

Составы и морфологические особенности шпинелидов в ксенолите лерцолита (вулкан Чиринкотан)

Новикова А.С.¹, Каменецкий В.С.¹, Савостин Г.Г.², Щербаков В.Д.², Зеленский М.Е.¹

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН им. Д.С. Коржинского, Черноголовка, novikova-a-s@yandex.ru; dima.kamenetsky@hotmail.com; volcangas@gmail.com

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, g.savostin@oilmsu.ru; vasily7@gmail.com

Аннотация. Изучены петрографические и геохимические особенности шпинелидов из ксенолита мантийного лерцолита из лав андезитового состава вулкана Чиринкотан, Курильские острова. По морфологии, составу и парагенетическим ассоциациям выделены несколько типов шпинелидов: зональная ксеноморфная хромшпинель (типа fish-hook, holy-leaf, ангедральная, вермикулярная), ламелярные шпинелиды в клино- и ортопироксене, ранние включения шпинели в оливине и реакционные поздние включения шпинелидов в пироксенах, а также контактовый магнетит (магнетит-ортопироксеновые симплектиты и кайма идиоморфных кристаллов магнетита). Полученные закономерности в морфологии и вариации состава шпинелидов позволяют выделить несколько стадий преобразования исходной мантийной ассоциации: структурно-текстурные деформации и/или протекание твердофазных реакций в литосферной мантии, метасоматоз минералов (клино-пироксена, ортопироксена, шпинели) в надсубдукционных условиях слэб расплавами/флюидами и реакционное взаимодействие расплава андезитового состава с минералами ксенолита.

Ключевые слова: мантийный ксенолит, шпинелевые лерцолиты, мантийный метасоматоз, островные дуги, онтогенез минералов, надсубдукционные условия.

Mineral composition and morphological types of spinel group in lherzolite mantle xenolith (Chirinkotan volcano)

Novikova A.S.¹, Kamenetsky V.S.¹, Savostin G.G.², Shcherbakov V.D.², Zelensky M.E.¹

¹ D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy of the Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, novikova-a-s@yandex.ru; dima.kamenetsky@hotmail.com; volcangas@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University, g.savostin@oilmsu.ru; vasily7@gmail.com

Abstract. Various spinel types were observed in a lherzolite xenolith from andesite lavas of Chirinkotan volcano (Kurile Islands) and classified according to their petrographic and geochemical features. Several types of spinel minerals have been identified by mineral ontogeny, chemical composition and paragenesis: zonal xenomorphic Cr-spinel (fish-hook, holy-leaf, anhedral, vermicular), lamellar spinel in clino- and orthopyroxene, early spinel inclusions in olivine and reactionary late ones in pyroxenes, as well as contact magnetite (magnetite-orthopyroxene symplectites). The obtained information about morphology and variations in composition of spinel minerals allow us to distinguish several stages of transformation of the initial mantle association: structural and textural deformations and/or solid-phase reactions in the lithospheric mantle, metasomatism of mantle minerals under suprasubduction conditions with melts/fluids and interaction of andesite melt composition with xenolith minerals.

Keywords: mantle xenolith, spinel lherzolites, mantle metasomatism, island arc, mineral ontogeny, suprasubduction conditions.

Введение

Ультрамафиты, содержащие акцессорные шпинелиды, встречаются в мантийных ксенолитах и абиссальных перидотитах (Nixon, 1987; Arai, 1990; Arai, 1991). Присутствие шпинели в них определяет среднеглубинные условия образования при температурах (600–1400 °C) и давлениях (5–22 кбар) (Perkins et al, 2011). В ксенолитах ультрамафитов морфология и состав шпинелидов варьирует и может указать на преобразования мантии в зонах субдукции. Ксеноморфная и вермикулярная морфология зёрен, а также неоднородности в составе шпинелидов свидетельствуют о процессах вто-

ричного преобразования мантийных пород, таких как частичное плавление с постмагматическим переуравновешиванием, просачивание расплава и флюида через трещины и метасоматоз мантийных минералов (Leblanc et al., 1980; Arai, 1980; Takahashi and Arai, 1989; Matsumoto et al., 1995 a; Morishita et al., 1995; Morishita et al., 2006 и др.). Индикатором просачивания флюида в литосферную мантию в зонах субдукции является изменение окислительно-восстановительного потенциала (fO_2), в результате чего увеличивается содержание Fe^{+3} в хромшпинелидах (Pushkarev et al., 2015). Присутствие Fe^{+3} в шпинелидах приводит к возникновению псевдоморфоз, а также развитию реакционных кайм, обогащённых магнетитовым миналом, вокруг мантийной шпинели (Ambler and Ashley, 1977). Важным показателем частичного плавления надсубдукционной мантии является хромистость $Cr\# = (Cr/Cr+Al)$ шпинели в ассоциации с оливином (Arai, 1994): $Cr\#_{88-90}$ при постоянной $Cr\#$ 0.3–0.6 указывает на низкие степени плавления при высоком давлении, тогда как увеличение $Cr\# > 0.6$ при росте $Mg\# > 90$ является косвенным признаком высоких степеней плавления мантийного протолита при низком давлении. Для преддуговых шпинелевых перидотитов характерен разброс $0.4 < Cr\# < 0.6$, в наименее дифференцированных породах (лерцолитах) $Cr\# < 0.5$. В задуговых перидотитах, в основном представленных Са-содержащими гарцбургитами и переработанными лерцолитами хромистость $Cr\#$ 0.4–0.6. (Arai, 1994; Батанова и др., 2014).

В наименее деплетированных породах мантийного разреза – лерцолитах – обычно встречаются ксеноморфные (вермикулярные) хромшпинелиды (Mercier and Nicolas, 1975; Nielson-Pike and Schwarzman, 1977; Leblanc, 1980 и др.) и с увеличением деплетированности (и/или степени плавления) с переходом к гарцбургитам форма их зерен становится преимущественно гипидиоморфной (Matsumoto and Arai, 2001).

Состав шпинели тесно связан с её морфологическими особенностями: идиоморфные включения алюмошпинели в оливине указывают на их совместный рост при перекристаллизации/деформации в мантии, ксеноморфная форма крупных кристаллов алюмо-хромистой шпинели и алюмоферришпинели свидетельствует о её нестабильности и реакционной природе. Примерами таких форм, являются футляровидные кристаллы, ангедральные кристаллы (Johnson, 2012), кристаллы типа holy-leaf (Nielson-Pike and Schwarzman, 1977; Johnson, 2012) и fish-hook (Yudovskaya et al., 2019). Составы центральных зон ксеноморфных шпинелидов однородны и близки к мантийным, однако новообразованные каймы, чаще всего сложенные вермикулярным магнезиохромитом, указывают на реакции метасоматоза расплавами и/или флюидами из слэба.

Цикл деформаций и последующая рекристаллизация приводит к структурно-текстурной деформации мантийных перидотитов с образованием ламелярных структур в пироксенах. Ламели магнезиохромита в пироксене при этом формируются при распаде твёрдого раствора алюмосодержащего пироксена при продолжительном понижении температуры до 800 °C (Obata, 1976; Varne, 1977; Herzberg, 1978) и дальнейшей обменной реакцией между Mg-оливином и Fe-пироксеном (Kuo and Essene, 1986). Объем ламелей зависит от содержания молекулы Чермака в исходном пироксене, а их размер определяется дальнейшей перекристаллизацией с увеличением температуры (Green and Ringwood, 1967).

Таким образом разные морфологические типы, структуры и составы шпинелидов могут демонстрировать различные преобразования мантии в надсубдукционных зонах и быть индикатором процессов метасоматических процессов и структурно-текстурных деформаций в зонах повышенных давлений и пониженных температур.

Методы исследования

Текстурно-структурные особенности основных породообразующих и аксессуарных минералов охарактеризованы с использованием метода оптической микроскопии. Фотографии в BSE получены методом сканирующей электронной микроскопии. Анализ минералов выполнен в лаборатории в ИЭМ РАН (г. Черноголовка) на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega TS5130MM (Camscan MV2300) с ЭДС INCA Energy 450 с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight и на кафедре Петрологии и вулканологии в МГУ им. Ломоносова (Jeol

JSM-IT5000). Построение концентрационных карт распределения элементов в ламелярном пироксене и зональной хромшпинели произведено на СЭМ GSM 5610LV в ИГЕМ РАН (г. Москва), а также на кафедре Петрологии и вулканологии в МГУ им. Ломоносова, накопленные спектры пересчитаны программным обеспечением AZtek в ат. %, масс. % и оксиды %. Высокоточные анализы оливина, шпинели, клинопироксена и ортопироксена сделаны с помощью электронно-зондового микроанализатора Superprobe JXA-8230 на кафедре Петрологии и вулканологии в МГУ им. М.В. Ломоносова. Ускоряющее напряжение во время выполнения количественного анализа составило 20 кВ, ток зонда – 300 нА. Первичным стандартом для оливина – являлась фаза MongOl. Погрешности определения содержания элементов (2SD) в оливине составили для Cr_2O_3 (масс. %) ± 0.0027 , MnO (масс. %) ± 0.002 , NiO (масс. %) ± 0.0027 , Al_2O_3 (масс. %) ± 0.0052 , TiO_2 (масс. %) ± 0.0105 , CaO (масс. %) ± 0.0015 , SiO_2 (масс. %) ± 0.1 , MgO ± 0.1 , FeO (масс. %) ± 0.07 . Распределение Fe^{+3} , Fe^{+2} в шпинелидах было рассчитано по недостатку катионов в позиции В при пересчёте анализов на 100 %.

Ксенолит мантийного лерцолит

В потоках андезитового состава вулкана Чиринкотан присутствуют ксенолиты коровых и мантийных пород, в том числе лерцолиты предположительно мантийного происхождения. Исследуемый образец лерцолита состоит из оливина – 70 %, клино- и ортопироксен присутствуют в равном соотношении (около 10 %), в подчиненном количестве – шпинелиды (< 5 %) и амфибол. Большая часть образца имеет среднезернистую аллотриоморфную структуру с крупными однородными кристаллами оливина, ламелярным орто- и клинопироксеном, пойкилобластовой хромшпинелью. Оливин изометричной формы, преимущественно 1–5 мм в поперечнике, с явными признаками бластеза и механических деформаций, что выражено в извилистых срастаниях зёрен, волнистом погасании и развитии сети трещин. В межзерновом пространстве пироксена развиваются мелкие (0.1 мм) зёрна оливина. По составу оливин однородный, высокомагнезиальный $\text{Fo} \approx 90\text{--}92$, низкокальциевый ($\text{CaO} < 0.04$ масс. %) с содержанием NiO – 0.4 wt. % (табл. 1), что характеризует его как мантийный (Simkin and Smith, 1970).

Таблица 1. Химический состав лерцолита и минералов ксенолита, представленный в вес. %

Table 1. Chemical composition of lherzolite and xenolith minerals, presented in weight. %

Минерал/ порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	Cr_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	NiO	Сумма
Лерцолит	42.66	0.06	2.61	2.50	5.45	0.25	0.13	43.84	1.84	0.08	0.01	0.03	2.82	99.79
Ol	40.10	–	–	–	10.14	–	0.18	48.33	0.04	–	–	–	0.39	99.18
CpxI	52.43	0.23	3.03	–	2.59	0.42	0.07	17.10	23.65	0.08	0.01	–	–	99.62
CpxII	52.73	0.22	2.73	–	2.53	0.40	0.08	17.31	23.63	0.10	–	–	0.01	99.74
CpxIII (ламели)	51.73	0.29	3.83	–	2.69	0.51	0.09	16.78	23.51	0.12	–	–	0.06	99.61
OpxI	54.94	0.05	4.21	–	6.59	0.53	0.18	33.56	0.48	–	–	–	0.08	100.64
OpxII	55.59	0.03	2.99	–	6.48	0.34	0.16	33.97	0.53	–	0.00	–	0.07	100.17
OpxII (ламели)	54.30	0.06	4.15	–	6.48	0.58	0.21	33.32	0.79	–	–	–	0.05	99.93
Phl	38.38	1.24	17.52	–	4.40	0.84	0.04	22.20	0.04	0.84	9.37	–	0.20	95.31
Amph	43.70	2.42	11.43	–	10.18	2.17	0.21	15.41	11.45	2.17	0.70	–	0.08	98.07

Ортопироксен по составу отвечает энстатиту, в основном ксеноморфный > 5 мм, с заливообразными границами.

Выделяются три генерации ортопироксена: ядра крупных зёрен с ламелярной структурой (Орх I), однородные 0.25 мм каймы (Орх II) и ламели хромшпинели-ортопироксена (Орх III) в кли-

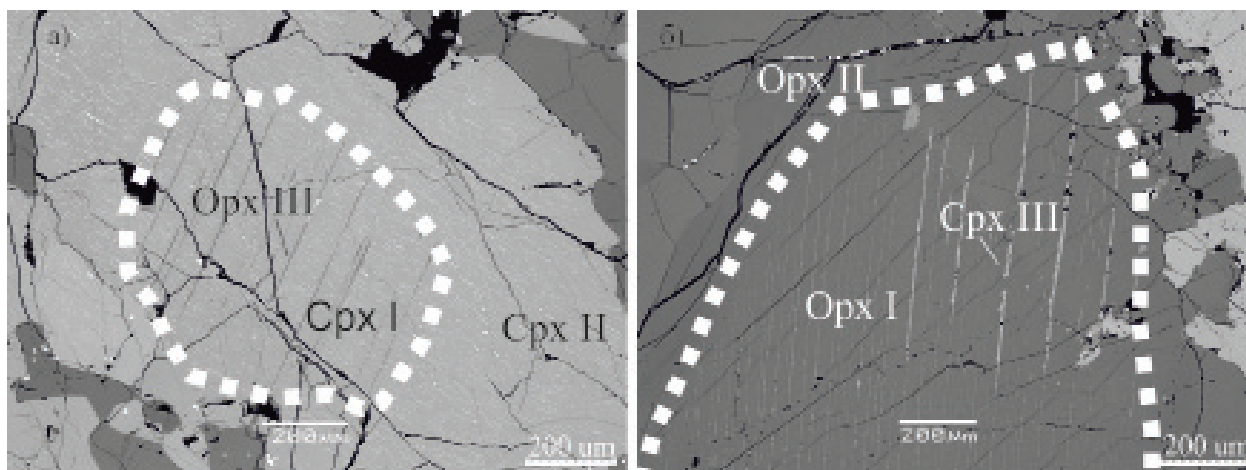


Рис. 1. Генерации клинопироксена и ортопироксена в ксенолите лерцолита:

а) Срх I с каймой Срх II, в Срх I ламели Орх III и Spl; б) Орх I с каймой Орх II, в Орх I ламели Срх III и Spl. Пунктиром показана граница между двумя генерациями пироксенов.

Fig. 1. Generation of clinopyroxene and orthopyroxene in lherzolite xenolith:

а) Срх I rimmed with Срх II, в Срх I ламели Орх III with Spl; б) Dotted line shows the border between two generations of pyroxenes.

нопироксене (рис. 1). В Орх I Mg# варьирует от 92 до 93 при одинаковой Ст# 8, Орх II – разброс по Mg# такой же, что и в Орх I, но Ст# (Cr/(Cr+Al)) меняется от 2 до 12, ламелярный Орх III наиболее магнезиальный Mg# 93.5 и умеренно хромистый Ст# – 8–10. Клинопироксен соответствует диопсиду, изометричный, 2–3 мм. Выделяются три генерации: Срх I – центральная часть зёрен с ламелями амфибола, ортопироксена и хромшпинели, Срх II – средняя часть зерен с ламелями хромшпинели и Срх III – ламелярный клинопироксен в ортопироксене (рис. 1).

Срх I, II, III не попадают в одно поле по Ст# – Mg#, что затрудняет определение для них закономерностей в изменении состава. Амфибол эденит-паргаситового ряда, слагает части ламелей с ортопироксеном и хромшпинелью в Срх I и отдельные ксеноморфные 20 мкм включения в Срх II. Содержит 2.42 масс. % TiO_2 и 2.17 масс. % Cr_2O_3 .

Морфологические типы шпинелидов

Ксеноморфная хромшпинель

Единичные кристаллы крупной (100–800 мкм) хромшпинели ксеноморфны и чаще представлены кристаллами нодулярного габитуса типа fish-hook и зернами остролистной морфологии и прерывистой (ангедральной) шпинели (рис. 2). Внутри и по трещинам в центральных зонах хромшпинели развивается ортопироксен с каймой плагиоклаза по границе. Каймы зональной хромшпинели сложены вермикулярными зёрнами с многочисленными расплавленными и минеральными включениями (оливин, плагиоклаз) (рис. 3). На концентрационной элементной карте видна ассоциация зональной хромшпинели ксеноморфной морфологии и энстатита в межзерновом пространстве оливинов. Вокруг крупной хромшпинели развивается плагиоклазовая оторочка An_{78-90} , обрастающая таблитчатыми кристаллами флогопита.

Ламелярные шпинелиды в пироксенах

Клинопироксен и ортопироксен содержат закономерно ориентированные в двух направлениях под углом 90° кристаллы шпинелидов. В шлифе максимальная толщина ламелей < 3 мкм, а длина достигает 10 мкм, что затрудняет количественное определение их состава. Однако по концентрационным картам и по наиболее крупным ламелям можно предположить, что ламели в основном сложены хромшпинелью.

Ламелярный ортопироксен в основном представлен узкими 5–7 мкм длинными полосами клинопироксена с перпендикулярно ориентированными субмикронными включениями шпинелидов (рис. 4). Редкие крупные 50–100 мкм клинопироксен-хромшпинелевые ламели частично заме-

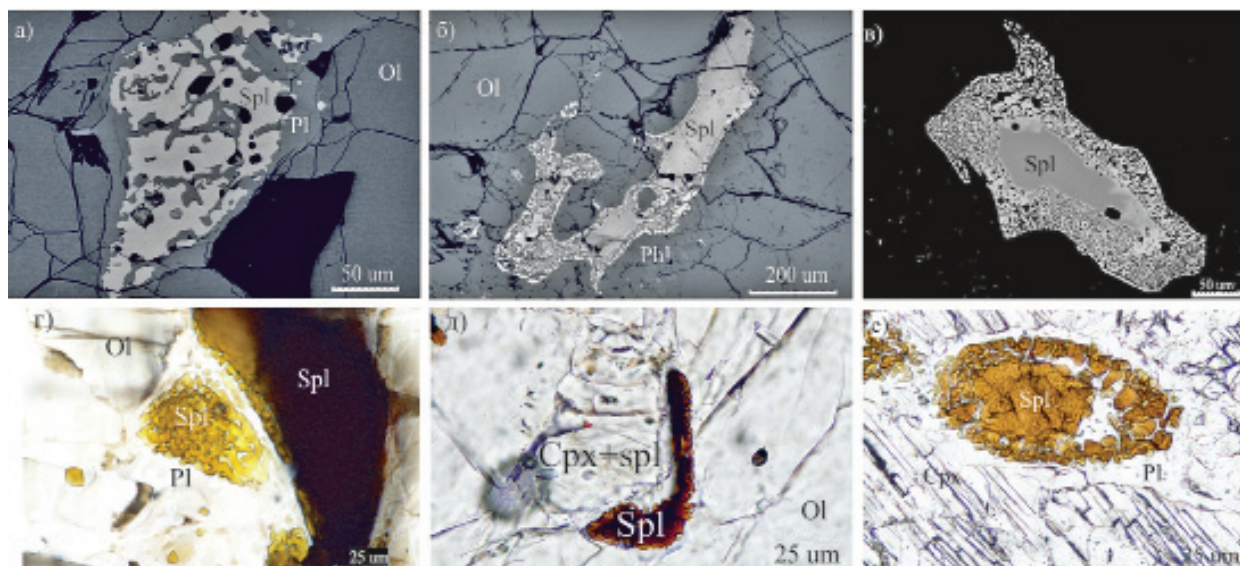


Рис. 2. Морфологические особенности ксеноморфной хромшпинели:

а) вермикулярная хромшпинель с каймой плагиоклаза (фото BSE); б) хромшпинель типа fish-hook, с каймой флогопита (фото BSE); в) зональная хромшпинель остролистной морфологии (фото BSE) г) вермикулярная хромшпинель (проходящий свет); д) хромшпинель типа fish-hook (фото BSE) е) нодулярная хромшпинель (проходящий свет)

Fig. 2. Morphological features of xenomorphic spinel:

a) vermicular Cr-spinel with a plagioclase border (photo BSE); b) fish-hook Cr-spinel, with a phlogopite border (photo BSE); c) zonal Cr-spinel of holly morphology (photo BSE) d) vermicular Cr-spinel (transmitted light) e) nodular Cr-spinel (transmitted light).

щаются амфиболом паргаситового ряда с редкими неориентированными эвгедральными 10–12 мкм кристаллами магнезиохромита. Центральная часть ламелярного пироксена Срх I содержит ортопироксен с единичными включениями амфибола и продольными удлиненными и поперечными укороченными включениями шпинели 2–4 мкм размера. В Срх II развиты монофазные хромшпинелевые ламели. Сульфиды ассоциируют с ламелярными пироксенами, пересекая их цепочками вытянутых включений. Встречаются продукты раскристаллизации MSS (сульфид-магнетитовые глобулы).

Включения хромшпинелидов в породообразующих минералах лерцолита встречаются повсеместно. Вдоль границ зерен оливина с пироксеном, зёрна хромпикотита укрупняются от 3 до 6–7 мкм. Шпинель ряда субферрихромпикотит- субальмохроммагнетит образует каркасные ориентированные включения изометричной формы или скопления червеобразных зёрен перпендику-

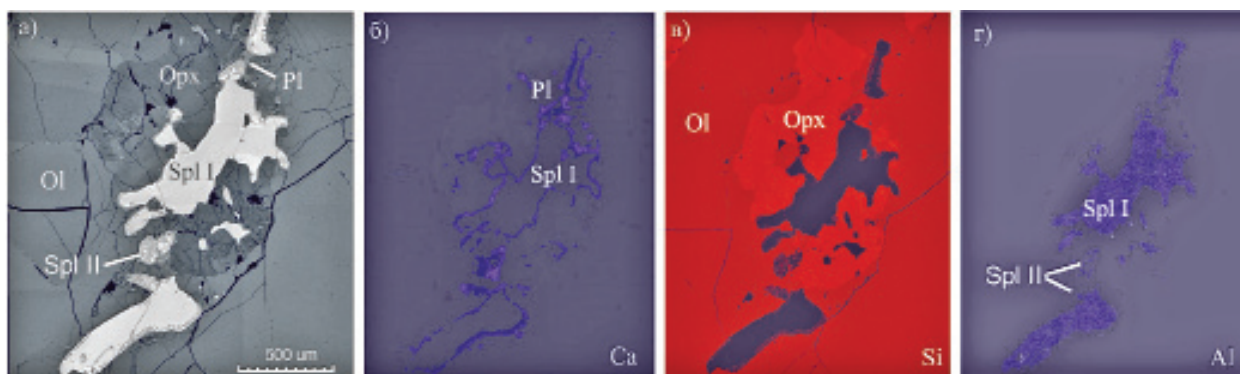


Рис. 3. Фото BSE (а) и характеристическая карта распределения элементов (б, в, г) зональной хромшпинели в ортопироксен-плагиоклазовой ассоциации.

Fig. 3. Photo of BSE (a) and characteristic element map (b, c, d) of zonal Cr-spinel in orthopyroxene-plagioclase association.

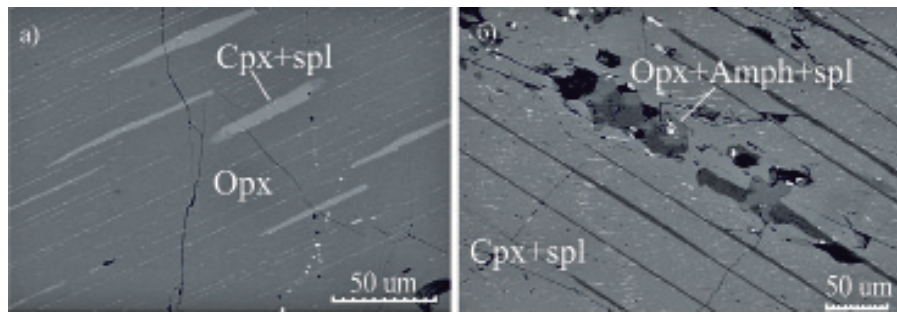


Рис. 4. Ламелярный энстатит (а) и диопсид (б).

Fig. 4. Lamellar enstatite (a) and diopside (b).

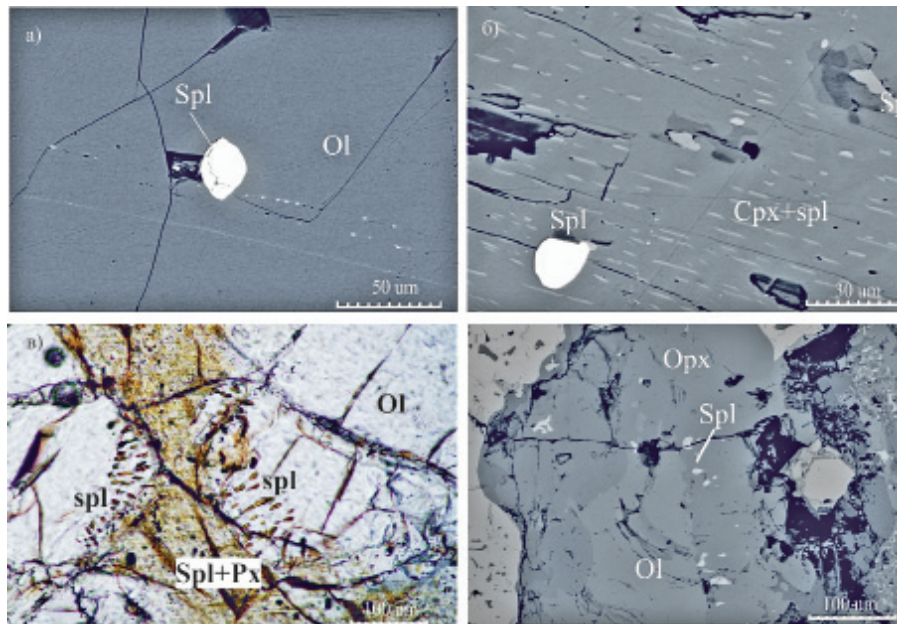


Рис. 5. а) субоктаэдрическое включение шпинели в оливине; б) округлое включение шпинели в ламелярном диопсиде; в) укрупнение зёрен шпинели на контакте оливина с ламелярным пироксеном; г) червеобразные включения в ортопироксене на границе с оливином.

Fig. 5. a) Suboctahedral inclusion of a spire in olivine; b) Rounded inclusion of spinel in lamellar diopside; c) Enlargement of spinel grains at the contact of olivine with lamellar pyroxene; d) worm-like inclusions in orthopyroxene at the border with olivine.

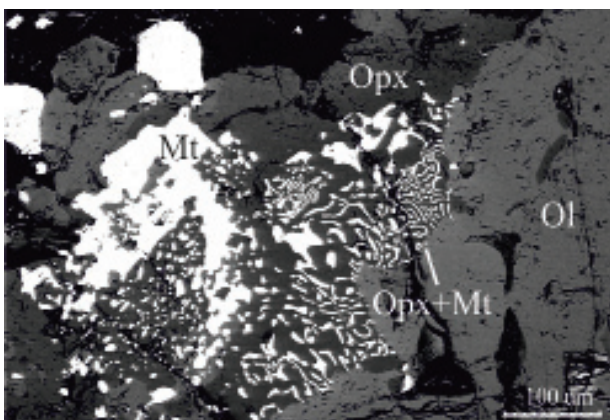


Рис. 6. Реакционная кайма между андезитом (левый верхний угол) и лерцолитом.

Fig. 6. Reaction border between andesite (upper left corner) and lherzolite.

лярно зонам роста. Похожие, но хаотично расположенные включения шпинели встречаются и в самих ламелярных кристаллах пироксена, что может говорить об их едином генезисе. Червеобразные включения шпинели в ортопироксене также приурочены к границам зёрен с оливином. Размер таких включений варьирует от 2 до 10 мкм. Их образование может быть результатом замещения оливина (рис. 5).

Контактный магнетит

В зоне контакта мантийного лерцолита с андезитом, проявлены реакционные взаимодействия, выраженные в образовании

50–100 мкм ортопироксен-магнетитовых симплектитов и кайм магнетита со структурами распада (магнетит-ульвошпинель) с 10 мкм включениями апатита (рис. 6).

Симплектиты образуют псевдоморфозы по оливину и их содержание увеличивается к границе ксенолита с андезитом. Встречаются как полностью, так и частично замещённые оливины. Идиоморфные крупные 200 мкм скопления магнетита чётко маркируют контактовую зону ксенолита.

Вариации составов хромшпинелидов

Ксеноморфная шпинель (нодулярная, типа fish-hook и holy-leaf) зональна по строению и составу: ядра более магнезиальные и менее хромистые по сравнению с внешними каймами вермикулярного строения. Составы ядер шпинели соответствуют пикотиту – хромпикотиту, а зернистые каймы сложены алюмохромитом (рис. 8).

Общий тренд изменения составов шпинелидов из фертильных до деплетированных шпинелевых перидотитов Курило-Камчатской дуги, взятых из базы данных Geogoc, соответствует изменению состава шпинели от центра к каймам.

Составы включений шпинелей в порообразующих минералах и в ламелях в пироксенах близки по Mg# и Cr#, и относятся к ряду субферриалюмо-ферриалюмо-субалюмохромитов, притом ламели в клинопироксене более хромистые, чем в ортопироксене, что видно по интенсивности цветов на концентрационных элементных картах (рис. 7).

Составы хромшпинелей ксеноморфной морфологии попадают в область MORB-перидотитов, тогда как составы хромшпинелей из ламелей и включений занимают область выше SSZ-перидотитов, что доказывает их метасоматическую природу. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ показана обратная корреляция TiO_2 и Al_2O_3 от включений (ламелей) до крупных кристаллов.

Магнетит-ортопироксеновые симплектиты попадают в поле между линиями составов Ti-магнетитового и титангематитового твёрдого раствора. Содержание TiO_2 от 6.1 до 9.6 масс. %, тогда как содержание V_2O_3 – 0.75–1.1 масс. %. Вариации содержания TiO_2 могут быть связаны с наличием микроструктур распада ильменита, хотя визуально их нельзя диагностировать. Ассоциирующий с магнетитом ортопироксен энстатитового состава с Mg# от 78 до 80.4, а в контактирующем с ним оливине на границе Mg# снижается от 90 номера до 74.

Содержание TiO_2 в магнетите контактовой зоны изменяется в широких пределах от 2.1 до 11.8 масс. %. Между TiO_2 и V_2O_3 наблюдается прямая корреляция. Высокое содержание титана

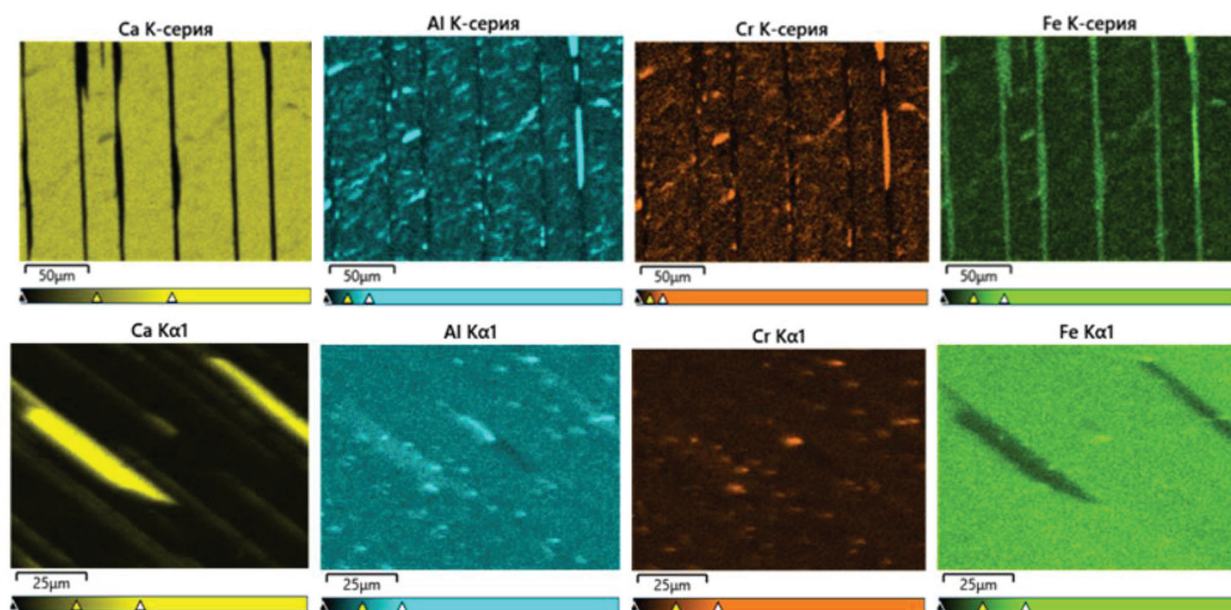


Рис. 7. Концентрационные элементные карты ламелярного диопсида (слева) и ламелярного энстатита (справа).

Fig. 7. Concentration element maps of lamellar diopside (left) and lamellar enstatite (right).

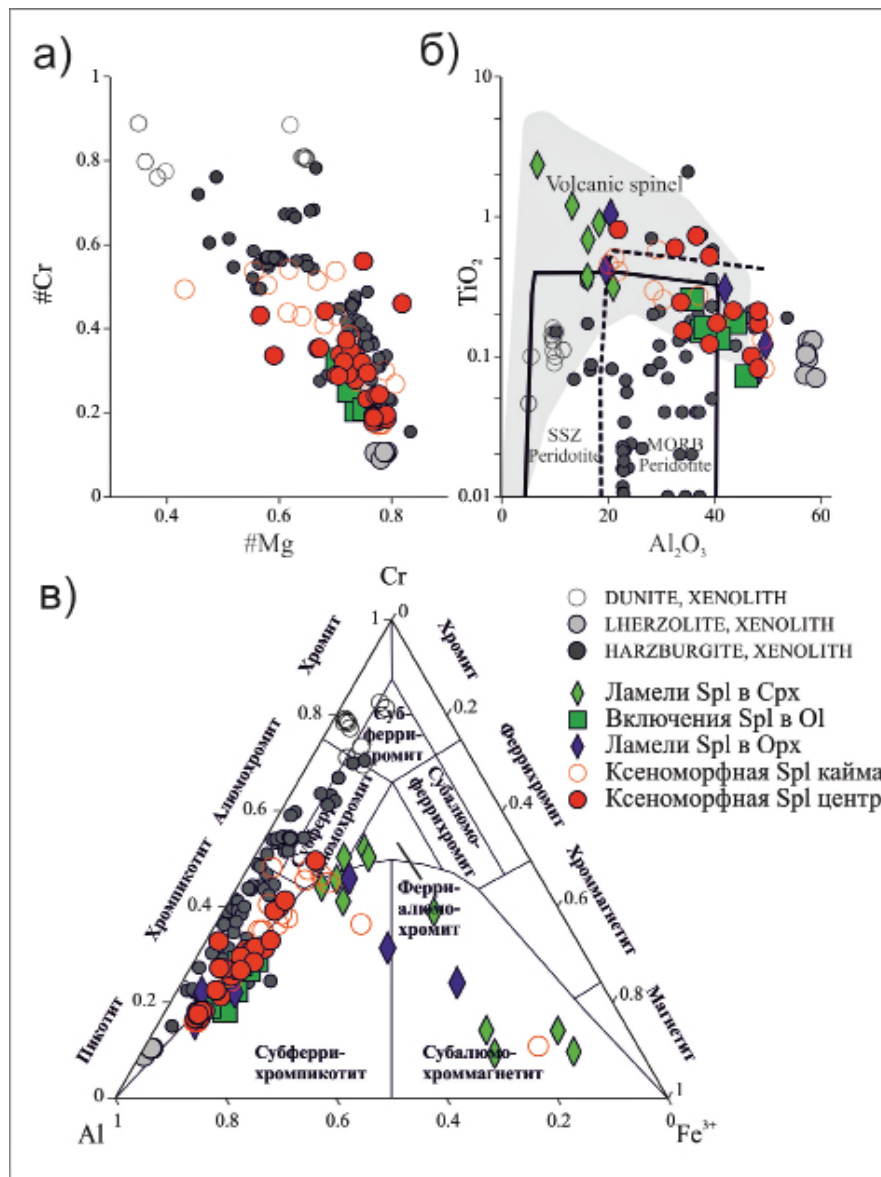


Рис. 8. Составы шпинелидов на диаграммах:

а) – Cr#- Mg#, б) – классификационной диаграмме из статьи (Kamenetsky et al., 2001) TiO₂ – Al₂O₃ (масс. % оксидов) и в) – Al-Cr-Fe³⁺. Серым показаны составы вулканической шпинели, серыми, белыми и черными кругами показаны составы шпинелей из ксенолитов шпинелевых лерцолитов Курило-Камчаткой дуги, взятые из базы данных Georoc.

Fig. 8. Compositions of spinelides in the diagrams:

а) – Cr#- Mg#, б) – classification diagram from (Kamenetsky et al., 2001) TiO₂ – Al₂O₃ (mass. % oxides) and c) – Al-Cr-Fe³⁺. Grey field illustrates volcanic spinel composition; gray, white and black circles show spinel compositions in xenoliths of spinel lherzolites from the Kuril-Kamchatka arc, taken from Georoc database.

тана и ванадия в титаномagnetите связано с наличием с нём пластинчатых включений ильменита и ульвошпинели. Наличие Al₂O₃ от 1.1 до 3.3 масс. % может быть фактором присутствия вростков плеонаста или герцинита, образовавшегося при распаде твердого раствора титаномagnetита.

Обсуждение результатов

При петрографическом и геохимическом исследовании хромшпинелидов в лерцолите из лав вулкана Чиринкотан были выделены несколько генераций:

- 1) ламелярная хромшпинель: Cpx+spl; Cpx+spl+Amph+Orx; Orx+spl+Cpx;
- 2) ксеноморфная хромшпинель: нодулярная, типа fish-hook и остролистная;

- 3) включения хромшпинели в силикатах: Crx; Орх и Ol;
- 4) контактовый (реакционный) магнетит: симплектиты Mt+Орх; идиоморфный Mt с Ar+Срх+Pl;
- 5) магнетит-сульфидные глобулы.

По ассоциирующим с разными генерациями шпинелидов силикатам, а также по изменению состава шпинелидов можно предположить, что изначально захваченный поднимающимися расплавами мантийный лерцолит был метасоматически преобразован в надсубдукционной зоне под вулканом Чиринкотан и при подъёме сохранил как первичные мантийные (метаморфические и текстурно-структурные), так и последующие метасоматические характеристики. По мере структурно-текстурных преобразований первичного мантийного лерцолита состав шпинелидов эволюционировал от исходного пикотита до алюмохромита в акцессорной шпинели и от субферриалюмохромита до субалюмохроммагнетита во включениях. Морфологические особенности хромшпинелидов – ксеноморфность зёрен, наличие вермикулярных разностей в каймах силикатов и шпинелей, и реакционных структур распада в зоне контакта – указывают на многостадийный длительный процесс преобразования исходно мантийных пород.

По характерным структурно-текстурным типам шпинелидов и их составу можно выделить процесс вязко-пластичной деформации мантийного лерцолита до подъема, метасоматоз лерцолита *in situ* расплавами и надсубдукционными флюидами и реакционное преобразование ксенолита при его эксгумации поднимающимися на поверхность расплавами. Первичная мантийная минеральная ассоциация характерна для центральной части ксенолита, на что указывает высокая магнезиальность сосуществующих с шпинелью силикатов: 90–91 % форстеритового минала оливина, низкие содержания в нём $\text{CaO} < 0.04$, а также наличие бластеза и кинк-бэнд структур – признаков деформаций при высоких давлениях (Saveliev, 2019). Ядра ксеноморфной хромшпинели на тренде OSMA попадают в область фертильных абиссальных перидотитов (не показан). В центральных частях высокомагнезиального оливина встречаются хорошо огранённые кристаллы шпинели, что указывает на равновесные условия и позволяет предполагать, что данная ассоциация возникла в поле стабильности шпинелевых лерцолитов.

Структурные особенности пироксенов, выраженные в их ламелярном строении, свидетельствуют о вязко-пластичных деформациях в мантии при её остывании, а присутствие шпинелидов в ламелях указывает на протекание реакции разложения высокоглинозёмистого пироксена при понижении температуры ($2\text{Fo} + \text{Ca-Ts} + \text{Mg-Ts} = \text{Di} + 2\text{En} + 2\text{Sp}$) (Kuo and Essene, 1986). Такие условия могут возникнуть при эксгумации ксенолитов поднимающимися расплавами в магматическую камеру.

Признаками перераспределения вещества и перекристаллизации мантийного лерцолита во внемантийных условиях являются червеобразные включения на границе оливин-ламелярный пироксен, а также укрупнённые оконтуривающие пироксены ферришпинелиды. Изменение ксенолита лерцолита в надсубдукционных условиях происходило с привнесением H_2O и Cl, K_2O и Na_2O , перераспределением Ti и Cr. Ассоциация амфибол-магнезиохромит могла образоваться при воздействии флюида на ламелярный пироксен: $24\text{Spl} + 16\text{Di} + 14\text{En} + \text{fluid} = 8\text{Parg} + 12\text{Chr} + 12\text{Ol}$. Кайма калишпата вокруг ксеноморфной хромшпинели могла сформироваться при реакции щелочного Na_2O и K_2O содержащего расплава со шпинелью или при подъёме мантийного вещества от уровня шпинелевой фации глубинности к уровню устойчивости плагиоклазовых лерцолитов (Piccardo et al., 1990; Shimizu et al., 2008; Rampone et al., 2010 и др.)

В результате подъёма ксенолита расплавом андезитового состава, в зоне контакта возникла реакционная кайма Ti-магнетита и оливин реакционной зоны частично или полностью замещенная магнетит-ортопироксеновыми симплектитам при 1) в присутствии надсубдукционного флюида или слэб-расплава по реакции: $3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{MgSiO}_3$ (Goode, 1974) или 2) при совместной кристаллизации магнетита и ортопироксена из мантийного оливина в присутствии расплава.

Выводы

По выделенным морфологическим и геохимическим типам шпинелидов реконструирован процесс изменения мантийного вещества в надсубдукционной зоне под вулканом Чиринкотан. Формирование ламелей, зональной хромшпинели с каймами магнезиохромита вокруг пикотита, укрупнение зёрен в каймах оливина и пироксена в центральной части лерцолита происходило с понижением температуры при метасоматозе *in-situ* расплавами, предположительно щелочного состава. Дальнейший захват и вынос метасоматизированного мантийного ксенолита новой порцией расплавов привёл к замещению по краю ксенолита оливина магнетит-ортопироксеновыми симплектитам и образованию реакционной каймы Ti-магнетита.

Благодарности

Выражаю благодарность аналитику Ивановой Лидии Аркадьевне и Варламову Дмитрию Анатольевичу за помощь в проведении электронно-микроскопических исследований.

Работа была выполнена за счёт средств гранта РНФ #21-17-00122. Аналитические исследования, выполненные на кафедре петрологии и вулканологии, поддержаны Программой развития МГУ.

Литература

1. Ambler, Edward P. and Paul M. Ashley. "Vermicular orthopyroxene-magnetite symplectites from the Wateranga layered mafic intrusion, Queensland, Australia." *Lithos*. 1977. V. 10 P. 163–172. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(77\)90044-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(77)90044-5).
2. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation. *Chemical Geology*. 1994. V. 113. P. 191–204. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90066-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90066-3).
3. Arai S. Petrologic nature of the sub-arc lithosphere. *Earth Monthly (Gekkan Chikyu)* 2. 1980. P. 822–828 (in Japanese).
4. Arai S. Chemical compositions of chromian spinel and olivine in some alkaline rocks from Japan. *Science Reports of Kanazawa University*. 1990. V. 35.
5. Batanova V.G., Lyaskovskaya Z.E., Savelieva G.N., Sobolev A.V; Peridotites from the Kamchatsky Mys: evidence of oceanic mantle melting near a hotspot. *Russ. Geol. Geophys.* 2014. V. 55 No. 12. P. 1395–1403. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.11.004>.
6. Goode A.D.T. Oxidation of natural olivines. *Nature*. 1974. V. 248. P. 500–501.
7. Green David H and Alfred Edward Ringwood. "The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure." *Earth and Planetary Science Letters*. 1967. V. 3. P. 151–160. DOI:10.1016/0012-821X(67)90027-1.
8. Herzberg C.T. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1978. V. 42. No. 7. P. 945–957. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90003-9).
9. Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. Ph.D. thesis, Cardiff University. 2012. 468 p.
10. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. No. 4. P. 655–671. DOI:10.1093/petrology/42.4.655.
11. Kuo L. C., Essene E. J. Petrology of spinel harzburgite xenoliths from the Kishb Plateau, Saudi Arabia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1986. V. 93. P. 335–346. <https://doi.org/10.1007/BF00389392>.
12. Leblanc M., Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineralium Deposita*. 1980. V. 15. P. 201–210.
13. Matsumoto I, Arai S, Muraoka H, Yamauchi H Petrological characteristics of the dunite-harzburgite-chromitite complexes of the Sangun zone, Southwest Japan. *J Mineral Petrol Econ Geol*. 1995 a. V. 90. P. 13–26. (in Japanese with English abstract).
14. Matsumoto I., Arai S. Morphological and chemical variations of chromian spinel in dunite-harzburgite complexes from the Sangun zone (SW Japan): implications for mantle/melt reaction and chromitite formation processes. *Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 73. P. 305–323. <https://doi.org/10.1007/s007100170004>.
15. Mercier JC, Nicolas A Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *J Petrol.* 1975. V. 16. P. 454–487. <https://doi.org/10.1093/petrology/16.1.454>.
16. Morishita T, Arai S, Takahashi N Partial melting process in the upper mantle deduced from morphological and chemical variations of the chromian spinel twopyroxene symplectite due to progressive partial melting of the Horoman peridotite, Hokkaido, Japan. *J Mineral Petrol Econ Geol*. 1995. V. 90. P. 93–102.

17. Morishita T., Andal E.S., Arai S., Ishida Y. Podiform chromitites in the lherzolite-dominant mantle section of the Isabela ophiolite, the Philippines. *Island Arc*. 2006. V. 15. P. 84–101. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2006.00511.x>.
18. Nielson-Pike J.E., Schwarzman E.C. Classification of textures in ultramafic xenoliths. *Journal of Geology*. 1977. V. 85. P. 49–61.
19. Nixon P.H. & Neal C.R. Ontong Java Plateau: deep-seated xenoliths from thick oceanic lithosphere. In: Nixon P.H. (ed.) *Mantle Xenoliths*. New York: John Wiley. 1987. P. 335–345.
20. Obata M. The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenite // *American Mineralogist*. 1976. V. 61. No. 7–8. P. 804–816.
21. Perkins, Dexter & Anthony, E. The evolution of spinel lherzolite xenoliths and the nature of the mantle at Kilbourne Hole, New Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. V. 162. P. 1139–1157. [10.1007/s00410-011-0644-1](https://doi.org/10.1007/s00410-011-0644-1).
22. Piccardo G.B., Rampone E., Vannucci R. Upper mantle evolution during continental rifting and ocean formation: evidence from peridotite bodies of the Western Alpine–Northern Apennine system, *Mémoires de la Société géologique de France*. 1990. V. 156. P. 323–333.
23. Pushkarev, Evgenii & Kamenetsky, Vadim & Morozova, A. & Khiller, Vera & Glavatskykh, S. & Rodemann, Thomas. Ontogeny of Ore Cr-Spinel and Composition of Inclusions as Indicators of the Pneumatolytic–Hydrothermal Origin of PGM-Bearing Chromitites from Kondyor Massif, the Aldan Shield. *Geology of Ore Deposits*. 2015. V. 57. P. 352–380. [10.1134/S1075701515050049](https://doi.org/10.1134/S1075701515050049).
24. Rampone E., Vissers R.L.M., Poggio M., Scambelluri M., Zanetti A. Melt migration and intrusion during exhumation of the Alboran lithosphere: the Tallante mantle xenolith record (Betic Cordillera, SE Spain). *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 295–325. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp061>.
25. Saveliev, Dmitry. Morphological and Compositional Features of Chromian Spinel from Mantle Ultramafic Rocks of The Nurali Massif (South Urals). *МИНЕРАЛОГИЯ (MINERALOGY)*. 2019. V. 5. P. 3–18. [10.35597/2313-545X-2019-5-4-1](https://doi.org/10.35597/2313-545X-2019-5-4-1).
26. Shimizu Y., Arai S., Morishita T., Ishida Y. Origin and significance of spinel-pyroxene symplectite in lherzolite xenoliths from Tallante, SE Spain. *Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 94. P. 27–43.
27. Simkin T., Smith J.V. Minor-element distribution in olivine // *J. Geol.* 1970. V. 78(3). P. 304–325.
28. Takahashi, N. and Arai, S., Textural and chemical features of chromian spinel-pyroxene symplectites in the Horoman peridotites, Hokkaido, Japan. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sect. B*. 1989. V.10. P. 45–55.
29. Varne R. On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and elsewhere // *Journal of petrology*. 1977. V. 18. No. 1. P. 1–23. <https://doi.org/10.1093/petrology/18.1.1>.
30. Yudovskaya M.A., Costin G., Shilovskikh V., Chaplygin I., McCreesh M., Kinnaird J. Bushveld symplectic and sieve textured chromite is a result of coupled dissolution-reprecipitation: a comparison with xenocrystic chromite reactions in arc basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2019. V. 174. P. 74. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1613-3>.