

УДК 550.4:550/42

## ПЕРВАЯ НАХОДКА ШПИНЕЛЬ-ЛЕРЦОЛИТОВОГО КСЕНОЛИТА “НЕОФИОЛИТОВОГО ТИПА” В ЗАДУГОВОМ БАССЕЙНЕ МАРИАНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

© 2020 г. А. В. Колосков<sup>1</sup>, \*, В. А. Рашидов<sup>1</sup>, В. В. Ананьев<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский, Россия

\*e-mail: kolosav@ksnet.ru

Поступила в редакцию 12.01.2019 г.

После доработки 16.05.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Впервые обнаружен и подробно изучен ксенолит шпинелевого лерцолита в базаните подводного вулкана Эсмеральда. Получена первая информация о составе мантийного горизонта, подстилающего комплекс офиолитовых перидотитов Марианского задугового бассейна. Показано существенное различие валового петролого-геохимического и минералогического состава этого ксенолита по отношению к подобным характеристиками офиолитовых перидотитов, драгированных в “Центральном грабене” северной части Марианского прогиба, на западной стенке одной из разломных зон Банки Санта Роза (Южная часть прогиба), а также ультрамафитов, драгированных с подводных возвышенностей Коникал и Торишима – в преддуговой части Марианской и Идзу-Бонинской островодужных систем. По своему структурному положению коплементарная пара базанит–лерцолит “Эсмеральда” близок подобным парам вулканит–ксенолит окраинных бассейнов и континентальной окраины, но существенно отличается от островодужных проявлений. С использованием различных геотермометров и геобарометров были намечены  $P$ – $T$  условия образования минерального парагенезиса лерцолита Эсмеральда: оптимальные температуры 950–1050°C и давление 13–15 кбар. Эти параметры значительно превосходят те значения, которые предлагаются для сопоставляемых “офиолитовых” перидотитов. Высказано предположение об участии мантийного плюма в ходе формирования Марианского трога.

**Ключевые слова:** ксенолиты, задуговой бассейн, Марианский трог, Марианская островодужная система, петрологические, геохимические, минералогические составы, геотермобарометрия

DOI: 10.31857/S0030157420040139

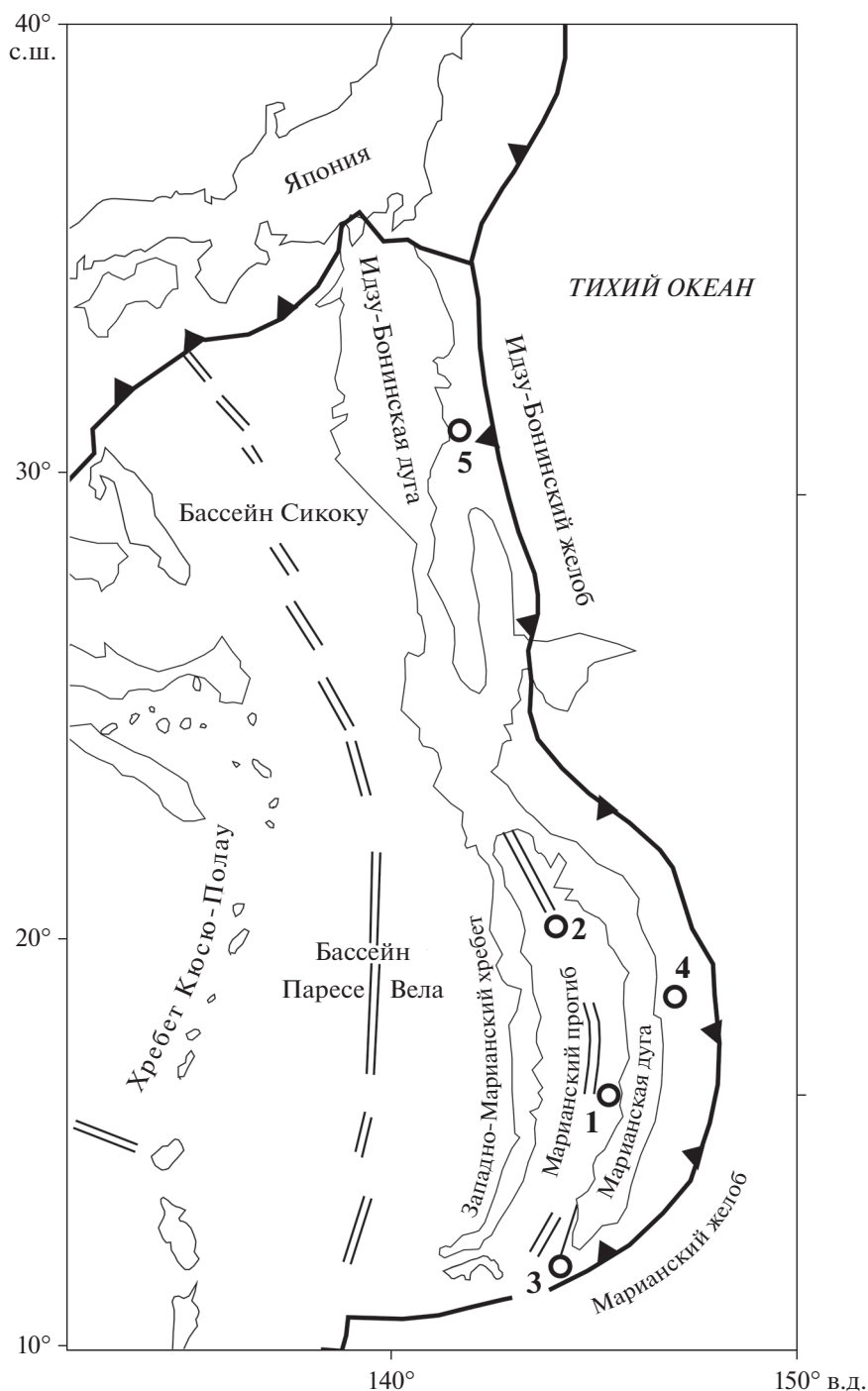
### ВВЕДЕНИЕ

Сообщения о находках перидотитов в задуговых бассейнах ограничиваются данными по Марианскому трогу [17, 28, 32, 43, 44], бассейну Паресе-Вела [31], Японскому морю [15, 30]. Кроме того, известны находки ксенолитов перидотитов, преимущественно шпинелевых лерцолитов, в щелочных базальтах на островах и подводных вулканах шельфовой зоны некоторых окраинных морских бассейнов: Южно-Китайского моря [3, 4, 9], Берингоморского региона на островах Прибылова и о-ве Нунивак [19, 21, 37]. Однако всего лишь в нескольких работах представлены результаты их подробного петрологического изучения [3, 28, 33]. Имеются также описания редких находок шпинелевых лерцолитов в составе офиолитовых комплексов Мамония, юго-западный Кипр [1], и Троодос на о-ве Кипр [12]. Здесь лерцолиты

находятся в тесной ассоциации с преобладающими гарцбургитами и, по мнению [1, 12], представляют результат фракционного плавления мантийного источника, близкого по составу к источнику базальтов типа срединно-океанических хребтов.

В настоящей работе приводятся результаты изучения образца ксенолита в базаните, который мы назовем “Эсмеральда”, поднятого при драгировании в 4-м рейсе НИС “Вулканолог” [2] активного подводного вулкана Эсмеральда, расположенного в южной части Марианского задугового бассейна (рис. 1).

Вулкан Эсмеральда является центральной постройкой субмеридионального подводного вулканического массива. Две другие вулканические постройки этого массива являются потухшими. Этот вулкан неоднократно драгировался отече-



**Рис. 1.** Схема расположения пунктов опробования мантийного субстрата в задуговом бассейне Марианской островодужной системы. Пункты опробования: 1 – вулкан Эмеральда; 2 – “Центральный грабен” северной части Марианского прогиба [24]; 3 – Банка Санта Роза [28]; 4–5 – подводные возвышенности Коникал (4) и Торишима (5) [33]. Основа схемы по [45].

ственными и иностранными специалистами [2, 7, 8, 20, 23, 41, 42]. Геологическое опробование показало, что постройка вулкана сложена порфировыми плагиоклаз-оливин-клинопироксеновыми базальтами и плагиоклаз-клинопироксеновыми

андезибазальтами. В кратерной части опробованы плагиоклаз-пироксен-оливиновые габброиды и долерито-базальты [2, 42]. Поднятый также из прикратерной зоны вулкана единичный образец субафирового базанита (табл. 1) содержит ксено-

**Таблица 1.** Силикатный (вес. %) и редкоэлементный (г/т) состав ксенолитов

№№/пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ обр.	В-4-1	В-4-1(б)	40	В-10-К	101	104	37а	103/1а	36/11-90	22/1-90
SiO <sub>2</sub>	42.84	46.61	44.82	44.45	45.37	45.13	45.79	41.98	43.29	43.29
TiO <sub>2</sub>	0.1	2.31	0.07	0.07	0.16	0.22	0.34	0.15	0.14	0.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.58	15.49	1.84	2.39	4.00	4.81	2.52	3.12	2.85	3.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.3	0.17	0.62	2.04	2.45	2.84	0.71	11.31	2.89	2.66
FeO	5.79	12.18	7.02	6.47	6.11	5.39	7.95		6.60	7.19
MnO	0.1	0.17	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.14	0.12	0.14
MgO	43.2	6.66	42.24	42.22	37.66	35.42	38.36	39.99	37.80	34.41
CaO	1.49	6.85	2.24	1.59	3.44	4.84	2.15	2.3	2.68	3.66
Na <sub>2</sub> O	0.27	4.52	0.22	0.26	0.46	0.64	0.43	0.4	0.52	0.42
K <sub>2</sub> O	0.079	2.75	0.04	0.01	<0.010	0.11	0.00	0.05	0.17	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.59	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.10	<0.01	0.01	0.03
H <sub>2</sub> O- ППП			0.02 0.77	0.39	0.37	0.57			0.55 2.20	0.65 4.15
Sc	9.8	17	13.73	11.45	14.54	16.51	12.3	12.3	12.7	14.9
V	52	159	74	44	82	91	52	62	53	71
Cr	1663	291	1328	1464	1274	1704	1227	2364	1297	1275
Co	118	40	121	92	81	77	107	113	134	131
Ni	2326	223	2332	1893	1631	1624	1826	1941	2211	1892
Cu	38	44	20.4	19.3	22.2	41.2	20	23	104	72
Ga	2.15	18	1.43	1.17	1.58	2.62	2.6	3.5	2	5
Rb	6.4	76	0.77	0.12	0.08	2.04	6.6	0.62	3	3
Sr	24.5	822	5.5	2.70	12.21	34.12	66	13.5	34	87
Y	2.5	28	2.30	1.33	2.28	3.89	4.2	3.4	3	4
Zr	9.2	262	3.70	2.25	4.85	12.56	15.0	15.2	9.0	16.9
Nb	0.64	66	0.29	0.27	0.05	1.04	1.25	0.56	0.6	3.9
Cs	0.00	0.83	0.01	0.002	0.0003	0.03	0.41	0.03	0.018	0.027
Ba	16	743	10	4	4	10	1742	20	23	39
La	0.63	53	0.34	0.38	0.10	0.77	1.623	0.715	0.687	1.92
Ce	1.29	100	0.74	3.57	0.28	1.77	3.553	1.622	1.54	3.96
Pr	0.17	11.3	0.10	0.13	0.06	0.27	0.441	0.228	0.220	0.513
Nd	0.79	44	0.45	0.52	0.41	1.25	1.940	1.096	1.047	2.238
Sm	0.26	8.0	0.15	0.17	0.20	0.42	0.533	0.362	0.330	0.604
Eu	0.10	2.50	0.06	0.06	0.08	0.15	0.255	0.120	0.108	0.196
Gd	0.36	7.8	0.27	0.23	0.35	0.65	0.645	0.477	0.469	0.756
Tb	0.07	1.02	0.05	0.04	0.06	0.11	0.114	0.085	0.086	0.132
Dy	0.45	5.5	0.40	0.28	0.43	0.76	0.747	0.564	0.572	0.815
Ho	0.10	0.96	0.09	0.06	0.10	0.16	0.168	0.124	0.126	0.173
Er	0.30	2.5	0.29	0.17	0.32	0.47	0.479	0.375	0.387	0.519
Tm	0.05	0.31	0.05	0.03	0.05	0.07	0.077	0.062	0.058	0.074
Yb	0.30	1.8	0.30	0.19	0.29	0.46	0.493	0.404	0.391	0.492
Lu	0.05	0.26	0.05	0.03	0.04	0.07	0.080	0.069	0.061	0.075
Hf	0.20	6.6	1.08	0.07	0.16	0.36	0.426	0.411	0.273	0.502
Ta	<0,3	4.4	0.019	0.02	0.02	0.07			0.044	0.179
Pb	0.34	5.1	0.41	0.02	0.86	1.42	1.420	0.806	0.41	0.58
Th	0.15	7.4	0.059	0.013	0.02	0.09	0.399	0.094	0.09	0.27
U	0.07	2	0.018	0.009	0.014	0.07	0.096	0.034	0.05	0.09

Примечание. 1–2 – “Эсмеральда”, ксенолит (1) и вмещающая порода (2), 3–10 – ксенолиты: в. Иль де Сандр (3–8), мыс Нарварин (9–10). 3–8 из [3], 9–10 из [5].



Рис. 2. Образец шпинелевого лерцолита “Эсмеральда” в базаните.

лит шпинелевого лерцолита в виде небольшого бруска размером  $3 \times 1$  см (рис. 2) с резкими четкими ограничениями по отношению к вмещающей породе. Порода ксенолита имеет массивную текстуру, гипидиоморфнозернистую структуру. Представлена оливином (~65%), ортопироксеном (~20%), клинопироксеном (~10%) и шпинелью (~3–5%), без видимых вторичных изменений и перекристаллизации. При микроскопическом изучении на контакте с вмещающей породой была обнаружена краевая оторочка вторичного плавления и перекристаллизации шириной 300–400 мк.

В дальнейшем мы проведем его более подробное минералогическое описание на основе сравнительного материала по гипербазитам, драгированным в разных районах Марианской островодужной системы, а также Южно-Китайского моря. Так, в работе [32] приводятся данные о составе перидотитов (серпентинизированных гарцбургитов и дунитов), драгированных в “Центральном грабене” северной части Марианского прогиба (рис. 1). Некоторые перидотиты являются вторично флюидно обогащенными, так как содержат прожилки амфибола и карбонатов. Помимо перидотитов здесь были подняты образцы габброидов. Южная часть этого прогиба была изучена в результате драгирования одной из разломных зон Банки Санта Роза [28] (рис. 2), когда были подняты образцы интенсивно измененных милонитизированных перидотитов, диагности-

рованных как первичные лерцолиты и дуниты. Из-за своей близости к Марианскому глубоководному желобу эти образцы в равной мере могли нести признаки, присущие как материалу субокеанической “преддуговой мантии”, так и “мантии окраинных бассейнов”. Но авторы [28] на основании специфики состава шпинелей относят их ко второму мантийному типу. В сравнительном плане также был использован материал по ксенолитам вебстеритов, которые были обнаружены в андезитах (андезибазальтах) одного из разрушенных шлаковых конусов (Сабана) на о-ве Рота [36]. Для сравнения будет рассмотрен также состав серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, драгированных с подводных возвышенностей Коникал и Торишима (рис. 2) – в преддуговой части Марианской и Идзу-Бонинской островодужных систем [33]. Использован также оригинальный материал по шпинелевым лерцолитам, полученный в результате драгирования подводного вулкана Иль де Сандр в шельфовой зоне Южно-Китайского (Восточного) окраинного моря в 5-ти рейсах НИС “Вулканолог” [3, 9]. В сравнительном плане будет использован также валовый состав ксенолитов некоторых вулканов Камчатки [3], как типовой для характеристики “островодужной мантии”, и данные по мантийным ксенолитам из базанитов юго-восточной части Корякского нагорья [3, 5, 13, 14], представляющие возможный состав мантии континентальной окраины.

Определение породообразующих окислов “Эсмеральда” выполнено методом “мокрой” химии, редких и редкоземельных элементов – инструментальным нейтронно-активационным, эмиссионно-спектральным и рентгенно-флюоресцентными методами в Геологическом институте РАН, г. Москва, аналитики А.С. Гор, М.В. Родченко. Состав минеральных фаз был исследован на микроанализаторе “Сameбах” в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, аналитик В.В. Ананьев.

### ВАЛОВЫЙ СОСТАВ

Валовый состав “Эсмеральда” совместно с некоторыми другими ксенолитами шпинель-лерцолитового типа представлен в табл. 1. Как видно из этой таблицы, все ксенолиты являются высокомагнезиальными, с повышенными содержаниями  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$ , и низкими концентрациями  $\text{TiO}_2$  и щелочей. Выделяется группа более магнезиальных лерцолитов, куда входит “Эсмеральда”, и более железистых ксенолитов с повышенными концентрациями  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Корреляционные диаграммы, на которых микрокомпоненты соотносятся с магнезиальностью пород, позволяют выделить две группы перидотитов (рис. 3). Гипербазиты офиолитового типа с максимальной магнезиальностью (в узком диапазоне значений) характеризуются хаотичной вариабельностью изменения концентраций микрокомпонентов. При этом наиболее деплетированные ультрамафиты преддуговой части Марианской дуги отличаются крайне низкими концентрациями  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Yb}$ .

Ксенолиты неофиолитового типа, напротив, имеют значительные вариации магнезиальности, при возрастании которой происходит уменьшение концентраций  $\text{Rb}$  (за исключением “Эсмеральды”, которая аномально обогащена этим компонентом),  $\text{Ba}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Yb}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Sc}$ , но возрастание  $\text{Cr}$  и  $\text{Ni}$ . Здесь имеется обычная последовательность изменения составов, когда при увеличении степени плавления (магнезиальности) уменьшаются концентрации большинства некогерентных, но возрастают содержания когерентных элементов. В отношении офиолитовой группы картина совсем другая – здесь нет такой зависимости: содержания элементов меняются беспорядочно, независимо от изменения магнезиальности пород.

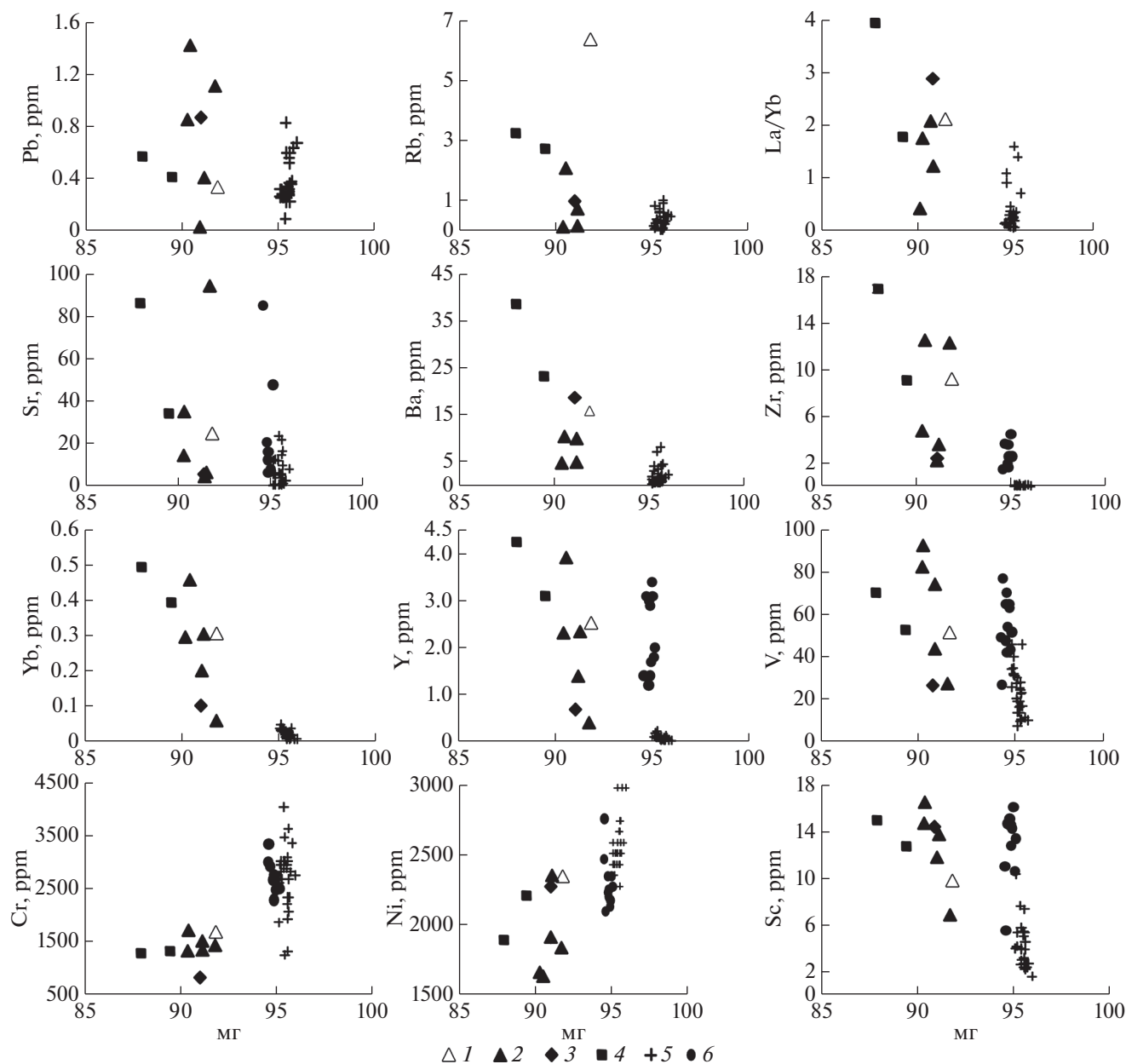
### СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

**Оливин** – основной породообразующий минерал ксенолита “Эсмеральда”, с постоянным со-

ставом и свойствами (табл. 2, рис. 4). Характеризуется повышенной магнезиальностью:  $\text{MgO} = 48.4\text{--}49.97$  (вес. %),  $\text{Fo} = 89.8\text{--}90.5\%$  и высоким содержанием  $\text{NiO}$  до 0.54 вес. %, но низким  $\text{MnO}$  (не более 0.2 вес.%) и  $\text{CaO}$  (ниже чувствительности метода). Эти характеристики существенно меняются в оливинах из контактово-реакционной зоны:  $\text{MgO}$  уменьшается до 37.8%,  $\text{Fo}$  до 74.4% (рис. 4). Ощутимыми становятся содержания  $\text{CaO}$  (рис. 4а, 4б) и появляется его обратная корреляция с  $\text{Fo}$ . Возрастает концентрация  $\text{MnO}$  (рис. 4в, 4г) с той же корреляционной зависимостью, но уменьшается содержание  $\text{NiO}$  (табл. 2) и  $\text{SiO}_2$  (рис. 4д, 4е) с прямой корреляцией по отношению к  $\text{Fo}$ . Картина весьма сходная с той, которая наблюдается для составов оливинов из драгированных образцов “офиолитового” минерального парагенезиса, особенно в отношении “обогащенных” перидотитов (рис. 4г, 4е) при отсутствии корреляции  $\text{CaO}\text{--}\text{Fo}$  (рис. 4б). Оливины из лерцолитов подводного вулкана Иль де Сандр отличаются несколько большей железистостью с близкими содержаниями  $\text{CaO}$  (рис. 4а),  $\text{MnO}$  (рис. 4в) и несколько пониженным –  $\text{SiO}_2$  (рис. 4д), с гораздо меньшим, хотя и однонаправленным смещением составов в зонах вторичного плавления и перекристаллизации пород (рис. 4а, 4в, 4д). Оливины из ксенолитов такого магнезиального состава весьма характерны для лерцолитовых нодулей различных районов и относятся к мантийному минеральному парагенезису [3, 11, 26], но особых различий в отношении к оливинам офиолитовых перидотитов пока нет.

**Ортопироксен** – второй по значимости минерал “Эсмеральда” (табл. 3).

Это среднехромистый ( $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.33\text{--}0.46$  вес. %), высокомагнезиальный ( $\text{MgO} = 32.4\text{--}33.2$  вес. %), низкокальциевый ( $\text{CaO} = 0.64\text{--}0.77$  вес. %) энстатит. Характеризуется заметно большей глиноземистостью (рис. 5е) и титанистостью (рис. 5г), но невысокой кальциевостью (рис. 5з), хромистостью (рис. 5к) и кремнекислотностью (рис. 5б) по сравнению с основной массой составов “офиолитовых” ортопироксенов при слабо выраженной корреляционной зависимости – прямой для соотношения  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\text{F}/\text{FM}$  (рис. 5е) и обратной – для  $\text{SiO}_2\text{--}\text{F}/\text{FM}$  (рис. 5б). Ортопироксены лерцолитов “Эсмеральда” и “Иль де Сандр” по своим концентрациям  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (рис. 5д),  $\text{CaO}$  (рис. 5ж),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (рис. 5и),  $\text{SiO}_2$  (рис. 5а) близки, хотя первые немного более титанистые (рис. 5в). В обогащенных “офиолитовых” перидотитах “Центрального грабена” и кумулятивных вебстеритах о-ва Рота содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  заметно снижается (рис. 5е), а концентрации  $\text{SiO}_2$  (на относительно низком

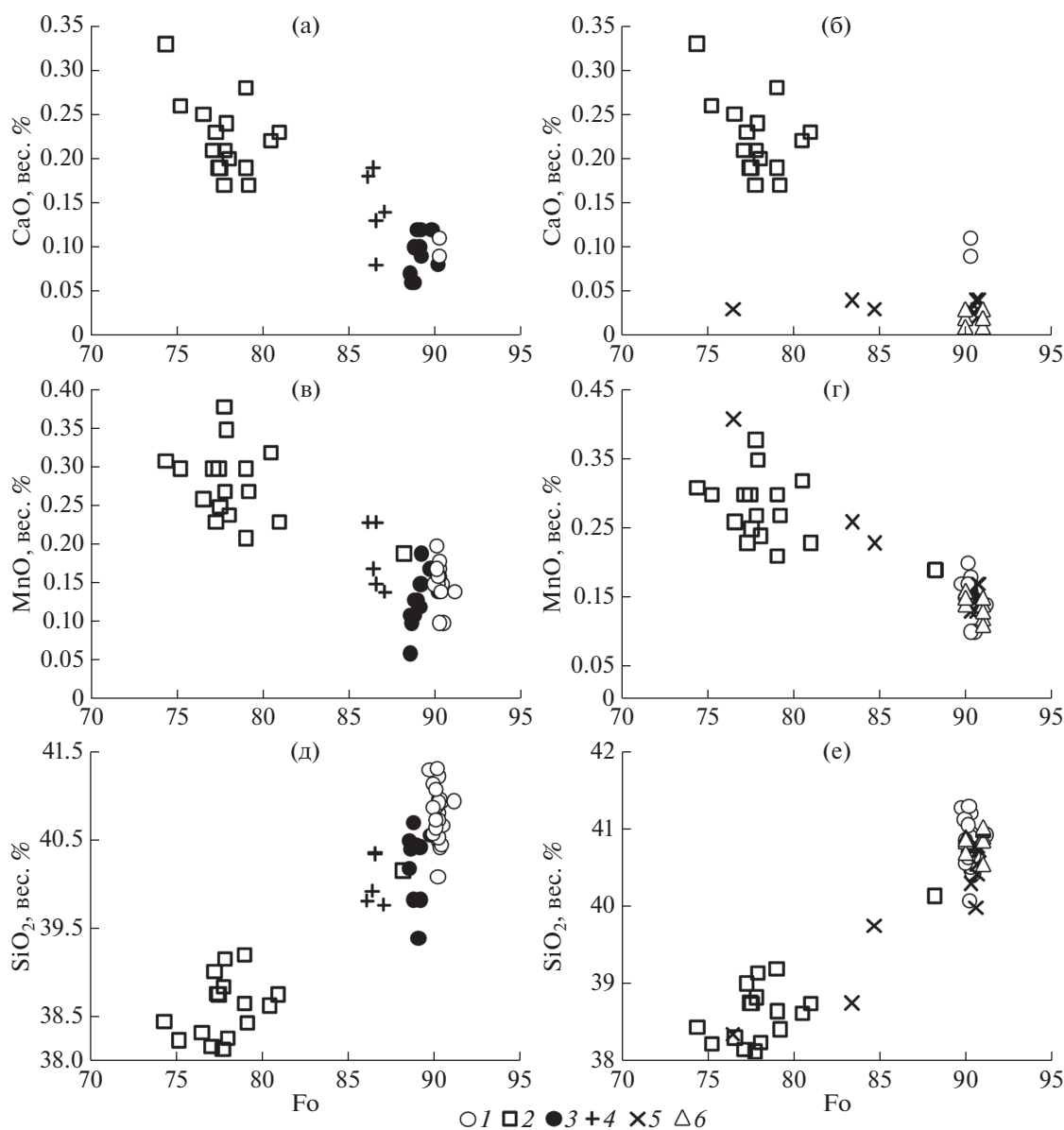


**Рис. 3.** Соотношение магнезиальность (mg) – содержание элементов в лерцолите “Эсмеральда” и ультрамафитах некоторых других регионов. Ксенолиты: 1 – “Эсмеральда”; 2 – “Иль де Сандр”; 3 – Авачинского вулкана [3]; 4 – мыс Наварин [13]. Перидотиты: 5 – подводных возвышенностей Коникал и Торишима, [33]; 6 – Банки Санта Роза [28]. mg =  $Mg/(Fe^3 + Fe^2 + Mg)$ .

уровне, рис. 5б) и СаО (на относительно высоком уровне, рис. 5з) остаются практически неизменными с ростом железистости минерала. В зонах плавления и перекристаллизации лерцолитов “Иль де Сандр” с ростом железистости ортопироксенов концентрации  $Al_2O_3$  (рис. 5д),  $TiO_2$  (рис. 5в) и СаО (рис. 5ж) возрастают, а  $Cr_2O_3$  (рис. 5и) и  $SiO_2$  (рис. 5а) – уменьшаются. Здесь уже проявлены, с одной стороны, черты сходства

между ксенолитами лерцолитов обоих районов, а с другой стороны, и отличия их по отношению к офиолитовым перидотитам.

**Клинопироксены** – низкожелезистые ( $FeO = 2.5–2.7$  вес. %, F/FM = 8.6–9.2), умеренно Са ( $CaO = 19.9–20.4$  вес. %) хромдиопсиды ( $Cr_2O_3 = 0.74–0.89$  вес. %) (табл. 4, рис. 6а). В ксенолитах лерцолитов они резко выделяются своей высокой глиноземистостью (рис. 6г) и натровостью (рис. 6з)



**Рис. 4.** Соотношение CaO–Fo (а, б), MnO–Fo (в, г), SiO<sub>2</sub>–Fo (д, е) в оливинах “Эсмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. 1–2 – оливины “Эсмеральда”: ксенолита (1), краевой зоны (2); 3–4 – оливины “Иль де Сандр” (3) и его зоны вторичного плавления и перекристаллизации (4); 5–6 – оливины перидотитов: “Центрального грабена” [32], (5), Банки Санта Роза [28], (6).

по сравнению с пироксенами “офиолитового” парагенезиса (рис. бд и рис. би соответственно), что может свидетельствовать о большей глубине их образования [18, 46]. Для клинопироксенов офиолитовых перидотитов хорошо выражена, а для тех же минералов из ксенолитов лерцолитов только намечается корреляционная зависимость, прямая для Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – F/FM (рис. бд и бг) и обратная для SiO<sub>2</sub> – F/FM (рис. бб и бв). Она может быть связана с разной степенью плавления протолита [3]. В таком случае, лерцолиты ксенолитов харак-

теризуются наименьшей степенью плавления мантийного источника, которая возрастает при переходе к офиолитам задуговых бассейнов и проявлениям преддуговой части Марианской островодужной системы. Клинопироксены “Эсмеральда”, кроме того, отличаются невысокой титанистостью (табл. 4) и меньшей кальциевостью (рис. бж) по сравнению с перидотитами “офиолитовых” парагенезисов, но сходны по этим параметрам с минералами лерцолитов “Иль де Сандр” (рис. бе). По содержанию Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> они близки к со-

Таблица 2. Представительные анализы оливинов ксенолита “Эсмеральда”

№	обр.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Sum	Fo
1	2S2	40.08	0.00	9.31	0.00	48.41	0.00	0.42	98.22	90.26
2	2S3	40.48	0.00	9.34	0.17	48.93	0.11	0.42	99.45	90.33
3	2S4	40.42	0.00	9.25	0.15	48.83	0.00	0.42	99.07	90.39
4	3S3	40.93	0.00	9.30	0.15	49.20	0.00	0.46	100.0	90.41
5	3S4	41.22	0.00	9.51	0.17	49.51	0.00	0.46	100.9	90.27
6	3S5	40.80	0.00	9.42	0.16	49.16	0.09	0.40	100.0	90.29
7	4S3	40.96	0.00	9.38	0.14	49.25	0.00	0.54	100.3	90.35
8	9S1	40.89	0.00	9.57	0.00	49.51	0.00	0.40	100.4	90.22
9	10S1	40.55	0.00	9.49	0.15	48.99	0.00	0.41	99.59	90.20
10	11S1	40.92	0.00	9.47	0.18	49.34	0.00	0.37	100.3	90.28
11	14S1	41.29	0.00	10.01	0.17	49.35	0.00	0.41	101.2	89.78
12	15S1	40.87	0.00	9.76	0.15	49.24	0.00	0.46	100.5	89.99
13	15S2	41.14	0.00	9.83	0.00	49.45	0.00	0.49	100.9	89.97
14	5S3	40.68	0.00	9.34	0.14	49.15	0.00	0.37	99.68	90.37
15	6S2	40.44	0.00	9.19	0.00	48.81	0.00	0.40	98.84	90.45
16	6S3	40.53	0.00	9.37	0.00	49.06	0.00	0.40	99.36	90.32
17	7S8	40.66	0.00	9.14	0.10	48.89	0.00	0.30	99.09	90.51
18	7S9	40.72	0.00	9.36	0.10	48.95	0.00	0.37	99.50	90.31
19	8S2	41.31	0.00	9.66	0.16	49.97	0.00	0.38	101.5	90.22
20	16S3	40.57	0.00	9.71	0.00	49.04	0.00	0.34	99.66	90.00
21	16S4	40.64	0.00	9.61	0.17	49.29	0.00	0.33	100.0	90.14
22	17S1	41.07	0.00	9.61	0.20	49.33	0.00	0.40	100.6	90.15
23	18S5	40.72	0.00	9.58	0.00	49.12	0.00	0.44	100.0	90.14
24	19S1	40.94	0.00	8.51	0.14	49.60	0.00	0.43	99.62	91.22
25	8S3	39.15	0.00	20.34	0.35	40.29	0.24	0.00	100.4	77.93
26	8S5	39.20	0.00	19.49	0.21	41.21	0.28	0.00	100.4	79.03
27	9S2	38.31	0.00	21.30	0.26	39.11	0.25	0.00	99.23	76.60
28	10S2	38.16	0.00	20.81	0.30	39.42	0.21	0.26	99.16	77.15
29	11S4	38.13	0.00	20.17	0.38	39.65	0.17	0.00	98.50	77.80
30	11S5	38.75	0.00	17.46	0.23	41.81	0.23	0.00	98.48	81.02
31	11S6	40.15	0.00	11.27	0.19	47.42	0.00	0.43	99.46	88.24
32	12S2	38.25	0.00	20.00	0.24	40.03	0.20	0.20	98.92	78.11
33	12S3	38.65	0.00	19.18	0.30	40.59	0.19	0.22	99.13	79.05
34	13S3	38.62	0.00	17.93	0.32	41.55	0.22	0.00	98.64	80.51
35	13S4	38.75	0.00	20.66	0.25	40.08	0.19	0.00	99.93	77.57
36	14S2	39.01	0.00	20.77	0.23	39.70	0.23	0.00	99.94	77.31
37	14S4	38.44	0.00	23.19	0.31	37.81	0.33	0.00	100.1	74.40
38	15S3	38.83	0.00	20.44	0.27	40.26	0.21	0.00	100.0	77.83
39	17S2	38.76	0.00	20.79	0.30	40.15	0.19	0.24	100.4	77.49
40	17S4	38.42	0.00	18.90	0.27	40.44	0.17	0.00	98.20	79.23
41	19S2	38.23	0.19	22.17	0.30	37.82	0.26	0.00	98.97	75.25

Примечание. 1–24 – внутренняя часть ксенолита; 25–41 – краевая зона на контакте с базанитом.

**Таблица 3.** Представительные анализы клинопироксенов ксенолита “Эсмеральда”

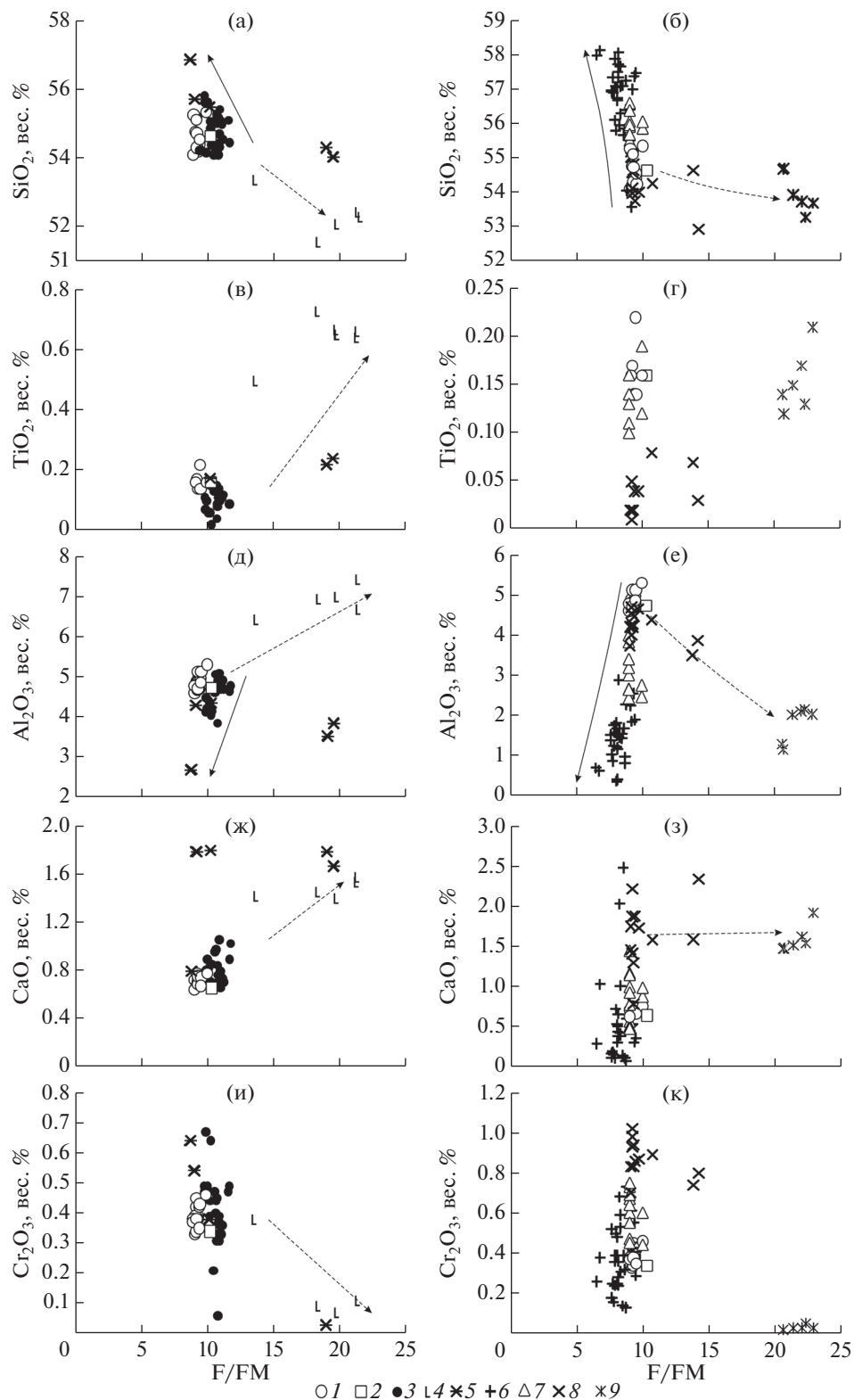
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
обр.	1S2	2S1	3S1	3S2	6S1	7S1	8S1	10S3	10S4	16S1	17S5	18S6	13S2	16S2
SiO <sub>2</sub>	51.31	51.41	51.75	51.91	51.62	51.44	51.67	51.64	51.57	51.65	51.43	51.18	51.99	49.05
TiO <sub>2</sub>	0.60	0.53	0.57	0.58	0.59	0.45	0.56	0.52	0.52	0.51	0.48	0.58	0.45	1.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.52	6.61	6.95	6.75	6.62	6.76	7.13	6.72	6.84	6.73	6.77	6.85	2.01	4.42
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.74	0.82	0.77	0.77	0.75	0.89	0.82	0.79	0.79	0.75	0.80	0.94	0.67
FeO	2.53	2.71	2.61	2.66	2.64	2.66	2.64	2.65	2.73	2.56	2.55	2.52	6.72	7.01
MgO	15.12	15.04	15.10	15.22	15.25	15.14	15.19	15.16	15.03	15.15	15.02	14.92	17.83	14.14
CaO	20.01	20.09	20.08	20.15	20.35	19.88	20.15	20.27	20.19	20.14	20.06	19.98	17.95	21.65
Na <sub>2</sub> O	1.63	1.59	1.63	1.63	1.56	1.58	1.74	1.52	1.65	1.63	1.61	1.69	0.70	0.45
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00
Sum	98.49	98.72	99.51	99.67	99.40	98.66	99.97	99.30	99.32	99.16	98.67	98.52	98.82	99.04
F/FM	8.58	9.18	8.84	8.93	8.85	8.97	8.88	8.93	9.25	8.66	8.70	8.66	17.45	21.76
En	48.90	48.52	48.72	48.79	48.63	48.96	48.76	48.57	48.37	48.77	48.66	48.61	51.68	42.04
Fe	4.59	4.90	4.72	4.78	4.72	4.83	4.75	4.76	4.93	4.62	4.63	4.61	10.93	11.69
Wo	46.51	46.58	46.56	46.43	46.64	46.21	46.49	46.67	46.70	46.60	46.71	46.79	37.39	46.27

Примечание. 1–12 – внутренняя часть ксенолита; 13–14 – краевая зона на границе с базанитом.

ставам минералов офиолитов задуговых бассейнов, но превосходят по этой характеристике типичных представителей преддуговой части Марианской островодужной системы (рис. бл). По этому параметру пироксены лерцолитов “Иль де Сандр” отличаются только большим диапазоном изменения составов (рис. бк). Те же минералы реакционной оторочки “Эсмеральда”, зон вторичного плавления, перекристаллизации и распада лерцолита “Иль де Сандр”, обогащенных офиолитовых перидотитов и нодуля вебстерита в островодужных вулканиках о-ва Рота, образуют свои “кумулятивные” тренды (рис. бб, бв, бг и бд), весьма отличные от трендов селективного плавления.

**Шпинели** – наиболее информативные минералы в отношении условий образования и генетической принадлежности ультрамафитов. В лерцолитах “Эсмеральда” и “Иль де Сандр” они равномерно распределены в породе и однообразны по составу. В “Эсмеральде” это – высокоглиноземистый (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 57.1–58.8%), высокомагнезиальный (Mg# = 0.81–0.82), умеренно хромистый (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> =

= 8.8–10.1%) герцинит (табл. 5). Близкие по составу шпинели лерцолита “Иль де Сандр” отличаются несколько меньшей магнезиальностью, как и сосуществующие с ними оливины (рис. 7а), но большей хромистостью (рис. 7а, 7в). В целом, для всего рассматриваемого ряда пород наблюдается хорошо выраженная первичная корреляционная зависимость – прямая для Cr#–Fo (рис. 7а, в обратной экспозиции), для Al#–Mg# (рис. 7б) и NiO–Mg# (рис. 7г), но обратная для Cr#–Mg# (рис. 7в). Соотношение Cr#–Fo (рис. 7а) отражает разную степень плавления исходного мантийного источника. Наименьшей степенью плавления характеризуются лерцолиты ксенолитов и она возрастает для перидотитов офиолитов в той же последовательности, которая была показано на примере клинопироксенов (рис. 7в и 7д). Возрастание степени плавления сопровождается уменьшением глиноземистости как шпинелей (рис. 7б), так и клинопироксенов (рис. 7д). Однако в первом случае происходит уменьшение магнезиальности шпинели, а во втором случае – магнезиальность клинопироксена возрастает. Воз-



**Рис. 5.** Соотношение  $\text{SiO}_2$ –F/FM (а, б),  $\text{TiO}_2$ –F/FM (в, г),  $\text{Al}_2\text{O}_3$ –F/FM (д, е),  $\text{CaO}$ –F/FM (ж, з),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ –F/FM (и, к), в ортопироксенах “Эсмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. Ортопироксены: 1–2 – “Эсмеральда”: ксенолита (1), краевой зоны (2); 3–5 – “Иль де Сандр”: ксенолита (3), его зоны вторичного плавления-перекристаллизации (4) и распада (5); 6–9 – перидотитов: подводных возвышенностей Коникал и Торишима (6), [33]; Банки Санта Роза (7), [28]; “Центрального грабена” (8), [32]; кумулятивных вебстеритов в андезитах о-ва Рота (9) [36]. Сплошной линией со стрелкой показаны тренды фракционного плавления – истощения, пунктирной – фракционной кристаллизации.

**Таблица 4.** Представительные анализы ортопироксенов ксенолита “Эсмеральда”

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
обр.	1S1	4S1	4S2	5S4	5S5	7S5	7S6	7S7	11S2	11S3	12S1	13S1	14S3	17S3	20S8
SiO <sub>2</sub>	54.32	54.21	54.26	55.18	55.27	54.77	55.12	54.11	54.41	54.32	54.73	54.25	55.35	54.56	54.65
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.00	0.17	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.22	0.00	0.00	0.14	0.16	0.00	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.03	4.69	4.92	4.89	4.60	4.80	4.67	4.77	4.97	4.71	5.12	5.12	5.30	4.85	4.73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.38	0.42	0.39	0.38	0.33	0.34	0.37	0.42	0.38	0.45	0.43	0.46	0.35	0.34
FeO	6.00	6.02	5.91	5.95	5.88	5.92	6.00	5.73	6.08	5.96	5.92	6.09	6.47	6.13	6.68
MnO	0.00	0.00	0.00	0.15	0.16	0.00	0.23	0.16	0.00	0.14	0.15	0.00	0.16	0.14	0.16
MgO	32.58	32.59	32.51	32.94	33.15	32.85	32.94	32.49	32.57	32.67	32.47	32.43	32.80	32.75	32.56
CaO	0.72	0.72	0.74	0.77	0.72	0.67	0.71	0.64	0.68	0.68	0.75	0.74	0.77	0.67	0.65
Sum	99.18	98.61	99.12	100.3	100.2	99.50	100.0	98.27	99.35	98.86	99.59	99.20	101.5	99.45	99.93
F/FM	9.36	9.39	9.25	9.20	9.05	9.18	9.27	9.00	9.48	9.28	9.28	9.53	9.96	9.50	10.32

Примечание. 1–14 – внутренняя часть ксенолита; 15 – краевая зона на границе с базанитом.

можно, в ходе плавления шпинелей состав их смещается в сторону образования вторичной кумулятивной фазы, а клинопироксена – в сторону фазы рестита.

Важно подчеркнуть, что, если большая часть точек шпинелей офиолитовых ультрамафитов располагается в области абиссальных перидотитов (срединно-океанических хребтов), то точки составов шпинелей из ксенолитов выходят из этой области и определенно тяготеют к полю перидотитов океанических “горячих точек” (рис. 7а). Здесь же, по данным [16], размещаются и составы шпинелей из “корней” офиолитовых комплексов.

На диаграммах Al#–Mg# (рис. 7б) и Cr#–Mg# (рис. 7в) шпинели из ксенолитов образуют свое обособленное поле – полярное по отношению к области магнезиальных вулканитов. Соотношением глиноземистость–хромистость шпинелей определяется разная глубина происхождения перидотитов. Наименее глубинными в таком случае оказываются шпинелиды из гипербазитов с подводных возвышенностей Коникал и Торишима из преддуговой части типовой островодужной системы. Они и располагаются в соответствующем дискриминантном поле. Промежуточное положение как в области преддуговых гипербазитов, так и в поле ультрамафитов “задуговых бассейнов” занимают точки составов шпинелей офиолитов, драгированных в разломной зоне Банки Санта Роза. Структурно они и соседствуют с обе-

ими этими областями. Наконец, совсем обособленное место на этой диаграмме занимают точки составов гипербазитов, драгированных в северной части Марианского задугового прогиба. По этим точкам, собственно, и была выделена эта область “перидотитов задуговых бассейнов” [31]. Наиболее глубинными являются ксенолиты шпинелевых лерцолитов, как это было уже отмечено при анализе их клинопироксенов. Шпинели лерцолитов “Иль де Сандр” отличаются еще повышенным содержанием NiO (рис. 7г), большим, чем в том же минерале из “офиолитовых” перидотитов задуговых бассейнов.

Точки составов некоторых шпинелей из обогатенных перидотитов образуют свой тренд “расплавного обогащения” с более железистым составом оливинов и чуть повышенной хромистости шпинелей (рис. 7а). Они выходят из области OSMA – шпинель-оливинового равновесия, построенной на основе анализа этого минерала из ксенолитов – реститов при мантийном плавлении [16].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего, необходимо определиться в отношении структурного положения подводного вулкана Эсмеральда в связи с новыми находками как ксенолита шпинелевого лерцолита, так и вынесших его базанитов. В предшествующих иссле-

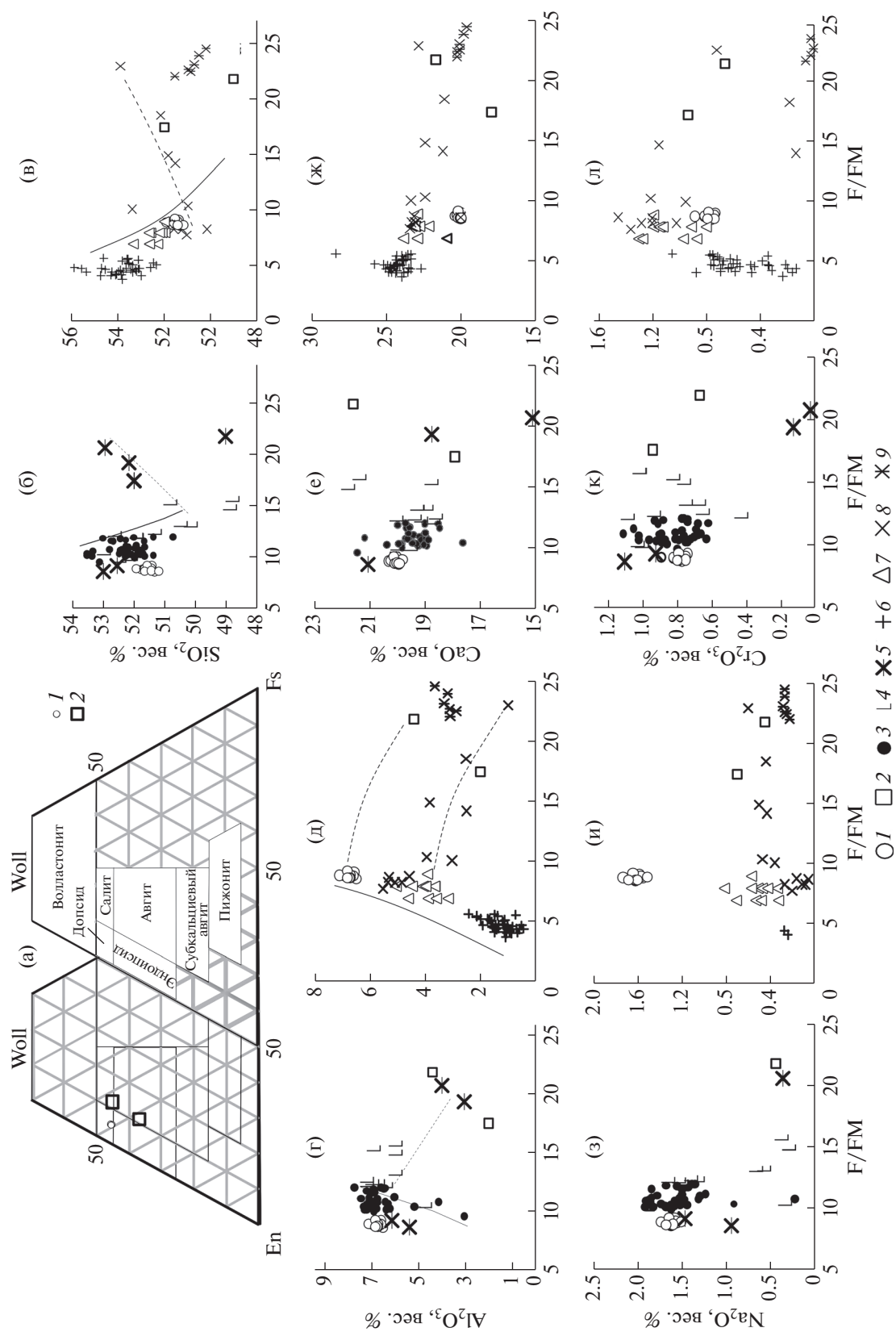


Рис. 6. Соотношение En–Woll–Fs (а), SiO<sub>2</sub>–F/FM (б, в), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–F/FM (г, д), CaO–F/FM (е, ж), Na<sub>2</sub>O–F/FM (з, и), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–F/FM (к, л) в клинопироксенах “Эсмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. Условные обозначения те же, что и на рис. 5.

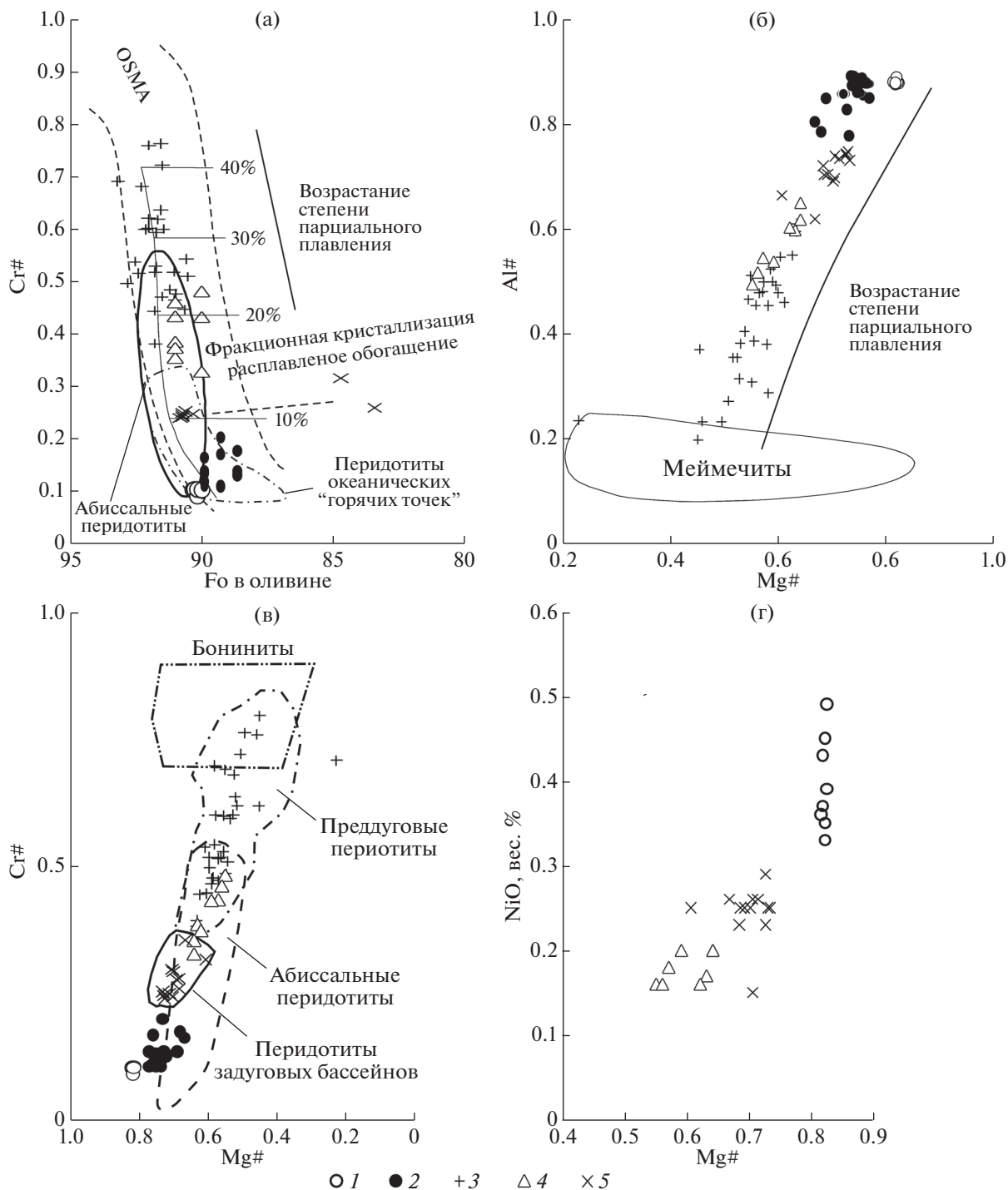
**Таблица 5.** Представительные анализы шпинелей ксенолита “Эсмеральда”

№	1	2	3	4	5	6	7	8
обр.	5S1	5S2	7S2	7S3	7S4	15S4	18S1	18S2
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.86	57.70	57.11	57.39	57.69	58.76	57.36	57.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.13	9.80	10.07	9.86	10.03	8.83	9.91	9.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.08	2.39	1.70	2.27	2.03	2.27	2.41	2.19
FeO	8.30	8.16	8.53	8.09	8.27	8.34	8.39	8.40
MgO	21.24	21.22	20.86	21.07	21.16	21.22	20.97	21.01
NiO	0.35	0.39	0.36	0.49	0.33	0.45	0.43	0.37
Sum	99.96	99.66	98.79	99.18	99.50	99.87	99.47	99.42
Fe#	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Cr#3	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10
Cr#2	0.105	0.102	0.106	0.103	0.104	0.092	0.104	0.104
Mg#	0.82	0.82	0.81	0.82	0.82	0.82	0.82	0.82
Al#3	0.877	0.877	0.879	0.877	0.878	0.889	0.875	0.877
Fo	90.28	90.45	90.45	90.32	90.27	90.14	90.15	89.97

Примечание. 1–8 – внутренняя часть ксенолита.

дованиях [41] подводный вулкан Эсмеральда рассматривался в составе Идзу-Вулкано-Марианской островной дуги, хотя и подчеркивалось специфика пород этого вулкана: повышенные содержания TiO<sub>2</sub>, CaO и низкая глиноземистость. Находка высокотитанистых и низкоглиноземистых базанитов (табл. 1) свидетельствует о том, что здесь присутствует совсем иной, не островодужный тип пород щелочного ряда. Породы такого типа не известны в составе Марианской островодужной системы, Марианского трога и не были до сих пор обнаружены в составе вулканитов Марианского задугового бассейна. Хотя этот тип пород иногда встречается в других задуговых и окраинных бассейнах [15, 21, 37] и нередко ассоциирует с ксенолитами шпинелевых лерцолитов. Такая ассоциация впервые и была обнаружена нами на вулкане Эсмеральда, что свидетельствует о его принадлежности к задуговому бассейну. Лерцолит “Эсмеральда”, как и большая часть ксенолитов с подводного вулкана Иль де Сандр являются обогащенными перидотитами (рис. 8а, 8б). Их фигуративные точки лежат в стороне от поля

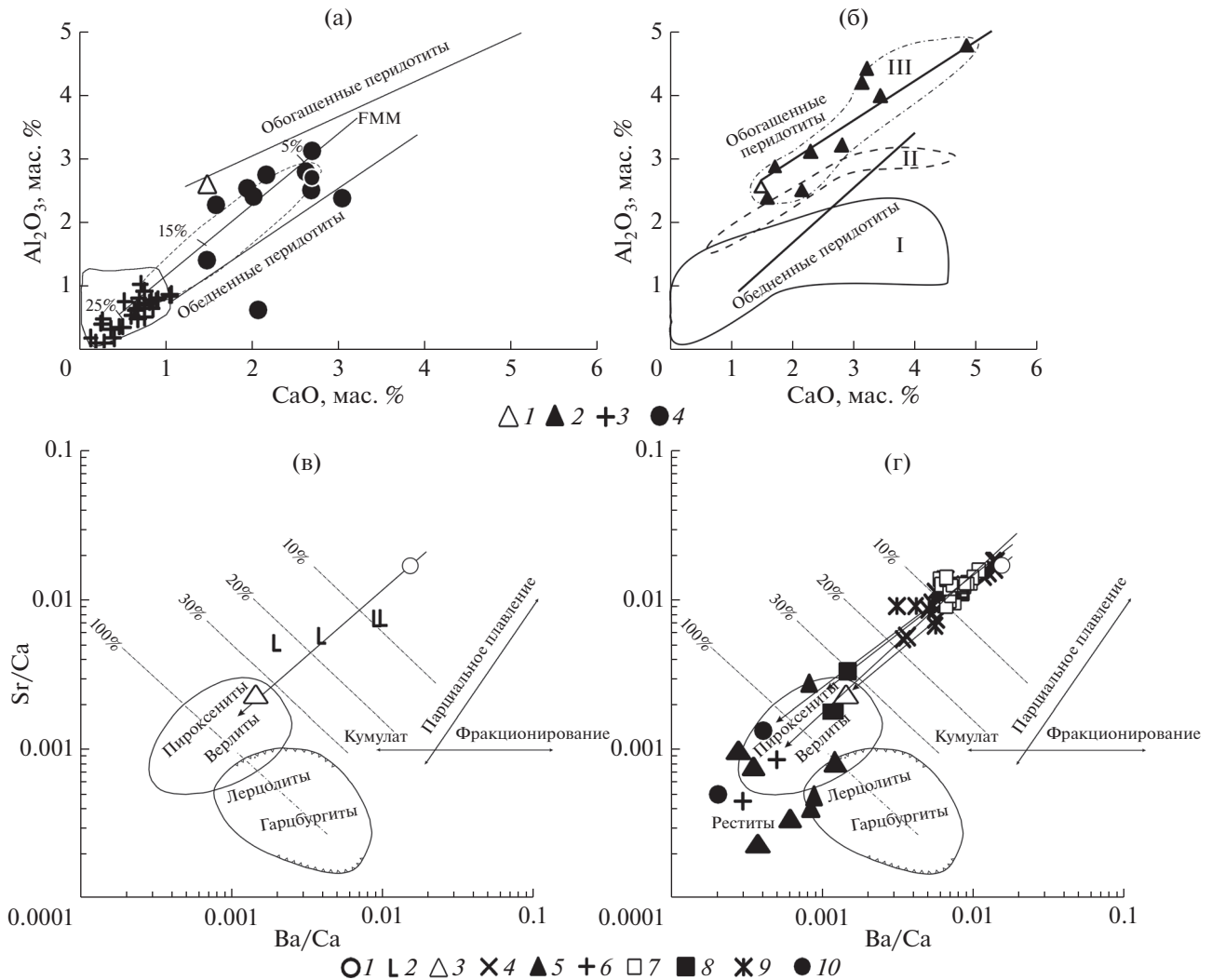
абиссальных перидотитов и области составов островодужных мантийных ксенолитов, но близко к составу перидотитов континентальной окраины. Как видно на рис. 8в, базаниты подводного вулкана Эсмеральда могли образоваться при малой степени плавления источника, близкого к составу лерцолита “Эсмеральда”. Не имея таких материалов, Стерн и Биби [41], анализируя состав пород этого вулкана, пришли к выводу, что они могли образоваться именно при плавлении шпинелевых лерцолитов. Возможность такого предположения подтверждается наблюдаемыми на рис. 8г трендами комплементарных переходов: базаниты “Иль де Сандр” (“Валоваям”) – черные (авгит-содержащие) пироксениты, базаниты “Наварин” – обогащенный лерцолит. Примечательно попадание лерцолитов “Эсмеральда” и “Наварин” в поле пироксенитов на этой диаграмме. Имея низкое, “лерцолитовое” содержание CaO, эти ксенолиты обогащены “пироксенитовым” Sr, что, вероятно, явилось следствием “криптового” (скрытого) метасоматоза.



**Рис. 7.** Соотношение Cr#–Fo (оливин) (а), Al#–Mg# (б), Cr#–Mg# (в), NiO–Mg# (г) в шпинелях “Эмеральда”, “Иль де Сандр” и некоторых “офиолитовых” перидотитах. Шпинели: 1–2 – в “Эмеральда” (1) и “Иль де Сандр” (2); 3–5 – перидотитов: подводных возвышенностей Коникал и Торишима (3) [33]; Банки Санта Роза (4), [28]; “Центрального грабена” (5). [32]. Для (а) использованы материалы из [34], для (б) – [10, 24], для (в) – [44]. Cr# = Cr/(Cr + Al); Al# = Al/(Al + Cr); Mg# = Mg/(Mg + Fe).

Как было показано выше, мантийные ксенолиты гипербазитов, вынесенные базальтовыми расплавами, с одной стороны, и ультрамафиты, обнаруженные в результате драгирования под-

водных возвышенностей или иных участков океанического дна, с другой стороны, имеют существенные различия, как по валовому, так и по минералогическому составу. Первые отличаются



**Рис. 8.** Соотношения  $Al_2O_3$ –CaO (а, б) в лерцолите “Эсмеральда”, в ксенолитах некоторых других регионов, а также в материале драгирования “офиолитовых” перидотитов Марианской островодужной системы и Sr/Ca–Ba/Ca (в, г) для комплементарных пар ксенолит–вулканит тех же регионов. Для (а) и (б): ксенолиты: 1 – “Эсмеральда”; 2 – “Иль де Сандр”; “офиолитовые” перидотиты: 3 – преддуговые Коникал и Торишима, [33]; 4 – задуговые Банка Санта Роза [28]. На (а) сплошной линией выделено поле составов перидотитов преддуговой части Марианской островодужной системы, пунктирной – поле абиссальных перидотитов [44]. FMM – обогащенный тип мантийного источника для базальтов срединно-океанических хребтов, цифрами на линии плавления отмечена степень его деплетированности при отделении базальтовых расплавов [37]. На (б) поля ксенолитов: I – островодужного типа (Камчатка); II – континентальной окраины (Наварин, Валовая, Корякское нагорье, Камчатка); III – окраинный морской бассейн (Южно-Китайское море). Использованы материалы из [3, 5, 13]. Для (в) и (г): Вулкан Эсмеральда (1–3): 1 – базанит, несущий ксенолит лерцолита “Эсмеральда”, 2 – сопутствующие ему вулканиты, 3 – шпинелевый лерцолит “Эсмеральда”; вулкан Иль де Сандр (4–6): 4 – базаниты и щелочные базальты, несущие ксенолиты ультрамафитов, 5 – лерцолиты “Иль де Сандр”; 6 – ксенолиты “черных”, авгитовых пироксенитов; 7 – базаниты, мыс Наварин, Корякское нагорье; 8 – лерцолиты, мыс Наварин; 9 – вулканиты р. Валовая; 10 – ксенолиты “черных”, авгитовых пироксенитов Валовая. Графическая основа по [22] с дополнениями авторов. Использованы материалы из [3–5, 13, 14].

варьирующей магнезиальностью пород, по отношению к которой большинство некогерентных элементов имеют обратную, а когерентных – прямую корреляционную зависимость. Вторые являются более деплетированными и в большей своей части относятся к абиссальным перидоти-

там (рис. 8а). При близкой магнезиальности пород разброс значений для большинства микрокомпонентов является хаотичным и не отражает такую зависимость. Пироксены и шпинели первой группы отличаются высокой глиноземистостью, ортопироксены – еще и высокими со-

**Таблица 6.** *T–P* параметры образования ксенолита лерцолита “Эсмеральда”

	Авторы		Минералы	Авторы		Минералы	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
1	[27]	T	Срх(Орх Spl)	[27]	P	Срх(Орх Spl)	1013	15
2	[27]	T	Орх(Срх Spl)	[27]	P	Орх(Срх Spl)	1045	17
3	[39, 40]	T	Срх(Орх)	[27]	P	Срх(Орх Spl)	967	15
4	[35]	T	Срх(Орх)	[35]	P	Срх(Орх)	986	11
5	[6]	T	Срх(Орх)	[6]	P	Срх(Орх)	1214	10
6	[6]	T	Срх(Оl)	[6]	P	Срх(Оl)	1258	13
7	[48]	T	Срх(Орх)				1059	
8	[47]	T	Срх(Орх)				959	
9	[29]	T	Срх(Орх)				1048	
10	[25]	T	Срх(Орх)				947	
11	[38]	T	Срх(Орх)				933	

Примечание. 1–3. Расчет температуры и давления сделан в программе PTQuick (Д.В. Доливо-Добровольский) <http://www.dimadd.ru/ru>.

4. Расчет температуры и давления сделан в Excel-приложении к [35].

5–6. Расчет температуры и давления сделан соответствии с [6], формула POAV1 для сухой системы.

7–10. Расчет температур сделан в web-приложении [http://geo.web.ru/db/calc/CPx\\_OPx/](http://geo.web.ru/db/calc/CPx_OPx/).

держаниями  $TiO_2$  и низкими  $SiO_2$ , клинопироксены – высокими значениями для  $Na_2O$ , низкими для  $SiO_2$  и  $CaO$ , шпинели имеют низкую хромистость. Эти различия, вероятно, свидетельствуют о разных условиях образования или преобразования этих двух типов ультрамафитов. С использованием различных геотермометров и геобарометров были намечены *P–T* условия образования минерального парагенезиса “Эсмеральда” (табл. 6): оптимальные температуры 950–1050°C и давление 13–15 кбар. Эти параметры значительно превосходят те значения, которые предполагаются для сопоставляемых “офиолитовых” перидотитов. Так, структурно-минеральное равновесие для перидотитов из разломных зон Банки Санта Роза на основе содержания Са в ортопироксенах оценивается в среднем:  $T = 900^\circ C$  при давлении 10 кбар [28]. Для серпентинизированных гарцбургитов и дунитов, драгированных с подводной возвышенностей Торишима – в преддуговой части Марианской островодужной системы, рассчитанные температуры оливин-шпинелевого равновесия составляют 600–700°C при давлении 10 кбар. Эти ультрамафиты могли образоваться при 20–25% плавления либо перемещенной океанической литосферы, либо вновь образованной литосферной мантии субдукционного типа [33]. Происхождение перидотитов, драгированных в

“Центральном грабене” северной части Марианского прогиба, предполагается как следствие 7% плавления деплетированного верхнемантийного источника MORB типа [32]. Данные о степени плавления мантийного протолита при образовании абиссальных (офиолитовых) перидотитов (рис. 8а) вполне согласуются с подобными оценками на основе состава их шпинелей (рис. 7а). Лерцолит “Эсмеральда” мог образоваться примерно при отделении 10% базальтовой составляющей, если применить к этому ксенолиту модель плавления мантии FMM, продуцирующей базальты Срединно-океанических хребтов (рис. 8а) или даже при меньшей степени плавления протолита, если использовать модель шпинель-оливинового равновесия (рис. 7а). Положение этого протолита более глубинное, отвечающее фации шпинелевых лерцолитов (около 50 км). В свою очередь базанитовые расплавы могли образоваться при плавлении источника, близкого к составу этого лерцолита при степени плавления менее 10% (рис. 8в), что вполне согласуется с расчетами [41] – 7–10%.

В отличие от офиолитовых перидотитов ксенолиты лерцолитов обоих районов в ходе своей транспортировки поднимающимися базанитовыми расплавами испытали еще декомпрессионное плавление, чем и объясняется наблюдаемые

коррелятивные связи микрокомпонентов с магнетиальностью пород и отсутствие таковых в отношении драгированных перидотитов (рис. 3).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги проведенного исследования, можно сказать следующее.

1. Впервые в составе пород Марианской островодужной системы в результате драгирования подводного вулкана Эсмеральда обнаружен ксенолит шпинелевого лерцолита и особый тип базальтов щелочного ряда (базанит), содержащий это включение.

2. Особенности вещественного состава как самого ксенолита, так и вмещающей его породы позволяют отнести подводный вулкан Эсмеральда к образованиям задугового бассейна Марианской островодужной системы.

3. Судя по представленным данным, мы имеем сугубо контрастный материал: вынесенный базанитовым расплавом материал мантийного гипербазита и драгированные абиссальные перидотиты с офиолитовым минеральным парагенезисом. Состав и структурные особенности лерцолита “Эсмеральда” свидетельствуют об ограниченной роли влияния на него расплавной или флюидной фаз со стороны транспортировавшего его расплава, а отсутствие таких индикаторных минералов как амфибол или флогопит говорит о том, что он не был затронут процессами наложенного метасоматоза, хотя “криптовый” метасоматоз (некоторый привнос Sr и Rb) все же предполагается. Такой же метасоматоз можно предполагать и для некоторых ксенолитов окраинных бассейнов.

4. Необычный для Марианской островодужной системы состав вулканита и ассоциирующего с ним гипербазита можно рассматривать либо как некоторую локальную аномалию, либо как свидетельство существования более глубинного мантийного горизонта, подстилающего офиолитовый комплекс литосферы. Последнее представляется более достоверным, поскольку аналоги подобных комплементарных пар мы находим в других задуговых или окраинных бассейнах, а также в пределах континентальной окраины.

5. Сходство изотопно-геохимического состава вулканитов подводного вулкана Эсмеральда с данными по породам внутриплитных океанических островов (модель “горячих точек”), по [41] и вновь полученным авторами настоящей статьи материалам, повышенный тепловой поток в ходе функционирования системы базанит–лерцолит “Эсмеральда” позволяет предположить участие мантийного плюмового источника в “работе” этой системы.

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Петровой за помощь в получении аналитического материала.

**Источник финансирования.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00410).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, юго-западный Кипр // *Петрология*. 1993. Т. 1. № 4. С. 348–378.
2. *Горшков А.П., Абрамов В.А., Сапожников Е.А. и др.* Геологическое строение подводного вулкана Эсмеральда // *Вулканология и сейсмология*. 1980. № 4. С. 65–78.
3. *Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 223 с.
4. *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 // *Тихоокеанская геология*. 2016. Т. 35. № 2. С. 3–28.
5. *Колосков А.В., Мартынов Ю.А., Ананьев В.В.* Новые изотопно-геохимические и минералогические данные о составе ксенолитов ультрамафитов в вулканиках Камчатско-Корякского региона. Два типа мантийного субстрата в современной островодужной системе // *Тихоокеанская геология*. 2017. Т. 36. № 2. С. 17–31.
6. *Пономарев Г.П., Пузанков М.Ю.* Распределение породообразующих элементов в системе основной-ультраосновной расплав–шпинель, оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз по экспериментальным данным: геологическое приложение. М.: ИВиС ДВО РАН, 2012. 668 с.
7. *Рашидов В.А., Горшков А.П., Иваненко А.Н.* Мантийные исследования над подводными вулканами Эсмеральда и Софу // *Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии на акваториях морей и океанов электромагнитными методами*. М.: ИЗМИРАН, 1981. С. 213–218.
8. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А.* Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.
9. *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, 1979. С. 14–18.
10. *Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М.* Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраоснов-

- ные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 197–213.
11. *Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. 1962. № 12. С. 37–42.
  12. *Соболев В.С., Батанова В.Г.* Мантийные лерцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 487–495.
  13. *Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М.* Глубинные ксенолиты из щелочных базальтоидов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 246–249.
  14. *Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М.* Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканизов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1284–1296.
  15. *Abe N., Takami M., Arai S.* Petrological feature of spinel lherzolite xenoliths from Oki-Dogo island: An implication for variety of upper mantle peridotite beneath southwestern Japan // The island Arc. 2003. V. 12. P. 219–232.
  16. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel relationships: Review and interpretation // Chemical geology. 1994. V. 113. P. 191–204.
  17. *Bloomer S.H., Taylor B., MacLeod C.J. et al.* Early arc volcanism and ophiolite problem: a perspective from drilling in the Western Pacific. Active margins and marginal basins of the Western Pacific. (*Taylor B., Natland J.* (eds). Am Geophys Union Geophys Monogr. 1995. V. 88. P. 1–30.
  18. *Davis B.T.C., Boyd Jr. F.R.* The join  $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites // J. of Geoph. Res. 1966. V. 71 (14). P. 3567–3576.
  19. *Davis A.S., Gunn S.H., Gray L.-B. et al.* Petrology and isotopic composition of Quaternary basanites dredged from the Bering Sea continental margin near Navarin Basin // Canadian Journal of Earth Sciences. 1993. V. 30. P. 975–981.
  20. *Dixon T.H., Stern R.J.* Petrology, chemistry, and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. № 10. P. 1159–1172.
  21. *Francis D.M.* The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak island, Alaska // J. Petrology. 1976. V. 17. P. 3. P. 357–378.
  22. *Hirano M., Hamuro K., Onuma N.* Sr/Ca-Ba/Ca systematics in Higashi-Izu monogenetic volcano group, Izu peninsula, Japan // Geochem. J. 1982. V. 16. P. 311–320.
  23. *Ito E., Stern R.J.* Oxygen- and strontium-isotopic investigations of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 76. № 3–4. P. 312–320.
  24. *Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L. et al.* Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanic from Eastern Kamchatka // J. Petrology. 1995. V. 36. № 3. P. 637–661.
  25. *Kretz P.* Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 411–421.
  26. *Mantle xenoliths* / Ed. Nuxon P.H. Monograph. John Wiley & Sons. 1987. 844 p.
  27. *Mercier J.* Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. 1980. V. 70. P. 1–37.
  28. *Michibayashi K., Ohara Y., Stern R.J. et al.* Peridotites from a ductile shear zone within back-arc lithospheric mantle, southern Mariana trench: Results of Shinkai 6500 dive // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2009. V. 10. № 5. P. 1–17.
  29. *Mori T., Green B.P.* Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // J. Geology. 1978. V. 86. P. 83–97.
  30. *Nonomiya C., Arai C., Ishii T.* Peridotites xenoliths from the Takashima seamount, Japan: an inside in to the upper mantle beneath the sea of Japan // Japanese Magazine of Mineralogical and Petrological Sciences. 2007. V. 36. Iss. 1. P. 1–14.
  31. *Ohara Y., Kasuga S., Ishii T.* Peridotites from Upper Mantle the Parece Vela Material Exposed in Rift in the Philippine Sea an Extinct Back-arc Basin // Proc. Japan Acad. 1996. V. 72. Ser. B. V. 72(B). P. 118–123.
  32. *Ohara Y., Stern R., Ishii T. et al.* Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 1–18.
  33. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotite from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. Petrol. 1998. V. 39. № 9. P. 1577–1618.
  34. *Pearce J.A., Parkinson I.J.* Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis Magmatic Processes and Plate Tectonics: The Geological Society of London Special Publication / Eds. Prichard. et al. 1993. V. 76. P. 373–403.
  35. *Putirka K.D.* Thermometers and Barometers for volcanic systems // Reviews in mineralogy and geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.
  36. *Reagan M.K., Hanan B.B., Heizler M.T. et al.* Petrogenesis of Volcanic Rocks from Saipan and Rota, Mariana Islands, and Implications for the Evolution of Nascent Island Arcs // J. Petrol. 2008. V. 49. № 3. P. 441–464.
  37. *Roden M.F., Frey F.A., Francis D.M.* An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusion from Nunivak Island, Alaska // J. Petrology. 1984. V. 25(2). P. 546–547.
  38. *Sen G., Jones R.* Experimental equilibration of multi-component pyroxenes in spinel peridotite field- Implications for practical thermometers and possible barometer // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. P. 17871–17880.

39. *Simakov S.K.* Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites // *Lithos*. 2008. V. 106. P. 125–136.
40. *Simakov S.K., Taylor L.A.* Geobarometry for deep mantle eclogites: solubility of Ca-Tschermaks in clinopyroxene // *International Geological Review*. 2000. V. 42. P. 534–544.
41. *Stern R.J., Bibee L.D.* Esmeralda Bank: Geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana Island Arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 86. P. 159–169.
42. *Stern R.J., Bloomer Sh. H., Ping-Nan Lin et al.* Submarine arc volcanism in the southern Mariana Arc as an ophiolite analogue // *Tectophysics*. 1989. V. 168. № 1–3. P. 151–170.
43. *Stern R.J., Bloomer S.H., Martinez F. et al.* The composition of back-arc basin lower crust and upper mantle in the Mariana Trough: a first report // *Island Arc*. 1996. V. 5. P. 354–372.
44. *Stern R.J., Yamazaki T., Danishwar S. et al.* Back-arc basin lower crust and upper mantle in the northern Mariana Trough studied with “Shinkai 6500” // *J. Deep-Sea Res.* 1997. V. 13. P. 47–61.
45. *Tamura Y., Tani K., Ishizuka O. et al.* Are Arc basalts dry, wet, or both? Evidence from the Sumisu caldera volcano, Izu-Bonin arc, Japan // *J. Petrology*. 2005. V. 46 (9). P. 1769–1803.
46. *Thompson R.N.* Some high-pressure pyroxenes // *Mineralogical magazine*. 1974. V. 39. P. 768–787.
47. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 129–139.
48. *Wood B.J. Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Miner. Petrol.* 1973. V. 42. Iss. 2. P. 109–124.

## The First Discovery of Spinel Lherzolite Xenolith of Non-Ophiolite Type in the Back Arc Basin of the Marianna Island Arc System

A. V. Koloskov<sup>a, #</sup>, V. A. Rashidov<sup>a, ##</sup>, V. V. Ananyev<sup>a, ###</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: kolosav@kscnet.ru*

<sup>##</sup>*e-mail: rashidva@kscnet.ru*

<sup>###</sup>*e-mail: avv@kscnet.ru*

The first sampling of mantle horizons that underlay the ophiolite peridotites complex of the Mariana back-arc basin was carried out by using the xenolith of spinel lherzolite in basanites from submarine Esmeralda Volcano. The paper shows significant differences between the bulk, petrological, geochemical and mineralogical compositions of this xenolith and similar characteristics of ophiolite peridotites dredged from the Central Trough of the north part of the Mariana Trench, the west wall of one of the fault zones of the Santa Rosa Bank Fault (the south part of the trough), and also ultramafic rocks dredged from Seamounts Conikal and Torishima in the forearc part of the Mariana and Izu-Bonin Island Arc Systems. Using different geo-thermometers and geo-barometers we revealed *P–T* conditions for formation of Esmeralda xenolith’s mineral paragenesis. The optimal temperature is 950–1050°C and the pressure is 13–15 kbar. These parameters considerably exceed those suggested for compared ophiolite peridotites.

**Keywords:** lherzolite xenolith, back arc basin, ophiolite peridotites, Marianna Island Arc System, petrological, geochemical and mineralogical compositions, thermometers and geo-barometers