейко и др., 2001). Графики распределения микрокомпонентов для обоих типов пород (рис. 5) имеют такой же асимметрично-ступенчатый характер, как и для ичинских вулканитов, и в общих чертах схожи для обоих этих районов. При этом, известково-щелочные бакенинские вулканиты характеризуются несколько более выраженными Nb-Ta – и Hf-Zr-Ti – минимумами. Концентрации Hf, Zr и Ti также понижены в субщелочных базальтах этого района с внутриплитными характеристиками. Содержания Ta и Nb в базальтоидах обоих районов близки - намечается



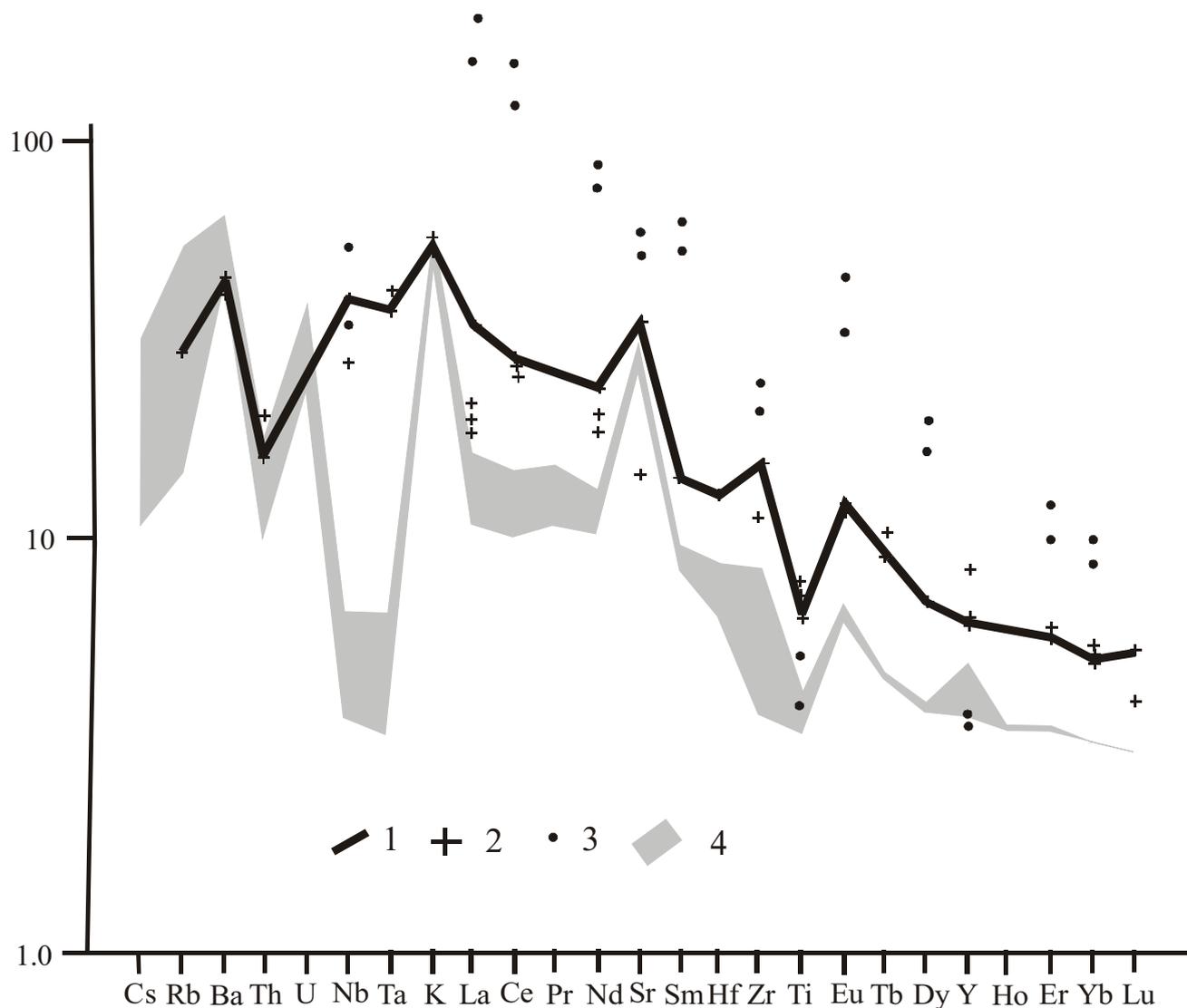
**Рис. 4.** Характер распределения микрокомпонентов в породах р-на Ичинского вулкана. 1-2 – субщелочные базальты и андезибазальты: 1-наиболее обогащенные высокозарядными элементами; 2- промежуточных составов; 3- поле составов известково-щелочных андезибазальтов.

образование Ta-Nb – минимума. В бакенинских вулканитах обоих типов резко выражен Th - минимум, Ba - максимум более проявлен в известково-щелочных, чем в субщелочных базальтах. На графике рис. 5 нанесены также точки редкоземельных составов стекол, которые, по данным (Кеpezhiskas, Defant, 1996a), образовались за счет обогащенных углекислотой Ne- нормативных расплавов (составы стекол по макрокомпонентам не приводятся). Эти расплавы, видимо, были, действительно, в значительной степени обогащены как легкими, так и тяжелыми редкоземельными элементами, однако, характеризуются резко выраженными Nb -, Zr-Ti - и Y – минимумами своих составов.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В предыдущем разделе было рассмотрено несколько примеров сосуществования обычных известково-щелочных или субщелочных базальтоидов с

типичными «островодужными» признаками и аномальных субщелочных или щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа. Смену геодинамических обстановок в этих примерах можно представить в такой последовательности: 1) активная континентальная окраина (мыс Наварин); 2) переход островной дуги к активной окраине (р. Валовая); 3) остаточная островная дуга (р-он Ичинского вулкана); 4) зарождающаяся островная дуга (р-он вулкана Бакенинг). В первых двух примерах различия двух типов вулканитов проявлены более контрастно, чем в двух последующих. Не следует забывать, однако, о том, что в любой из рассмотренных обстановок проявляются как контрастные, так и промежуточные типы вулканических пород. Постепенные переходы между внутриплитными и островодужными вулканитами в целом для Камчатки были отмечены автором ранее (Колосков, 2001) при анализе характера зональности по SiO<sub>2</sub> проявлений плиоцен-четвертичных вулканитов. С учетом много-



**Рис. 5.** Характер распределения микрокомпонентов в породах р-на вулкана Бакенинг. 1-2 – субщелочные базальты и андезитбазальты: 1-наиболее обогащенные высокозарядными элементами; 2- промежуточных составов; 3- поле составов известково-щелочных базальтов; 4- поле составов стекол, которые, по данным (Кеpezhiskas, Defant, 1996a), образовались за счет обогащенных углекислотой Ne- нормативных расплавов в виде прожилков в перекристаллизованном ксенолите лерцолита.

численных публикаций по другим регионам (Aoki, 1987; Borg et al., 1997; Hole, 1990; “Intraplate Volcanism...”, 1989; Kita et al., 2001; Leeman et al., 1990; Luhr, 1997; Nye, Reid, 1986; Petrone et al., 2002; Reagan, Gill, 1989 и др.) можно констатировать, что пространственное и временное совмещение этих типов вулкаников является обычным для проявлений вулканизма на конвергентных границах литосферных плит. Каковы причины такого совмещения? При решении этого вопроса существуют две точки зрения.

Поскольку считается, что внутриплитные вулканики океанических и континентальных областей образуются за счет обогащенного мантийного источника типа “OIB” (такой же, как при продуци-

ровании базальтов океанических островов), ряд исследователей рассматривают его как потенциально возможный и для случая совмещения известково-щелочных и щелочных серий с повышенным содержанием высокозарядных элементов. Предполагается при этом, что остаточная Ti-содержащая фаза присутствует при мантийном плавлении в случае образования известково-щелочных серий и отсутствует при продуцировании внутриплитных серий (Reagan, Gill, 1989). Подобным образом появление внутриплитных базальтов в Сеал Нунатаксе (Антарктида) после прекращения субдукции связывается с участием гранатсодержащего источника после выделения остаточного граната (Hole, 1990).

Более распространенной является точка зрения о том, что при образовании известково-щелочных островодужных и внутриплитных щелочных и субщелочных серий для каждого типа существуют свои источники (Вольнец, 1997; Kepezhinskas et al., 1997; Petrone, 2002), наличие же промежуточных типов - результат смешения расплавов, образовавшихся из различных источников.

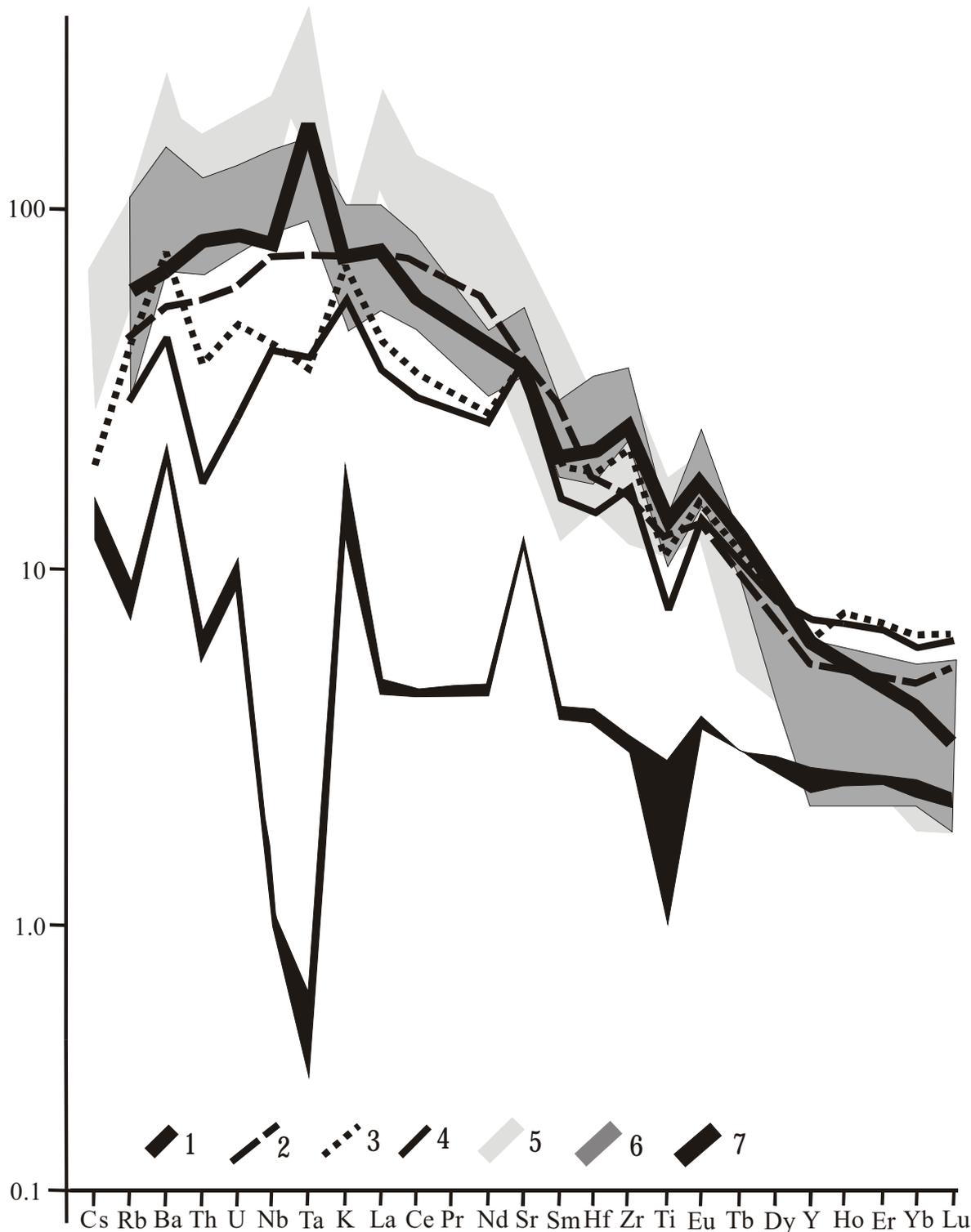
Для решения вопроса об источниках проведем сравнение Камчатско-Корякских материалов с данными по вулканитам, для которых можно предполагать разную глубину возникновения родоначальных расплавов и минимальное проявление процессов малоглубинной дифференциации или зараженности коровым материалом. Кимберлиты, наряду с лампроитами и породами фельдшпатоидного типа (основных и ультраосновных фойдитов), являются, как известно, производными наиболее глубинных щелочных расплавов. Они недосыщены кремнеземом и нередко содержат гранатсодержащие ксенолиты. На рис. 6 нанесено поле редкоэлементных составов высокотитанистых кимберлитов Архангельской субпровинции и Среднего Тимана (северная часть Восточно-Европейской платформы). График распределения микрокомпонентов в этом поле такой же ассиметрично аркообразный, как и для всех проявлений внутриплитного типа на рис. 2-5, с резким преобладанием легких литофилов и легких редкоземельных элементов над тяжелыми и более когерентными элементами. Это типичный характер графика для внутриплитных образований с астеносферным мантийным источником (Конова и др., 2002). Резко выражены Ba-, Ta-, La- и Eu- максимумы, Cs-, K- и Ti- минимумы.

В континентальных рифтовых зонах и на океанических островах широко распространены субщелочные и щелочные базальтоиды, несущие шпинель-лерцолитовый тип включений. Породы эти слабо недосыщены кремнеземом. Это менее глубинные образования с литосферным мантийным источником. На диаграмме рис. 6 выделено поле редкоэлементных составов внутриплитных вулканитов Юго-восточного Китая и Вьетнама, ассоциирующих с ксенолитами шпинелевых лерцолитов. Выделенное поле частично перекрывает предыдущее, особенно в области наименее некогерентных элементов. Тем не менее, концентрации наиболее некогерентных, главным образом щелочных и щелочноземельных элементов для этого типа пород существенно ниже, менее проявлены Ba-, Ta-, La- максимумы, иногда отмечаются Sr-, а также Hf-Zr- максимумы.

Наконец, в качестве наименее глубинной, типично островодужной ассоциации выбраны магнезиальные пикритобазальты – «авачиты», находки которых известны на Камчатке в районе Авачинского вулкана. Они слегка пересыщены кремнеземом, как большинство островодужных базальтов. Недавними исследованиями (Колосков и др., 2001) было показано, что эти породы относятся к бонинитовой ассоциации ранних стадий развития островных дуг. Сходные по составу расплавные включения были обнаружены в шпинелях дунит-гарцбургитовых ксенолитов Авачинского вулкана (Колосков и др., 2001). Образование этого типа включений происходит в условиях оливин-плагиоклазового равновесия. Подобная обстановка предполагается и для несущих эти включения вулканитов (Колосков, 1999). Характер редкоэлементного поля здесь уже совсем иной. Сохраняется только слабая обогащенность наиболее некогерентными элементами на фоне резко выраженных максимумов Cs, Ba, U и K. Характерно наличие глубокого Nb-Ta трога. Четко выражен Sr-максимум и Ti- минимум. В отношении же наименее некогерентных элементов наблюдается перекрытие полей. Это типично островодужная рисовка графика. В различающихся по щелочности островодужных сериях в разной степени может быть приподнята левая часть графика, но основные максимумы и минимумы при этом сохраняются, иногда появляются небольшие максимумы по Zr или Eu («Геохимическая типизация...», 1990; Чурикова и др., 2001). Посмотрим теперь, какое место на диаграмме рис. 6 занимают выбранные представители внутриплитного типа базальтоидов Камчатки. График наваринских базанитов практически полностью располагается в поле вулканитов со шпинель-лерцолитовым парагенезисом. Любопытно, что здесь проявлен пока не находивший своего объяснения Ta-максимум (память о былом гранат-перидотитовом равновесии?). Среди наваринских ксенолитов широко представлены шпинелевые лерцолиты, но гранатсодержащих пород встречено не было. Характерно отсутствие Ba- и Sr- максимумов.

График валоваямских базанитов также в основном размещается в поле Sp-лерцолитовых парагенезисов ассоциаций, хотя для этих вулканитов понижены содержания самых некогерентных элементов: Rb, Ba, Th и U. Отсутствует максимум по Ta, хотя в одном из пироксенитов был обнаружен пироповый гранат. Преобладающий же тип включений здесь - шпинелевые лерцолиты. Характерно отсутствие K- и Sr- максимумов.

Совсем иное положение занимают графики ичинских и бакенинских субщелочных базальтов. Левая



**Рис. 6.** Обобщенная диаграмма распределения микрокомпонентов для вулканитов внутриплитного геохимического типа Камчатско-Корякского региона с полями представительных составов разноглубинных базальтоидов. 1-4 – вулканиты регионов: 1- м. Наварин; 2- р-он р. Валовая; 3- р-он Ичинского вулкана; 4- р-он вулкана Бакенинг; 5-7 – поля составов: 5- высокотитанистых кимберлитов Архангельской субпровинции и Среднего Тимана (северная часть Восточно-Европейской платформы), по (Кононова и др., 2002); 6- щелочных оливиновых базальтов и базанитов восточного Китая (Zhi et al., 1990), Вьетнама (Hoang et al., 1996) и о-ва Хайнань (Flower et al., 1992), ассоциирующих с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа; 7- пикритобазальтов Авачинского вулкана (Камчатка), ассоциирующих с ксенолитами дунит-гарцбургитового состава (анализы выполнены в научном центре при Королевском музее Центральной Африки, Бельгия, методом ICP-ES).

часть наиболее некогерентных элементов практически целиком располагается ниже поля содержащих шпинель-лерцолитовый тип включений вулканитов. Появляются небольшие Ва- и К- максимумы, Th-минимум, начинает оформляться Nb-Ta минимум. Появляется Sr- максимум. Ксенолиты в базальтоидах этих районов относятся к менее глубинной верлит-пироксенитовой ассоциации, которая по составу клинопироксенов и шпинелей отвечает переходу от шпинель-лерцолитового к оливин-плагноклазовому равновесию (Колосков, 1999).

Таким образом, характерные отличительные признаки островодужных вулканитов: Nb-Ta- минимум, К- и Sr- максимумы начинают проявляться на сравнительно небольших глубинах при переходе к оливин-плагноклазовой фации глубинности (для рассмотренного ряда порядка 30-40 км). Характерно, что к этим глубинам приурочено положение так называемого переходного слоя между корой и мантией, детально изученного на ряде камчатских полигонов («Глубинное сейсмическое зондирование...», 1978). Существуют представления (Фролова и др., 1989) о том, что бониниты возникают на относительно малых глубинах (от 10 до 30 км) при очень высоких температурах (1400-1430°C) как результат взаимодействия мантийного диапира с породами литосферы. Характерно, что для объяснения причин появления внутриплитного геохимического типа вулканитов на Камчатке в моделях петрогенезиса исследователи как раз и привлекают участие мантийного плюма (или поднимающегося диапира) (Волынец и др., 1997; Пузанков, 1999). Необходимо ли дополнительное привлечение субдукционной модели для объяснения всего разнообразия вулканических серий островных дуг? В одной из предыдущих работ автора (Колосков, 2001) на основе анализа поперечной петролого-геохимической зональности Камчатского региона было показано, что степень накопления в породах всех петрогенных и большинства редких элементов не связана с процессами, происходящими в сейсмофокальной зоне. По-видимому, для объяснения особенностей состава как внутриплитных, так и островодужных вулканитов можно использовать единый, но эволюционирующий в пространстве мантийный источник. Изменение многих характеристик состава вулканитов можно объяснить меняющимся составом фракционирующих минеральных фаз в ходе изменения глубины их равновесия. Прежде всего, это касается Nb-Ta минимума. Одни исследователи (Green, 1981; Reagan, Gill, 1989) объясняют этот минимум наличием остаточной Ti-содержащей фазы (рутил, сфен, ильменит, перовскит), появляющейся в процессе

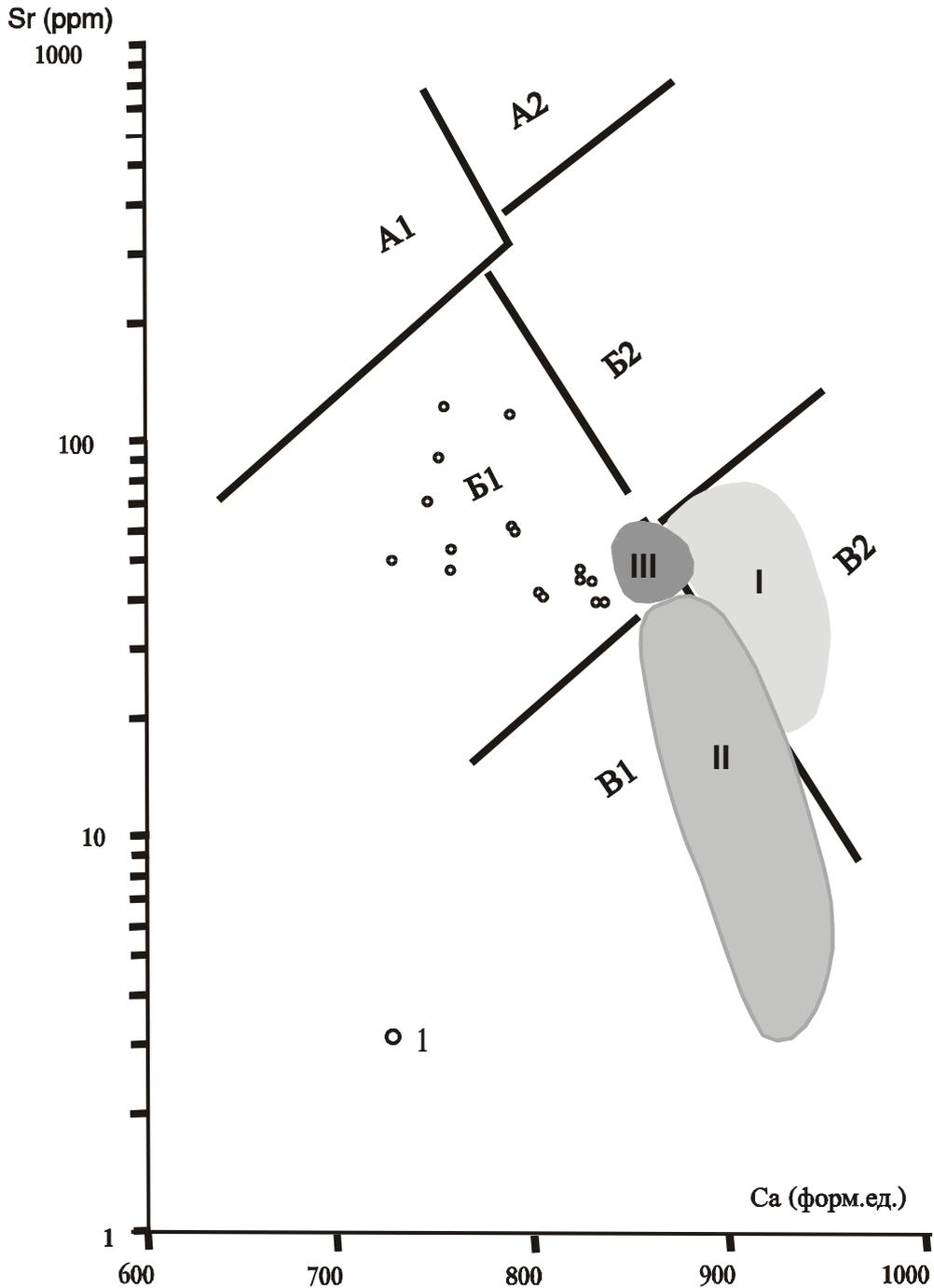
магмообразования. Другие (Hickey, Frey, 1982; Ryerson, Watson, 1987) – связывают его с изначальными характеристиками исходного субстрата. Например, экспериментами Риерсона и Ватсона (Ryerson, Watson, 1987) было показано, что насыщенные в отношении рутила расплавы при P-T-fO<sub>2</sub> условиях мантийного клина должны содержать 7-9 % TiO<sub>2</sub>, если они имеют базальтовый состав, и 5-7% - андезитовый. То есть, остаточная Ti-содержащая фаза не может появиться при генерации известково-щелочных расплавов в таких условиях. Изначальную обедненность плавящегося субстрата высокозарядными компонентами также нелегко объяснить предшествующими эпизодами магмообразования. Однако, трудности эти, вероятно, снимаются, если вместо рутила привлечь участие ильменита или титаномагнетита. Коэффициенты распределения (D<sub>i</sub>) для Nb и Ta в ильменитах Скергаардского интрузивного массива (Jang, Naslund, 2002) существенно выше единицы (в среднем 3.0 для Nb и 2.7 для Ta). В водных экспериментах с природными расплавами при 2-5 kbar (Nielsen, Beard, 2000) было установлено, что коэффициенты распределения для всех высокозарядных редких элементов (Zr, Nb, Ta и Hf) сходны и меняются от < 0.02 в обогащенных Sr и Al магнетитах и хромитах до > 2 - в титаномагнетитах. Детальное изучение характера эволюции шпинелей из различных типов ксенолитов (Колосков, 1999; Колосков и др., 2001) позволило выявить следующие закономерности. В ксенолитах шпинель-лерцолитового типа Вьетнама составы этого минерала эволюционируют от высокоглиноземистых герцинитов до хромитов в зонах перекристаллизации и вторичного плавления. Только в этих зонах были обнаружены титаномагнетиты в качестве закалочной фазы в андезитовых и дацитовых стеклах. В ксенолитах r-на вулкана Бакенинг состав шпинелидов нередко меняется от Sr-Al шпинелей ранней генерации до более поздних титаномагнетитов и магнетитов. В базанитах Валоваяма часто встречаются мегакристы пикроильменитов. Таким образом, в ходе эволюционного процесса уже при подходе к условиям оливин-плагноклазового равновесия титаномагнетиты и ильмениты становятся стабильной субликвидусной фазой, фракционированием которой и определяется баланс высокозарядных элементов в магматическом расплаве.

В зависимости от глубины проявления меняется и состав других минералов. Существуют представления (Koloskov, Zharinov, 1993) о том, что содержание Са в клинопироксенах уменьшается при переходе от условий гранат-перидотитового к оливин-плагноклазовому равновесию. В этом минерале Sr может

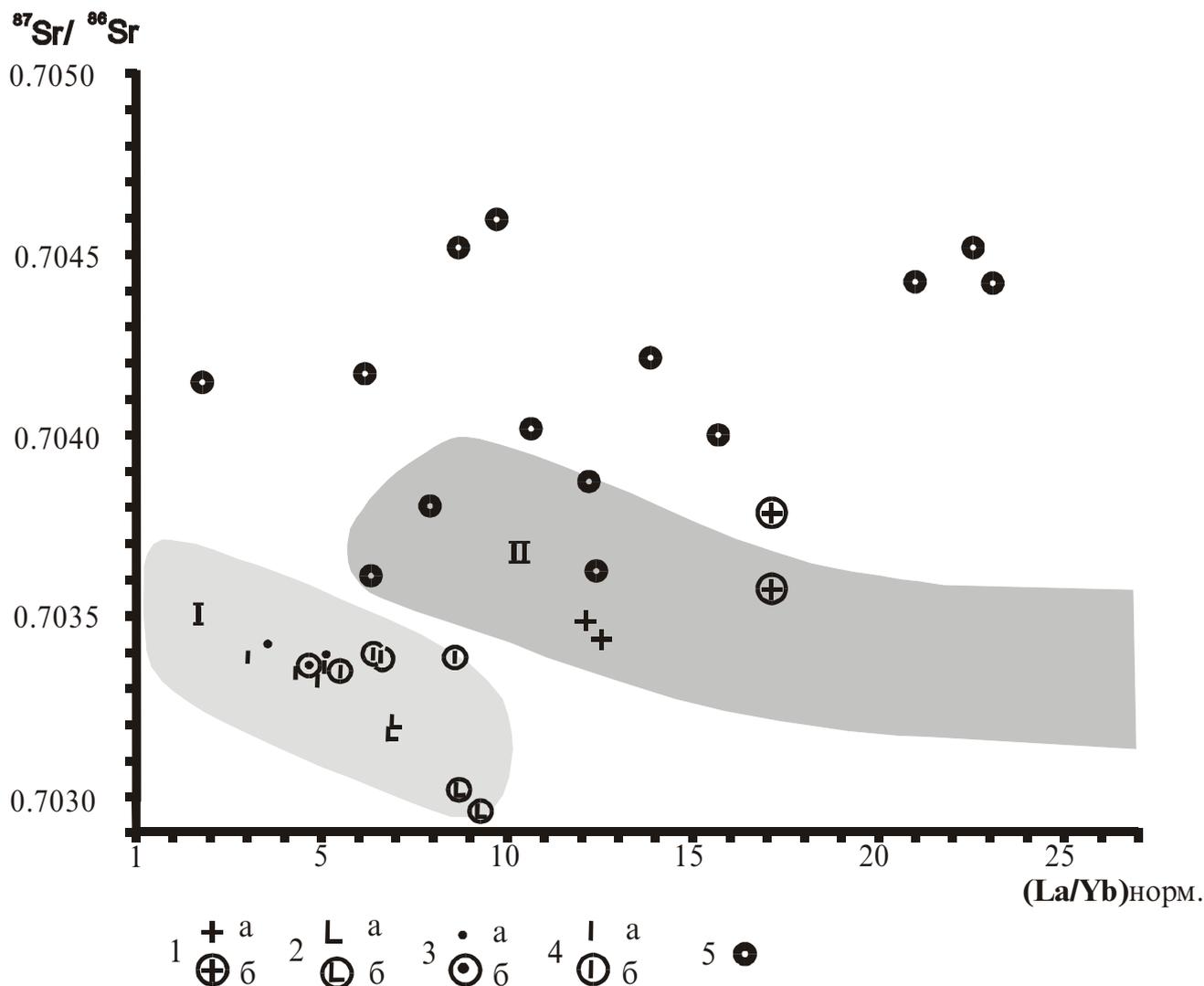
замещать Са. Поэтому диаграмма Sr-Ca (рис. 7) иллюстрирует общую картину такой закономерности. Как видно на диаграмме, в общем плане существуют две области: 1) наименее измененных составов клинопироксенов ксенолитов и 2) метасоматически измененных, где в результате процессов щелочного метасоматоза (амфиболитизация и флогопитизация) возрастает в минерале содержание Sr и Са. В обеих областях наблюдается четкая фаціальная зависимость Sr-Ca изменения составов этого минерала. Как видно на диаграмме, фигуративные точки для пироксенов р-на р. Валоваям беспорядочно разбросаны в поле шпинель-лерцолитового равновесия, а ичинских и бакенинских пироксенов (внутриплитный тип наиболее сближен с островодужным) тяготеют к границе полей камчатских ксенолитов из базальтоидов островодужного типа. Клинопироксен является основной ликвидусной фазой – носителем Sr на больших и умеренных глубинах. На малых глубинах к нему присоединяется еще и плагиоклаз. Фракционированием клинопироксена и кумулятивным обогащением плагиоклазом можно объяснить появление устойчивого Sr-максимума на диаграмме рис. 6 при уменьшении глубины становления мантийного диапира.

Различия в изотопных характеристиках является серьёзным аргументом в пользу обоснования раздельного характера источников для разных типов вулканитов (Волынец и др., 1997; Kepezhinskas et al., 1996a; 1996b; Petrone et al., 2002). Остановимся на характеристике Sr-изотопных соотношений. На диаграмме рис. 8 изотопные характеристики рассматриваемых типов базальтоидов соотносятся с данными по их (La/Yb)норм. отношениям. Соотношение легких (щелочных) и тяжелых редкоземельных элементов является чутким индикатором меняющейся щелочности магматических пород, что может быть вызвано их метасоматическим изменением. Использование Sr-изотопных и редкоэлементных характеристик для вулканитов, ассоциирующих с различными типами ксенолитов, позволило выделить поля, отвечающие шпинель-лерцолитовой и оливин-плагиоклазовой фациям глубинности. В пределах этих полей наблюдаются относительно ограниченные вариации Sr-изотопных отношений при более широком изменении La/Yb-отношений. Намечается слабо выраженная отрицательная корреляционная зависимость между этими параметрами. Подобное соотношение свидетельствует, что в пределах этих полей мы имеем дело с наименее измененными сериями вулканитов. Фигуративные

точки для парных составов островодужных и внутриплитных вулканитов рассмотренных ранее районов, за исключением мыса Наварин, располагаются в поле оливин-плагиоклазового равновесия. При этом для ичинского и бакенинского района при меняющихся значениях La/Yb-отношений Sr-изотопные характеристики практически не меняются. Для валоваямских базальтоидов при переходе от обычных к внутриплитным вулканитам наблюдается четко выраженная обратная зависимость  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (\text{La}/\text{Yb})_n$ . Такая закономерность свидетельствует о том, что отмеченные образования в целом мало затронуты метасоматическими преобразованиями, несмотря на присутствие дацитовых (или содержащих углекислоту) прожилков в ксенолитах Валоваяма и Бакенинга. Наваринские базальтоиды располагаются в основном в поле шпинель-лерцолитового равновесия и при переходе от субщелочных базальтоидов керекского комплекса к базанитам наваринского комплекса наблюдается параллельное возрастание как изотопных, так и редкоэлементных характеристик. Это возрастание свидетельствует, по-видимому, о некотором метасоматическом приращении щелочей и радиогенного стронция. Для сравнения на ту же диаграмму (рис. 8) нанесены характеристики позднеогеновых К-На щелочных базальтоидов восточной Камчатки, которые относятся также к внутриплитному геохимическому типу. Только часть из них (наименее щелочные разности) попадают в поле шпинель-лерцолитового равновесия. С ростом суммарной щелочности пород наблюдается значительное возрастание в них как радиогенного Sr, так и легких лантаноидов, что свидетельствует о широко проявленных здесь процессах мантийного метасоматоза. Вряд ли те небольшие различия в изотопных составах островодужных и внутриплитных вулканитов, которые наблюдаются для валоваямских и наваринских базальтоидов, следует рассматривать, как доказательство различных источников. Они во много раз меньше, чем внутри всей ассоциации позднеогеновых базальтоидов, а ведь эти последние не противопоставляются друг другу по типу источников (Волынец и др., 1997). По изотопным характеристикам наиболее различаются те пары (наваринская и валоваямская), проявления которых более тяготеют к рифтогенному режиму и наименее (ичинская и бакенинская) – те, которые более связаны с орогенной обстановкой. К этому еще накладывается щелочной метасоматоз, более проявленный в рифтогенной обстановке.



**Рис. 7.** Диаграмма Sr-Ca для клинопироксенов из различных типов ксенолитов в вулканитах. Поля составов клинопироксенов: I-II в связи с вулканитами островодужного типа Камчатки, ассоциации: I- дунит-верлит-пироксенитовая, II – дунит-гарцбургитовая, III– в связи с вулканитами внутриплитного геохимического типа, верлит-пироксенитовая ассоциация (р-ны вулканов Ичинский и Бакенинг); 1 - отдельно показаны составы для пироксенов той же ассоциации р-на р.Валовая; А – из гранатовых лерцолитов Южной Африки; Б – из ксенолитов шпинель-лерцолитового типа (Эйфель, Германия; Соломоновы о-ва; Гавайи, Гранд-Каньон, Северная Америка, Шпицберген); В – из ксенолитов дунит-гарцбургитового типа в островодужных вулканитах (Япония); 1- наименее метасоматизированные ксенолиты, 2- ксенолиты с широко проявленной амфиболитизацией и флого-питизацией. Использованы материалы (Abe et al., 1998, 2003; Alibert, 1994; Chen et al., 1992; Gregoire et al., 2003, 2002; Ionov et al., 2002; Kepezhinskas et al., 1996a; Neal, 1988; Witt-Eickschen et al., 1998, 2003).



**Рис. 8.** Диаграмма  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -(La/Yb)<sub>норм.</sub> для различных типов вулканитов. Данные для базальтоидов из различных районов: 1-мыс Наварин, 2-р-он р.Валовая, 3-р-н вулкана Бакенинг, 4-р-он Ичинского вулкана (а- для вулканитов островодужного типа, б- для пород внутриплитного геохимического типа), 5-для позднеогеновых К-Na- щелочных базальтоидов восточной Камчатки. Выделены поля для: I - вулканических пород Камчатской и Идзу-Бонинской островных дуг; II- внутриплитных базальтоидов, ассоциирующих с ксенолитами шпинель-лерцолитового типа. Использованы данные из работ (Волюнец и др., 1997; Озеров и др., 1997; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000; Flower et al., 1992; Hoang et al., 1996; Kepezhinskas et al., 1997; Taylor, Nesbitt, 1998; Zou et al., 2000).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, совместное рассмотрение особенностей вещественного состава островодужных и внутриплитных вулканитов, проявившихся в Камчатско-Корякской островодужной системе, позволяет сделать вывод о том, что образование их следует связывать с единым, но эволюционирующим в зависимости от глубины проявления мантийно-субкоревым источником. Этот вывод выдвигается как альтернатива смешанной субдукционно-диапировой модели магматизма переходных зон.

Индикаторные типы базальтоидов, связанные с глубинной геодинамикой, достаточно однообразны и отражают «глубину стояния» мантийного диапира. Появление тех или иных индикаторных серий вулканических пород, которые обычно выделяются для реконструкции конкретной геодинамической обстановки, связано с поверхностной геодинамикой литосферы. Проявление внутриплитного вулканизма континентальных и океанических областей определяется рифтогенным режимом со всеми стадиями его эволюции. И здесь реализуются возможности прямого питания за счет астеносфер-

ных и мантийных литосферных источников. Островодужный орогенный режим гораздо более сложный. Здесь наблюдается сочетание как вертикальных, так и горизонтальных движений. Происходит расслоение литосферы, особенно на границе кора-мантия. Создаются возможности для возникновения эшелонированной системы промежуточных и периферических магматических очагов. Подъем мантийных диапиров здесь максимальный. Широко проявлены процессы малоглубинной дифференциации. В эндогенном режиме может сочетаться рифтогенная и орогенная составляющие, и тогда появляются соседствующие во времени и пространстве внутриплитные щелочные - субщелочные и «островодужные» известково-щелочные серии. Если преобладает орогенный режим, проявляются исключительно «островодужные» серии и их набор может быть достаточно многообразен: от бонинитовых-толеитовых до субщелочных и щелочных – шошонитовых.

Работе над материалами способствовала поддержка грантом «Конкурс проектов ДВО РАН 2003 года».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.* Современная тектоническая структура Курило-Камчатского региона и условия магмообразования // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. / Под ред. Б.В. Иванова. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 9-33.
- Вольнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. и др.* Геохимическая типизация позднекайнозойских базальтов Камчатки (по данным нейтронно-активационного анализа) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 3. С. 685-688.
- Вольнец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990. № 5. С. 14-27
- Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У. и др.* Изотопный состав позднеэоценовых К-На – щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005-1018.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. / Под ред. А.П. Кривенко. Новосибирск: ОИГГиМ. Ротапринт. 1990. С. 73-130.
- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. / Под ред. Г.С. Гнебеденко. М.: Наука, 1978. 130 с.
- Колосков А.В., Флеров Г.Б., Пономарев Г.П. и др.* Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 676-679
- Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И. и др.* Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. Акад. Наук. 1992. Т. 323. № 5. С. 904-907.
- Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пономарев Г.П. и др.* Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. С. 485-502.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиды как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный Мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В.* Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16-42.
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С.* Включения ультрамафитов в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя “коро-мантийной смеси” в островодужных системах // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы / Под ред. Б.В. Иванова. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 123–152.
- Кононова В.А., Левский Л.К., Первов В.А. и др.* Rb-Sr-Nd изотопные характеристики мантийных источников калиевых ультрабазитов и базитов севера Восточно-Европейской платформы // Петрология. 2002. Т. 10. № 5. С. 493-509.
- Озеров А.Ю., Арискин А.А., Кайл Ф. и др.* Петролого-геохимическая модель генетического родства базальтового и андезитового магматизма вулканов Ключевской и Безымянный, Камчатка // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. С. 614-635
- Пузанков Ю.М.* Геохимические особенности проявлений кайнозойского базитового магматизма над «горячими точками» // Геохимия. 1999. № 9. С. 941-949.
- Федоров П.И., Колосков А.В.* Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья: петрогенезис пород и обстановка их формирования // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 90-105.
- Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин // М.: Недра, 1989. 261 с.
- Чурикова Т.Г., Дорендорф Ф., Вернер Г.* Природа геохимической зональности вкосте простираения Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы /

Под ред. Б.В.Иванова. Петропавловск-Камчатский, 2001. С. 173-190.

*Abe N., Arai S., Yurimoto H.* Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1998. V. 107. P. 233-248.

*Abe N., Takami M., and Arai S.* Petrological feature of spinel lherzolite xenolith from Oki-Dogo Island: An implication for variety of the upper mantle peridotite beneath southwestern Japan // *The Island Arc*. 2003. V. 12. P. 219-232.

*Alibert C.* Peridotite xenoliths from Western Grand Canyon and Thumb. A probe into the subcontinental mantle of the Colorado Plateau // *J. Geoph. Research*. 1994. V. 99. B11. P. 21605-21620 .

*Aoki K.* Japanese Island Arc: xenoliths in alkali basalts, high alumina basalts and calcalkaline andesites and dacites / Ed. Nixon P.H. *Mantle xenoliths*. New York: John Wiley, Sons, 1987. P. 319-333.

*Borg L.E., Clyne M.A., Bullen T.D.* The variable role of slab-derived fluids in the generation of suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California // *Can. Mineral*. 1997 V. 35. P. 425-452.

*Chen C-H, Presnall D.C., Stern R.J.* Petrogenesis of Ultramafic Xenoliths from the 1800 Kaupulehu Flow, Hualalai Volcano, Hawaii // *J. Petrology*. 1992. V. 33. P. 1. 163-202.

*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 Research*. 2000. V. 104. P. 131-151.

*Flower M.F.J., Zhang M., Chen Cc-Y. et al.* Magmatism in South China Basin. 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China // *Chemical Geology*. 1992. V. 97. P. 65-87 .

*Green T.N.* Experimental evidence for the role of accessory phase in magma genesis // *J. Volcanol and Geotherm Res*. 1981. V. 10. P. 405-422.

*Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.* Garnet lherzolites from the Kaapvaal craton (South Africa): trace element evidence for a metasomatic history // *J. Petrology*. 2003. V. 44. № 4. P. 629-657.

*Gregoire M., Bell D.R., Le Roex A.P.* Trace element geochemistry of phlogopite-rich mafic mantle xenoliths: their classification and their relationship to phlogopite-bearing peridotites and kimberlites revisited // *Contrib Mineral Petrol*. 2002. V. 142. P. 603-625.

*Hickey R.L., Frey F.A.* Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. V. 46. P. 2099-2115.

*Hoang N, Flower M.F.J., Carlson R.W.* Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochim. Cosmochim Acta*. 1996. V. 60. № 22. P. 4329-4351.

*Hole M.J.* Geochemical evolution of Pliocene-Recent post subduction alkalic basalts from Seal Nunataks, Antarctic Peninsula // *J. Volcanol. Geotherm. Res*. 1990. V. 40. P. 149-167.

Intraplate Volcanism in eastern Australia and New Zealand / Ed. Johnson R.W. New York: Cambridge University Press. 1989. 325 p.

*Ionov D.A., Bodinier J-L., Mukasa S.B. et al.* Mechanism and sources of mantle metasomatism: Major and Trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of Numerical Modelling // *J. Petrology*. 2002. V. 43. P. 2219-2259 .

*Jang Y.D., Naslund H.R.* Major and trace element variation in ilmenite in the Skaergaard Intrusion: petrologic implications // *Chemical Geology*. 2002. V. 193. P. 109-125.

*Kepezhinskas P., Defant M. J., Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996a. V. 60. № 7. P. 1217-1229.

*Kepezhinskas P., Defant M. J.* Contrasting Style of Mantle Metasomatism above subduction zones: constraints from ultramafic xenoliths in Kamchatka. Subduction: Top to Bottom. *Geophys. Monograph*. 1996b. P. 307- 314 .

*Kepezhinskas P., Mc Dermott F., Defant M. J. et al.* Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. № 3. P. 577- 600.

*Kita J., Yamamoto M., Asakawa Y. et al.* Contemporaneous ascent of within-plate type and island-arc type magmas in the Beppu-Shimabara graben system, Kyushu island, Japan // *J. Volcan. Geotherm. Research*. 2001. V. 111. P. 99-109 .

*Koloskov A.V., Zharinov S.E.* Multivariate statistical Analysis of Clinopyroxene Composition from Mafic and Ultramafic xenoliths in volcanic Rocks // *J. Petrology*. 1993. V.34. P.1. P. 173-185.

*Leeman W.P., Smith D.R., Hildreth W. et al.* Compositional diversity of late Cenozoic basalts in a transect across the southern Washington Cascades: implications for subduction zone magmatism // *J. Geophys. Res*. 1990. V. 95 (B 12). P. 19561- 19582.

*Luhr J. F.* Extensional tectonics and diverse primitive volcanic rocks in the Western Mexican Volcanic Belt // *Can. Mineral*. 1997. V. 35. P. 473-500.

- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120 P. 223-253.
- Neal C.R.* The origin and composition of metasomatic fluids and amphiboles beneath Malaita, Solomon islands // *J. Petrology*. 1988. V. 29. P. 149-179.
- Nielsen R.L., Beard J.S.* Magnetite-melt HFSE partitioning // *Chemical Geology*. 2000. V. 164 P. 21-34.
- Nye C.J., Reid M.R.* Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: Implications for arc magmagenesis // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № 10. P. 271- 288.
- Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W. et al.* Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico) // *Chem. Geol.* 2002. V. 193. P. 1-24.
- Reagan M.K., Gill J.B.* Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4619-4633.
- Ryerson F.J., Watson E.B.* Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 86. P. 225-239.
- Taylor R.N., and Nesbitt R.W.* Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan // *Earth Planet Sci Letters*. 1998. V. 164 P. 79-98.
- Witt-Eickschen G., Kaminsky W., Kramm U. et al.* The Nature of Young Vein Metasomatism in the Lithosphere of the West Eifel (Germany): Geochemical and Isotopic Constraints from Composite Mantle Xenoliths from the Meerfelder Maar // *J. Petrology*. 1998. V. 39. N1. P. 155-185.
- Witt-Eickschen G., Seck H.A., Merger K. et al.* Lithospheric mantle evolution beneath the Eifel (Germany): constraints from Sr-Nd-Pb isotopes and trace element abundances in spinel peridotite and pyroxenite xenoliths // *J. Petrology*. 2003. V. 44. № 6. P. 1077-1095.
- Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al.* Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chemical Geology*. 1990. V. 88. P. 1-33.
- Zou H., Zindler A., Xu X et al.* Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // *Chemical Geology*. 2000. V. 171. P. 33-47.

### **Manifestation intraplatelike volcanism in the arc system: implications for Research depth processes of geodynamics (for example Kamchatka)**

**A.V. Koloskov**

State Institute of Volcanic Geology and Geochemistry Far Eastern Division, Russian Academy of Sciences.  
Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006. Piip boul.9

Geochemical and isotopic features coexisting arc-related and intraplatelike types of volcanite's in different regions of Kamchatka were studied. These materials have been compared with data on basalts, which have differ deeps origin. The comparison suggest that the arc-related basalts peculiarities (Ta-Nb minimum and K and Sr maximums) are appeared et the depth level of spinel lherzolite – ol-pl peridotites transition. It is assumed that both arc-related and intraplatelike volcanic rocks were derived from single evolving mantle source.