

УДК 551.21+550.42

“ЧЕРНЫЕ” ПИРОКСЕНИТЫ В СОСТАВЕ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ В ВУЛКАНИТАХ НЕКОТОРЫХ РЕГИОНОВ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ. ЭВОЛЮЦИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС. ЧАСТЬ 1. МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2021 г. А. В. Колосков^{а,*}, В. В. Ананьев^а, П. И. Федоров^{б,**}

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульв. Пийна, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: kolosav@kscnet.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

Поступила в редакцию 10.07.2020 г.

После доработки 04.12.2020 г.

Принята к публикации 23.03.2021 г.

Изучен минералогический состав и проведена типизация ксенолитов “черной” серии в плиоцен-четвертичных вулканитах районов ЮВ Вьетнама, р. Валоваям (юг Корякского нагорья), покровов вулкана Бакенинг (Центральная Камчатка). Помимо мономинеральных разностей выделены еще пироксениты, содержащие гранат, ортопироксен и оливин. Ксенолиты этой серии могли образоваться при плавлении головной части мантийных плюмов во время их подъема в низы литосферы — температурный режим их образования на 100–150°C выше, чем ксенолитов предполагаемой литосферы, а давление отвечает переходу от гранатовой к фации шпинелевых лерцолитов. В эволюционном ряду: мономинеральные пироксениты—вебстериты—оливиновые пироксениты происходит направленное изменение состава клинопироксенов, связанное с их инконгруэнтным плавлением в ходе подъема расплавов к земной поверхности. При этом появляется вторичный ортопироксен и расплав, в котором образуются “дочерние” фазы: шпинелиды, оливины, клинопироксены, плагиоклазы. Составы клинопироксенов “черных пироксенитов”, как возможной реликтовой фазы, иногда отмечаются среди подобного набора минералов вулканитов внутриплитного типа, что может свидетельствовать о генетическом родстве этого типа ксенолитов и вулканитов.

Ключевые слова: минералогия, ксенолиты “черной” серии, шпинелиды, оливины, клинопироксены, плагиоклазы, мантийные плюмы

DOI: 10.31857/S0203030621040027

ВВЕДЕНИЕ

В большинстве публикаций мантийные ксенолиты представлены как материал для выявления состава мантийного субстрата или его возможного изменения в ходе вторичных процессов (например, мантийного метасоматоза) [Соболев и др., 1972; Menzies, 1983; Mafic ..., 1988; Griffin et al., 1988; Kepezhinskas et al., 1995; Колосков и др., 2001; Arai et al., 2003; Ishimaru et al., 2007; Ionov, 2010]. Другое направление исследований рассматривает мантийные ксенолиты в связи с процессами магмообразования [Wilshire, Shervais, 1975; Frey, Printz, 1978; Irving, 1980; Menzies et al., 1985; Колосков, 1999; Bryant et al., 2007; Arai et al., 2007, 2008; Ashchepkov et al., 2011]. В этом плане, вероятно, наибольший интерес представляют ксенолиты так называемой “черной” серии, поскольку они “тесно связаны” с мантийными расплавами, а состав их иногда используется в петро-

логических моделях с участием плюмового резервуара [Колосков, 1999; Arai et al., 2007, 2008; Шарков, Богатиков, 2015; Колосков и др., 2019, 2020].

В систематике мантийных ксенолитов хорошо отразился исторический подход, связанный с последовательным совершенствованием методов их исследования. Так, в наиболее ранних классификациях используется визуальный анализ разделения ксенолитов [Wilshire, Trask, 1969; Best, 1970] и предлагается выделять две группы: 1) “зеленую”, содержащую изумрудно-зеленый высокохромистый диопсид или хромовый субкальциевый авгит как неприменный член этой группы и включений и 2) “черную”, содержащую темного цвета авгит, почти безхромистый, но с высокими концентрациями TiO₂. Позднее [Wilshire, Shervais, 1975; Irving, 1980], с учетом особенностей вещественного состава, эти категории рассматрива-

лись как группы I и II ксенолитов. Разделение на “зеленую” и “черную” группы укоренилось в геологической литературе и будет использовано в настоящей работе.

В ходе полевых работ на территории Вьетнама и Камчатского региона, а также рейсов НИС “Вулканолог” в Южно-Китайском море собран обширный ксенолитный материал, связанный с плиоцен-четвертичным вулканизмом в этих регионах. Результаты его изучения частично опубликованы в работах [Колосков, 1999; Колосков и др., 1997, 2001, 2016, 2017], в которых “черные” пироксениты рассматривались как “сопутствующий продукт”, и многие вопросы генезиса этих образований остались нерассмотренными. С использованием нового минералогического (микрозондового), а также петролого-геохимического материала мы вернемся к рассмотрению этих вопросов. При этом главной задачей исследования представляется решение вопроса генезиса этих образований и то, какую роль “черные” пироксениты могут играть в процессах магмообразования в различных геодинамических обстановках.

Предполагаемая публикация будет состоять из двух частей. В первой излагаются результаты минералогического изучения мантийных ксенолитов “черной” серии. Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора “САМЕВАХ” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (с обычной точностью анализа — для макрокомпонентов около 0.5–1% и для MnO, NiO, Cr₂O₃ — около 10%), аналитики: В.М. Чубаров, Т.М. Философова, В.В. Ананьев.

Во второй части предполагается обобщить минералогический и петролого-геохимический материал. Будет создана предполагаемая модель петрогенезиса. Ксенолитный материал будет представлен по трем районам: 1) ЮВ окраина Вьетнама и прилегающая шельфовая зона Южно-Китайского моря, 2) верховья р. Валоваям (южная часть Корякского нагорья), 3) плато в основании вулкана Бакенинг, Центральная Камчатка. Они имеют различное структурное положение, которое нуждается в уточнении: континентальная окраина или окраинный морской бассейн, островодужная система или внутриостроводужный рифтоген. Возможно будет получен дополнительный материал для более точного разделения.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Регион ЮВ Вьетнама. Береговые плато на мысах Намчан, Батаган, Голян, вулканические покровы и многочисленные шлако-лавовые конусы на островах Тху, Б. Катуик, Ре и подводного массива Иль де Сандр сложены афировыми и субафировыми щелочными оливиновыми базаль-

тами, трахитами и базанитами плиоцен-четвертичного возраста [Hoang et al., 1996; Колосков, 1999]. По своим вещественным характеристикам они относятся к внутриплитному геохимическому типу [Колосков, 1999; Колосков и др., 2016]. Базальтоиды выносят многочисленные мантийные ксенолиты как “зеленой”, так и “черной” серий (табл. 1). Подробно изучен в основном только их петрографический состав [Колосков, 1999]. Включения распространены практически во всех проявлениях вулканизма — в вулканических конусах и лавовых потоках. Наибольшее количество и наибольшее разнообразие включений было получено при изучении современного подводного вулкана Иль де Сандр. При драгировании его прикратерной зоны были подняты ксенолиты размером до 40–50 см. Причем драга иногда содержала до 80–90% ксенолитного материала. Среди ксенолитов “зеленой” серии по составу клинопироксенов выделяется две группы пород (см. табл. 1). Преобладающие по распространенности магнезиальные лерцолиты и ассоциирующиеся с ними гарцбургиты, верлиты и дуниты характеризуются железистостью клинопироксена (F/FM в атомных соотношениях) не более 10%. В менее распространенных железистых лерцолитах и ассоциирующихся с ними верлитах и гарцбургитах железистость клинопироксенов возрастает до 14–15%. Клинопироксены железистой группы заметно обогащены TiO₂, Al₂O₃ и Na₂O (см. табл. 1). В крупных обломках — лерцолиты “зеленой” серии — это грубозернистая (размер зерен доходит до 4–5 мм) порода с обычным четырехминеральным парагенезисом: около 60–80% оливина, от 3–5 до 10% клинопироксена, примерно столько же ортопироксена и от единичных зерен до 5–7% шпинели. В сопутствующих разностях пород уменьшается количество клинопироксена, но возрастает содержание ортопироксена и оливина. Иногда встречается флогопит в виде отдельных мелких пластинок или тонких прожилков, рассекающих породу по нескольким направлениям, а также амфибол — в прожилках или каплевидных зонах вторичного преобразования включений. Гораздо реже распространены зеленовато-серые пироксениты. Они содержат от 60 до 80% клинопироксена, от 3–5 до 10–20% ортопироксена, от 3 до 5% шпинели и от 0 до 10% оливина, приближаясь к составу единичных образцов вебстеритов и верлитов. Иногда присутствует до 5% граната в келефитовой оболочке. Пироксениты нередко порфиновые, когда размер отдельных зерен клинопироксена доходит до 1 см, а шпинели до 3–4 мм. Среди пород “черной” серии (F/FM клинопироксенов от 15 до 30–33%) выделяется три группы (см. табл. 1). Преобладают ортопироксен-содержащие пироксениты-вебстериты, менее распространены мономинеральные разности и оливиновые пироксениты. При возрастании роли ортопирок-

сена и оливина в породе заметно уменьшается глиноземистость клинопироксенов и слегка содержание в них TiO_2 и Na_2O . “Черные” пироксениты обычно встречаются в виде угловатых обломков размером до 7–10 см. В целом они характеризуются мелкозернистым строением и повышенной пористостью. Встречено было довольно много неравномернозернистых образцов с кумулятивными структурами и высокой пористостью. Кроме того, иногда попадаются образцы сложного состава — гипербазиты (чаще всего лерцолиты) с прожилками и жилами (до 2–2.5 см) “черных” пироксенитов либо с корками пироксенитового состава размером до 3–3.5 см. Границы пироксенитов с гипербазитами резкие, но все минералы лерцолитов в контактовой зоне отличаются повышенной железистостью. Внутри некоторых жил пироксенитов встречаются иногда участки перекристаллизованных лерцолитов размером в несколько мм. Эти реликты состоят из оливин-ортопироксенового агрегата с каемкой существенно ортопироксенового состава. Железистость минералов здесь также повышена. Пироксениты “черной” серии содержат также небольшое количество глиноземистой шпинели, иногда амфибол и флогопит в зонах вторичной перекристаллизации и плавления, а также в единичных образцах пироповый гранат. Ограниченная группа габброидных включений представлена единичными образцами размером от 0.5–0.7 до 15–20 см. Характерно пятнистое или грубополосчатое расположение темноцветных минералов (амфибол, клино- и ортопироксены), содержание которых колеблется от 20–30 до 50–80%.

Район Валоваям. Располагается в верховьях одноименной реки, в южной части Корякского нагорья в обрамлении Командорской впадины Берингова моря. Этот регион рассматривается как продолжение Курило-Камчатской островодужной системы [Геология ..., 1979]. Однако особенности геологического строения региона свидетельствуют, скорее, о типичной континентальной окраине [Колосков и др., 2018, 2019]. Основная часть района сложена породами так называемого “стратифицированного комплекса” (березовская свита и алнейская серия). Он представляет собой чередующиеся потоки существенно плагиоклазовых, пироксен-плагиоклазовых андезитов и андезибазальтов, разделенных пирокластикой того же состава. По вещественному составу это обычный островодужный тип вулканитов. Глубинные ксенолиты, однако, были обнаружены [Колосков и др., 1988] в небольшом конусе лейцитовых базанитов и отмечены в нескольких дайках и отдельных потоках щелочных оливиновых базальтов в составе “стратифицированного комплекса”. Включения (размером от нескольких мм до 30–40 см) составляют до 20–30% объема пород базанитового конуса. Среди пород “зеленой” серии преобладают мономи-

неральные пироксениты (см. табл. 1). По тем же критериям разной железистости клинопироксенов здесь также можно выделить группу магнезиальных верлитов и гарцбургитов, а также железистых лерцолитов, верлитов и гарцбургитов. Вторая явно преобладает и отличается повышенными концентрациями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O в клинопироксенах, примерно такими же, как в подобной группе минералов Вьетнама. “Черная” серия здесь представлена умеренножелезистыми пироксенитами. Один из таких пироксенитов содержит пироповый гранат. Состав клинопироксенов весьма близок к таковым из соответствующего типа пород ксенолитов Вьетнама. В участках плавления и перекристаллизации ксенолитов появляются высокотитанистые Ca–Na амфибол и флогопит. Здесь же были обнаружены небольшие зерна плагиоклаза, нефелина и лейцита [Колосков, 1999].

Район вулкана Бакенинг. Это крайнее звено в цепи вулканов Авачинско-Корякской группы, секущей по отношению к простираению основных структур Камчатского региона. Район располагается в пределах Авачинского грабена, который относится к одной из внутриостроводужных рифтовых зон. В фундаменте активного вулкана Бакенинг помимо миоцен-плиоценовых вулканогенных пород обычного островодужного типа (паратунская свита и алнейская серия) встречаются останцы покровов субафировых высокотитанистых субщелочных базальтов. Глубинные включения (размером от нескольких мм до 10–15 см) были обнаружены в одном из таких потоков в нижней части разреза (общей мощностью порядка 60–100 м) покровных образований [Колосков, 1999]. В “зеленой” серии главную роль играют умеренножелезистые ($F/FM = 13–17$) пироксениты и верлиты (см. табл. 1). Здесь нет таких железистых пироксенитов ($F/FM = 20–25$), как среди ксенолитов Вьетнама. Соответственно, их клинопироксены отличаются меньшими значениями для TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O . Менее представлены железистые верлиты и гарцбургиты. Их клинопироксены содержат меньше TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , чем близкие по составу ксенолиты Валоваяма. Полностью отсутствуют лерцолиты и габброидные включения. В составе “черной” серии выделяются умеренножелезистые мономинеральные пироксениты, вебстериты и оливиновые пироксениты. Встречаются образования сложного состава, когда ядро включения представлено гарцбургитом, а оторочка ортопироксенитом. В некоторых пироксенитах и вебстеритах в зонах перекристаллизации и плавления появляется ортопироксен в структурах распада в клинопироксене и титанистый паргасит.

Представленные материалы о составе глубинных включений свидетельствуют, что при переходе от вьетнамских к валоваямским и бакенинским ксенолитам существенно меняется тип

Таблица 1. Тип ксенолитов и основные параметры состава клинопироксенов

Группа и тип ксенолитов	Содержание основных элементов в клинопироксенах ксенолитов различных районов					
	% наличия	ЮВ Вьетнам	% наличия	Валоваям	% наличия	Бакенинг
Зеленая серия						
Магнезиальные лерцолиты	40	TiO ₂ = 0–0.7	15	TiO ₂ = 0.4–1.0		
Гарцбургиты		Al ₂ O ₃ = 0.5–7.9		Al ₂ O ₃ = 0.5–4.5		
Верлиты		Na ₂ O = 0.35–0.7		Na ₂ O = 0.3–0.8		
Дуниты						
Железистые лерцолиты	30	TiO ₂ = 0.15–1.4	25	TiO ₂ = 0.1–1.3		TiO ₂ = 0.1–0.5
Верлиты		Al ₂ O ₃ = 0.5–9.2		Al ₂ O ₃ = 0.1–8.0	5	Al ₂ O ₃ = 3.0–7.0
Гарцбургиты		Na ₂ O = 0–2.0		Na ₂ O = 0.1–1.4		Na ₂ O = 0.0–1.2
Пироксениты	10	TiO ₂ = 0.5–1.9	52	TiO ₂ = 0.2–0.3		TiO ₂ = 0.2–0.60
Верлиты		Al ₂ O ₃ = 3.0–10.2		Al ₂ O ₃ = 0.6–5.2	85	Al ₂ O ₃ = 1.1–6.8
		Na ₂ O = 0.1–2.0		Na ₂ O = 0.2–1.4		Na ₂ O = 0.4–1.1
Черная серия						
Пироксениты	3	TiO ₂ = 0.7–1.5	5	TiO ₂ = 1.4–1.9		TiO ₂ = 0.60–1.8
		Al ₂ O ₃ = 8.0–11.0		Al ₂ O ₃ = 8.4–10.2	7	Al ₂ O ₃ = 7.3–10.9
		Na ₂ O = 0.3–1.40		Na ₂ O = 0.9–1.2		Na ₂ O = 0.3–0.86
		TiO ₂ = 0.4–1.10				TiO ₂ = 0.35–0.45
Вебстериты	7	Al ₂ O ₃ = 4.2–7.0			1	Al ₂ O ₃ = 5.8–6.7
		Na ₂ O = 0.6–1.30				Na ₂ O = 0.05–0.45
		TiO ₂ = 0.2–0.9				TiO ₂ = 0.35–0.9
OL пироксениты	5	Al ₂ O ₃ = 3.0–6.1			2	Al ₂ O ₃ = 0.1–2.2
		Na ₂ O = 0.3–1.10				Na ₂ O = 1.1–1.3
Ст-содержащие пироксениты	ед. обр.	TiO ₂ = 0–0.54	ед. обр.	TiO ₂ = 0.9–0.94		
		Al ₂ O ₃ = 4.0–8.5		Al ₂ O ₃ = 7.1–7.3		
		Na ₂ O = 0.3–1.5		Na ₂ O = 0.4–0.5		
Габброиды	5	TiO ₂ = 0.3–0.6	3	TiO ₂ = 0.8–2.5		
		Al ₂ O ₃ = 2.5–4.5		Al ₂ O ₃ = 2.0–10.5		
		Na ₂ O = 0.6–0.7		Na ₂ O = 0.4–1.0		

Примечание. В каждом районе присутствуют также мегакристы Ti-авгита, шпинели, магнетита, пикроильменита. В зонах плавления и перекристаллизации – амфибол, флогопит, плагиоклаз.

включений “зеленой” серии: уменьшается роль относительно магнезиальных лерцолитов, но резко возрастает значение железистых верлитов и особенно пироксенитов. Соответственно, меняется состав клинопироксенов. Ксенолиты “черной” серии в этом ряду более консервативны, клинопироксены пироксенитов сходны во всех трех районах, различаются эти минералы только в вебстеритах и оловиновых пироксенитах.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ КСЕНОЛИТОВ “ЧЕРНОЙ” СЕРИИ

Поскольку наиболее представительные материалы по этой серии включений мы имеем для

района Вьетнама, именно этот район будет взят в основу для дальнейшего обсуждения. Данные по двум другим районам будут использованы в сравнительном плане.

Пироксены. Парагенезисы клино- и ортопироксенов (при подчиненной роли вторых) встречаются практически во всех проявлениях “черной” серии. Несмотря на широкие вариации магнезиальности-железистости, типизация их довольно простая (рис. 1). Для ксенолитов Вьетнама переход от мономинеральных высокожелезистых пироксенитов к умеренножелезистым вебстеритам и оливиновым пироксенитам сопровождается смещением составов от салитов к авгитам и частично даже к субкальциевым авгитам: $Wo_{50.4-34.3}En_{54.3-35.5}Fs_{14.2-11.4} \rightarrow$

→ $Wo_{46.4-16.6}En_{63.2-41.3}Fs_{20.2-12.3}$ → $Wo_{40.4-12.2}En_{74.3-47.5}Fs_{13.7-12.2}$ (см. рис. 1а–в). Состав ортопироксенов при этом меняется от бронзит-гиперстенов $Fs_{22.0-36.2}$ до бронзитов $Fs_{15.4-25.9}$ и энстатит-бронзитов $Fs_{9.2-20.7}$. В зоне плавления пироксенитов отмечаются пижониты $Wo_{3.5-3.9}En_{69.5-65.0}Fs_{31.3-29.2}$. Клинопироксены гранат-содержащих пироксенитов Вьетнама при переходе от магнезиальных (“зеленая” серия) к железистым (“черная” серия) разностям меняют состав от диопсидов $Wo_{48.1-47.0}En_{46.2-45.4}Fs_{6.8-6.5}$ до авгит-салитов $Wo_{46.0-44.2}En_{43.8-42.8}Fs_{12.0-11.2}$, а связанные с ними ортопироксены отвечают бронзитам $Fs_{13.5-14.3}$ и $Fs_{22.0-22.1}$ соответственно (см. рис. 1г). Основная масса клинопироксенов пироксенитов Бакенинга представлена салитом. При этом диапазон изменения их составов более сдвинут в сторону ортопироксенов, чем в пироксенах из пироксенитов Вьетнама $Wo_{48.6-29.1}En_{56.1-35.8}Fs_{15.7-14.8}$ (см. рис. 1е). Тем же салитам отвечают и составы пироксенов вебстеритов $Wo_{48.7-43.3}En_{46.9-41.0}Fs_{10.3-9.8}$. Но они отличаются повышенной магнезиальностью. Точки составов пироксенов оливиновых пироксенитов существенно сдвинуты в сторону меньшей кальциевости, как и для однотипных пород Вьетнама $Wo_{46.0-34.4}En_{51.2-40.4}Fs_{14.13.6}$. Ортопироксены пироксенитов ($Fs_{20.5-21.5}$), оливиновых пироксенитов ($Fs_{26.1-27.3}$) и вебстеритов ($Fs_{12.6-27.3}$) относятся к бронзитам, хотя диапазон изменения составов последних несколько сдвинут в сторону энстатитов. Клинопироксены пироксенитов Валовая $Wo_{49.6-42.3}En_{44.6-38.58}Fs_{13.2-8.9}$ являются салит-авгитовыми. В гранатовом пироксените – салит $Wo_{47.4-47.5}En_{41.1-41.6}Fs_{10.0-11.2}$, ассоциирующий с бронзитом ($Fs_{18.9-19.6}$) (см. рис. 1ж).

Рассмотрим теперь особенности составов каждой группы минералов в отдельности.

Клинопироксен является одним из наиболее распространенных и генетически информативных минералов пород “черной” серии. Рассмотрим сначала составы пироксенов для того случая, когда содержащие их пироксениты находятся в виде прожилков секущих полос или иных локальных обособлений в гипербазитах “зеленой” серии, то есть имеют фиксированное пространственное и временное положение. Клинопироксены гипербазитов-консервантов “зеленой” серии при переходе от лерцолитов к гарцбургитам по мере увеличения их магнезиальности образуют хорошо выраженный тренд 1 уменьшения содержаний Al_2O_3 (рис. 2а), TiO_2 (см. рис. 2б), Na_2O (см. рис. 2в), но возрастания CaO (см. рис. 2г). Этот тренд отвечает составу железистого типа пород “зеленой” серии (см. табл. 1). Сходный, но сдвинутый в сторону большей магнезиальности, тренд 2 относится к магнезиальному типу этой серии (см. табл. 1). Отклонение некоторых составов от этих трендов

в сторону большей железистости в поле (1), возможно, вызвано наложенными процессами перекристаллизации. Все составы минералов пород-узников “черной” серии характеризуются хорошо выраженными трендами 3 такой же направленности. Важно подчеркнуть, что никакого соответствия между составами пироксенов и типами пород “черной” и “зеленой” серий не наблюдается. Например, обогащенные глиноземом пироксены “черных” пироксенитов встречаются в жилах как “зеленых” гарцбургитов (обр. 100/6), так и лерцолитов (обр. 103/1). То есть это сонахождение пироксенитов и гипербазитов случайное. Отклонение составов пироксенов “черной” серии от тренда 3 в сторону больших или меньших содержаний по отдельным компонентам в большинстве случаев связано с их нахождением в поле (2а) Na- или в поле (2б) Na-K “щелочного плавления”. Поля эти хорошо выделяются при микроскопическом изучении ксенолитов. Они имеют мелкозернистое строение и представлены новообразованными зернами клино- и ортопироксена, иногда оливины и щелочного стекла. Часто присутствует амфибол и/или флогопит, как показатели щелочного плавления. Внутри поля (2а) иногда проявлены тренды 3а вторичной перекристаллизации (центр-край зерна). Обратимся теперь к тем ксенолитам “черной” серии, которые были встречены вне связи с гипербазитами “зеленой” серии. Основная масса составов клинопироксенов мономинеральных пироксенитов по содержанию Al_2O_3 целиком располагается в поле (3) минералов ксенолитов-узников в гипербазитах (см. рис. 2д), несколько отклоняется в сторону меньших концентраций TiO_2 (см. рис. 2е) и Na_2O (см. рис. 2ж) и выходит за его пределы по своей большей кальциевости (см. рис. 2з). По содержанию CaO попадают сюда только конечные составы тренда 4а вторичной перекристаллизации. Набор пород ксенолитов-узников более широкий. Добавление вебстеритов и оливиновых пироксенитов с низкокальциевыми пироксенами, по-видимому, в первую очередь отражается на содержании Ca в клинопироксенах (табл. 2). Низкой магнезиальностью, глиноземистостью, натриевостью, но высоким Ca отмечены две точки “реликтовых” пироксенов в поле (1) “зеленой” серии (см. рис. 2д, ж, з). Обособленная группа точек располагается в поле Na-щелочного плавления (2а) с низкими значениями для Al_2O_3 , Na_2O и CaO . Здесь же заканчивается и тренд 4а плавления и перекристаллизации пироксенов. Отклонение точек составов клинопироксенов от общей совокупности и появление самостоятельных трендов 4б и 4в вызвано появлением вторичных, “дочерних” генераций (иногда в виде спинифексов в стекле) (см. рис. 2). Возрастающее участие ортопироксена и оливины в составе пироксенитов сопровождается смещением фигуративных точек клинопироксе-

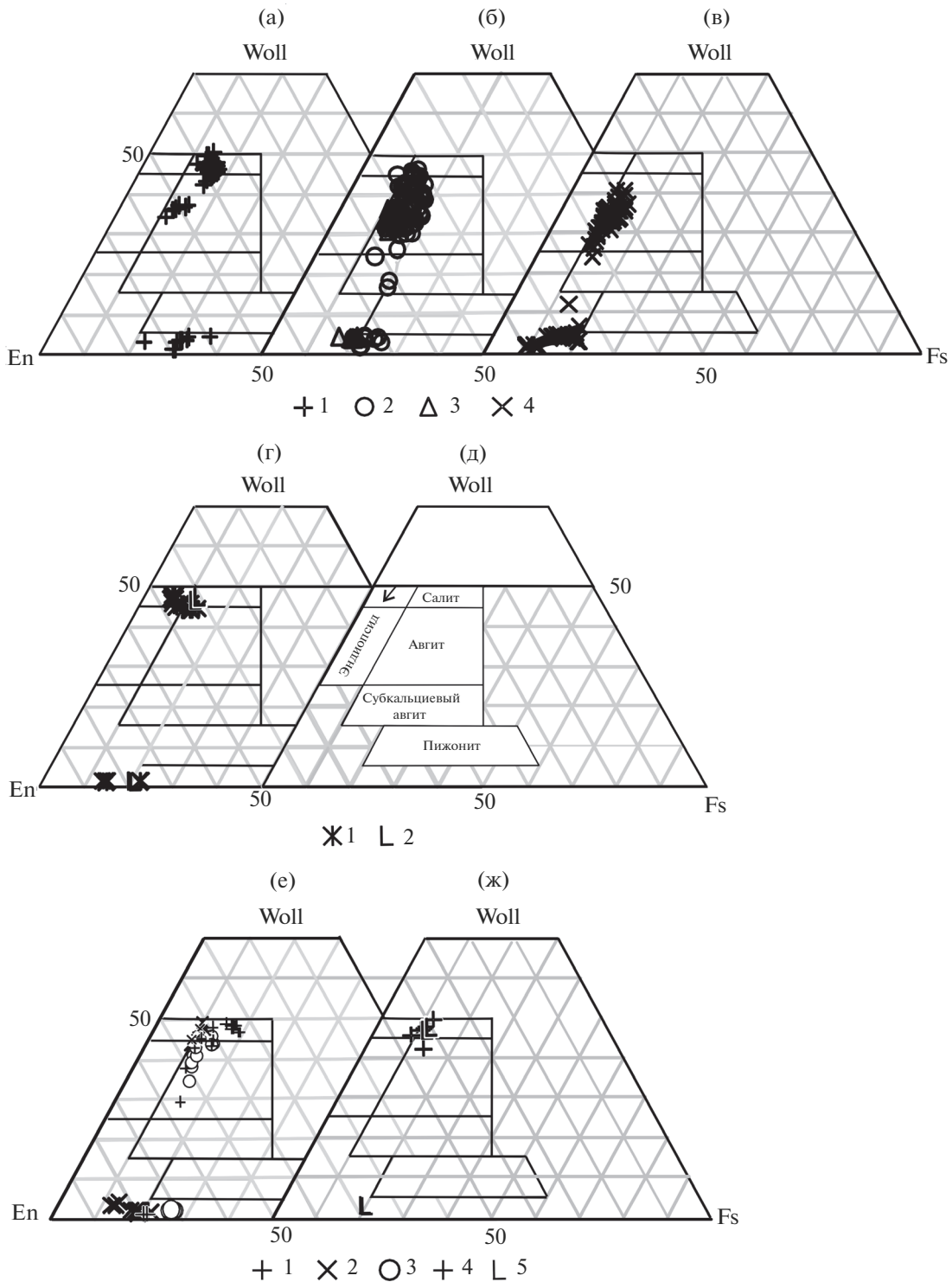


Рис. 1. Состав пироксенов в координатах En–Wo–Fs.

а–в – в ксенолитах Вьетнама (пироксениты с небольшой примесью ортопироксена (1), пироксениты с ортопироксеном (2), вебстериты (3), оливиновые пироксениты (4)); г, д – пироксениты с гранатом (Вьетнама (1), Валовойам (2)); е, ж – в ксенолитах Бакенинга (е) и Валовойам (ж) (пироксениты (1, 4, 5), мономинеральные (1, 4), с оливином (3), с гранатом (5), вебстериты (2)).

нов в сторону все меньших значений для Al_2O_3 (см. рис. 2и, н), TiO_2 (см. рис. 2к, о), Na_2O (см. рис. 2л, п), но больших для CaO в случае добавле-

ния ортопироксена (см. рис. 2м) и меньших при участии оливина (см. рис. 2р). Одновременно возрастает и магнезиальность этих клинопирок-

сенов. Случаи отклонения от этих трендов хорошо объясняются попаданием “аномальных” точек в поля (2а) и (2б) “щелочного плавления” (см. рис. 2и–м), иногда с появлением кумулятивных трендов 4б и 4в. Все пироксениты “черной” серии однотипны, но составы их клинопироксенов могут отличаться в зависимости от степени присутствия в породе ортопироксена или оливина. Возрастание по СаО еще можно объяснить отделением низкокальциевого пироксена и оливина (см. рис. 2м), а как быть с его уменьшением (см. рис. 2р) в случае появления оливина, а также с дефицитом Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O во всех других случаях? На эти вопросы мы постараемся ответить при обсуждении результатов. Отметим еще одну особенность — в большинстве случаев основная масса составов клинопироксенов мономинеральных пироксенитов попадает в поле (4) составов этого минерала из несущих ксенолиты вулканических пород внутриплитного типа (см. рис. 2д, е, з). Гранатдиопсидовые пироксениты магнезиального типа представляют обособленную минеральную группу вблизи тренда 1 “зеленых” гипербазитов, а гранат-авгитовый их тип отличается самостоятельным трендом 5, сходным с таковым для минералов пироксенитов (см. рис. 2д–з).

Перейдем к другим регионам. Клинопироксениты ксенолитов “зеленой” серии (гарцбургитов, верлитов, пироксенитов) Бакенинга (рис. 3а, поле (1) и тренды 1 и 2) более железистые, чем те же минералы ксенолитов гипербазитов Вьетнама. А в отношении минералов пироксенитов “черной” серии наблюдается сходная картина. Поле (3) пироксенов из ксенолитов-узников Вьетнама и здесь охватывает сходные составы минералов при переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и оливиновым пироксенитам. При этом для минералов из пироксенитов наблюдается полное совпадение в отношении содержаний Al_2O_3 и TiO_2 , но отклонение в сторону больших значений по Na_2O и меньших для СаО (см. рис. 3а, б по сравнению с рис. 2д, е). Как и в случае с вьетнамскими пироксенитами, фигуративные точки клинопироксенов вебстеритов и оливиновых пироксенов Бакенинга “уходят” в область низких значений по Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O (см. рис. 3а–в) и более высоких значений для СаО (см. рис. 3г), смещаясь в поля щелочного плавления 2а и 2б. В вебстеритах здесь зафиксирован интерстициальный амфибол. Не совсем понятной остается природа обособленной группы умеренножелезистых и высокоглиноземистых клинопироксенов пироксенитов с небольшой примесью ортопироксена. По содержанию Al_2O_3 и СаО они попадают в поле (1а) щелочного плавления, хотя наличие амфибола или флогопита здесь отмечено не было (см. рис. 3а, г). Иногда здесь также можно выделить тренды фракционирования 4б и 4в. На Валовойме

поле (1) пироксенов из ксенолитов “зеленой” серии существенно расширено по сравнению с однотипными составами пироксенов Бакенинга. Появляются дополнительные тренды 6 и 7 эволюции состава пироксенов с разной магнезиальностью и с различным набором содержащих их ксенолитов. Первый сходен по железистости и набору пород ксенолитов (лерцолиты-гарцбургиты) с трендом 1 Вьетнама, но отличается присутствием еще и пироксенов из пироксенитов, второй отвечает составу пироксенов, которые присутствуют в “зеленой” серии Бакенинга в поле (1). Клинопироксениты “черных” пироксенитов содержат больше Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O , но меньше СаО, чем те же минералы в гранат-содержащих разностях (см. рис. 3д–з). Возможно, это вызвано их кумулятивным происхождением (тренды 4в). Они близки к умеренножелезистой группе пироксенов Бакенинга и “пироксенита-узника” (обр. 103/1) Вьетнама. Поля (4) пироксенов вмещающих пород внутриплитного типа охватывают почти все составы тех же минералов ксенолитов “черной” серии Бакенинга и значительную их часть Валовойме. Гранат-авгитовые пироксениты Валовойме сходны по составу с таковыми Вьетнама.

Ортопироксениты в ксенолитах “черной” серии не являются пороодообразующими минералами. В своем большинстве они встречаются в зонах вторичного плавления и перекристаллизации клинопироксенов либо в продуктах их распада (табл. 3). В парных включениях повторяются те же тренды перехода от лерцолитов к гарцбургитам и от пироксенитов к вебстеритам (рис. 4), что и для клинопироксенов, хотя значительная часть точек составов ортопироксенов как “зеленой”, так и “черной” серий попадает в поля (1) и (2а) вторичного плавления и перекристаллизации клинопироксенов. Отклонение от этих полей может свидетельствовать о том, что мы либо имеем фазу распада клинопироксена, либо контуры выделенных полей, адаптированные к составам ортопироксенов, слишком узкие (мало данных), чтобы вместить все новообразованные составы этого минерала. В отношении составов минералов “одиноким” ксенолитов “черной” серии картина более сложная. Переход от ортопироксенов мономинеральных пироксенитов к тем же минералам из вебстеритов и оливиновых пироксенитов Вьетнама отмечается вдоль тренда 3б, а для Бакенинга — 3г и сопровождается уменьшением содержания Al_2O_3 для обоих трендов (см. рис. 4д), уменьшением TiO_2 для ортопироксенов Бакенинга, но возрастанием в случае Вьетнама (см. рис. 4е). Обратная картина наблюдается в отношении СаО (см. рис. 4ж). Cr_2O_3 возрастает в ортопироксенах Вьетнама и уменьшается для Бакенинга (см. рис. 4з). Здесь также подавляющая часть точек располагается либо в поле (1) — реликтовая фа-

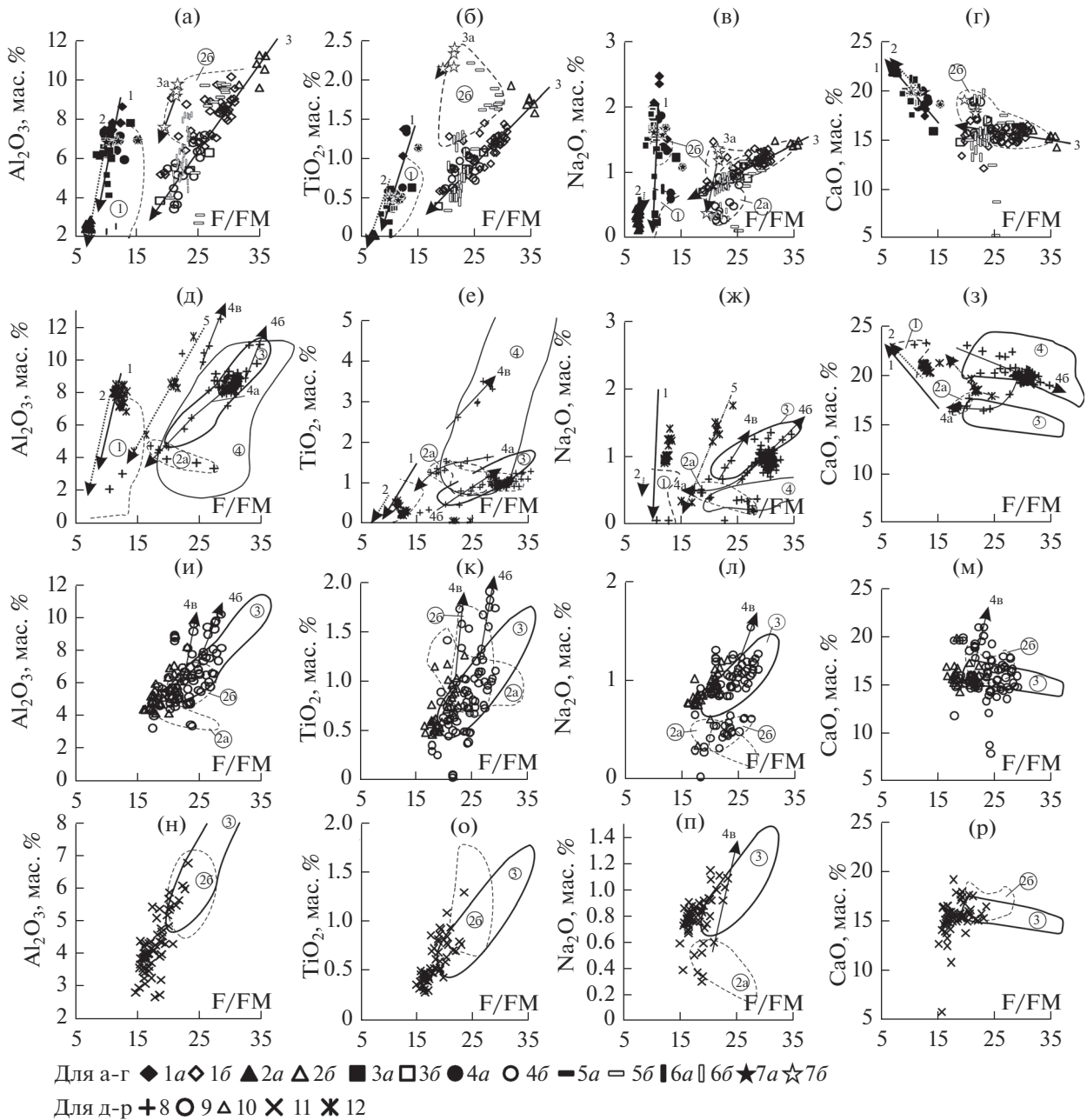


Рис. 2. Состав клинопироксенов в координатах Al_2O_3 –F/FM (а–н), TiO_2 –F/FM (б–о), Na_2O –F/FM (в–п), CaO –F/FM (г–р) в образцах ксенолитов-узников, вмещающих их гипербазитах (а–г), а также в одиночных ксенолитах “черной” серии Вьетнама (д–р).

а–г – 1–7 – 11/5 лерцолит (1а), вебстерит (1б), 100/6 гарцбургит (2а), пироксенит с ОI и оРх (2б), 37 верлит (3а), вебстерит с ОI (3б), 33а-1 лерцолит (4а), ОI пироксенит (4б), 100/1 лерцолит (5а), пироксенит с ОI и оРх (5б), 35/16 гарцбургит (6а), пироксенит с ОI и оРх (6б), 103/1 лерцолит (7а), пироксенит с ОI (7б); д–р – 8–12 – пироксениты с единичными оРх (8) и небольшим (5–10%) его содержанием (9), вебстериты (10), пироксениты с ОI (11) и гранатом (12). Тренды изменения состава клинопироксенов: 1 – лерцолит-гарцбургит “консервантов”, вмещающих жилы пород “черной” серии; 2 – лерцолит-гарцбургитовых ксенолитов “зеленой” серии; 3 – ксенолитов-узников “черной” серии; 4а–в – одиночных ксенолитов; 5 – ксенолитов с гранатом. Поля составов пироксенов из области плавления и перекристаллизации ксенолитов “зеленой” (1) и “черной” серий в условиях Na метасоматоза (2а) и Na-K метасоматоза (2б), ксенолитов-узников “черной” серии (3), вмещающих вулканитов внутриплитного типа (4). F/FM – железистость пироксенов, $(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}))$ в атомных количествах) $\times 100$.

за(?), либо в полях (2б, в) щелочного плавления. На продолжении этих трендов располагаются составы ортопироксенов из вебстеритов Бакенинга,

которые образовались в ходе распада клинопироксена. От подобных вебстеритов минералы пироксенитов при этом отличаются только повы-

Таблица 2. Представительный состав клинопироксенов (мас. %) в ксенолитах пироксенов “черной” серии Вьетнама

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	40с														
SiO ₂	50.88	51.36	48.03	47.08	48.99	49.61	50.74	50.72	50.22	48.86	46.33	44.14	46.6	43.73	44.91
TiO ₂	0.31	0.23	1.08	1.59	1.51	1.39	1.28	1.23	1.19	0.43	0.92	1.14	0.91	3.47	2.93
Al ₂ O ₃	3.03	2.07	8.24	8.8	6.48	5.82	4.78	4.5	4.32	3.91	8.6	9.16	9.23	10.96	9.98
FeO	4.4	3.73	8.62	8.71	8.44	8.18	7.53	7.14	7.05	6.7	9.41	8.6	9.54	7.62	7.33
MnO	0.04	0.06	0.14	0.15	0.21	0.25	0.2	0.17	0.19	0.14	0.24	0.16	0.2	0.12	0.09
MgO	16.7	17.33	11.88	13.05	15.4	15.96	17.1	17.63	17.86	14.97	11.91	12.4	11.57	11.86	12.01
CaO	23.43	23.3	20.28	18.29	16.79	16.62	17.09	17.05	17.12	23.2	19.77	22.56	19.31	22.07	22.15
Na ₂ O	0.03	0.04	1.04	0.84	0.93	0.82	0.66	0.45	0.45	0.36	1.07	0.17	1.04	0.32	0.35
Cr ₂ O ₃	0.21	0.18	0	0.02	0.08	0.06	0.05	0.04	0.14	0.03	0.02	0	0.02	0	0
Сумма	99.05	98.3	99.29	98.53	98.86	98.72	99.74	98.94	98.54	98.6	98.3	98.42	98.45	100.15	99.77
F/FM	12.88	10.77	29.26	27.59	23.98	22.86	19.95	18.88	18.52	20.07	30.71	28.01	31.63	26.79	25.75
Woll	46.77	46.30	46.46	42.18	37.3	36.59	36.1	36.05	35.95	47.10	45.26	48.49	45.06	49.47	49.6
En	46.38	47.91	37.88	41.87	47.64	48.91	51.16	51.87	52.18	42.28	37.93	37.08	37.56	36.99	37.43
Fs	6.86	5.79	15.66	15.95	15.02	14.5	12.75	12.08	11.86	10.62	16.81	14.43	17.38	13.54	12.98
№№/пп	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
№ обр.	103/14а					37в			37		37/в1			37/1	
SiO ₂	49.51	50.81	51.50	51.66	52.10	51.60	51.08	52.81	52.21	54.02	52.67	54.52	53.70	50.19	52.68
TiO ₂	1.27	0.84	0.61	0.59	0.50	1.18	1.04	0.46	0.59	0.43	0.49	0.29	0.27	0.05	0
Al ₂ O ₃	8.20	6.56	5.17	5.18	5.25	4.16	5.04	4.30	4.80	3.44	4.41	3.63	3.11	8.68	4.47
FeO	8.19	7.80	6.90	6.85	7.02	7.73	8.23	7.15	7.50	7.36	6.15	7.79	7.59	6.35	5.03
MnO	0.21	0.00	0.22	0.22	0.19	0.16	0.19	0.00	0.19	0.26	0.19	0.00	0.18	0.08	0.1
MgO	15.06	16.28	17.65	18.02	18.00	16.97	16.32	18.59	17.76	20.90	18.47	21.06	21.49	13.19	15.81
CaO	16.08	16.27	16.36	16.02	16.16	17.47	17.13	15.69	15.66	13.46	16.58	11.02	12.68	18.53	21.45
Na ₂ O	1.22	1.05	0.85	0.79	0.81	0.62	0.88	0.76	0.87	0.69	0.85	0.87	0.66	1.36	0.32
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.25	0.20	0.00	0.54	0.33	0.37	0.13	0.03
Сумма	99.74	99.61	99.26	99.33	100.03	99.89	100.13	100.01	99.78	100.56	100.35	99.76	100.05	98.54	99.91
F/FM	23.38	21.18	17.99	17.58	17.95	20.35	22.05	17.75	19.15	16.50	15.74	17.18	16.54	21.48	15.15
Woll	37.03	36.15	35.33	34.50	34.62	37.08	37.03	33.29	33.88	27.88	35.22	23.75	26.14	44.23	45.28
En	48.25	50.33	53.04	53.99	53.65	50.11	49.08	54.87	53.46	60.23	54.59	63.15	61.64	43.79	46.43
Fs	14.72	13.53	11.63	11.51	11.74	12.81	13.89	11.84	12.66	11.90	10.20	13.10	12.21	11.98	8.29

Примечание. 1, 2 – реликтовая фаза; 3–9 – последовательность изменения составов по мере возрастания степени плавления (см. рис. 7); 10–15 – дочерние фазы в стеклах плавления (12, 13 – новообразования в виде “спинифекса”); 16–23 – вебстериты; 24–28 – оливиновые пироксениты; 29, 30 – пироксениты с гранатом.

шенной глиноземистостью (см. рис. 4д), а точки составов ортопироксенов оливиновых пироксенитов того же района располагаются либо в самих полях (1б, в) (см. рис. 4е), либо в непосредственной близости от них (см. рис. 4д–з). Ортопироксениты пироксенитов с гранатом Валоваям характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃, но низкими TiO₂ и CaO, близкими к составу минераловиз пироксенитов Бакенинга (см. рис. 4д–ж).

Оливины в основном встречаются в участках вторичного плавления и перекристаллизации ксенолитов “черной” серии в качестве “дочерней” фазы, иногда с образованием эффектных спинифексов. Тренды изменения содержания MnO и CaO (1 и 2) в ряду перехода от лерцолитов к гарцбургитам в минералах “зеленой” серии для гипербазитов, несущих прожилки пироксенитов, и для всего железистого типа ксенолитов Вьетна-

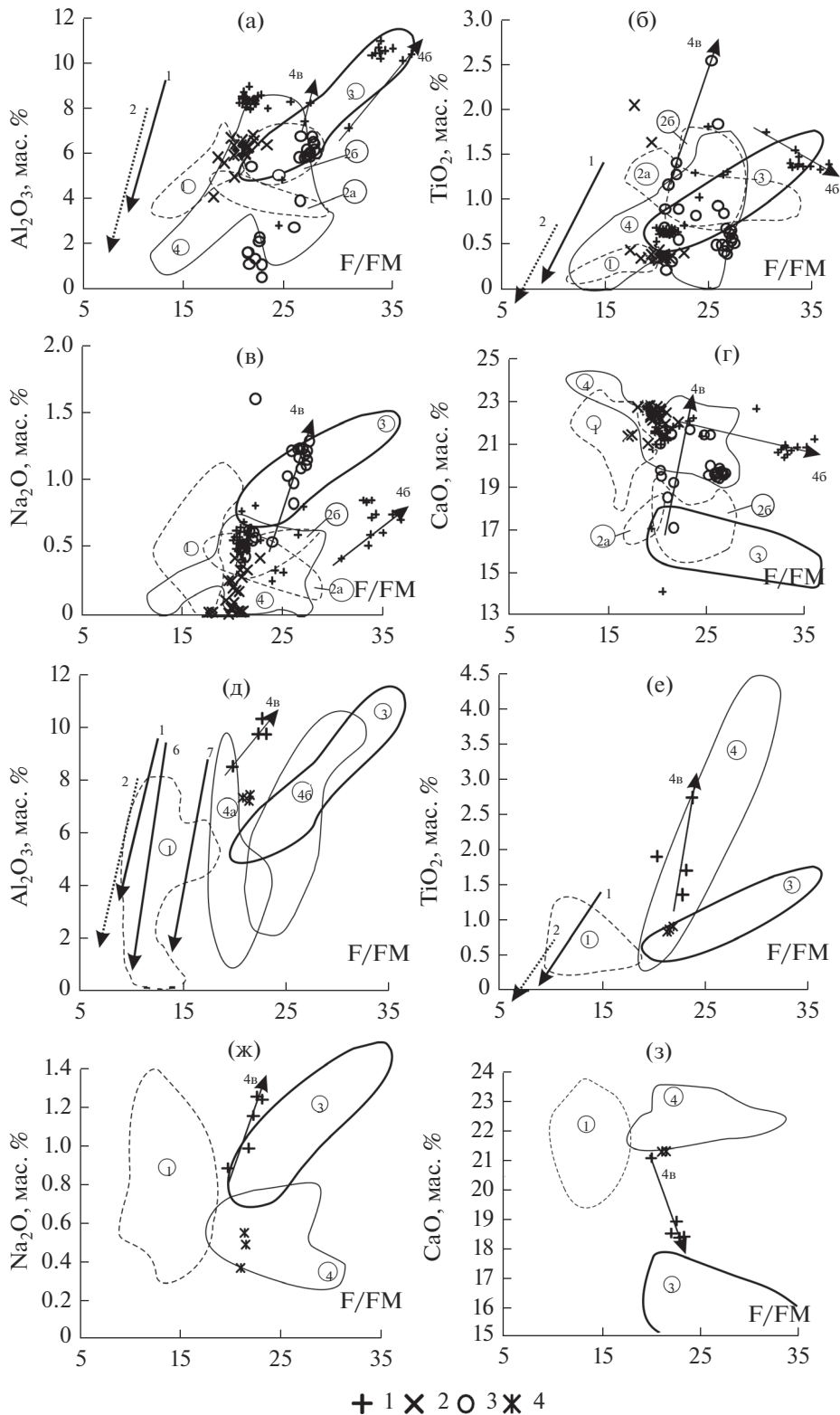


Рис. 3. Состав клинопироксенов в координатах Al_2O_3 –F/FM (а, д), TiO_2 –F/FM (б, е), Na_2O –F/FM (в, ж), CaO –F/FM (г, з) ксенолитов “черной” серии Бакенинга (а–г) и Валовой (д–з). 1–4 – ксенолиты пироксенов (1), вебстеритов (2), ОI пироксенов (3), пироксенов с гранатом (4). Тренды – 1, 2 – то же, см. рис. 2; 6, 7 – “зеленой” серии Валовой (лерцолиты-верлиты-пироксениты-гарцбургиты (6), верлиты-гарцбургиты (7)). Поля составов клинопироксенов 1, 2а, 3 – то же, см. рис. 2.

Таблица 3. Представительный состав ортопироксенов (мас. %) в ксенолитах пироксенитов “черной” серии Вьетнама

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	40с			103/14а			37в			37		37в-1			37/1
SiO ₂	51.74	49.13	54.71	53.38	54.12	53.99	53.45	53.72	53.15	55.28	54.64	52.92	52.83	55.30	51.34
TiO ₂	0	0	0.24	0.30	0.29	0.30	0.45	0.44	0.41	0.00	0.37	0.33	0.3	0.31	0
Al ₂ O ₃	5.78	8.6	4.35	0.00	0.00	0.00	4.84	4.05	4.78	4.70	3.17	4.37	4.33	3.58	7.51
FeO	19.24	21.44	13.87	12.18	12.06	11.70	12.62	12.17	12.48	7.26	12.39	12.45	12.63	10.09	13.33
MnO	0.84	0.69	0.24	0.18	0.00	0.23	0.15	0.23	0.25	0.00	0.22	0.19	0.24	0.21	0.24
MgO	22.13	19.67	26.29	27.71	28.12	28.06	27.04	27.76	27.02	32.41	27.59	26.31	26.23	29.60	26.58
CaO	2.17	2.14	1.74	1.66	1.82	1.84	1.81	1.89	1.76	0.78	3.21	1.27	1.31	1.98	0.75
Na ₂ O	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.23	0.00	0.22	0.04	0.04	0.00	0
Cr ₂ O ₃	0	0.03	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.11	0.11	0.23	0.01
Сумма	101.89	101.69	101.55	100.38	100.42	100.12	100.61	100.26	100.08	100.85	101.81	98.01	98.03	101.30	99.75
F/FM	32.79	37.95	22.84	19.78	19.39	18.96	20.75	19.74	20.58	11.16	20.12	20.98	21.27	16.05	21.97
Woll	4.52	4.63	3.53	77.54	77.69	78.06	76.34	77.23	76.57	87.49	74.88	2.68	2.74	80.69	1.55
En	64.17	59.17	74.44	19.12	18.69	18.26	19.99	18.99	19.84	10.99	18.86	76.91	76.57	15.43	76.82
Fs	31.3	36.2	22.03	3.34	3.61	3.68	3.67	3.78	3.58	1.51	6.26	20.41	20.69	3.88	21.63

Примечание. 1–3 – в пироксенитах с единичным ортопироксеном; 4–9 – в вебстеритах; 10–14 – в оливиновых пироксенитах; 15 – в пироксените с гранатом; 1–3, 12–14 – в зоне плавления и перекристаллизации.

ма в основном совпадают (рис. 5а, б). Только при этом концентрации первого компонента возрастают, а второго уменьшаются (табл. 4). В поле (1) плавления и перекристаллизации составов минералов ксенолитов “зеленой” серии попадают некоторые точки оливинов из ксенолитов-узников вебстеритов (обр. 35/16) и пироксенитов (обр. 33а-1) “черной” серии, занимающих также место в поле (1а, б) щелочного плавления и испытавших, по-видимому, вторичную перекристаллизацию. Точки наиболее магнезиальных оливинов (обр. 100/6 и 37) в этом поле, возможно, являются реликтами минералов “зеленой” серии. Большинство составов оливинов “одиночных” ксенолитов “черной” серии являются “дочерними” фазами, и их точки группируются вдоль трендов 4б и 4в (из пироксенитов и вебстеритов Вьетнама) в полях щелочного плавления (2а, б), а также вдоль тренда 4г (из оливиновых пироксенитов Бакенинга) (см. рис. 5а, б). Для последних степень вторичной перекристаллизации не задокументирована. Иной характер расположения имеют точки составов оливинов мономинеральных пироксенитов Бакенинга – вдоль тренда 3, сходный с таковыми для некоторых минералов из ксенолитов-узников. Происхождение их пока не выяснено. Точки составов некоторых оливинов из оливиновых пироксенитов Вьетнама вблизи тренда 2 скорее всего являются реликтами из ксенолитов “зеленой” серии.

Шпинелиды – информативная группа минералов с большим *P–T*-диапазоном кристаллизации.

Ранее было показано, что изменение состава шпинелидов из ксенолитов разного типа в координатах Al₂O₃–F/FM и Cr₂O₃–F/FM можно описать при помощи своеобразных кривых-глиссад¹, фиксирующих сброс давления и понижение температуры [Колосков и др., 2020]. Тренды 1 изменения содержания Al₂O₃, Cr₂O₃ и TiO₂ в шпинелидах из гипербазитов-консервантов пироксенитов “черной” серии в основном совпадают с такими глиссадами 2, построенными для этих минералов из всего разнообразия ксенолитов “зеленой” серии Вьетнама (рис. 6а–в), хотя некоторые точки их составов иногда сдвинуты в поля большей железистости (1) с возможным влиянием вторичных процессов перекристаллизации. Глиссада 3 отмечает изменение составов минералов ксенолитов-узников: с переходом от вебстеритов к пироксенитам. При росте железистости в шпинелидах происходит уменьшение глиноземистости (см. рис. 6а), хромистости (см. рис. 6б), но возрастающая титанистости (см. рис. 6в, табл. 5). Сходная картина отмечается глиссадами 4б для одиночных ксенолитов Вьетнама и 4в для Бакенинга. Переход от шпинелей к магнетитам Валоваям только намечается (см. рис. 6г–е). Примечательно появление Cr–Al шпинели (не магнетита!) в качестве вторичной “дочерней” фазы (Д) в стекле пироксенита совместно со спинифексами клино-

¹ “Глиссада” – посадочная кривая для самолета. Главным фактором для нее является сброс давления при сохранении скоростного режима.

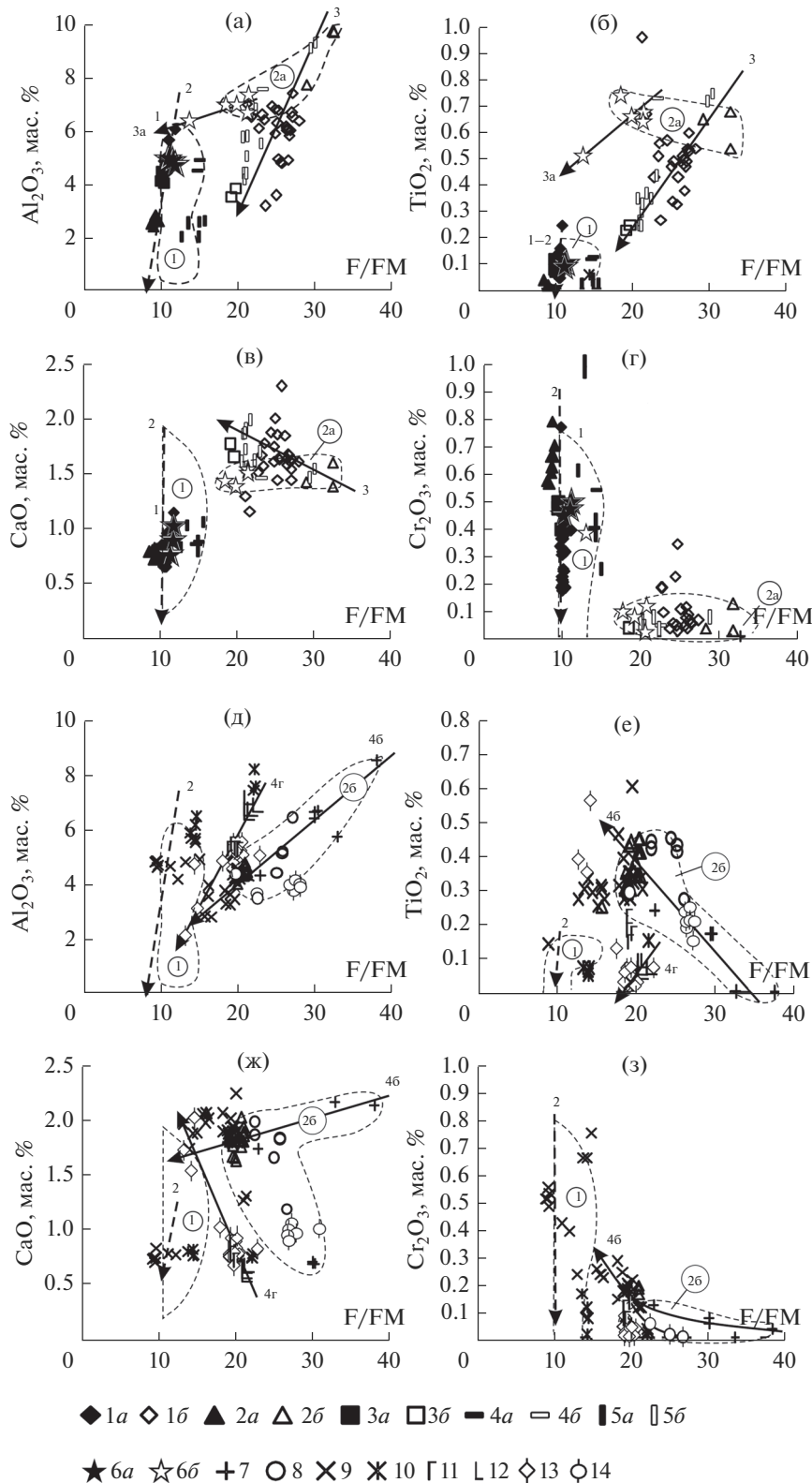


Рис. 4. Состав ортопироксенов в координатах Al_2O_3 –F/FM (а, д), TiO_2 –F/FM (б, е), CaO –F/FM (в, ж), Cr_2O_3 (г, з) в образцах ксенолитов-узников и вмещающих их гипербазитах (а–г), а также одиночных ксенолитов “черной” серии (д–з). а–г – 1–6 – 11/5 лерцолит (1а), вебстерит (1б), 100/6 гарцбургит (2а), пироксенит с ОI и оРх (2б), 37 верлит (3а), вебстерит с ОI (3б), 100/1 лерцолит (4а), пироксенит с ОI и оРх (4б), 35/16 гарцбургит (5а), пироксенит с ОI и оРх (5б), 103/1 лерцолит (6а), пироксенит с ОI (6б); д–з – 7–14 – в ксенолитах “черной” серии Вьетнама (7–10), Валавоям (11) и Бакенинг (12–14): пироксениты с редким оРх (7, 12), пироксениты с оРх (8), ОI пироксениты (9, 14), пироксениты с гранатом (10, 11), вебстериты (13). Тренды изменения состава ортопироксенов: 1, 2, 3, 4а, 4б – то же, см. рис. 2; 4г – ксенолитов Бакенинга. Поля составов ортопироксенов 2а, 2б – то же, см. рис. 2.

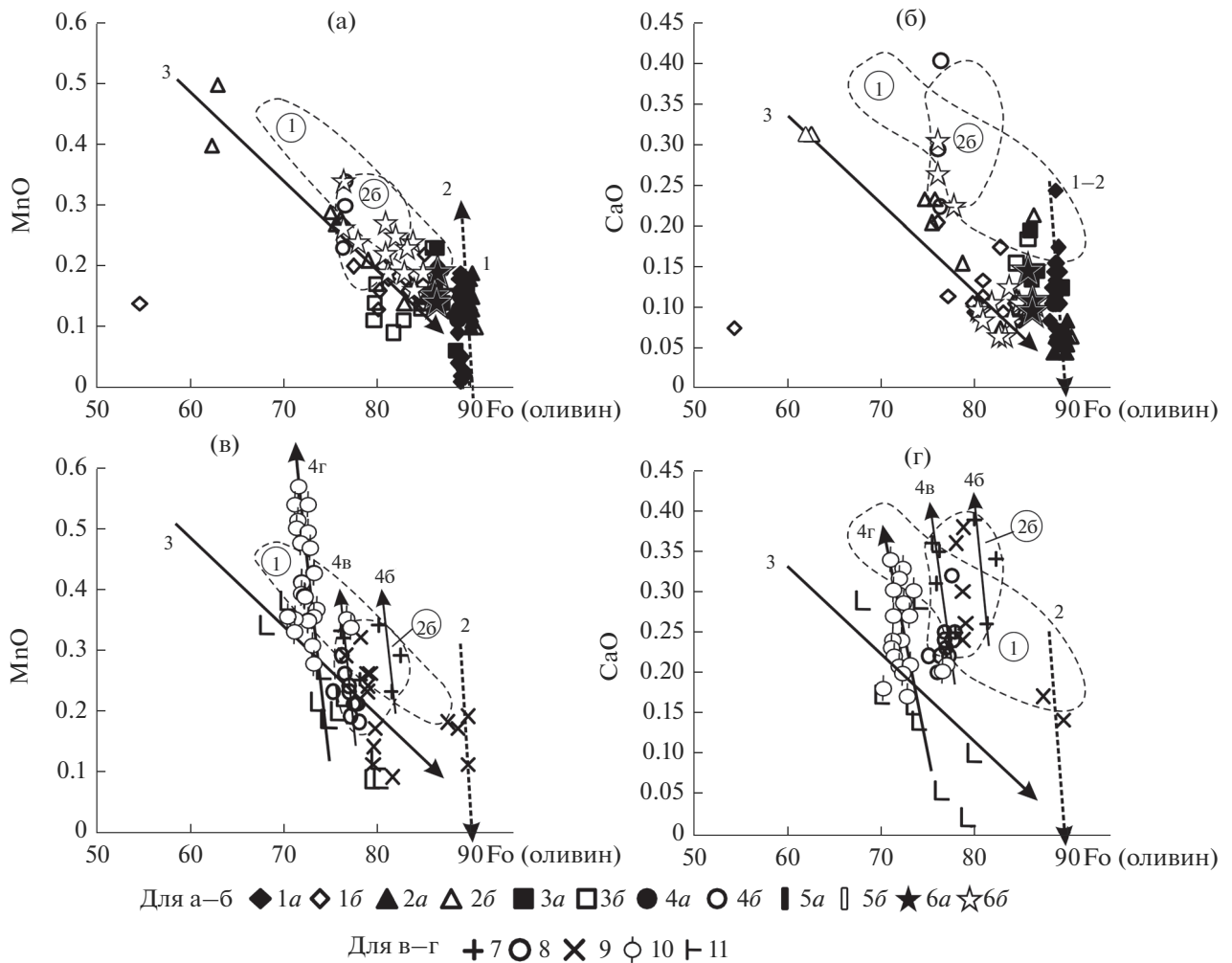


Рис. 5. Состав оливинов в координатах Fo–MnO (а, в), Fo–CaO (б, г) в образцах ксенолитов-узников и вмещающих их гипербазитах (а, б), а также одиночных ксенолитов “черной” серии Вьетнама и Бакенинга (в, г). а, б – 1–6 – 11/5 лерцолит (1а), вебстерит (1б), 100/6 гарцбургит (2а), пироксенит с ОI и оРх (2б), 37 верлит (3а), вебстерит с ОI (3б), 33а-1 лерцолит (4а), ОI пироксенит (4б), 35/16 гарцбургит (5а), пироксенит с ОI и оРх (5б), 103/1 лерцолит (6а), пироксенит с ОI (6б); в, г – 7–11 – ксенолиты Вьетнама (7–9) и Бакенинга (10, 11): пироксениты с оРх (7, 11), вебстериты (8), ОI пироксениты (9, 10). Тренды изменения состава оливинов: 1, 2, 3, 4б, 4в – то же, см. рис. 2; 4г – оливиновых пироксенитов Бакенинга. Поля составов оливинов 1 и 2б – то же, см. рис. 2.

пироксена. Расположение точек составов наиболее глиноземистых шпинелей Вьетнама и Бакенинга вблизи составов минералов из гранатовых пироксенитов свидетельствует о глубинной фации их образования. Тренд эволюции шпинелей Валовойм начинается содержащим гранат авгитовым пироксенитом. Крутой излом глассад (кривых кристаллизации) в сторону магнетитов свидетельствует о сбросе давления и переходе к фации плагиоклазового равновесия с участием щелочно-метасоматоза (поля 2а, 2б, см. рис. 6г–е).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сонахождение ксенолитов “зеленой” и “черной” серий вполне обычное явление. При этом

если первые являются показателями специфики мантийного состава в разных геодинамических обстановках, то вторые информируют нас о том, как эти различия устанавливаются [Arai et al., 2007, 2008]. В пределах Восточно-Азиатской окраины ксенолиты “черной” серии, помимо рассматриваемых районов, известны на Ю-В Китае (п-ов Лейшоу), Ю-З Японии (о. Шикокку), на Корейском п-ове и на о. Батан Лусон-Тайванской вулканической дуги [Arai et al., 2007]. Важно отметить меняющуюся во времени разноплановость в трактовке генезиса этого типа включений. В ранних работах [Wilshire, Shervais, 1975; Frey, Prinz, 1978] группа II ксенолитов (“черная” серия) интерпретируется как родственные кумулаты по отношению к несущим их базальтам. Одна-

Таблица 4. Представительный состав оливинов (мас. %) в ксенолитах пироксенитов “черной” серии Вьетнама

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	40с			9/3			37				37 в-1				
SiO ₂	39.13	38.84	38.87	39.37	39.48	39.12	39.2	39.7	39.78	39.98	39.31	38.89	38.96	38.86	38.94
TiO ₂	0	0	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	21.62	21.51	20.1	19.92	20.67	19.72	18.54	18.71	18.5	16.66	19.11	19.31	19.77	19.14	18.98
MnO	0.32	0.33	0.25	0.21	0.19	0.18	0.14	0.11	0.17	0.09	0.26	0.26	0.32	0.23	0.24
MgO	40.43	39.5	41.45	39.91	39.62	39.93	41.38	41.53	41.82	42.49	41.60	41.22	40.47	40.92	40.82
CaO	0.35	0.31	0.25	0.24	0.23	0.25	0	0	0	0	0.26	0.24	0.36	0.30	0.38
Сумма	101.86	100.5	100.92	99.65	100.18	99.31	99.27	100.05	100.27	99.22	100.80	99.92	100.13	99.45	99.57
Fo	76.66	76.32	78.41	78.13	77.36	78.3	79.91	79.83	80.11	81.96	79.51	79.19	78.49	79.21	79.31

Примечание. 1–6 – в пироксенитах с небольшим (около 5%) количеством оливина; 7–15 – в оливиновых пироксенитах (5–10% оливина); 1–3 – дочерняя фаза в стекле; 4–6 – дендриты в стекле.

ко степень их подобия и родства затушевывается либо в силу большего фракционирования этих кумулатов либо в связи эволюционной продвинуто-стью несущих расплавов, а также возможной их контаминации литосферным материалом в “ком-

плексных соединениях”. Образование “черных” пироксенитов в таких соединениях рассматривается как результат кристаллизации несущих ксенолиты щелочных расплавов или их производных, внедрившихся во вмещающие перидотиты [Irving,

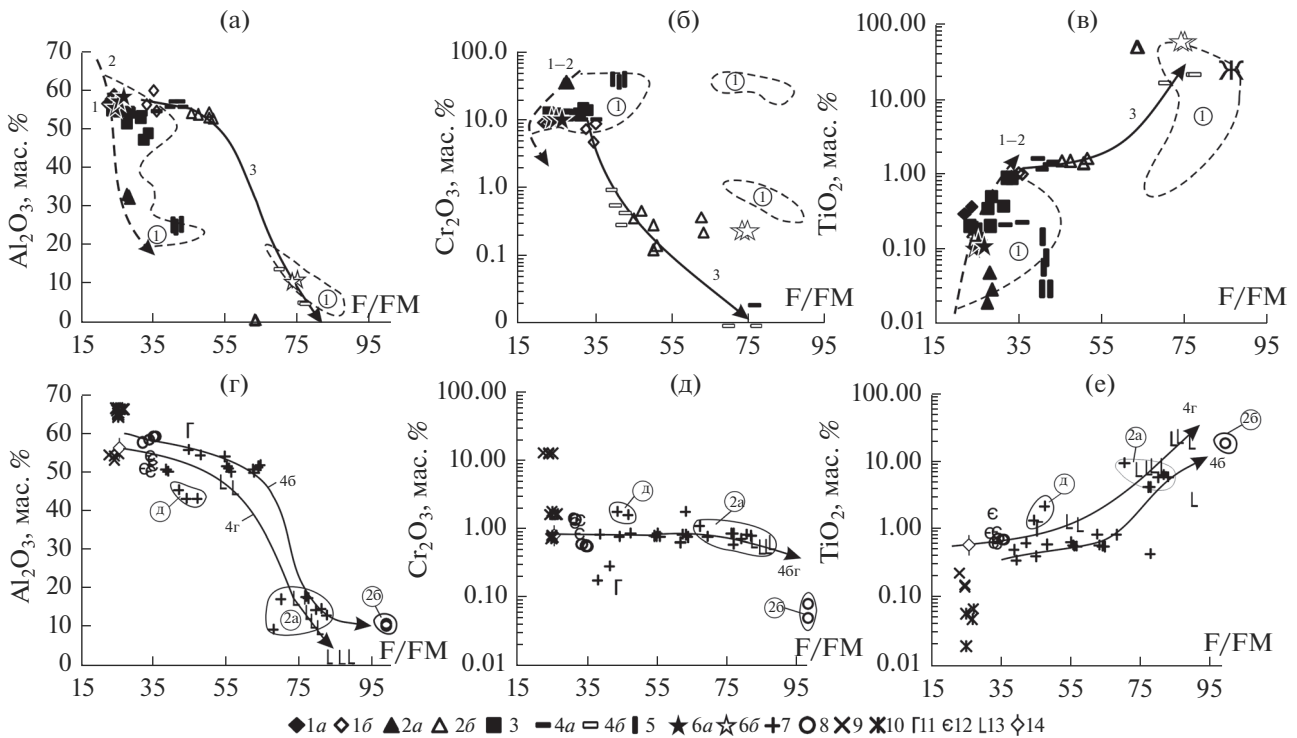


Рис. 6. Состав шпинелидов в координатах Al₂O₃–F/FM (а, г), Cr₂O₃ (б, д), TiO₂–F/FM (в, е) в образцах ксенолитов-узников и вмещающих их гипербазитах (а–в), а также одиночных ксенолитов “черной” серии Вьетнама, Валоваяма и Бакенинга (г–е). а–в – 1–6 – 11/5 лерцолит (1а), вебстерит (1б), 100/6 гарцбургит (2а), пироксенит с ОI и оРх (2б), 37 верлит (3), 100/1 лерцолит (4а), пироксенит с ОI и оРх (4б), 35/16 гарцбургит (5), 103/1 лерцолит (6а), пироксенит с ОI (6б); г–е – 7–14 – в ксенолитах Вьетнама (7–10), Валоваяма (11, 12) и Бакенинга (13, 14): пироксениты с редким оРх (7, 11), вебстериты (8, 14), ОI пироксениты (9), пироксениты с гранатом (10, 12) и с ортопироксеном (13). Тренды изменения состава шпинелидов: 1, 2, 3, 4б – то же, см. рис. 2; 4г – ксенолитов Бакенинга. Поля составов шпинелидов 1, 2а и 2б – то же, см. рис. 2; д – поле “дочерних” образований в пироксенитах Вьетнама.

Таблица 5. Представительный состав шпинелей (мас. %) в ксенолитах пироксенитов “черной” серии Вьетнама, Валовойм, Бакенинга

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ обр.	40с			9/3				37				8710м	8710/4	92-23и	
SiO ₂	0.07	0.02	0.07	0	0	0	0	0.00	0.00	0.00	0.19	0.04	0	0	0
TiO ₂	10.03	0.42	6.23	2.3	1.44	0.77	0.74	0.00	0.15	0.24	0.16	0.67	0.74	1.28	7.77
Al ₂ O ₃	17.47	55.94	13.56	43.37	43.36	58.36	59.16	54.70	54.28	54.45	53.18	53.4	60.4	47.76	17.88
Fe ₂ O ₃	33.35	10.18	41.57	23.57	26.62	8.93	7.81	3.50	3.62	2.87	2.81	14.94	15.2	17.82	37.32
FeO	31.71	19.91	32.62	10.26	6.67	15.82	16.67	9.34	8.72	8.54	9.09	12.23	7.33	23.67	31.77
MnO	0.31	0.27	0.23	0.32	0.3	0.1	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0	0.12	0.2
MgO	7.69	13.99	3.92	19.83	21.78	17.26	16.8	20.41	20.84	20.92	20.17	16.66	17.95	11.31	6.39
CaO	0	0.05	0	0.1	0.14	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0.78	0.79	0.8	1.61	1.81	0.6	0.56	12.81	13.00	12.94	12.69	0.87	0	0	0
Сумма	101.4	101.57	99.11	101.36	102.12	101.96	101.92	101.23	101.05	100.35	98.74	99.05	101.63	101.96	101.33
F/FM	70.03	44.73	82.47	47.10	44.09	33.96	35.76	25.56	24.39	22.97	24.43	33.64	32.21	54.00	73.61

Примечание. 1–11 – Вьетнам (1–7 – в пироксенитах с небольшим (около 5%) количеством оливина; 8–11 – в оливиновых пироксенитах (5–10% оливина); 4, 5 – дочерняя фаза); 12, 13 – Валовойм (в пироксенитах с гранатом (12) и мономинеральном пироксените (13)); 14, 15 – Бакенинг (в мономинеральных пироксенитах реликтовая (14) и цементирующая (15) фазы).

1980]. Ранее проведенное детальное изучение ксенолитов Вьетнама [Колосков, 1999] позволило выдвинуть концепцию о том, что породы “черной” серии, встречающиеся в виде разнообразных инъекций в “зеленых” ксенолитах, являются закристаллизовавшимися расплавами глубинного происхождения. Эти расплавы имеют и черты сходства, и особенности различия по сравнению с несущими ксенолиты базанитами. В работе [Arai et al., 2000] представлена петрологическая модель верхней мантии под Западной Пацификой, где мантийные перидотиты были метасоматизированы в разной степени расплавами, из которых образовалась группа II (“черных”) пироксенитов. Расплавы эти сформировались в обстановке крупномасштабного астеносферного апвеллинга во время открытия бассейна Японского моря. Сходный механизм был предложен [Yu et al., 2006] для образования II группы пироксенитов под Южным Китаем в период открытия Южно-Китайского бассейна. Также было высказано соображение, что высокотемпературный тип ксенолитов (“черная” серия), клинопироксены которого обогащены редкоземельными элементами некоторых районов Ю-З Японии, может быть астеносферным материалом [Arai et al., 2007]. Соображения о принадлежности пород “черной” серии к своеобразным расплавам-флюидам были выдвинуты также при изучении мантийных ксенолитов Западной Сибири [Шарков, Богатиков, 2015, 2019]. При этом преобладающий по составу шпинель-лерцолитовый тип “зеленых” ксенолитов эти авторы рассматривают в качестве перидотитового матрикса верхней охлажденной каймы головной части мантийного плюма, а породы “черной” се-

рии – как продукты инконгруэнтного плавления перидотитов этой каймы под влиянием флюидов, поступающих из нижних горизонтов тех же мантийных плюмов.

Как видно из представленного обзора, породы этой серии могут играть двоякую роль: будучи, с одной стороны, расплавами, извлеченными из мантийного плюма, а с другой стороны – ксенолитами, образовавшимися при кристаллизации этого расплава.

Оценивая полученные авторами результаты, можно сделать некоторые предварительные замечания генетического плана. Конечно, о составе ксенолитов и их происхождении лучше судить, имея петролого-геохимический материал. Это будет сделано во второй части работы. Пока ограничимся некоторыми общими соображениями. Ксенолиты магнезиального ряда “зеленой” серии (см. табл. 1) относятся к фации шпинелевых лерцолитов, а “черные” пироксениты начинают свой путь эволюции в обстановке гранатового контроля. Поэтому ряд магнезиальных лерцолитов может быть отражением той литосферы, в которую внедрился мантийный диапир. Переходы к железистому типу лерцолитов (см. табл. 1) постепенные, а составы клинопироксенов здесь близки к минералам из “зеленых” перидотитов-консервантов. Поэтому этот тип включений можно рассматривать как фрагменты той части литосферы, которая непосредственно контактировала с диапиром и испытала его тепловое воздействие. Эта ситуация в равной степени касается обоих регионов Вьетнама и Валовойма. Что касается плато-базальтов Бакенинга, состав “зеленых” ксенолитов здесь совсем иной, более железистый. Это уже но-

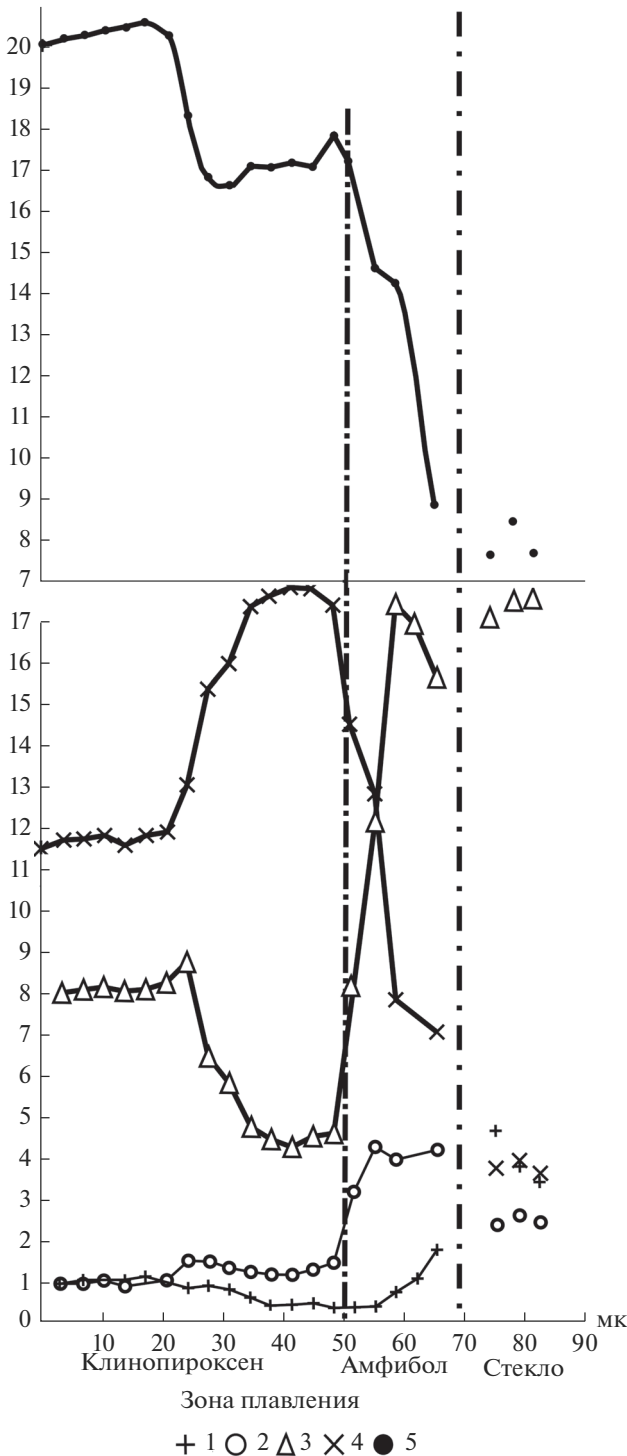


Рис. 7. Минералогический профиль внутри ксенолита "черного" пироксенита на контакте с зоной плавления. 1 – Na_2O ; 2 – TiO_2 ; 3 – Al_2O_3 ; 4 – MgO ; 5 – CaO .

вообразованная "рифтогенная" литосфера. Тип "черных" ксенолитов во всех трех регионах один и тот же. Но состав его клинопироксенов направленно меняется при переходе от мономинеральных пироксенитов к вебстеритам и оливиновым

пироксенитам. В общем плане при увеличении магнезиальности клинопироксенов (возрастание степени плавления) в них уменьшается содержание Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O . Содержание CaO либо слегка возрастает в условиях ортопироксенового контроля и Na-щелочности, либо резко падает. Частный случай такой модификации представлен на рис. 7 в виде своеобразного зондового профиля через контактовую зону к стеклу плавления (с амфиболом) одного из пироксенитов (см. также тренд 4а на рис. 2д–з). При приближении к стеклу (возрастание степени плавления) содержание CaO в клинопироксенах резко падает, а потом слегка возрастает вблизи самого контакта (влияние амфибола). Содержание MgO возрастает, а потом слегка уменьшается вблизи амфибола. Значения концентраций для Al_2O_3 и Na_2O уменьшаются, а для TiO_2 слегка возрастают (непонятная неоднородность), а потом также уменьшаются. Совсем иной характер эволюции шпинелидов (см. рис. 6) – с возрастанием железистости, видимо, связано последовательное образование "дочерних" фаз. Составы ортопироксенов меняются хаотично, а оливины образуют свои тренды фракционирования при дефиците Fe (ранняя кристаллизация магнетита), но избытке Ca (при замещении клинопироксена ортопироксеном). Появление этих минералов химически не влияет на состав клинопироксенов (возможно лишь частично в отношении CaO), но они являются косвенными индикаторами направленности этого процесса – чем больше их появляется, тем глубже проявлен процесс плавления клинопироксенов. Это побочные фазы, образующиеся в ходе плавления. Следовательно, основной причиной изменения состава клинопироксенов для всех трех регионов является декомпрессионное инконгруэнтное плавление в ходе подъема ксенолитов расплавами к земной поверхности. Смена фаций глубинности хорошо проявлена в рисовке глассад шпинелидов. Клинопироксены ксенолитов-узников хранят информацию о своем изменении до попадания их в "зеленую" серию сублитосферной мантии. В то же время они, как и все ксенолиты, испытали декомпрессионное плавление, поднимаясь к земной поверхности. Эффект этого плавления также заложен в их составе. Попробуем их разделить. Тренды 3 – изменения состава клинопироксенов ксенолитов-узников по содержанию Al_2O_3 и TiO_2 длиннее трендов 1 и 2 тех же минералов из ксенолитов "зеленой" серии литосферы (см. рис. 2а, б). Если мы признаем, что эти тренды – наиболее простое выражение пути движения ксенолитов к земной поверхности, то можно предположить, что наблюдаемые "излишки" их длины – возможно сохранившиеся "треки" перемещения мантийных диапиров в низы литосферы. Можно подобрать для них соответствующие числовые характеристики. С использованием ряда геотермометров и геобарометров постро-

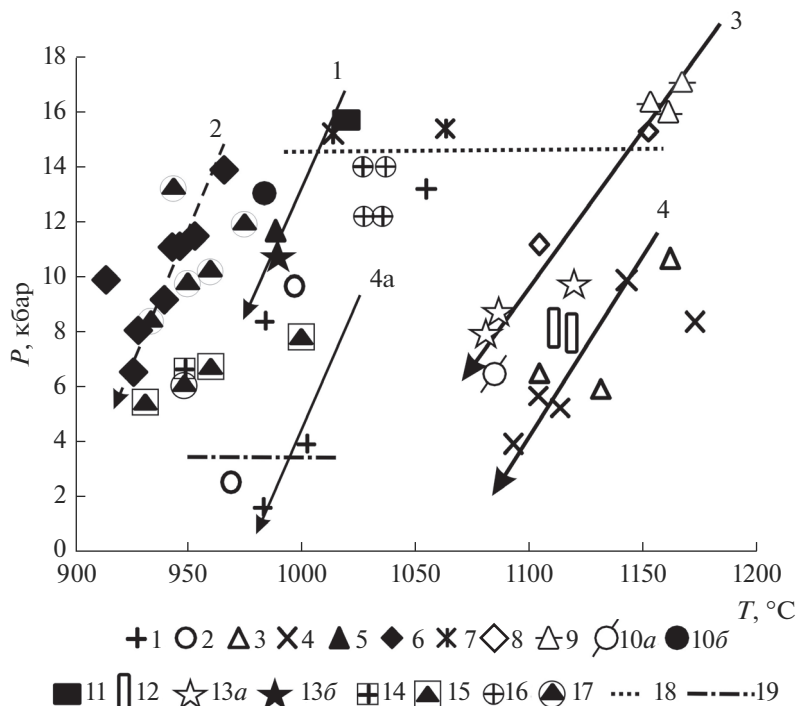


Рис. 8. *P–T* характеристики для различных образцов ксенолитов Вьетнама (1–13), Валовойам (14, 15) и Бакенинга (16, 17). Ксенолиты серий – “черной” (1–4) и “зеленой” (5–7) одиночных образцов; ксенолитов-узников (8, 9, 10а, 12, 13а); ксенолитов-консервантов (10б, 11, 13б). 1, 2 – пироксениты с единственным ортопироксеном (1) и небольшой (5–10%) его добавкой (2); 3, 5 – вебстериты; 4 – оливиновый пироксенит; 6 – лерцолиты-гарцбургиты; 7 – пироксениты с гранатом; 8 – вебстерит с ОI, обр. 11/5; 9 – пироксенит с ОI и оРх, обр. 100/6; 10 – обр. 33а-1, ОI пироксенит (а) и лерцолит (б); 11 – верлит, обр. 37; 12 – вебстерит с ОI, обр. 35/16; 13 – обр. 103/1, пироксенит с ОI (а) и лерцолит (б); 14–17 – “черная” серия пироксениты (14, 16), вебстерит (15, 17); 18 – нижняя граница для граната; 19 – верхняя граница для амфибола. Тренды декомпрессионного плавления: 1, 2, 3, 4а – то же, см. рис. 2; 4 – как 4а, но применительно к ряду вебстериты–оливиновые пироксениты. Использованы геотермометры и геобарометры из работ [Putirka, 2008, 2016; Brey, Kohler, 1990; Rindolfi et al., 2010].

ена некоторая обобщающая картина изменения *P–T* равновесий для отдельных фрагментов рассматриваемой системы (рис. 8). В первую очередь обращает на себя внимание особенность разделения фигуративных точек, часть которых попадает в область условно “холодной” литосферной мантии, а другая образует высокотемпературную группировку составов “черных” ксенолитов, которые испытали вторичный “подогрев”, скорее всего, за счет поднимавшегося мантийного диапира.

В область “литосферной мантии” попадают “зеленые” пироксениты с гранатом, ксенолиты лерцолит-гарцбургитового магнезиального ряда (тренд 2), вебстерит “зеленой” серии, а также ксенолиты-“консерванты” железистого ряда (тренд 1). Последние, действительно, отличаются повышенными температурами образования, что может быть следствием, как предполагалось, вторичного нагрева на границе с мантийным диапиром.

Во вторую группировку составов попадает значительная часть ксенолитов-узников, клинопироксены которых имеют “излишек” треков 3 (см. рис. 2а, б), как следствие подъема диапира в литосферную мантию. Здесь же располагаются точки

составов одиночных ксенолитов вебстеритов и оливиновых пироксенитов, которые совместно с ксенолитами-узниками образуют свои тренды 3 и 3а перемещения несущих их расплавов к земной поверхности. Некоторое удивление вызывает попадание “черных” пироксенитов Вьетнама, а также железистых пироксенитов и вебстеритов Валовойама и Бакенинга в область “холодной” или слегка нагретой (на границе с диапиром) литосферной мантии. Но отвечающие им составы клинопироксенов ассоциируют с амфиболом. Известно, что повышенная водонасыщенность расплавов ведет к снижению температур их кристаллизации. Что мы и наблюдаем на примере тренда 4а (см. рис. 7).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ксенолиты “черной” серии оказались, таким образом, наиболее информативным объектом, позволяющим в первом приближении судить как о составе мантийных источников, так и о тех процессах, которые связаны с их эволюцией. На основании анализа составов клинопироксенов проведена типизация ксенолитов “зеленой” и “черной” серий для трех регионов: ЮВ Вьетнама, верховьев

р. Валоваям, плато вулкана Бакенинг. В пределах “зеленой” серии, отражающей состав литосферной мантии, выделены магнезиальные и железистые лерцолиты. Первые — неизменная часть сублитосферной мантии континентальной окраины. Вторые, возможно, являются отражением той ее части, которая испытала тепловое воздействие контактовой зоны на границе с диапиром. В “черной” серии, помимо мономинеральных разностей, выделены еще пироксениты, содержащие гранат, ортопироксен и оливин. В эволюционном ряду (мономинеральные пироксениты—вебстериты—оливиновые пироксениты) происходит направленное изменение состава клинопироксенов, связанное с их инконгруэнтным плавлением в ходе подъема расплавов к земной поверхности. При этом появляется вторичный ортопироксен и расплав, в котором образуются “дочерние” фазы: шпинелиды, оливины, клинопироксены, плагиоклазы. Ксенолиты “черной” серии Вьетнама могли образоваться при плавлении головной части мантийного плюма во время его подъема в низы литосферы — температурный режим их образования на 100–150°C выше, чем ксенолитов предполагаемой литосферы, а давление отвечает переходу от гранатовой к фации шпинелевых лерцолитов. “Излишек” трекров на фоне общей картины эволюции составов клинопироксенов, возможно, и отражает следы этого подъема. Эффект мантийного подогрева “черных” пироксенитов Валоваяма и Бакенинга менее выражен, возможно, в связи с их большей флюидонасыщенностью. Составы клинопироксенов “черных” пироксенитов, как возможной реликтовой фазы, иногда отмечаются среди подобного набора минералов вулканитов внутриплитного типа, что может свидетельствовать о генетическом родстве этого типа ксенолитов и вулканитов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток. М.: Недра, 1979. 536 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. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В., Волинец 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., 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 / Отв. ред. Б.В. Иванов. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 123–152.
- Колосков А.В., Федоров П.И., Рашидов В.А. Новые данные о составе продуктов четвертичного вулканизма шельфовой зоны северо-западного обрамления Южно-Китайского моря и проблема астеносферного диапиризма // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
- Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В. Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканитах Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 2. С. 17–31.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 1. Адакиты верховьев р. Валоваям — новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.
- Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 2. Адакиты в составе пород Охотоморского, Камчатского и Беринговоморского регионов: типизация и петрогенезис // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38. № 5. С. 25–44.
- Колосков А.В., Ананьев В.В. Новые данные о возрасте, вещественном составе и геологическом строении Центральной Камчатской депрессии (ЦКД). Часть 2. Минералогический состав вулканических пород и мантийных ксенолитов. К петрологической модели // Вулканогеология и сейсмология. 2020. № 3. С. 12–33.
- Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 37–42.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. “Корни” магматических систем крупных континентальных изверженных провинций // Докл. РАН. 2015. Т. 460. № 5. С. 579–584.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растущейся головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.
- Arai S., Hirai H., Uto K. Mantle peridotite xenoliths from the Southwest Japan arc: a model for the sub-arc upper mantle structure and composition of the Western Pacific rim // J. Mineral. Petrol. Sci. 2000. V. 95. P. 9–23.
- Arai S., Abe N., Ishimaru S. et al. Mantle peridotites from the Western Pacific // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 180–199.
- Arai S., Abe N., Ishimaru S. Insing into Petrological Characteristics of the Lithosphere of Mantle Wedge beneath Arcs through Peridotite Xenoliths: a Review // J. Petrol. 2008. V. 49. № 4. P. 665–695.
- Arai S., Ishimaru S., Ocrugin V.M. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // The Island Arc. 2003. V. 12. P. 233–246.
- Ashchepkov I.V., Andre L., Downes H., Belyatsky B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite-basalts (Russia): Polibarc fractionation of rising melts in the mantle? // J. Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 14–37.
- Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusions and Kindred megacrysts in basanitic lavas, Grand Canyon, Arizona // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 27. № 1. P. 25–44.
- Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites. II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

- Bryant J.A., Yogodzinski J.M., Churikova T.G.* Melt-mantle interactions beneath the Kamchatka arc: Evidence from ultramafic xenoliths from Shiveluch volcano // *Geochem. Geoph. Geosys.* 2007. V. 8. № 4. P. 1–24.
- Frey F.A., Prinz M.* Ultramafic inclusions from San Carlos AZ: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 38. P. 129–176.
- Griffin W.L.L., O'Reilly S.V., Stabel C.C.* Mantle metasomatism beneath Western Victoria, Australia: II Isotopic geochemistry of Cr-diopside lherzolites and Al-augite pyroxenites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 52. P. 449–459.
- Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W.* Major, trace element and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 4329–4351.
- Ionov D.A.* Petrology of mantle wedge lithosphere: new data on supra-subduction zone peridotite xenoliths from the andesitic Avacha volcano, Kamchatka // *J. Petrol.* 2010. V. 51(1–2). P. 327–361.
- Irving A.J.* Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alcaic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Am. J. Sci.* 1980. V. 80-A. P. 389–426.
- Ishimaru S., Arai S., Ishida Y. et al.* Melting and Multi-stage Metasomatism in the Mantle Wedge beneath a Frontal Arc Inferred from Highly Depleted Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka // *J. Petrol.* 2007. V. 48(2). P. 395–499.
- Kepezhinskas 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. Petrol.* 1995. V. 36(6). P. 1505–1527.
- Mafic and ultramafic xenoliths volcanic rocks of the Western United States. Washington: US Geol. Surv. Prof. Papers, 1988. № 1443. 178 p.
- Menzies M.* Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity // *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva Geol. Ser. 1983. P. 92–110.
- Menzies M.A., Kempton P.D., Dungan M.* Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melt below Geronimo volcanic field, Arizona. USA // *J. Petrol.* 1985. V. 26. P. 663–694.
- Putirka K.D.* Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69(1). P. 61–120. .
<https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>
- Putirka K.D.* Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *Am. Mineral.* 2016. V. 101. Iss. 4. P. 841–858.
<https://doi.org/10.2138/am-2016-5506>
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. Iss. 1. P. 45–66.
<https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>
- Wilshire H.C., Trask N.J.* Hornblende-bearing ultramafic inclusion from Siberia and Dish Hill craters, California (Abstract) // *Geol. Soc. America Annual Meeting.* 1969. P. 237–239.
- Wilshire H.C., Shervais J.W.* Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rocks from Western United States // *Phys. Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 257–272.
- Yu J-H., O'Reilly S.Y., Zhang M. et al.* Roles of Melting and Metasomatism in the Formation of the Lithospheric Mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China // *J. Petrol.* 2006. V. 47. № 2. P. 355–383.

“Black” Pyroxenites as a Part of Mantle Xenoliths in Volcanic Rocks from Certain Regions of the East Asia Margin. Evolution and Petrogenesis. Part 1. Mineralogical Composition and Formation Conditions

A. V. Koloskov^{1,*}, V. V. Ananiev¹, and P. I. Fyodorov^{2,**}

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul. Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

²*Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: kolosav@kscnet.ru

**e-mail: pi_fedorov@mail.ru

The authors have studied the mineralogical composition and systemized xenoliths of the “black” group from Pleiocene-Quaternary volcanic rocks in SE Vietnam, the Valovayam River (the south of the Koryak Highlands), and overlying rocks on Bakening Volcano (Central Kamchatka). Besides monomineral varieties, we have revealed pyroxenites that contain garnet, orthopyroxene, and olivine. Xenoliths of this series may have been formed due to melting of front section of mantle plumes during their uplifting to the bottom of the lithosphere – heat conditions for their formation are 100–150°C higher than those for xenoliths in the supposed lithosphere, while the pressure meets the requirements for transition from garnet facie to spinel lherzolite one. Direct alteration in the clinopyroxene composition is observed inside the evolutionary series “monomineral pyroxenites–websterite–olivine pyroxenite” related to their incongruent melting during the uplifting of melts to the earth’s surface. This process is accompanied by formation of epigenetic orthopyroxene and melt in which “associated” phases are formed: spinel group, olivines, clinopyroxenes, and plagioclases. Compositions of clinopyroxenes in “black pyroxenites” as a possible remnant phase are sometimes revealed among such intraplate volcanic minerals, which may give evidence for genetic affinity between this type of xenoliths and the volcanic rocks.

Keywords: mineralogy, “black” type xenoliths, spinel group, olivines, clinopyroxenes, plagioclases, mantle plumes