

УДК 552.31.321(6)

**КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАМАФИТОВ  
В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ТИПАХ ВУЛКАНИТОВ  
ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ**

© 1997 г. А. В. Колосков\*, О. Н. Вольнец\*, Г. П. Пономарев\*, П. И. Федоров\*\*

\* *Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН  
683006 Петропавловск-Камчатский, бульв. Пийпа, 9, Россия*

\*\* *Геологический институт РАН  
109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 20.12.96 г.

Проведено сравнительное изучение ксенолитов ультрамафитов, ассоциирующих с двумя разными геохимическими типами вмещающих их вулканитов: надсубдукционным и внутриплитным – на примере Курило–Камчатско–Корякской островодужной системы и прилегающей к ней континентальной окраины (Чукотка). Ультрамафиты в связи с вулканитами надсубдукционного типа представлены двумя ассоциациями: 1) дунит–гарцбургитовой, деплетированной в отношении легкоплавких компонентов и литофильных редких элементов и 2) пироксенит–верлит–кортландитовой с широким проявлением процессов Na метасоматоза. По составу минералов и их парагенезисам обе ассоциации относятся к плагиоклазовой фации глубинности. Ксенолиты в вулканитах внутриплитного геохимического типа представлены: дунитами, лерцолитами, клинопироксеновыми оливинитами и железистыми гарцбургитами, ассоциирующими с пироксенитами. По комплексу признаков они занимают промежуточное положение между включениями внутриплитных вулканитов (шпинель–лерцолитовая фация глубинности) и ксенолитами в вулканитах надсубдукционного типа (плагиоклазовая фация глубинности) и характеризуются широким проявлением процессов K–Na метасоматоза. Обнаружена системная зависимость между типом вулканитов, содержащих включения, составом и типом глубинных ксенолитов и условиями их проявления.

Включения ультраосновных и основных пород, содержащихся в вулканитах являются важным объектом петрологических исследований не только в плане познания состава глубинных зон земной коры и мантии, но и как индикаторы условий возникновения и эволюции магматических расплавов в различной геодинамической обстановке.

Островодужные ксенолитсодержащие вулканиты широко представлены на Камчатке (Включения, 1978; Щека, 1983; Ермаков и др., 1987), известны на Курильских островах (Федорченко, Родионова, 1975; Вольнец и др., 1990б), в Северо-Восточной Японии (Aoki, 1987), на Алеутских островах (Swanson et al., 1987) и в других регионах.

Помимо собственно островодужных вулканических серий, в некоторых островодужных системах присутствует особый тип вулканитов, который по своим петрографическим и геохимическим особенностям близок к внутриплитным вулканитам, развитым в континентальных и океанических областях, а также в рифтовых зонах континентальных окраин. В дальнейшем мы будем называть его внутриплитным геохимическим типом. В пределах Камчатско–Корякской системы к этому типу относятся позднемиоцен–плиоценовые высоко-K базальтоиды Западной Кам-

чатки, плиоцен–четвертичные K–Na щелочно-оливин–базальтовая и K–Na базальт–комендитовая серии Срединного хребта и позднемиоцен–плиоценовые K–Na щелочно–базальтовая и щелочно–оливин–базальтовая серии тыловой зоны Восточной Камчатки (Вольнец и др., 1987, 1990а; Volynets, 1994), а также позднемиоценовые базальты Камчатского перешейка, Южной Корякии (Колосков и др., 1988). Эти вулканиты также содержат включения ультрамафитов. В щелочных базальтах и гавайитах иногда встречаются ксенолиты шпинелевых пироксенитов и верлитов с высокотитанистыми, высокоглиноземистыми клинопироксенами, характеризующиеся умеренной или повышенной натриевостью; в базанитах присутствуют – ксенолиты шпинелевых лерцолитов, зеленых и черных пироксенитов (Колосков и др., 1988, Ермаков и др., 1987).

Сходный с внутриплитным тип вулканитов наблюдается на юго–западе Японии, где в позднеплиоцен–плейстоценовых щелочных базальтах, базанитах и нефелинитах встречаются ксенолиты шпинелевых лерцолитов и пироксенитов (Aoki, 1987). Этот же тип вулканитов широко распространен на обоих островах Новозеландского сегмента Тонга–Кермадек–Новозеландской островодужной системы ("Intraplate Volcanism...", 1989). Так, в райо-

не Окленда (Северный остров) распространены миоценовые оливиновые нефелиниты и четвертичные щелочные базальты с нодулями, варьирующими по составу от оливинитов до клино- и ортопироксенитов (Rodgers et al., 1975). В позднетретичных щелочных базальтах и нефелинитах вулканической группы Дунедин (Южный остров) обнаружены ксенолиты лерцолитов с жилами пироксенитов (Intraplate Volcanism..., 1989).

Сходный тип ксенолитсодержащих вулканитов встречается также в некоторых задуговых окраинных морях: о-ва Прибылова и о-в Нунивак в Беринговом море (Swanson et al., 1987), котловина Лау (Jenner et al., 1987), а также на территории прилегающих континентальных окраин: Западная Аляска (Mantle xenoliths, 1987), мыс Наварин, Чукотка (Колосков и др., 1992).

Пояса проявления собственно островодужного (надсубдукционного) вулканизма связаны с блоками или зонами повышенной тектонической активности. Ареалы распространения вулканитов внутриплитного геохимического типа либо локализованы в пределах относительно стабильных блоков – и тогда этот тип вулканизма синхронен с островодужным, – либо приурочены к этапам относительной стабилизации региона – и тогда оба типа вулканизма асинхронны с любой последовательностью. Примером соотношений первого типа могут служить позднемiocен–плиоценовые щелочные оливиновые базальты и толеиты Западного Тайваня, содержащие глубинные ксенолиты ультраосновных пород (континентальная окраина (Veichow et al., 1984)) и миоценоголоценовый известково–щелочной (островодужный) вулканизм Восточного Тайваня (Maryannick et al., 1986). Примеры соотношений второго типа будут рассмотрены в этой статье на материалах по Камчатско–Корякскому региону.

В геологической литературе имеется обширнейший материал по изучению ксенолитов в связи с вулканизмом внутриплитного типа (например, Mantle xenoliths, 1987). Менее изучены и менее известны в мировой литературе (Mantle xenoliths, 1987, p. 303) включения в вулканитах островных дуг и прилегающих к ним областей. Еще меньше информации имеется по включениям в вулканитах внутриплитного геохимического типа, проявленных в островодужных системах. Наиболее существенные отличия гипербазитовых включений в вулканитах островодужных систем от соответствующих включений в лавах внутриконтинентальных и океанических областей состоят в следующем (Щека и др., 1978): для первых характерно присутствие плагиоклаза и амфибола; пониженные глиноземистость и натриевость, повышенные хромистость и магнезиальность клинопироксенов; низкие глиноземистость, магнезиальность и высокая кальциевость ортопи-

роксенов; низкая глиноземистость, высокая хромистость и повышенная железистость шпинелей.

Что касается включений в вулканитах внутриплитного геохимического типа, проявленных в островодужных системах, то на ограниченном материале по Юго–Западной Японии было отмечено (Щека и др., 1978), что этот тип ксенолитов по своим минералогическим особенностям занимает промежуточное положение между подобными образованиями в вулканитах надсубдукционного и внутриплитного типов.

В настоящей статье будет проведено сравнительное изучение ксенолитов ультрамафитов, ассоциирующих с двумя разными геохимическими типами вмещающих их вулканитов: собственно островодужным и внутриплитным – на примере Курило–Камчатско–Корякской островодужной системы и прилегающей к ней континентальной окраины (Чукотка).

## КСЕНОЛИТЫ УЛЬТРАМАФИТОВ В ВУЛКАНИТАХ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

### *Методика исследования*

Химическая характеристика вулканитов и ксенолитов из них основана на изучении более 100 образцов. Петрогенные элементы определялись методом классического химического анализа в химической лаборатории ИВ ДВО РАН, Cr, Ni, Co и V были определены методом эмиссионного спектрального анализа, Rb – методом фотометрии пламени в Институте геохимии СО РАН. Ba, Sr, Zr, Y и Nb рентгенофлюоресцентным методом в ИГЕМ и ИЛС РАН; Hf, Ta, Sc и PЗЭ – методами инструментального нейтронно – активационного анализа в Геологическом институте РАН по методике (Ляпунов и др., 1980). Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторе "Самса" в ИВ ДВО РАН.

### *Ксенолиты ультрамафитов в вулканических сериях островодужного геохимического типа*

Как видно из табл. 1, ксенолитсодержащие вулканиты образуют здесь широкий спектр составов от магнезиальных базальтов до андезитов. Наиболее продуктивными в отношении содержания ксенолитов являются пирокластические образования.

Ксенолиты гипербазитов представлены дунитгарцбургитовой ассоциацией (Колосков, Хотин, 1978). Однако этот тип включений в вулканитах островодужной системы нужно рассматривать скорее как экзотический, поскольку здесь чаще встречаются пироксениты и габброиды. Он связан с вулканическими проявлениями активных тектонических областей, которые либо являются

крупными поперечными зонами дислокаций (Авачинская группа вулканов в пределах Малкинско–Петропавловской зоны), либо рассматриваются как крупные рифтогенные структуры (Ермаков, 1974, 1987), возможно связанные с внутридуговым спредингом (Ключевская группа вулканов, вулканы Шивелуч, Харчинский в пределах Центрально–Камчатской депрессии) или задуговым спредингом (вулканы Чиринкотан и Броутона на Курилах). Последние расположены на борту Курильской котловины, которая тектонически сопряжена (Ермаков, 1987) с Центрально–Камчатской депрессией. Интересно, что ксенолиты такого состава встречаются на вулканах, где обычный для островных дуг глиноземистый тип базальтоидов ассоциирует со сравнительно редко встречающимся магнезиальным типом (вплоть до пикритобазальтов, как на Авачинском вулкане). По наблюдениям авторов, продуктивными в отношении включений при этом являются наиболее насыщенные летучими вулканиды. Так, на вулканах Шивелуч и Авачинский ксенолиты этой ассоциации наиболее распространены в горизонтах взрывных пемзово–пиркластических отложений.

Рассматриваемая ассоциация, кроме дунитов и гарцбургитов, содержит лерцолиты, вебстериты, энстатитовые оливиниты (табл. 2). Для ассоциации в целом типичны форстериты и высокомагнезиальные хризолиты, энстатиты, низкоглиноземистые и низконатровые, высокохромистые и высокомагнезиальные диопсиды, хромистая шпинель (Щека и др., 1970; Колосков, Хотин, 1978).

В лерцолитах и гарцбургитах западной зоны Курил, как правило, в небольшом количестве присутствует плагиоклаз (Вольнец и др., 1990). Во многих включениях отмечается появление интерстициального высокомагнезиального амфибола, а для включений из вулканидов с умеренным или повышенным содержанием  $K_2O$  (вулкан Шивелуч, Западные Курилы) – и флогопита. В отдельных случаях встречаются также включения гарцбургитов и вебстеритов с более железистым пойкилитовым амфиболом и, совсем редко, – слюдой (Вольнец, Ананьев, 1989).

Интересно, что структурно–текстурные особенности ксенолитов этой ассоциации меняются в зависимости от размеров нодуля: наиболее крупные ксенолиты гарцбургитов имеют равномернозернистую (эквигранулярную, по (Downes, 1987)) текстуру, в мелких включениях чаще отмечается вторично перекристаллизованная и порфиороклатовая (за счет крупных до 5–8 мм выделений ортопироксена) текстуры. В перекристаллизованных гарцбургитах встречаются многочисленные ветвящиеся жилки вторичного ортопироксена, иногда зеленого диопсида. Вме-

щающие эту ассоциацию вулканиды часто содержат мегакристы хромдиопсида, авгита, форстерита и паргаситового амфибола.

Пироксениты и ассоциирующие с ними породы включений объединяются (Колосков, Хотин, 1978) в пироксенит–верлит–кортландитовую ассоциацию. Амфибол может либо отсутствовать, либо при его варьирующем содержании наблюдаются все переходы от амфиболовых клинопироксенитов к коротландитам и горнблендитам. Соответственно меняются и структуры пород от равномернозернистых к граногетеробластовым, пойкилобластовым и нематобластовым. Верлиты, коротландиты и горнблендиты в виде краевых контактово–реакционных кайм иногда окружают ядра ксенолитов гарцбургитов. Флогопитовые пироксениты, вместе с рудными (титано–магнетит) пироксенитами (часто плагиоклазсодержащими), найдены в высококальциевых лавах вулкана Большая Кетепана, Срединный хребет (Ермаков и др., 1987). В целом для ассоциации характерна повышенная железистость составляющих ее минералов, отсутствие ортопироксена, наличие магнетита.

Обе ассоциации включений имеют сквозной характер и проявляются на разных вулканах, независимо от щелочности вмещающих их пород (Колосков, Хотин, 1978; Ермаков и др., 1987). Как видно из табл. 3, при этом не очень меняются и составы минералов включений. Так, железистость клинопироксенов гарцбургитовых ксенолитов из вулканидов разной щелочности является практически постоянной, хотя эта же характеристика для оливинов и шпинелей слегка повышается при возрастании щелочности ксенолитосодержащих базальтоидов.

#### *Ксенолиты ультрамафитов в вулканических сериях внутриплитного геохимического типа*

Диапазон изменения составов ксенолитосодержащих вулканидов для этой группы пород несколько уже, чем в предыдущей группе (табл. 1). Это базаниты и щелочные базальты, либо щелочные оливиновые базальты и андезито–базальты. Подобно внутриплитным вулканидам, они характеризуются недосыщенностью кремнеземом, низкой или умеренной глиноземистостью, высокой титанистостью и магнезиальностью, а также высоким содержанием таких элементов как Nb, Ta, Zr, повышенным La/Yb отношением и низкими отношениями La/Ta, La/Nb и Zr/Nb. Однако эти характеристики в большинстве случаев все же ниже по значениям, чем те, которые установлены для типичных внутриплитных образований.

Ксенолиты ультрамафитов встречаются чаще в лавовых потоках, реже в шлаковых конусах, неках или дайках. Экзотическими их никак не

**Таблица 1.** Состав ксенолитсодержащих вулканитов

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Б-1	Б-2	55-90	22/2-90	22-90	54-90	777	VAL-55	8711/1	8710
	бомбы		потоки			некки		поток	дайка	конус
SiO <sub>2</sub>	46.58	44.84	44.44	44.58	45.91	47.88	46.52	48.08	46.68	47.14
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.92	2.40	2.61	2.68	2.52	2.80	2.03	2.49	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	11.44	12.34	13.56	13.85	13.90	13.61	15.89	15.52	16.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.81	8.81	2.72	4.24	3.50	1.79	3.48	10.20*	3.06	3.50
FeO	1.78	2.5	9.10	7.69	8.64	9.94	8.10	–	6.94	6.55
MnO	0.17	0.16	0.07	0.17	0.15	0.15	4	0.16	0.21	0.10
MgO	16.28	16.16	14.14	11.32	8.76	9.34	9.10	8.51	8.31	7.65
CaO	6.20	6.90	7.92	8.36	8.40	8.36	8.74	9.67	9.72	8.66
Na <sub>2</sub> O	2.38	3.32	3.87	4.13	4.13	3.46	3.71	3.01	3.17	3.68
K <sub>2</sub> O	1.47	1.58	2.17	2.00	2.12	1.87	2.11	1.96	2.30	2.21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.90	0.92	0.36	0.20	0.26	0.28	0.32	–	0.50	0.56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.90	0.74	–	–	0.62	–	–	–	0.53	0.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.74	0.82	0.91	0.76	0.60	0.80	0.50	0.58	0.55
П.п.п.	–	–	–	–	–	–	1.00	–	–	–
<i>f</i>	17.6	18.34	29.06	32.23	39.56	39.22	37.34	23.24	35.97	37.31
V	160	160	170	–	–	220	162	281	–	244
Cr	700	600	485	–	–	230	220	339	–	315
Ni	570	530	380	–	–	230	202	136	147	122
Co	45	40	40	–	–	35	25	–	24	–
Rb	20	22	32	37	36	29	27	22	31	34
Sr	570	630	681	728	658	535	469	667	668	743
Y	32	24	25	25	23	26	20	22	27	24
Zr	140	200	233	261	233	210	189	162	190	209
Nb	45	51	52	61	52	40	36	32.1	–	37
Ba	400	420	403	495	505	397	362	448	447	430
La	32	37	38	–	–	31	–	25	27	29.4
Ce	66	77	81	–	–	65	–	49.3	54	56.6
Nd	29	36	36	–	–	33	–	23.1	–	30.1
Sm	5.70	6.60	6.90	–	–	6.60	–	4.6	–	5.7
Eu	1.90	2.20	2.30	–	–	2.20	–	1.58	–	1.97
Tb	0.78	1.00	1.00	–	–	1.10	–	–	–	–
Yb	1.50	1.70	1.50	–	–	1.80	–	2	–	2.2
Lu	0.19	0.23	0.21	–	–	0.27	–	0.3	–	0.34

Примечание. 1–7 – мыс Наварин, 8–10 – р. Валоваям, 11–14 – р-н вулкана Бакенинг, 15 – р. Лев. Жупанова, 16–19 – Авачинский вулкан, 20 – вулкан Харчинский. Используются неопубликованные анализы Л.И. Базановой (ИВГиГ РАН, № 17–19) и П.К. Кепежинскаса (Университет Южной Флориды, г. Тампа, США, № 8, 12) *f* – железистость (мол. %). \* – все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Прочерк – компонент не определяется. Петрогенные элементы – мас. %, редкие – ppm.

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Б-1	Б-2	55-90	22/2-90	22-90	54-90	777	VAL-55	8711/1	8710
	бомбы		потоки			некки		поток	дайка	конус
SiO <sub>2</sub>	46.58	44.84	44.44	44.58	45.91	47.88	46.52	48.08	46.68	47.14
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.92	2.40	2.61	2.68	2.52	2.80	2.03	2.49	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	11.44	12.34	13.56	13.85	13.90	13.61	15.89	15.52	16.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.81	8.81	2.72	4.24	3.50	1.79	3.48	10.20*	3.06	3.50
FeO	1.78	2.5	9.10	7.69	8.64	9.94	8.10	–	6.94	6.55
MnO	0.17	0.16	0.07	0.17	0.15	0.15	4	0.16	0.21	0.10
MgO	16.28	16.16	14.14	11.32	8.76	9.34	9.10	8.51	8.31	7.65
CaO	6.20	6.90	7.92	8.36	8.40	8.36	8.74	9.67	9.72	8.66
Na <sub>2</sub> O	2.38	3.32	3.87	4.13	4.13	3.46	3.71	3.01	3.17	3.68
K <sub>2</sub> O	1.47	1.58	2.17	2.00	2.12	1.87	2.11	1.96	2.30	2.21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.90	0.92	0.36	0.20	0.26	0.28	0.32	–	0.50	0.56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.90	0.74	–	–	0.62	–	–	–	0.53	0.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.74	0.82	0.91	0.76	0.60	0.80	0.50	0.58	0.55
П.п.п.	–	–	–	–	–	–	1.00	–	–	–
<i>f</i>	17.6	18.34	29.06	32.23	39.56	39.22	37.34	23.24	35.97	37.31
V	160	160	170	–	–	220	162	281	–	244
Cr	700	600	485	–	–	230	220	339	–	315
Ni	570	530	380	–	–	230	202	136	147	122
Co	45	40	40	–	–	35	25	–	24	–
Rb	20	22	32	37	36	29	27	22	31	34
Sr	570	630	681	728	658	535	469	667	668	743
Y	32	24	25	25	23	26	20	22	27	24
Zr	140	200	233	261	233	210	189	162	190	209
Nb	45	51	52	61	52	40	36	32.1	–	37
Ba	400	420	403	495	505	397	362	448	447	430
La	32	37	38	–	–	31	–	25	27	29.4
Ce	66	77	81	–	–	65	–	49.3	54	56.6
Nd	29	36	36	–	–	33	–	23.1	–	30.1
Sm	5.70	6.60	6.90	–	–	6.60	–	4.6	–	5.7
Eu	1.90	2.20	2.30	–	–	2.20	–	1.58	–	1.97
Tb	0.78	1.00	1.00	–	–	1.10	–	–	–	–
Yb	1.50	1.70	1.50	–	–	1.80	–	2	–	2.2
Lu	0.19	0.23	0.21	–	–	0.27	–	0.3	–	0.34
<b>Таблица 1.</b>	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
Примечание	92-23/1	ВАК-48	92-23/2	1001	7642	Ав-79	91-149/6	89-161/10	91-149/13	8846
	потоки			слой		пемзовый горизонт			дайка	

**Таблица 2.** Представительные анализы составов включений ультрамафитов в лавах Курило-Камчатской островной дуги

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Б-1	Б-2	55-90	22/2-90	22-90	54-90	777	VAL-55	8711/1	8710
	бомбы		потоки			некки		поток	дайка	конус
SiO <sub>2</sub>	46.58	44.84	44.44	44.58	45.91	47.88	46.52	48.08	46.68	47.14
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.92	2.40	2.61	2.68	2.52	2.80	2.03	2.49	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	11.44	12.34	13.56	13.85	13.90	13.61	15.89	15.52	16.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.81	8.81	2.72	4.24	3.50	1.79	3.48	10.20*	3.06	3.50
FeO	1.78	2.5	9.10	7.69	8.64	9.94	8.10	–	6.94	6.55
MnO	0.17	0.16	0.07	0.17	0.15	0.15	4	0.16	0.21	0.10
MgO	16.28	16.16	14.14	11.32	8.76	9.34	9.10	8.51	8.31	7.65
CaO	6.20	6.90	7.92	8.36	8.40	8.36	8.74	9.67	9.72	8.66
Na <sub>2</sub> O	2.38	3.32	3.87	4.13	4.13	3.46	3.71	3.01	3.17	3.68
K <sub>2</sub> O	1.47	1.58	2.17	2.00	2.12	1.87	2.11	1.96	2.30	2.21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.90	0.92	0.36	0.20	0.26	0.28	0.32	–	0.50	0.56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.90	0.74	–	–	0.62	–	–	–	0.53	0.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.74	0.82	0.91	0.76	0.60	0.80	0.50	0.58	0.55
П.п.п.	–	–	–	–	–	–	1.00	–	–	–
<i>f</i>	17.6	18.34	29.06	32.23	39.56	39.22	37.34	23.24	35.97	37.31
V	160	160	170	–	–	220	162	281	–	244
Cr	700	600	485	–	–	230	220	339	–	315
Ni	570	530	380	–	–	230	202	136	147	122

Примечание. 1–6 – Авачинский вулкан: 1 – дунит, 2 – гарцбургит, 3 – лерцолит, 4 – верлит, 5 – амфиболитизированный пироксенит, 6 – кортландит; обр. 1, 2, 5, 6 из коллекции А.И. Фарберова (ИВ ДВО РАН); образец 3 – по (Щека, 1983). 7–10 – вулкан Шивелуч: 7 – дунит, 8 – гарцбургит, 9 – верлит, 10 – вебстерит; 11–13 – вулкан Чиринкотан: 11 – гарцбургит, 12 – лерцолит, 13 – оливинный пироксенит; анализы: 11–13 – по (Вольнец и др., 1990). *f* – железистость, мол. %. В анализе 8 – все железо в виде Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Прочерк – компонент не определялся. Петрогенные элементы – мас. %, редкие – ppm.

**Таблица 3.** Магнезиальность минералов из ксенолитов гарцбургитов в вулканитах островодужного геохимического типа Камчатки

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Б-1	Б-2	55-90	22/2-90	22-90	54-90	777	VAL-55	8711/1	8710
	бомбы		потоки			некки		поток	дайка	конус
SiO <sub>2</sub>	46.58	44.84	44.44	44.58	45.91	47.88	46.52	48.08	46.68	47.14
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.92	2.40	2.61	2.68	2.52	2.80	2.03	2.49	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	11.44	12.34	13.56	13.85	13.90	13.61	15.89	15.52	16.75

Примечание. mg# = Mg/(Mg + Fe), ат. кол-ва,  $\sigma$  – среднее квадратичное отклонение, *n* – число замеров.

назовешь, потому что только этим типом ксенолитов представлена любая выборка включений. Очень редко в ассоциации с ними встречаются габброиды, а примесь корового материала здесь отсутствует. Представлены ультрамафиты лерцолитами, дунитами, верлитами, пироксеновыми

оливинитами или относительно железистыми гарцбургитами. Черные или зеленые пироксениты постоянно встречаются совместно с перидотитами, иногда в виде сложных зональных включений, но всегда в подчиненном соотношении. Однако некоторые проявления могут быть

**Таблица 4.** Представительные анализы составов (мас.%) включений ультрамафитов в базанитах р. Валоваям и в щелочных оливиновых базальтах р-на вулкана Бакенинг

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Б-1	Б-2	55-90	22/2-90	22-90	54-90	777	VAL-55	8711/1	8710
	бомбы		потоки			некки		поток	дайка	конус
SiO <sub>2</sub>	46.58	44.84	44.44	44.58	45.91	47.88	46.52	48.08	46.68	47.14
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.92	2.40	2.61	2.68	2.52	2.80	2.03	2.49	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	11.44	12.34	13.56	13.85	13.90	13.61	15.89	15.52	16.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.81	8.81	2.72	4.24	3.50	1.79	3.48	10.20*	3.06	3.50
FeO	1.78	2.5	9.10	7.69	8.64	9.94	8.10	–	6.94	6.55
MnO	0.17	0.16	0.07	0.17	0.15	0.15	4	0.16	0.21	0.10
MgO	16.28	16.16	14.14	11.32	8.76	9.34	9.10	8.51	8.31	7.65
CaO	6.20	6.90	7.92	8.36	8.40	8.36	8.74	9.67	9.72	8.66
Na <sub>2</sub> O	2.38	3.32	3.87	4.13	4.13	3.46	3.71	3.01	3.17	3.68
K <sub>2</sub> O	1.47	1.58	2.17	2.00	2.12	1.87	2.11	1.96	2.30	2.21
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.90	0.92	0.36	0.20	0.26	0.28	0.32	–	0.50	0.56
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.90	0.74	–	–	0.62	–	–	–	0.53	0.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.74	0.82	0.91	0.76	0.60	0.80	0.50	0.58	0.55

Примечание. В анализе 12 — П.п.п. = 0.29: Группы: I — пироксеновые оливиниты, II — железистый гарцбургит, III — "зеленые" пироксениты; IV — "черные" пироксениты; анализы № 3, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 13 — из коллекции П.К. Кеппежинска (Университет Южной Флориды, г. Тампа, США). *f* — железистость, мол.%. Прочерк — компонент не определяется.

представлены ксенолитами только зеленых пироксенитов.

Намечается определенное соответствие между составом включений, типом вулканизма и особенностями его проявления.

Так, в фундаменте вулкана Бакенинг, который располагается в крайней северо-западной части Авачинско — Корякско — Бакенингской активной вулканической зоны, встречаются реликтовые останцы покровов субафировых базальтов позднелиоценового возраста. Как видно из табл. 1 (ан. 11–14), эти базальты по своим петро-геохимическим особенностям наиболее близки к островодужным вулканикам, отличаясь, однако, повышенными концентрациями TiO<sub>2</sub>, Nb, Zr, высокими La/Yb и низкими Zr/Nb и La/Nb отношениями. Покровные базальты с несогласием перекрывают толщу миоцен-плиоценовых вулканогенно-обломочных пород обычного для островных дуг известково-щелочного типа. Этими образованиями, вероятно, фиксируется этап относительной стабилизации региона на фоне интенсивных субдукционных процессов.

Ксенолиты сосредоточены в отдельных "продуктивных" горизонтах мощностью около 15–20 м в толще покровных лав, а также в перекрывающей отдельные потоки пирокластике. В составе

включений лерцолиты отсутствуют, а подавляющая масса (до 90–95%) ксенолитов представлена пироксеновыми оливинитами, верлитами, зелеными и черными пироксенитами при незначительной роли железистых гарцбургитов (табл. 4, ан. 3–12; табл. 5 ан. 9–13). Включения характеризуются высокой железистостью всех темноцветных минералов (коэффициент железистости *f* пироксенов и оливинов ультраосновных ксенолитов колеблется от 12 до 19, а шпинелей — от 36 до 50), низкой натриевостью (Na<sub>2</sub>O в среднем около 0.5 мас. %) клинопироксенов и варьирующей глиноземистостью (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 23 до 48 мас. %) и хромистостью (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 10 до 27 мас. %) шпинелей при повышенном (до 1.3 мас. %) содержании в них TiO<sub>2</sub>.

Сходная ассоциация ксенолитов была обнаружена одним из авторов в позднечетвертичных щелочных базальтов и гавайитах ареальной зоны района Дола Геологов (Срединный хребет Камчатки), которые также сопоставимы с внутриплитными базальтами. Включения представлены верлитами и пироксенитами с титанистым (до 2 мас. % TiO<sub>2</sub>) и высокоглиноземистым клинопироксеном, довольно железистым (*Fo* = 80–85) оливином, высокоглиноземистой (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 60 мас. %) шпинелью и спорадическим плагиоклазом (Ермаков и др., 1987).

**Таблица 5.** Содержание микрокомпонентов (ppm) в ксенолитах из базанитов мыса Наварин и в щелочных оливиновых базальтах р-на вулкана Бакенинг

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Б-1	Б-2	55-90	22/2-90	22-90	54-90	777	VAL-55	8711/1	8710
	бомбы		потоки			некки		поток	дайка	конус
SiO <sub>2</sub>	46.58	44.84	44.44	44.58	45.91	47.88	46.52	48.08	46.68	47.14
TiO <sub>2</sub>	1.96	1.92	2.40	2.61	2.68	2.52	2.80	2.03	2.49	2.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.01	11.44	12.34	13.56	13.85	13.90	13.61	15.89	15.52	16.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.81	8.81	2.72	4.24	3.50	1.79	3.48	10.20*	3.06	3.50
FeO	1.78	2.5	9.10	7.69	8.64	9.94	8.10	–	6.94	6.55
MnO	0.17	0.16	0.07	0.17	0.15	0.15	4	0.16	0.21	0.10
MgO	16.28	16.16	14.14	11.32	8.76	9.34	9.10	8.51	8.31	7.65
CaO	6.20	6.90	7.92	8.36	8.40	8.36	8.74	9.67	9.72	8.66
Na <sub>2</sub> O	2.38	3.32	3.87	4.13	4.13	3.46	3.71	3.01	3.17	3.68
K <sub>2</sub> O	1.47	1.58	2.17	2.00	2.12	1.87	2.11	1.96	2.30	2.21

Примечание. 1 – 8 – мыс Наварин, 9–13 – р-н вулкана Бакенинг. Прочерк – компонент не определялся.

В бассейне р. Валоваям (Камчатский перешеек) высокотитанистые базаниты с ксенолитами ультрамафитов встречены в виде отдельных проявлений (конус, лавовый поток; дайки) среди вулканитов обычного для субдукционного вулканизма известково-щелочного типа (Колосков и др., 1988; Kerezhinskas et al., 1996). Вывенско-Валоваямская вулканическая зона располагается в обрамлении Командорской котловины Берингова моря, т.е. в геодинамическом плане относится к области активной континентальной окраины. Как видно из табл. 1 (ан. 8–10), ксенолитсодержащие базаниты этого района по особенностям вещественного состава занимают промежуточное положение между вулканитами надсубдукционного и внутриплитного типа. В собранной авторами представительной коллекции ксенолитов из вулканического конуса лерцолиты составляют около 25% всех образцов. Преобладают зеленые и черные пироксениты (табл. 4, ан. 1–2). Встречаются единичные образцы дунитов, гарцбургитов и габбро. Для лерцолитовых включений весьма характерным является присутствие секущих прожилков или менее индивидуализированных зон метасоматического изменения, которые сложены перекристаллизованным клинопироксеном, оливином, шпинелью и мелкозернистыми скоплениями либо цементирующими выделениями амфибола. В этих зонах встречается также флогопит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, лейцит и нефелин. Темноцветные минералы ультраосновных ксенолитов характеризуются умеренной железистостью (*f* пироксенов и оливинов

колеблется от 10 до 13, шпинелей – от 22 до 47). Клинопироксены из этих типов включений содержат от 0.5 до 1.7 мас. % Na<sub>2</sub>O. В шпинелях концентрация Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> колеблется от 13 до 52 мас. %, а Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 52 до 14.5 мас. %. Содержание TiO<sub>2</sub> в шпинелях повышено и достигает 1.2 мас. %.

В пределах близлежащей континентальной окраины ксенолиты ультрамафитов в связи с внутриплитным геохимическим типом вулканитов подробно изучены в районе мыса Наварин, Чуколка (Колосков и др., 1992; Федоров и др., 1993 а, б). Ксенолитсодержащими вулканитами здесь являются раннечетвертичные покровные базаниты, которые с несогласием перекрывают более древние образования, в том числе неогеновый комплекс лав типичного для субдукционного вулканизма известково-щелочного типа. Собственно этими покровными образованиями и завершается вулканическая деятельность в регионе.

Как видно из табл. 1 (ан 1–7), эти базаниты в общем сопоставимы с внутриплитными вулканитами, хотя и отличаются от них несколько пониженным содержанием TiO<sub>2</sub>, а также пониженными концентрациями таких элементов как Nb, Ta, Zr.

Ксенолиты обильны и встречаются в любом фациальном типе вулканических проявлений: в некках и подводящих дайках, в бомбах и шлаках конусов, в любом, даже самом маленьком, потоке и практически в каждом обнажении. При этом наиболее крупные (до 30–40 см) включения обнаружены в прижерловых фациях шлаковых конусов и в некках, а наиболее удаленные от центра излияния лавовые потоки содержат мелкие (не более



**Таблица 6.** Представительные анализы составов базит-гипербазитовых включений в базанитах мыса Наварин (мас. %)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	36/5	784	806	738	36/11	781	Б-2-К	787	36/6	793	732	10-1
	I		II					III			IV	
SiO <sub>2</sub>	43.00	42.90	43.88	43.16	43.36	43.62	42.89	51.12	46.68	49.11	45.58	46.82
TiO <sub>2</sub>	следы	0.16	0.22	0.32	0.32	0.40	0.29	0.48	следы	0.78	0.31	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	1.64	3.80	1.84	3.30	2.98	5.08	2.89	5.25	6.50	12.31	18.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.27	0.26	3.93	0.50	3.58	1.40	2.60	1.52	3.02	4.11	0.88
FeO	7.29	8.13	7.49	6.21	7.70	6.04	6.68	3.54	4.55	3.11	4.87	4.64
MnO	0.10	0.23	0.12	0.14	0.05	0.14	0.13	0.07	0.09	0.14	следы	0.10
MgO	47.11	44.54	40.72	40.65	38.98	37.28	36.06	24.36	21.58	19.88	16.16	12.32
CaO	0.74	0.77	2.28	2.73	3.74	4.55	3.48	13.17	16.71	15.31	15.18	15.52
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.28	0.39	0.38	0.92	0.38	0.54	1.26	0.62	1.26	0.67	0.74
K <sub>2</sub> O	0.12	0.11	0.14	0.30	0.04	0.15	0.12	0.22	0.12	0.15	0.15	0.24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.29	0.15	0.04	–	0.16	1.20	0.19	0.16	0.19	0.12	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	–	–	–	–	–	–	1.11	–	–	–	–	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	следы	0.09	0.055	0.01	0.01	следы	0.29	0.01	следы	следы	следы	следы
П.п.п.	0.54	0.37	0.10	0.22	0.69	0.36	–	–	0.32	0.04	–	–
<i>f</i>	8.20	9.40	9.48	9.92	10.23	10.30	10.21	9.80	12.00	11.20	18.90	18.70

Примечание. В анализах 9-10, CO<sub>2</sub> = 0.16, 0.11; I - обедненные лерцолиты, II - обогащенные лерцолиты, III - "зеленые" пироксениты, IV - габбро. *f* - железистость, мол. %. Прочерк - компонент не определялся.

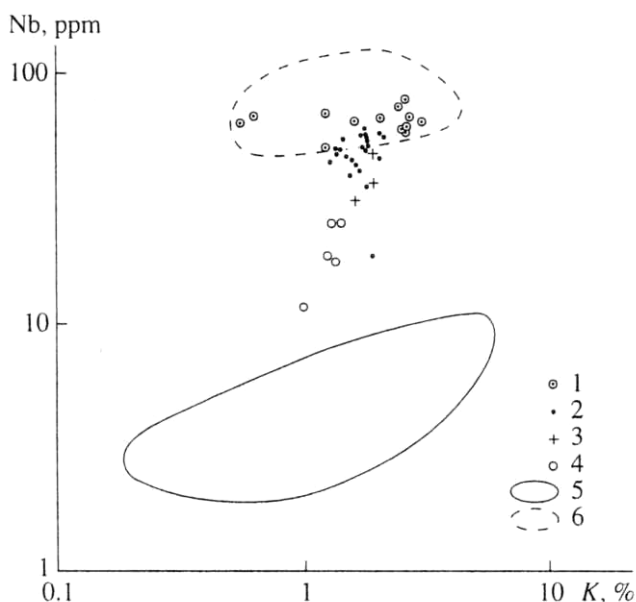
2 см) включения гарцбургитов и отдельные кристаллы оливина размером несколько мм. В составе ксенолитов резко преобладают лерцолиты (до 95%). Встречаются единичные образцы дунитов, гарцбургитов и вебстеритов, а также габбро. Попадаются тонкорасслоенные ксенолиты с полосами оливин-ортопироксенового или клинопироксенового состава, иногда зональные с лерцолитовым ядром, окруженным пироксенитовой оторочкой. Характерно отсутствие черных пироксенитов и флогопитсодержащих разновидностей. Амфибол был встречен лишь в одном образце вебстерита в ядре бомбы шлакового конуса.

Среди включений дунит-лерцолитового ряда по валовому химическому составу можно выделить группу, обедненную легкоплавкими компонентами, и группу, обогащенную этими элементами (табл. 5, ан. 1-8 и табл. 6). В первой группе один из представленных анализов (обр. 36/5) соответствует дуниту, другой (обр. 784) – обедненному лерцолиту. Ко второй группе относятся обычные лерцолиты.

Ультраосновные ксенолиты характеризуются умеренной (типичной для ксенолитов лерцолитов из внутриплитных вулканитов) железистостью темноцветных минералов (*f* в среднем для оливинов и пироксенов составляет 9-12 с понижением в участках перекристаллизации для клинопироксе-

нов до 7-6, а для ортопироксенов до 8; для шпинелей *f* = 21-27). Содержание Na<sub>2</sub>O в клинопироксенах колеблется от 0.4 до 1.6 мас. %. В шпинелях содержание глинозема ультраосновных ксенолитов варьирует от 44 до 60 мас. %. Вулканиты, сходные по составу с базанитами мыса Наварин (табл. 1, ан. 15), были обнаружены в горизонте интенсивно измененных туфов ("акватуфов") в бассейне р. Левая Жупанова на восточных отрогах Валагинского хребта (Восточная Камчатка). Эти туфы залегают среди конгломератов и песчаников нижней части разреза шапинской свиты позднемиоценового возраста (Вольнец и др., 1990а), что свидетельствует о существовании здесь в это время прибрежной части морского бассейна, т.е. ситуации, в какой-то степени приближающейся к обстановке континентальной окраины. В туфах одним из авторов статьи были обнаружены небольшие по размеру (не более 1-1.5 см) ксенолиты зеленых пироксенитов и верлитов. Пироксениты представлены низкожелезистым (*f* = 8) высоконатровым (Na<sub>2</sub>O до 1.2-1.3 мас. %) хромдиопсидом. Встречаются редкие зерна высокоглиноземистой (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до мас. 58-59%) шпинели.

Из приведенных примеров видно, что ксенолиты в вулканитах внутриплитного типа достаточно индивидуализированы и их состав меняется в зависимости от характера проявления включающих их базальтоидов.



**Рис. 1.** Соотношение Nb-K в ксенолитсодержащих вулканитах различных геохимических типов. 1 – в базанитах Юго-Восточного Вьетнама (окаинно-континентальная рифтовая зона), 2–4– в базанитах и щелочных оливиновых базальтах внутриплитного геохимического типа: мыс Наварин (2), р. Валоваям (3), район вулкана Бакенинг (4); 5–6 – поля для ксенолитсодержащих вулканитов надсубдукционного типа Камчатки (5) и внутриплитных вулканитов (6). Помимо материалов авторов использованы данные из работ (Zhi et al., 1990; Luhr et al., 1989; McDough et al., 1985; Rutter, 1987; Геохимическая типизация..., 1990).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Типизация ксенолитов ультрамафитов.*

В таблице приведены сведения, касающиеся соотношений петрографических типов ультрамафитовых ксенолитов и петро-геохимических типов ксенолитсодержащих вулканитов в зависимости от условий проявления в Курило-Камчатско-Корякской островодужной системе и прилегающей континентальной окраине (Чукотка). Для сравнения использованы также данные по позднекайнозойскому внутриплитному вулканизму Юго-Восточного Вьетнама (Колосков и др., 1987; Колосков, Флеров, 1989), где варьирующие по щелочности вулканиты содержат разнообразные глубинные включения в основном шпинель-лерцолитового типа (Сапожников и др., 1979; Абрамов и др., 1980). В таблице 7 районы подобраны таким образом, что при их сравнительном анализе в геодинамическом плане мы имеем переход: континентальная окраина (внутриплитный вулканизм окаинно-континентальной рифтовой зоны Вьетнама и вулканизм внутриплитного геохимического типа мыса Наварин) – активная континентальная окраина (вулканизм внутриплитного

геохимического типа – р. Валоваям и район вулкана Бакенинг и надсубдукционный вулканизм на вулканах Авачинский, Ключевский и Харчинский) – островная дуга (надсубдукционный вулканизм на островах Чиринкотан и Броутона). В этом ряду закономерно меняется тип ксенолитсодержащих вулканитов от недосыщенных кремнеземом и глиноземом высокотитанистых магнезиальных базанитов (реже щелочных оливиновых базальтов и очень редко толеитов) до насыщенных этими компонентами толеитовых (Авачинский вулкан), известково-щелочных (вулканы Шивелуч, Ключевской) или субщелочных (ксенолитсодержащая дайка на Харчинском вулкане, пирокластика одного из голоценовых извержений вулкана Шивелуч) базальтов и андезитобазальтов. Фактор щелочности при этом не играет существенной роли, а меняется соотношение салических и мафических компонентов. Закономерно меняются геохимические особенности вулканитов – степень обогащенности их Ti, Nb, Ta, Zr и легкими РЗЭ. Рассмотрим эти особенности на примере Nb. Как видно на рис. 1, наблюдается последовательное уменьшение концентраций этого элемента от вулканитов Юго-Восточного Вьетнама через вулканиты мыса Наварин и р. Валоваям к вулканитам вулкана Бакенинг. При этом все фигуративные точки вулканитов Юго-Восточного Вьетнама располагаются в поле внутриплитных ксенолитсодержащих базальтоидов, в нижней его части. Ни одна фигуративная точка вулканитов вулкана Бакенинг, характеризующихся минимальными концентрациями Nb в изученном ряду пород, не попадает в поле островодужных вулканитов Камчатки, которые отличаются более низкими значениями содержания этого элемента.

В том же ряду меняется состав ксенолитов и их минералогические особенности. Ксенолиты Юго-Восточного Вьетнама и мыса Наварин представлены в подавляющем большинстве лерцолитами – обычным типом включений любого, достаточно представительного, проявления внутриплитного магматизма. В районе вулкана Бакенинг этот тип включений так же редок, как, например, на Авачинском вулкане. Основная масса ксенолитов вулкана Бакенинг представлена пироксеновыми оливинитами, реже верлитами. От гарцбургитов Авачинского вулкана они отличаются исчезающе малыми содержаниями ортопироксена и существенно более железистым составом минералов.

### *Вариации железистости минералов ксенолитов*

Рассмотрим общую картину изменения железистости минералов ультраосновных ксенолитов в рассматриваемом ряду на примере клинопироксенов (рис. 2). Несмотря на сложный, с многочисленными максимумами характер графиков (при

**Таблица 7.** Особенности проявления и соотношение типов базит–гипербазитовых ксенолитов переходной области Тихий океан – Азиатский континент

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	36/5	784	806	738	36/11	781	Б-2-К	787	36/6	793	732	10-1
	I			II				III			IV	
SiO <sub>2</sub>	43.00	42.90	43.88	43.16	43.36	43.62	42.89	51.12	46.68	49.11	45.58	46.82
TiO <sub>2</sub>	следы	0.16	0.22	0.32	0.32	0.40	0.29	0.48	следы	0.78	0.31	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.55	1.64	3.80	1.84	3.30	2.98	5.08	2.89	5.25	6.50	12.31	18.13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.58	0.27	0.26	3.93	0.50	3.58	1.40	2.60	1.52	3.02	4.11	0.88
FeO	7.29	8.13	7.49	6.21	7.70	6.04	6.68	3.54	4.55	3.11	4.87	4.64
MnO	0.10	0.23	0.12	0.14	0.05	0.14	0.13	0.07	0.09	0.14	следы	0.10
MgO	47.11	44.54	40.72	40.65	38.98	37.28	36.06	24.36	21.58	19.88	16.16	12.32
CaO	0.74	0.77	2.28	2.73	3.74	4.55	3.48	13.17	16.71	15.31	15.18	15.52
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.28	0.39	0.38	0.92	0.38	0.54	1.26	0.62	1.26	0.67	0.74
K <sub>2</sub> O	0.12	0.11	0.14	0.30	0.04	0.15	0.12	0.22	0.12	0.15	0.15	0.24
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.12	0.29	0.15	0.04	–	0.16	1.20	0.19	0.16	0.19	0.12	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	–	–	–	–	–	–	1.11	–	–	–	–	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	следы	0.09	0.055	0.01	0.01	следы	0.29	0.01	следы	следы	следы	следы
П.п.п.	0.54	0.37	0.10	0.22	0.69	0.36	–	–	0.32	0.04	–	–
<i>f</i>	8.20	9.40	9.48	9.92	10.23	10.30	10.21	9.80	12.00	11.20	18.90	18.70

Примечание. В ароксенитах, IV - га

Районы проявления

**Таблица 6.** Пр

(мас. %) **Рис. 1.** Соотно

вулканитах ра

1 – в базанитах В

	ЮВ Вьетнам	мыс Наварин	р. Валоваям	район вулкана Бакенинг	влк. Авачинский влк. Ключевской влк. Харчинский	о-ва Чиринкотан и Броутона (Ку- рильские о-ва)
	Окраинно-континентальная рифтовая зона (внутриплитный вулканизм)	Континентальная окраина (так называемый внутриплитный тип вулканизма)			Надсубдукционный	
Структурное положение и тип вулканизма					Активная континентальная окраина	Островная дуга
Время проявления вулканизма	Миоцен–четвертичный до современного	Раннечетвертичный	Позднемиоценовый	Плиоцен–раннечетвертичный	Современный	Современный
Петрохимический тип ксенолитсодержащих вулканитов	Высоко- Ti толлиты, щелочные оливинные базальты, базаниты	Базаниты	Базаниты	Щелочные оливинные базальты и андезитобазальты	От базальтов до андезитов варьирующей щелочности	Базальты, андезиты
Особенности проявления ксенолитов	В конусах до 40–50 см, в потоках до 2–3 см	В конусах до 40 см, в некахах 10–20 см, в потоках 3–8 см	В конусах до 30–40 см, в дайке –1–2 см	В потоке 10–15 см	В пемзово–пирокластических выбросах до 15–20 см, редко до 40 см	В базальтах до 3 см, в андезитах до 7–10 см
Состав ксенолитов (%) Шпинелевые лерцолиты.	до 95–100	до 95	25	Нет	ед. обр	
Дуниты.	ед. обр	ед. обр	ед. обр	ед. обр	10	10
Гарцбургиты.	ед. обр	ед. обр	ед. обр	ед. обр	70–80	

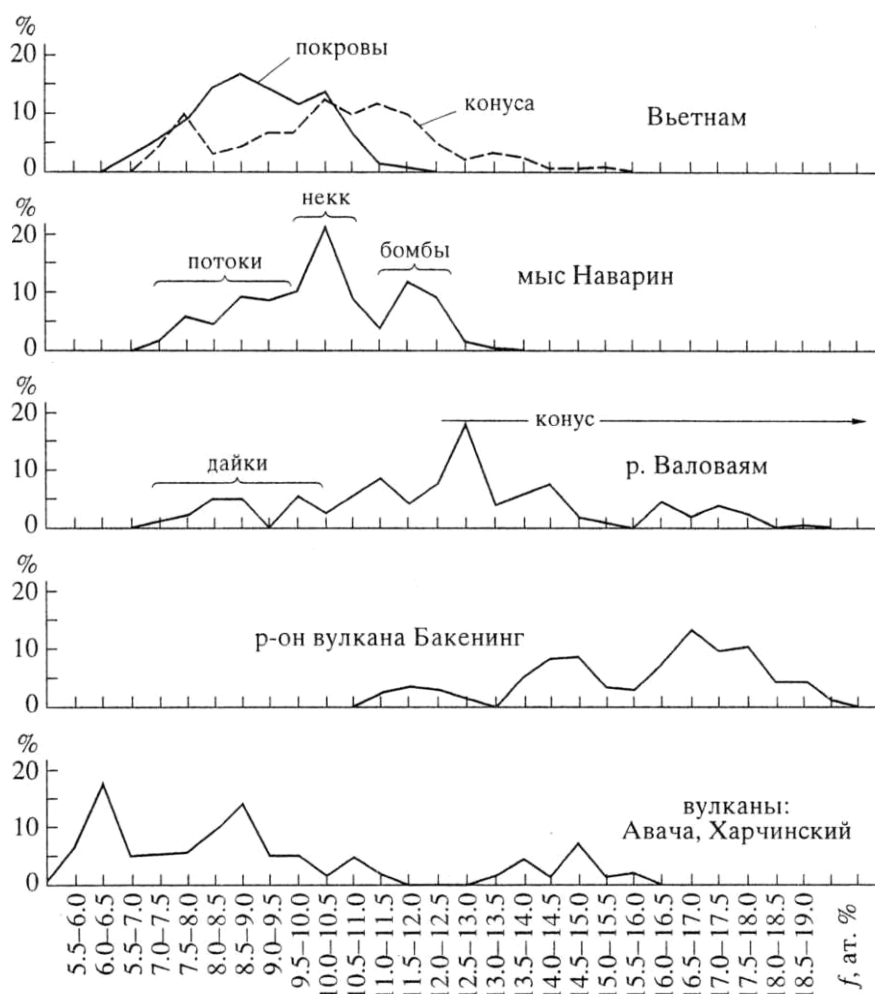
Таблица 7. (Окончание)

Любопытные проявления железистости пироксенов (Мегакристы)	Районы проявления					
	ЮВ Вьетнам	мыс Наварин	р. Валоваям	район вулкана Бакенинг	влк. Авачинский влк. Ключевской влк. Харчинский	о-ва Чиринкотан и Броутона (Курильские о-ва)
Мегакристы	Анортоклаз до 10 – 12 см, титан-авгит до 2–3 см, плагиоклаз-первые см, оливин, шпинель, гранат, циркон, корунд – первые мм	Титан-авгиты до 10 см; ортопироксены до 5–6 см; плагиоклазы до 1–2 см; оливины, шпинель – первые мм	Оливин, титан-авгит, герцинит, плагиоклаз, титано-магнетит, пикроильменит (первые мм)	Оливин, титан-авгит, шпинель, плагиоклаз (первые мм)	Хромдиопсид до 10 см, оливин, титан-авгит, амфибол (до 1–2 см)	Не обнаружены
Проявления метасоматоза. Гидроксилсодержащие минералы.	Резкие прожилки, зоны, участки плавления с амфиболом (чермакит, роговая обманка, керсугит), Крихтерит, куммингтонит и флогопит	Не характерны. Куммингтонит в одном образце пироксенита из бомбы	Прожилки плавления. Участки метасоматической переработки с керсугитом и флогопитом	Гидратированные клинопироксены, зерна куммингтонита в зонах плавления	Прожилки, метасоматические зоны - переход к кортландитам, а также в связи с расплавленными включениями; амфиболы (паргасит, гастингсит, роговая обманка), флогопит	Паргасит, флогопит в связи с расплавленными включениями; амфиболы-реакционные отторочки на границе с лавой
Структурно-текстурные особенности	Равномерно-зернистая, протогранулярная, порфиромеланитовая, вторично-перекристаллизованные	Равномерно-зернистая, протогранулярная, порфиромеланитовая, вторичноперекристаллизованные	Равномерно-зернистая с зонами перекристаллизации	Порфирокластовая, равномерно-зернистая, вторично-перекристаллизованные	Перекристаллизованные, линзовидно-полосчатая, сланцеватая, равномерно-зернистая	Равномерно-зернистая, средне-крупнозернистая
Фациальное положение ксенолитов	Фация шпинелевых лерцолитов		Переход от шпинель-лерцолитовой к плагиоклазовой фации		Плагиоклазовая фация	

их построении контактово-измененные генерации минерала на границе ксенолит – лава были исключены), в ряду ксенолитов из вулканитов мыса Наварин – р. Валоваям – вулкана Бакенинг железистость пироксенов последовательно возрастает. При этом железистость клинопироксенов ксенолитов мыса Наварин соответствует таковой в клинопироксенах из лерцолитов Юго-Восточного Вьетнама (внутриплитный вулканизм континентальной окраины). Что касается ксенолитов в островодужных вулканитах, то здесь выделяются две области составов клинопироксенов. Одна – высокомагнезиальная, отвечающая ксенолитам Харчинского вулкана и наиболее перекристаллизованным включениям Авачинского вулкана. Другая – относительно железистая, включающая пироксены из гарцбургита сложного ксенолита и лерцолитового включения в пикритобазальтах, а также из зон амфиболизированных гарцбургитов Авачинского вулкана. Эта область железистых составов совпадает отчасти с составами пироксенов из ксенолитов вулкана Бакенинг.

В пределах одного региона обнаруживается зависимость состава пироксенов ксенолитов от фациальной принадлежности вмещающих вулканитов. Как видно из рис. 2, для вулканитов Юго-Восточного Вьетнама железистость клинопироксенов ксенолитов из конусов выше, чем из покровов; для вулканитов мыса Наварин этот параметр в ксенолитах из бомб и неков выше, чем из потоков, а для вулканитов р. Валоваям он выше в ксенолитах из конуса, чем из даек.

Любопытная картина наблюдается при сопоставлении железистости минералов ксенолитов с железистостью ксенолитосодержащих пород, что будет показано также на примере состава клинопироксенов (рис. 3). Здесь выделяется зона составов наименее перекристаллизованных и метасоматически измененных клинопироксенов из ксенолитов различных районов, которые грубо коррелируют (среднее значение коэффициента корреляции  $K_{кор} = 0.27$ ) с составами вмещающих вулканитов. В эту область попадают значения



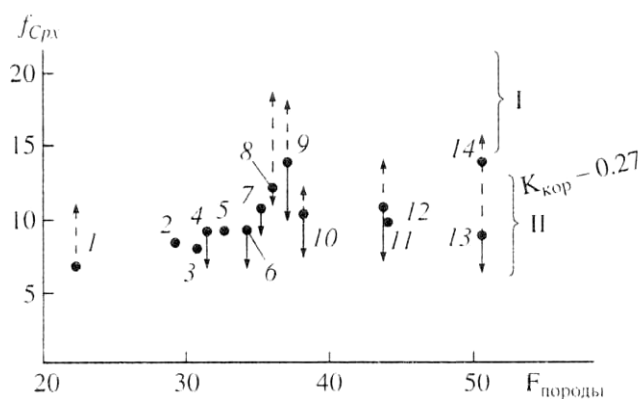
**Рис. 2.** Графики изменения железистости клинопироксенов ( $f$ ) из ультраосновных ксенолитов в вулканитах различных геохимических и фациальных типов.

Количество замеров: Юго-Восточный Вьетнам: конуса – 257, покровы – 134; мыс Наварин – 167; р. Валоваям – 101, район вулкана Бакенинг – 122; вулканы: Авача, Харчинский – 79.

среднего состава наиболее ранних генераций клинопироксенов–узников в оливине (в срастании с глиноземистой шпинелью) из ксенолитов Харчинского вулкана. Что касается минералов–узников в шпинели из ксенолитов Авачинского вулкана, то они гораздо более магнезиальные, чем вмещающие их породы пемзовых выбросов. Чтобы выдерживалось условие грубой корреляции, им должны соответствовать базальты с железистостью 31–34. Подобные вулканиды ( $f = 29–33$ ) присутствуют на этом вулкане, и они содержат мелкие ксенолиты гарцбургитов. По-видимому, многочисленные включения гарцбургитов с амфиболовыми "рубашками", выносимые пемзовыми взрывными отложениями этого вулкана, являются переотложенными, тем более, что иногда они содержат корки более магнезиальных андезит–базальтов. С другой стороны, в этих выбросах было обнаружено зональное включение,

ядро которого содержит мелкозернистый агрегат магнезиального бронзита и окружено зоной гарцбургита с железистостью минералов от 13 до 18, что вполне соответствует условиям грубой корреляционной зависимости даже с такими весьма кремнеземистыми и железистыми расплавами.

Практически в каждой выборке клинопироксенов из ксенолитов имеются также генерации, отличающиеся повышенной магнезиальностью и связанные с зонами вторичного плавления и перекристаллизации включений. Как видно на рис. 3, эти составы никак не коррелируют с железистостью ксенолитсодержащих пород. Кроме того, в локальных зонах внутри ксенолитов, где иногда развит амфибол или флогопит, состав клинопироксенов отклоняется от поля грубой корреляции в сторону повышения железистости. При этом также отсутствует какая-либо корреляция с со-



**Рис. 3.** Корреляционная диаграмма  $f_{Cpx} = Fe/(Fe+Mg)$ , ат. % клинопироксенов из ксенолитов ультрамафитов -  $F_{породы} = (Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ , мол. % вмещающих вулканитов. Средние значения для наименее измененных клинопироксенов ксенолитов: 1 - Харчинский вулкан (минерал - узник в шпинели), 2 - р. Левая Жупанова (пироксенит в "акватуфах"), 3 - о-в Броутона (гарцбургит в базальте), 4 - мыс Наварин (лерцолиты в покрове базанита), 5 - Ключевский вулкан (гарцбургит в базальте), 6 - Вьетнам (лерцолиты в покрове базанита), 7 - р. Валоваям (лерцолит в дайке базанита), 8 - район вулкана Бакенинг (клинопироксеновый оливинит в щелочном базальте), 9 - р. Валоваям (лерцолиты в конусе базанита), 10 - мыс Наварин (лерцолиты в некке базанита), 11 - о-в. Чиринкотан (гарцбургит в андезите), 12 - Вьетнам (лерцолиты в конусах базанитов), 13 - 14 - Авачинский вулкан: узник в шпинели (13) гарцбургит из ядра зонального ксенолита (14). Точками выделено поле грубой корреляции составов с  $K_{кор} = 0.27$ . I - область щелочного метасоматоза, II - декомпрессионного область плавления и перекристаллизации. Плоскими стрелками показан диапазон изменения железистости в зонах декомпрессионного плавления и перекристаллизации включений; пунктирными - тоже в зонах метасоматического изменения ксенолитов.

ствами вмещающих вулканитов. Средние составы наименее измененных клинопироксенов из ксенолитов гарцбургитов в потоке щелочных оливиновых базальтов района вулкана Бакенинг и лерцолитов в базанитах лавово-шлакового конуса р. Валоваям значительно более железистые, чем это диктуется полем грубой корреляции. В ксенолитах обоих этих районов обнаружен амфибол, хотя и не во всех разностях. Все эти особенности, вероятно, отражают влияние процессов щелочного (существенно натриевого) метасоматоза.

Все, что было сказано в отношении железистости клинопироксенов, касается и других минералов, что видно из табл. 8, где приведены коэффициенты корреляции. Интересно отметить, что в отношении клинопироксенов и оливинов  $K_{кор}$  для многих типов включений достаточно близки к тем значениям (для клинопироксенов  $K_{кор} = 0.29$ , для оливинов  $K_{кор} = 0.33$ ), которые используются

при моделировании процессов кристаллизации базальтовых расплавов (Арискин и др., 1986). Заметные отклонения наблюдаются для высокожелезистых ксенолитов из конуса р. Валоваям, потока вулкана Бакенинг и некоторых генераций минералов из ксенолитов Харчинского и Авачинского вулканов. Высокая железистость минералов из ксенолитов гарцбургитов и пироксеновых оливинитов района вулкана Бакенинг хорошо согласуется с большей железистостью их валовых составов (табл. 4, ан. 3-5) по сравнению с составами ксенолитов лерцолитов мыса Наварин (табл. 6, ан. 1-8).

Возрастание железистости шпинелей из ксенолитов в ряду мыс Наварин - р. Валоваям - вулкан Бакенинг сопровождается увеличением их титанистости, хромистости и уменьшением глиноземистости. Состав минерала меняется от высокоглиноземистого (до 60-63 мас. %  $Al_2O_3$ ) и низкохромитого (7-8 мас. %  $Cr_2O_3$ ) герцинита в ксенолитах из бомб мыса Наварин до пикотита с содержанием хрома до 25-26 мас. % и глинозема до 30-31 мас. % во включениях из лав Бакенингского плато. Наиболее высокие содержания титана наблюдаются в шпинелях, заключенных в амфиболах (до 3-4 мас. %) и биотитах (до 7 мас. %). При этом в метасоматически измененных ксенолитах Харчинского вулкана и в некоторых слюдянистых лерцолитах Вьетнама титанистость шпинелей выше, чем в неизмененных разностях, но тем не менее не достигает таких значений, как в ксенолитах вулкана Бакенинг и р. Валоваям, даже для тех случаев, когда последние не содержат ни амфибола, ни биотита.

#### Индикаторные возможности клинопироксенов включений.

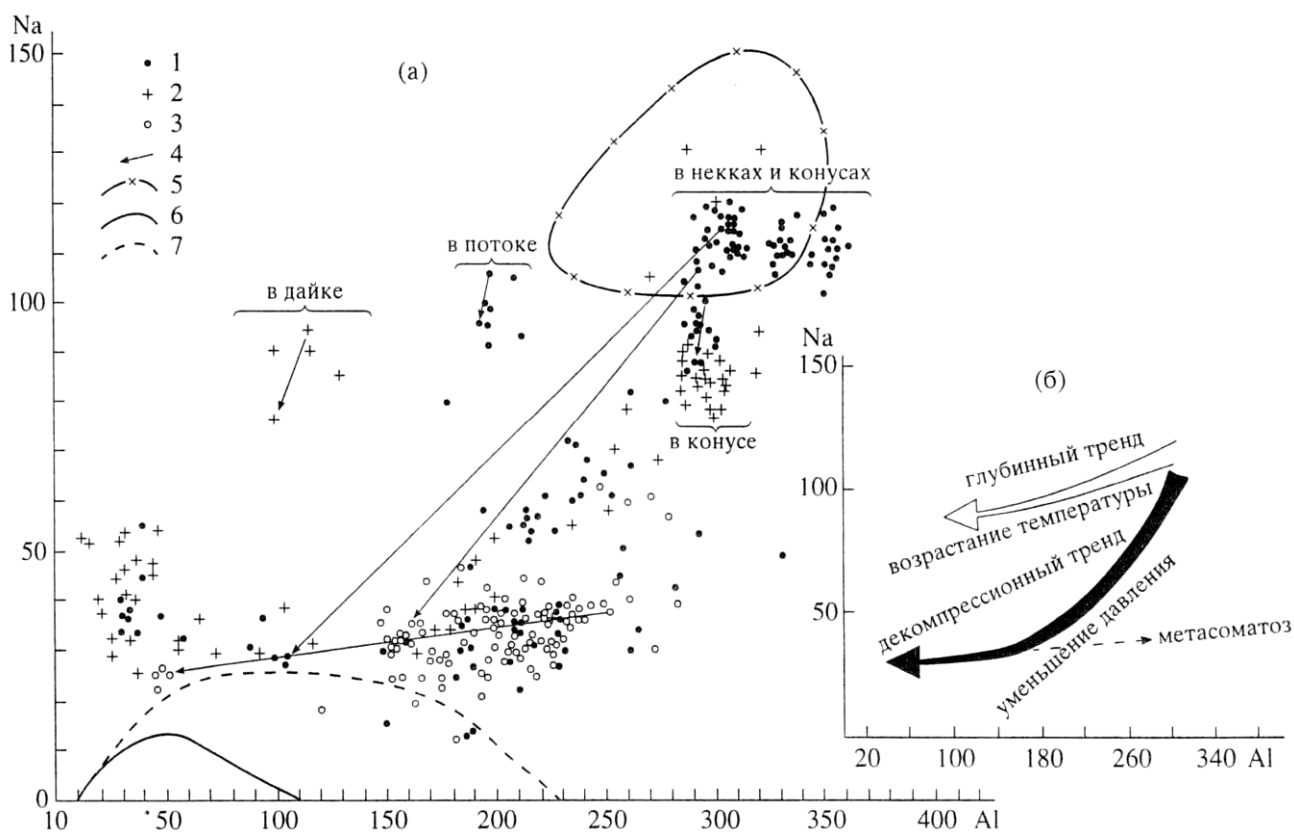
Рассмотрим теперь подробнее как меняется состав клинопироксенов ксенолитов в различных (в том числе и фациальных) типах ксенолитосодержащих пород из районов с разными геодинамическими режимами. На рисунке 4 в координатах Na-Al показана суммарная картина изменения состава этого минерала в ультраосновных ксенолитах для рассматриваемых районов (рис. 4а) и предполагаемая интерпретация их эволюции (рис. 4б). Как видно на рис. 4а, при условии высокой натриевоглиноземистости клинопироксенов ксенолитов зависит от фациальных особенностей проявления вмещающих их вулканитов. Так, наиболее глиноземистыми являются клинопироксены из ксенолитов в некках и шлаковых конусах по сравнению с теми же образованиями из потока и дайки (те же особенности отмечаются при сравнении пироксенов ксенолитов в конусах и покровах Вьетнама). Уменьшение глиноземистости клинопироксенов из ксенолитов в потоках, покровах и дайке сопровождается возрастанием их

**Таблица 8.** Железистость минералов ксенолитов и ксенолитсодержащих вулканитов, а также коэффициенты корреляции между этими величинами для различных геохимических и фациальных типов вулканитов

Любопытные проявления железистости клинопироксенов (т.е. Мегакристи)	Районы проявления					
	ЮВ Вьетнам	мыс Наварин	р. Валоваям	район вулкана Бакенинг	влк. Авачинский влк. Ключевской влк. Харчинский	о-ва Чиринкотан и Броутона (Курильские о-ва)
Мегакристи	Анортоклаз до 10 – 12 см, титан-авгит до 2–3 см, плагиоклаз-первые см, оливин, шпинель, гранат, циркон, корунд – первые мм	Титан-авгиты до 10 см; ортопироксены до 5–6 см; плагиоклазы до 1–2 см; оливины, шпинель – первые мм	Оливин, титан-авгит, герцинит, плагиоклаз, титано-магнетит, пикроильменит (первые мм)	Оливин, титан-авгит, шпинель, плагиоклаз (первые мм)	Хромдиопсид до 10 см, оливин, титан-авгит, амфибол (до 1–2 см)	Не обнаружены
Проявления	Резкие прожилки	Не характерно	Прожилки	Гидратированные	Прожилки, метасоматоз	Паргасит, флюиды

Примечание.  $F = (Fe_2O_3 + FeO)/(Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ , мол. кол.; в скобках – число замеров;  $f = Fe/(Fe + Mg)$ , мол. %;  $n$  – число замеров;  $\sigma$  – среднее квадратичное отклонение;  $K_{кор}$  – коэффициент корреляции.

магнезиальности и коррелируется с более магнезиальными составами соответствующих вулканитов (см. также анализы вулканических пород в табл. 1). Учитывая эти закономерности, можно установить тренд глубинной эволюции состава клинопироксенов в зависимости от изменения



**Рис. 4.** Соотношение Na–Al в клинопироксенах ультраосновных ксенолитов из вулканитов различных геохимических и фациальных типов (а) и интерпретация наблюдаемых трендов (б). 1–3 – точки составов для районов: мыс Наварин (1), р. Валоваям (2), район вулкана Бакенинг (3); 4 – изменение состава минерала в зональных зернах от ядра к краю; 5–6 – поля составов клинопироксенов наименее перекристаллизованных лерцолитов Юго-Восточного Вьетнама (5), гарцбургитов (6) и амфиболитизированных перидотитов (7) Камчатки.

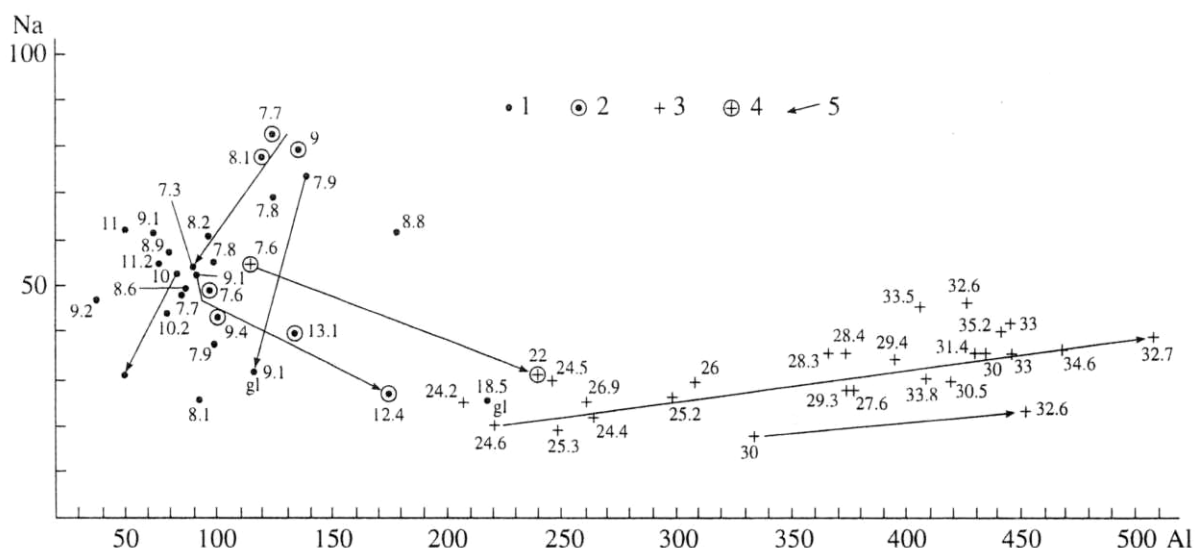


Рис. 5. Соотношение Na-Al в клинопироксенах из ксенолита вьетнамского гарцбургита на контакте с вмещающим базальтом.

1 – отдельные зерна ксенолита, 2 – изменение состава в одном зерне ксенолита (от ядра с максимальными значениями содержания Na к его краевой зоне на контакте с вмещающим базальтом), 3 – отдельные зерна в базальте, 4 – мегакристал, 5 – изменение состава в отдельном кристалле (от ядра к краю). Цифрами обозначена железистость ( $f = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ ) минерала.

температуры субравновесного состояния в системе ксенолит – расплав (рис. 4б).

В ряду ксенолитов от мыса Наварин до вулкана Бакенинг уровень максимального накопления Na в клинопироксенах постепенно понижается от значений, характерных для пироксенов из включений лерцолитов внутриплитных вулканитов, до значений, близких к таковым для ксенолитов из гарцбургитов островодужных вулканов. Оновременно уменьшается и содержание глинозема.

С другой стороны, на любом из объектов клинопироксены повторяют один и тот же путь эволюции от высоконатриевых и высокоглиноземистых составов до низконатриевых и малоглиноземистых в участках вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов. Одновременно возрастает и их магнезиальность.

Этот тренд эволюции составов не является результатом контактового взаимодействия ксенолита с транспортирующим расплавом, т.к. в краевых оторочках и контактово-реакционных зонах уменьшение Na в клинопироксенах ксенолитов сопровождается возрастанием их глиноземистости и железистости (рис. 5).

Поскольку уменьшение глиноземистости клинопироксенов происходит одновременно с уменьшением их натриевости, можно предположить, что в этой части диаграммы реализуется декомпрессионный тренд изменения составов этого минерала. Этот тренд, с одной стороны, отражает разный фациальный уровень в ряду ксенолитов мыс Наварин – р. Валоваям – вулкан Бакенинг, а с

другой является результатом вторичной перекристаллизации пироксена при подъеме ксенолитов к земной поверхности. При этом по составу минералов включений и их парагенезису ксенолиты мыса Наварин относятся к фации шпинелевых лерцолитов. Клинопироксены ксенолитов вулкана Бакенинг по составу сходны с пироксенами включений, которые на основе многомерного статистического анализа (Koloskov, Zharinov, 1993) были отнесены к плагиоклазовой фации глубинности. Близкое положение к ним на представленной диаграмме занимают точки составов пироксенов из зон вторичной перекристаллизации и плавления, где наряду со стеклами андезитового состава появляется калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Поэтому можно предположить, что ксенолиты вулкана Бакенинг соответствуют плагиоклазовой фации глубинности. Сходный вывод в отношении ультраосновных включений в вулканитах островодужного геохимического типа Камчатки был сделан ранее на основании многомерного анализа составов клинопироксенов (Koloskov, Zharinov, 1993).

Кроме того, в области низконатриевых составов клинопироксенов наблюдается сгущение точек с образованием тренда, характеризующегося возрастанием глиноземистости при некотором повышении содержания Na в этом минерале (рис. 4а). Так как сюда попадают точки составов пироксенов из зон метасоматического изменения ксенолитов (с амфиболом, а иногда и флогопитом), этот тренд интерпретируется как метасоматический (рис. 4б).



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На представленном материале показано, что в связи с изменением геодинамической обстановки от континентальной окраины к островной дуге состав ксенолитсодержащих вулканитов закономерно меняется от недосыщенных кремнеземом и глиноземом высокотитанистых и высокомагнезиальных базанитов, через промежуточные разности базанитов и щелочных оливиновых базальтов до насыщенных этими компонентами низкотитанистых базальтов и более железистых андезитобазальтов и андезитов.

2. Петрографическая и минералогическая типизация включений ультрамафитов в вулканитах показала, что при изменении геодинамической обстановки наблюдается смена составов ксенолитов от умеренножелезистых лерцолитов, через железистые гарцбургиты, пироксеновые оливиниты и верлиты, к обычным магнезиальным гарцбургитам, что соответствует переходу от шпинель-лерцолитового к плагиоклазовому равновесию. При этом появление более железистых пород, а также исчезновение ортопироксена определяется наложением щелочного метасоматоза.

3. Выявлена корреляционная зависимость между железистостью минералов ксенолитов и железистостью ксенолитсодержащих вулканитов. Показано также, что на одном и том же объекте магнезиальность минералов ксенолитов, так же как и вмещающих их вулканитов из лавовых потоков и некоторых даек, выше, чем из некков, шлаковых или лавовых конусов.

4. Установлено существование определенной зависимости между типом ксенолитсодержащих вулканитов, составом и типом глубинных ксенолитов и условиями их проявления. Ксенолиты в вулканитах, так же как и сами вулканиты, являются хорошим индикатором геодинамической обстановки проявления вулканизма.

*Благодарности.* Авторы выражают признательность М.Ю. Пузанкову, А.А. Разиной и Т.В. Хименко (ИВГиГ РАН) за помощь в компьютерной обработке материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований (гранты 93-05-8521; 94-05-17739; 95-05-16587), а также Европейского Фонда INTAS (грант 94-3129).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов В.Л., Колосков А.В., Сапожников Е.А. Минералогические особенности включений гипербазитов в лавах подводного вулкана Иль-де-Цендр (Южно-Китайское море) // Особенности внутриконтинентального базитового магматизма. М. 1980. С. 107–118.

Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я. ЭВМ-моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в

условиях заданной фугитивности кислорода // Геохимия. 1986. № 11. С. 1614–1627.

Бакуменко И.Т., Соболев В.С. Включения в минералах гипербазитовых ксенолитов Авачинского вулкана // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 6. С. 1430–1433. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Под ред. Б.Г. Лутца и др. М.: Наука, 1978. 222 с.

Волынец 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.

Волынец О.Н., Ананьев В.В. Хромистые амфиболы и слюды ультраосновных включений в четвертичных лавах Камчатки и Курил // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1203–1206.

Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.И. и др. Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // Вулканология и сейсмология. 1990а. №5. С. 14–27.

Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Цветков А.А. и др. Гипербазитовые включения в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990б. С. 43–57.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Под ред. А.П. Кривенко. Новосибирск: Наука, 1990. 258 с.

Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Геология. 1974. №3. С. 3–20.

Ермаков В.А. Геодинамика новейшего вулканизма Камчатки // Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли. Тбилиси. 1987. С. 55–71.

Ермаков В.А., Волынец О.Н., Колосков А.В. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значение для понимания петрогенезиса / Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 293–312.

Колосков А.В., Хотин М.Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки / Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 36–66.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Нгуен Суан Хан, Шараськин А.Я. Южно-Китайское море / Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 215–231.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шараськин А.Я. Рифтовый вулканизм в системе Восточно-Азиатских вулканических поясов // Магматизм рифтов. М.: Наука, 1989. С. 139–144.

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. АН СССР. 1992. Т. 323. № 5. С. 904–907.

- Ляпунов С.М., Чувилева А.И., Бахматов Б.А. Определение редких элементов в ильмените ядерно-физическими методами // Минералого-геохимические исследования с применением ядерно-физических методов. М.: ИМГРЭ, 1980. 25 с.
- Сапожников Е.А., Колосков А.В., Абрамов В.А. Включения ультраосновных и основных пород в щелочно-оливиновых базальтах подводного вулкана Иль-де-Цендр (Южно-Китайское море) // Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: ГЕОХИ СО АН СССР, 1979. С. 14–18.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение, геологическое значение). Новосибирск: Наука, 1975. 139 с.
- Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А. и др. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы. // Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток. 1970. С. 112–115.
- Щека С.А., Колосков А.В., Вольнец О.Н. Включения в вулканитах Тихоокеанского пояса и их петрогенетическая информативность // Геодинамика и вулканизм островных дуг северо-западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Сов. радио, 1978. С. 68–76.
- Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 166 с.
- Aoki K. Japanese Island Arc: xenoliths in aklali basalts, high alumina basalts and calcalkaline andesites and dacites / Ed. Nixon P.H. Mantle xenoliths. New York: John Wiley, Sons, 1987. P. 319–333.
- Downes H., Dupuy C. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France // Earth Planet Sci. Lett. 1987. V. 82. № 1–2. P. 121–135.
- Intraplate Volcanism in eastern Australia and New Zealand / Ed. Johnson R.W. New York: Cambridge University Press, 1989. 325 p.
- Iennes G.A., Cawood P.A., Rautenschlein M., White W.M. Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa ridge, Lau basin; evidence for a slab-derived component in their mantle source // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1987. V. 32. P. 209–222.
- Кеpezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S. Na Metasomatism in the Island-Arc Mantle by Slab Melt-Peridotite Interaction: Evidence from Mantle Xenoliths in the North Kamchatka Arc // J. Petrology. 1995. V. 36. № 6. P. 1505–1527.
- Koloskov A.V., Zharinov S.E. Multivariate statistical Analysis of Clinopyroxene Compositions from Mafic and Ultramafic xenoliths in volcanic Rocks // J. Petrology. 1993. V. 34. Part 1. P. 173–185.
- Luhr J.F., Aranda-Gomez J.J., Pier J.G. Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic center in San Luis Potosi, Mexico. 1. Geology, mineralogy, and petrology, // J. Geophys. Res. 1989. V.94. № 6. P. 7916–7940.
- Mantle xenoliths / Ed. Nixon P.H. New York: John Wiley, Sons, 1987, 844 p.
- Maryannick R., Herve B., Rene M.C., Barrier E., Wen-Shing J. Miocene to recent calcalkalic volcanism in eastern Taiwan, K-Ar ages and petrography // Mem. Geol. Soc. China. 1986. №7. P. 369–382.
- McDohough W.F., McCulloch M.T., Sun S.S. Isotopic and geochemical systematics in Tertiary-Recent basalts from southeastern Australia and implications for the evolution of the sub-continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 2051–2067.
- Rodgers K.A., Brothers R.N., Searle E.J. Ultramafic nodules and their host rocks from Auckland, New Zealand // Geol. Mag. 1975. V.112. №2. P. 163–174,
- Rutter M.J. Evidence for crustal magmas: geochemistry of mantle xenoliths-bearing lavas from northern Sardinia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1987. V. 32. № 4. P. 343–354.
- Tatsumi Y., Sakuyama M., Fukuyama H. et al. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 530–547.
- Swanson S.E., Kay S.M., Brearley M. et al. Arc and back-arc xenoliths in Kurile-Kamchatka and Western Alaska / Ed. Nixon P.H. Mantle xenoliths. New York: John Wiley, Sons, 1987. P. 303–318.
- Veichow J.C., Cheng-Hong C., Huann-Jih L. Basaltic rock types in various tectonic setting in Taiwan // Чжунго дичжи сюэхуй хуйкань, Proc. Geol. Soc. China. 1984. № 27. P. 11–214.
- Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Internal. Geol. Review. 1994. V. 36. P. 373–405.
- 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.