

УДК 552.321.6+553.46

Синдеформационные выделения хромшпинелидов в пластически деформированных агрегатах оливина (офиолиты Крака, Южный Урал)

Д.Е. Савельев^а, И.А. Блинов^б^аИнститут геологии Уфимского научного центра РАН, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2. E-mail: sav171@mail.ru^бИнститут минералогии УрО РАН, 456301, Челябинская область, Миасс, Ильменский заповедник. E-mail: ivan_a_blinov@mail.ru

(Статья поступила в редакцию 13 августа 2015 г.)

Приведены результаты структурно-петрографического и минералого-геохимического изучения дунитовых прожилков в шпинелевых перидотитах офиолитового массива Крака. Показано, что пластическая деформация поликристаллического оливина, слагающего дунит, сопровождалась выделением примесных компонентов – алюминия и хрома – в виде новообразованных хромшпинелидов. Самые тонкие игольчатые выделения толщиной 0,3-0,5 микрона располагаются внутри зерен оливина вдоль направления [010]. Более крупные удлиненные ксеноморфные выделения хромшпинелидов – преимущественно вдоль границ зерен и субзерен оливина, реже – внутри зерен вдоль направления [100]. Отмечаются переходы от мелких ксеноморфных выделений до идиоморфных кристаллов шпинелидов. По аналогии с процессами динамического старения в металлических системах наблюдаемые структурно-вещественные преобразования в дунитах связываются с деформационно-индуцированной сегрегацией примесей. Предполагается, что типичные для офиолитовых дунитов идиоморфные кристаллы хромшпинелидов образуются путем коалесценции и сфероидизации и что данный процесс может иметь важное значение при образовании рудных скоплений хрома в офиолитах.

Ключевые слова: ультрамафиты, хромититы, пластическая деформация, петроструктура оливина, сегрегация, коалесценция, реоморфизм, Южный Урал, Крака.

DOI: 10.17072/psu.geol.29.44

Введение

Выделение неструктурных примесей из минерала-хозяина в виде собственных дисперсных фаз является широко распространенным явлением, хорошо изученным как для металлических, так и для силикатных систем. В ультраосновных породах мантийного происхождения описаны различные типы включений в пороодообразующих оливине и ортопироксене.

Наиболее распространенными являются ламеллярные структуры в энстатите, образующиеся в результате распада твердого раствора при охлаждении либо пластической деформации и связанных с ней фазовых переходах и двойниковании [30, 33 и др.]. Меньшим распространением пользуются симплектитовые выделения шпинели, орто- и клинопироксена в оливине [45, 48 и др.].

В оливине описаны разнообразные ла-меллярные и игольчатые включения фаз, обогащенных железом (магнетита, гематита), кремнием (тридимита, энстатита), хромом, алюминием (шпинелида), титаном (ильменита), кальцием (клинопироксена, кирштайнита) [26, 41, 53, 56 и др.]. Минеральные включения часто ассоциируют с флюидными (CO_2 , NaCl) [38], а в ряде случаев их возникновение связывается с наличием в кристаллической решетке оливина водосодержащих дефектов со структурным типом клиногумита [50]. Для объяснения наблюдаемых явлений были предложены различные гипотезы, привлекающие механизмы распада твердых растворов граната и флогопита [28], окислительного отжига [43], остывания оливина, обогащенного примесями, в результате чего происходит распад пересыщенного твердого раствора [36], а также дегидратации водосодержащих дефектов при декомпрессии [41].

Предлагаемая работа посвящена разномасштабным включениям шпинелидов в поликристаллическом агрегате оливина в офиолитах массива Крака. В изученных образцах удалось зафиксировать различные стадии роста частиц хромшпинелидов: от игольчатых выделений субмикронного размера до макроскопических идиоморфных кристаллов, характерных для дунитов офиолитовой ассоциации.

Объект и методика исследований

С целью изучения начальной стадии образования дунитов были исследованы их тонкие прожилки в шпинелевых перидотитах массива Средний Крака в пределах хромитоносной зоны месторождения №33. Геологическое строение данного объекта подробно описано в работах [12, 13, 15], и поэтому ниже мы остановимся лишь на характеристике детально изученных образцов ультраосновных пород.

При изучении дунитовых прожилков применялись структурно-петрографические и электронно-микроскопические методы исследований. Структурно-

петрографические методы включали: 1) построение полюсных фигур для главных направлений кристаллической решетки оливина путем определения ориентировки осей оптической индикатрисы на универсальном столике Федорова, 2) статистическую обработку ориентировок удлинённых зерен хромшпинелидов, 3) построение ориентационных карт для агрегатов оливина.

Петроструктурные исследования проводились по известным методикам [19], количество изученных зерен для разных шлифов составило от 105 до 250. Для получения статистических данных об ориентировке удлинённых выделений хромшпинелидов исследовались сканированные изображения шлифов в программе ImageTools, расчет проводился для сечений, отношение длины к ширине в которых превышало 1,5. Визуализация данных проведена путем построения статистических гистограмм в MS Excel и затем роздиаграмм средствами векторной графики.

Для построения ориентационных карт оливина проводилась ручная трассировка первичных зерен на панорамных микрофотографиях, выполненных в проходящем свете и в скрещенных николях с последующей обработкой изображений в программах растровой графики с целью «снять влияние серпентинизации». Подобные методики широко применяются при структурном изучении природных ультрамафитов, которые всегда в той или иной степени подвержены низкотемпературным изменениям [25]. После трассировки каждый фрагмент оливинового агрегата (зерно, субзерно) был пронумерован и исследован на федоровском столике. Определенные координаты кристаллографических направлений выносились на верхнюю полусферу сетки Вульфа, сегменты которой были окрашены в соответствии с принятой градацией (см. ниже). Согласно полученным данным, каждый фрагмент оливинового агрегата был окрашен в цвет, соответствующий координатам выхода направления [100] в оливине.

Электронно-микроскопические исследования проводились на СЭМ Vega3 Tescan с ЭДА в двух полированных шлифах, детально изученных оптическими методами, и в двух полированных срезах (аншлифах). При определении состава минералов на сканирующем электронном микроскопе применялись следующие эталоны. Для оливина и серпентина: по оливину, шашка MINM25-53, серийный номер 01-044 (Astimex Scientific Limited). Для хромшпинелидов: 1) Fe, O по гематиту (о.Эльба, Италия), 2) Mg по периклазу (синтетический монокристалл), в обоих случаях - шашка MINM25-53, серийный номер 01-044 (Astimex Scientific Limited); 3) Al по Al₂O₃ (синтетический), 4) Cr по Cr-металлическому, 5) Mn по Mn-металлическому, 6) Ti по Ti-металлическому, 7) Ni по Ni-металлическому, в случаях 3-6 - шашка № 1362 (Micro-analysis consultants LTD).

Фактический материал

Геология и петрография

В геологическом строении участка преимущественным распространением пользуются шпинелевые лерцолиты и диоксидсодержащие гарцбургиты. В перидотитах залегает дунитовое тело небольшой мощности (2-5 м), вмещающее массивные и нодулярные хромовые руды. Кроме основного рудовмещающего тела дунитов на восточном фланге месторождения встречаются маломощные (0,5-5 см) прожилки дунитов, ответвляющиеся от основной залежи.

Шпинелевые перидотиты и рудовмещающие дуниты обладают преимущественно порфирированной структурой, которая обусловлена наличием зерен оливина и ортопироксена двух групп размерности. Крупные выделения оливина имеют размер более 1,5 мм и всегда обладают развитой субзеренной структурой. Субграницы характеризуются неодинаковой четкостью и могут разделять блоки как изометричной, так и удлиненной фор-

мы. Разориентировка на субграницах составляет от первых градусов до 15-20°.

Происхождение субграниц различно: полосы сброса являются «геометрически необходимыми» при аккомодации деформации в случае недостатка в пяти независимых системах скольжения (критерий фон Мизеса) [7, 22 и др.], другие субграницы образованы стенками дислокаций при переползании последних в ходе полигонизации. В предельном случае оливин полигонизируется на больших участках, формируя непрерывный матрикс субзеренного строения, в который могут быть включены более мелкие зерна хромшпинелидов, оливина и пироксенов.

Мелкие зерна оливина имеют размер 0,2-1 мм, они обладают более однородным строением. Образование зерен данного типа связано с динамической рекристаллизацией оливина, которая может быть как межзерновой, так и внутризерновой [31]. В первом случае зарождение новых зерен, свободных от дефектов, происходит на границах интенсивно деформированных первичных зерен, во втором случае – в наиболее дефектных участках внутри деформированных зерен. В последнем случае внутри крупных зерен оливина наблюдается образование участков с иной ориентировкой (псевдопойкилитовые включения «оливин-в-олиvine») [18]. Образование подобных включений может происходить на линии полос сброса по механизму «ротационной рекристаллизации» [10].

Ортопироксен в шпинелевых перидотитах представлен также двумя типами зерен: 1) крупными (более 1,2 мм) и 2) мелкими (0,2-0,7 мм). Для крупных зерен наиболее характерны изометричные очертания и отчетливые следы хрупкопластической деформации, которая отражена в неоднородном погасании, изгибе плоскостей спайности, образовании кинкбандов. Мелкие выделения образованы в результате динамической рекристаллизации и преимущественно развиты по периферии более крупных первичных зерен.

Результаты петроструктурных исследований

В изученных ранее образцах шпинелевых перидотитов и дунитов диагностированы деформационные структуры, образованные на этапе высокотемпературного пластического течения в верхней мантии [12, 13]. Породы претерпели проникающие пластические деформации, которые отразились как в формировании преимущественной ориентировки зерен оливина по форме, так и в формировании отчетливых петроструктурных узоров.

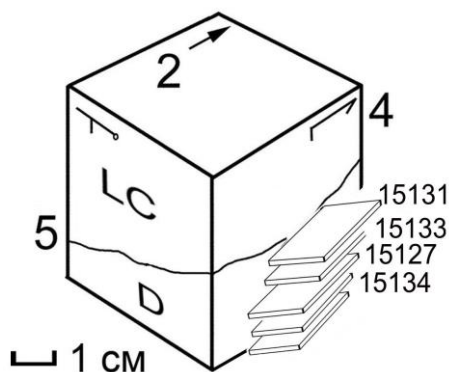


Рис.1. Расположение изученных срезов в дунитовом прожилке внутри шпинелевого перидотита (образец СК-103-2LB). LC – перидотит, D – дунит, цифрами 2, 4, 5 обозначены шлифы, изготовленные в трех взаимно перпендикулярных плоскостях [14], номера срезов соответствуют лабораторным номе-

рам, фигурирующим ниже в таблицах и тексте; соответствие номеров: 15131/СК-103-2LB=7, 15133/СК-103-2LB=7, 15127/СК-103-2LB=8, 15134/СК-103-2LB=8

В данном исследовании основное внимание уделено особенностям кристаллографической ориентировки оливина из тонких дунитовых прожилков, которые изучены в обнажении в 2 м восточнее контакта рудовмещающего дунитового тела. Исследованы срезы, ориентированные параллельно контакту дунит-перидотит на разном расстоянии от последнего. Пространственное расположение изученных шлифов из образца дунита показано на рис. 1.

Все изученные срезы ориентированы в плоскости минеральной уплощенности, которая параллельна контакту дунит-перидотит. Установить линейность по зернам оливина оказалось довольно сложно из-за развитой субструктуры. Вместе с тем определить направление пластического течения породы можно также по ориентировке элементов строения кинкбандов, которые образуются при аккомодации деформации в поликристаллическом агрегате [20].

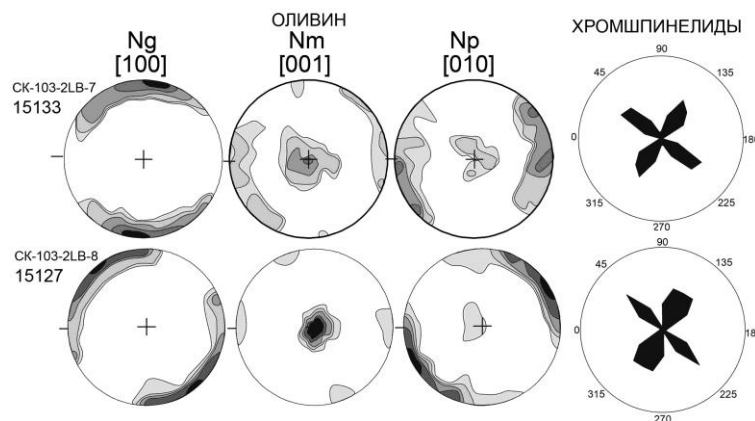


Рис.2. Преимущественная оптическая ориентировка оливина (слева) и морфологическая ориентировка удлиненных выделений хромшпинелидов в дунитовых прожилках (справа). Приведена проекция на верхнюю полусферу сетки Вульфа, изучено соответственно 250 и 140 зерен; на розах-диаграммах ориентировки хромшпинелидов показана градусная сетка, соответствующая таковой для полюсных фигур оливина (север слева). Построение диаграмм для ориентировки выделений хромшпинелида проведено в программе ImageTools на основе сканированных изображений шлифов, использованы данные для частиц с отношением длины к ширине более 1,5; количество зерен соответственно 470 и 80

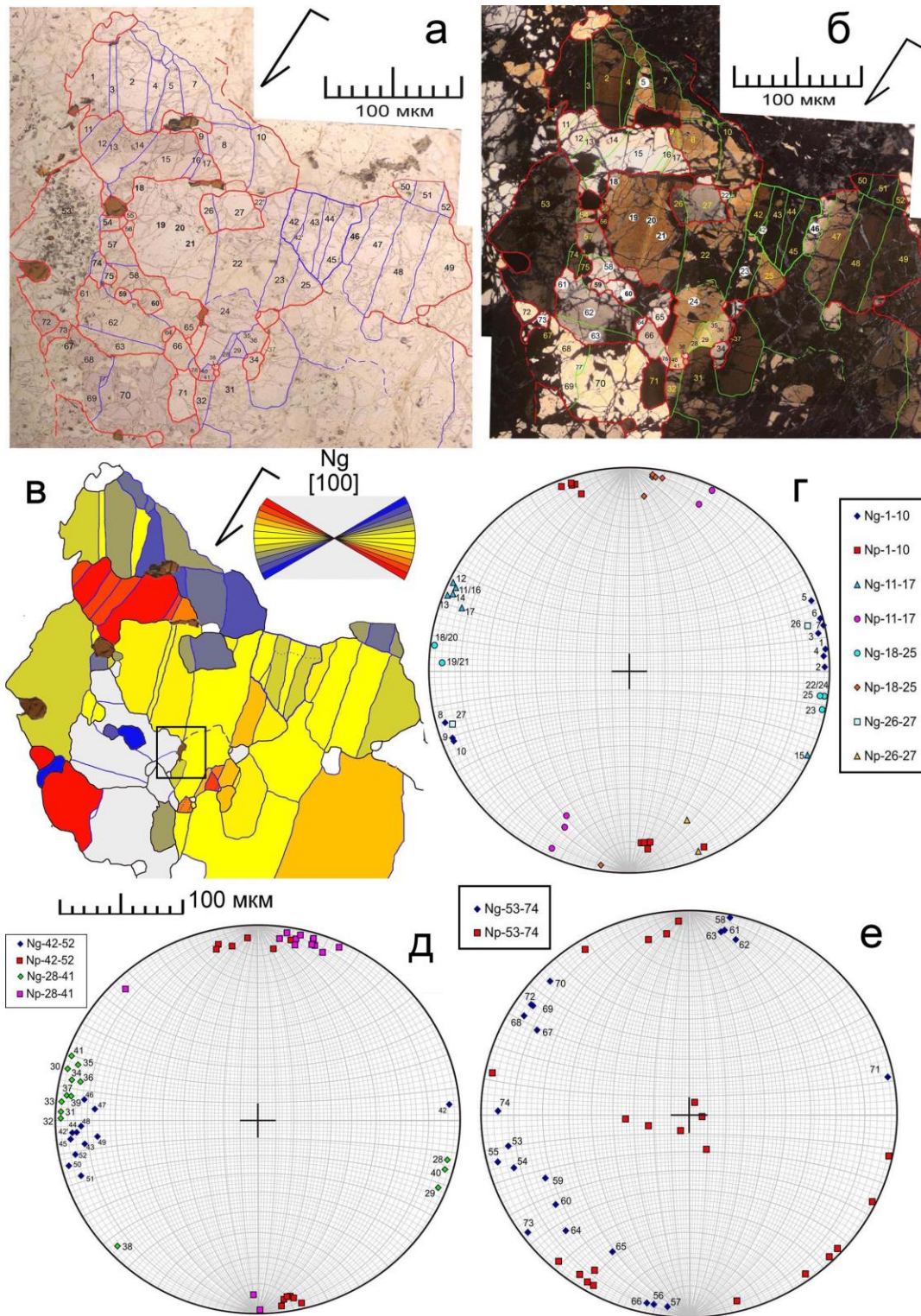


Рис. 3. Карта ориентировки оливина в прожилке дунита (обр. СК-103-2LB-8): а – б – микрофотографии фрагмента шифа при параллельных (а) и скрещенных (б) николях с трассированными границами зерен (красный цвет) и субзерен (зеленый цвет), в – карта ориентировки оливина: окраска зерен соответствует ориентировке направления [100] согласно разграфке на врезке; г – е – положение осей оптической индикатрисы оливина для отдельных субзерен на сетке Вульфа (номера субзерен соответствуют таковым на верхних снимках). На рис.3, в обведено выделение хромитинелида, детально охарактеризованное ниже на рис.5

При этом внутризерновое скольжение происходит в плоскости, ориентированной под большим углом к параллельным полосам излома внутри ограниченного ими пространства [11, 23]. Согласно методике, описанной в указанных работах, приблизительно геометрическая ориентировка направления пластического течения в зернах оливина может быть определена по перпендикуляру к полосам излома и в изученных образцах она обычно соответствует расположению оси Ng минерала.

Изучение ориентировки удлиненных выделений хромшпинелидов проведено в шлифах СК-103-2LB7 и СК-103-2LB8. Для этого сканированные изображения шлифов были обработаны в программе ImageTools, и по результатам построены розы-диаграммы ориентировок (рис.2). На диаграммах видно, что преимущественным распространением пользуются два взаимоперпендикулярные направления – СВ-ЮЗ (40°) и ЮВ-СЗ (130°).

Вместе с тем в образце СК-103-2LB7 эти направления имеют примерно одинаковую интенсивность и охватывают примерно одинаковый сектор в градусах, а в образце СК-103-2LB8 роль первого направления снижается и одновременно сужается диапазон значений. Для второго направления изменения имеют прямо противоположную тенденцию. Следует отметить, что зафиксированное в изученных образцах бимодальное распределение ориентировок удлиненных выделений хромшпинелидов в поликристаллическом оливиновом матриксе характеризует сетчатую (петельчатую) текстуру, которая, как известно, является также очень характерной для макроскопического масштаба наблюдения в хромовых рудах многих офиолитовых комплексов.

В отличие от геометрической ориентировки выделений хромшпинелидов, которая сохраняется почти без изменений от контакта дунит – перидотит в глубь дунитового прожилка, петроструктурный узор оливина претерпевает некоторые изменения. В образце СК-103-2LB7 отмечается множественное скольжение по системе

[100]{0kl}, что отражено в двух максимумах одинаковой интенсивности для осей Nm=[001] и Np=[010], образующих пояс, перпендикулярный плоскости минерального уплощения

В образце СК-103-2LB-8 фиксируется интенсивный максимум оси Nm перпендикулярно к плоскости образца (плоскости контакта дунит – перидотит). В то же время в изученном шлифе прекрасно выражены кинкбанды, состоящие из многочисленных полос излома (рис.3), что говорит о перпендикулярной ориентировке плоскостей внутризернового скольжения в этих зернах. Сопоставление внутреннего строения изученной выборки зерен с ориентировкой в них осей оптической индикатрисы оливина указывает на наличие в этих зернах скольжения по системе [100](010).

Для исследования взаимоотношения петроструктурных особенностей оливина с распределением и геометрическими характеристиками выделений хромшпинелидов были сделаны панорамные снимки наиболее интересных участков шлифов в параллельных и скрещенных николях, затем проведена ручная трассировка границ зерен и субзерен оливина, а также выделений хромшпинелидов. Строение одного из таких участков показано на рис. 3. В верхней части приведены панорамные снимки одного и того же участка (рис. 3, А, Б), цифрами на которых обозначены зерна и субзерна, ориентировка которых была определена на универсальном столике, а ее результаты графически показаны на схеме ниже (рис. 3, В). Цвета, в которые окрашены зерна и субзерна оливина, указывают на ориентировку в них оси оптической индикатрисы Ng (в соответствии с врезкой, помещенной над схемой). На рис.3 (Г-Е) приведены проекции выхода осей индикатрисы зерен оливина Ng и Np на верхнюю полусферу сетки Вульфа, цифры рядом с выходами Ng соответствуют номерам зерен на фотографиях.

На карте ориентировок (рис. 3, В) видно, что большая часть фрагментов характеризуется близким расположением оси

Ng, фигуративные точки зерен и субзерен № 1-55 преимущественно попадают в сектор размером 60° , и лишь область в нижней левой части схемы сложена зернами и субзернами, имеющими отличающуюся ориентировку. Большинство крупных зерен из основной выборки разделено многочисленными субпараллельными полосами излома, блоки между которыми разориентированы на величину от первых до $15-20^\circ$.

При оптическом увеличении сложно четко разделить границы в поликристаллическом оливине на большеугловые (БУГ) и малоугловые (МУГ). Часто обширные участки минерального агрегата разделены МУГ и полосами излома, и в разных частях таких областей может наблюдаться как постепенный, так и резкий переход к участкам с иной ориентировкой (рис.3). При этом в пределах данных участков встречаются более мелкие изометричные и слабо удлиненные «зерна», отделенные от матрицы большеугловой границей («псевдопойкилитовые включения»). Подобные включения хорошо видны в правой нижней части рис. 3. Внутри обширной области, представленной оливином с развитой субструктурой.

На схеме отмечается несколько зерен хромшпинелидов: в левой части – крупное изометричное зерно, в верхней части – два удлиненных выделения, ориентированные длинной осью в горизонтальном направлении, и наиболее мелкое выделение (немного левее центра схемы), заключенное в рамку. Наибольший интерес для исследования структурных взаимоотношений между оливинным матриксом и выделениями хромшпинелидов представляет последнее, которое будет рассмотрено в следующем разделе.

Выделения хромшпинелидов

При петрографическом изучении шлифов тонких дунитовых прожилков были обнаружены многочисленные выделения хромшпинелида, размер которых

непрерывно изменяется от субмикронного (за пределами разрешающей способности оптического микроскопа) до макроскопических зерен с различной степенью кристаллографической огранки.

Как показали исследования образцов методами рентгеновской томографии, распределение хромшпинелидов в объеме дунитовых прожилков неравномерное, они часто собраны в агрегаты и вытянуты в одном направлении [15]. Площадь, занимаемая хромшпинелидами в срезах, параллельных контакту дунит – перидотит, составила в среднем 3%, что в 2-3 раза превышает их содержание в типичном шпинелевом перидотите массивов Крака.

Из-за значительной серпентинизации пород большая часть выделений отделяется от оливинного матрикса серпентиновой оторочкой, часть из выделений в той или иной мере подвержена вторичному изменению, связанному с серпентинизацией, другая полностью превращена в магнетит или имеет тонкую магнетитовую кайму. Поэтому при электронномикроскопических исследованиях основной целью был поиск, во-первых, самых мелких выделений, а во-вторых, выделений внутри неизменного оливина.

Морфология, локализация и ориентировка выделений закономерно изменяется по мере увеличения их размера. Наиболее тонкие выделения имеют игольчатую (нитевидную) форму при длине 5-10 мкм и толщине менее 1 мкм. Они расположены в объеме зерен оливина и ориентированы вдоль направления [010] минерала-хозяина (рис.4). Аналогичная ориентировка игольчатых выделений хромшпинелидов в оливине была установлена в ультрамафитовых ксенолитах из архипелага Бисмарка (Папуа - Новая Гвинея) [36].

Более крупные выделения хромшпинелидов толщиной в первые микроны при длине 15-20 мкм преимущественно располагаются вдоль границ зерен оливина (большеугловых границ), реже вдоль границ субзерен (малоугловых границ) оливина (рис.5). В редких случаях подобные более крупные выделения встречались в

объеме зерен. В этом случае они имели резко отличающуюся ориентацию по сравнению с описанными выше игольчатыми выделениями, а именно длинной стороной они всегда ориентированы вдоль направления $[100]$ в оливиновом матриксе (рис.6).

Выделения данного типа редко встречаются отдельно, обычно они фиксируются как «апофизы» более крупных хромшпинелидов, имеющих ветвящуюся форму (рис.5). Размеры таких зерен варьируют от 50 до 200 мкм, и они часто постепенно переходят в идиоморфные кристаллы.

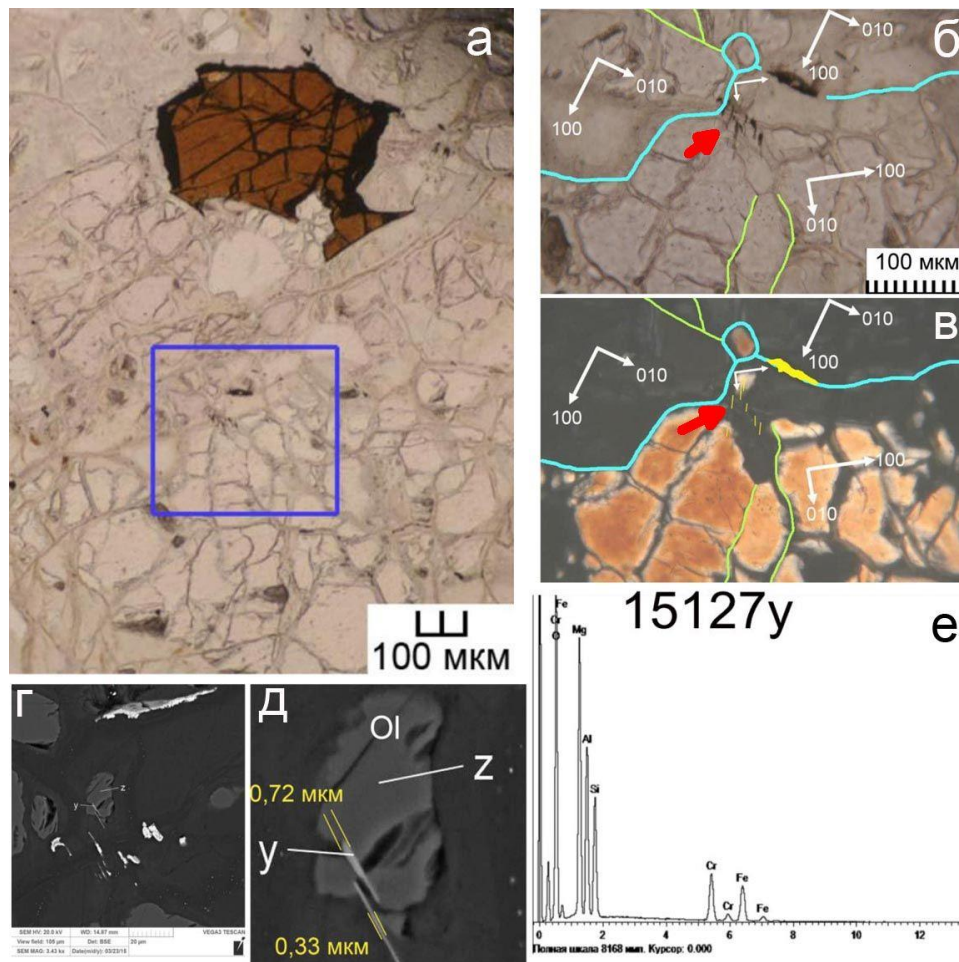


Рис. 4. Игольчатые выделения хромшпинелидов в зернах оливина (образец 15127/СК-103-2LB-8): а – общий вид участка шлифа с крупным зерном хромшпинелида и мельчайших игольчатых выделений хромшпинелидов в серпентинизированном оливине, синим выделен участок, детальнее показанный на снимках (б) в проходящем свете и (в) в скрещенных николях, стрелкой показан участок, детализированный на фотографии (г); г – центральная часть снимков (б) и (в) – снимок в обратнорассеянных электронах (черное – серпентин, темно-серое – оливин, светло-серое – хромшпинелид, белое – магнетит); д – увеличенное изображение центральной части фотографии (г); е – качественный спектр, подтверждающий идентификацию игольчатых выделений как хромшпинелидов. На снимках (б) и (в) голубым цветом показаны межзеренные границы (большеугольные), зеленым цветом – субзеренные границы (малоугольные) в оливине, на снимке (в) желтым цветом обозначены выделения хромшпинелидов, стрелками показаны направления в кристаллической решетке оливина, ближайшие к данному срезу (направление стрелки указывает на «восстание» данного направления), желтым цветом показана толщина наиболее тонких выделений хромшпинелида, на снимках (г) и (д) латинскими буквами обозначены точки, в которых проведено изучение химического состава

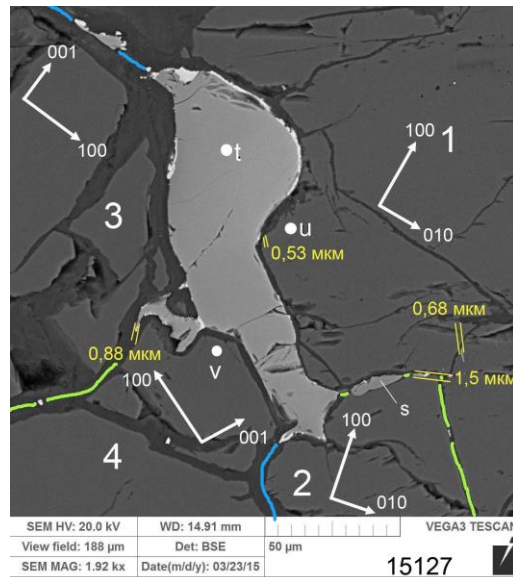


Рис. 5. Морфология и ориентационные соотношения выделений хромитинелида и оливинового матрикса (обр. СК-103-2LB-8, фрагмент 15127с). Цифрами обозначены различные зерна оливина, латинскими буквами – точки, в которых проведено изучение химического состава, голубым цветом показаны межзеренные границы (большеугловые), зеленым цветом – субзеренные границы (малоугловые) в оливине, стрелками показаны направления в кристаллической решетке оливина, ближайшие к данному срезу (направление стрелки указывает на «восстание» данного направления), желтым цветом обозначена толщина наиболее тонких выделений хромитинелида

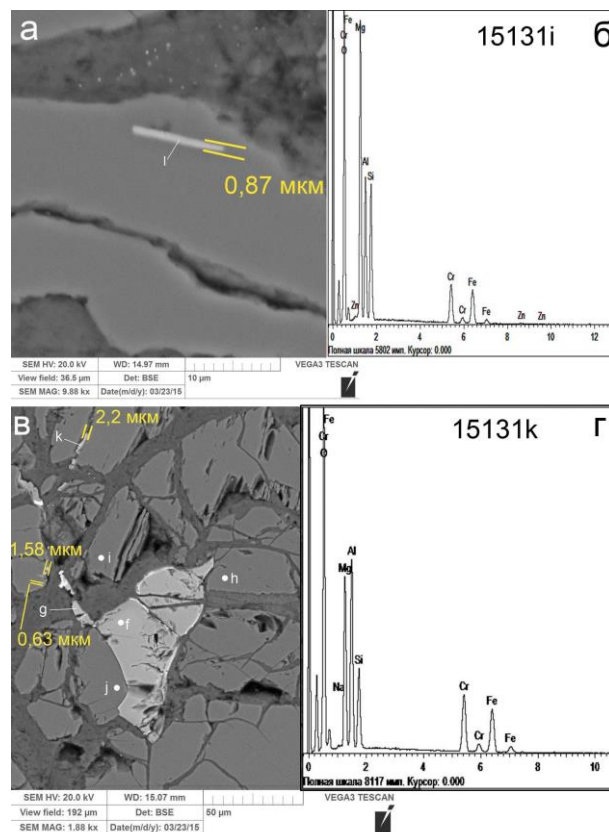


Рис. 6. Морфология выделений хромитинелида в оливине (образец 15131). Латинскими буквами обозначены точки, в которых проведено изучение химического состава, желтым цветом показана толщина наиболее тонких выделений хромитинелида, справа приведены фрагменты качественных спектров, подтверждающие идентификацию игольчатых выделений как хромитинелидов

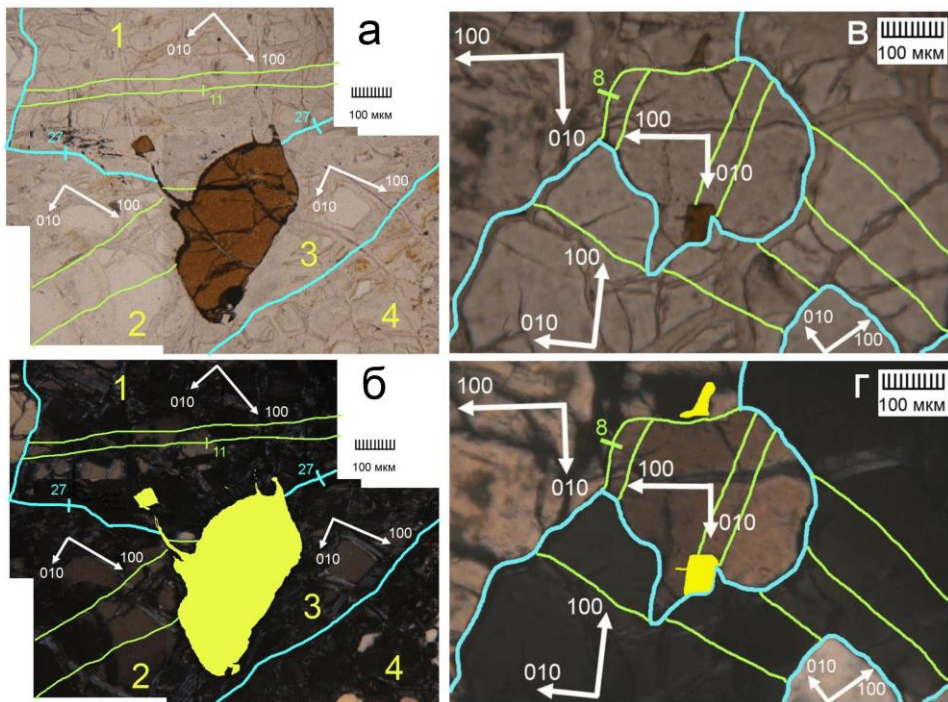


Рис.7. Локализация выделений различного размера и типичная ориентировка шпинелидовых «апофиз». На микрофотографиях (а, б) и (в, г) соответственно изображены два участка шлифа 15127/СК-103-2LB-8, верхние снимки сделаны при параллельных николях, нижние – при скрещенных. На нижних снимках желтым цветом выделены хромшпинелиды, цветными линиями трассированы границы: голубым цветом – большеугольные, зеленым – малоугольные, цифры рядом с рисками на границах обозначают углы разориентировки решетки по обеим сторонам от границы, стрелками показаны кристаллографические направления в зернах оливина

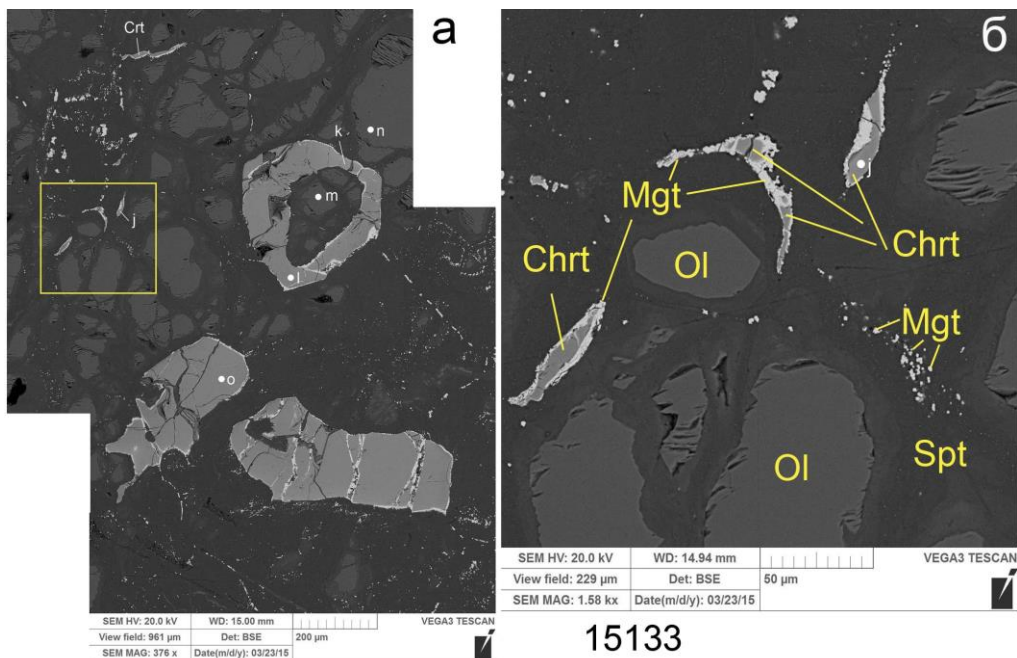


Рис.8. Выделения хромшпинелидов в оливиновом матрице на различной стадии развития: а – участок шлифа 15133/СК-103-2LB-7, обведен квадрат, более детальное строение которого показано на правой микрофотографии (б); Ol – оливин, Chrt – хромшпинелид, Spt – серпентин, Mgt – магнетит; точками с прописными латинскими буквами обозначены места определения химического состава минералов (см. табл.1-3)

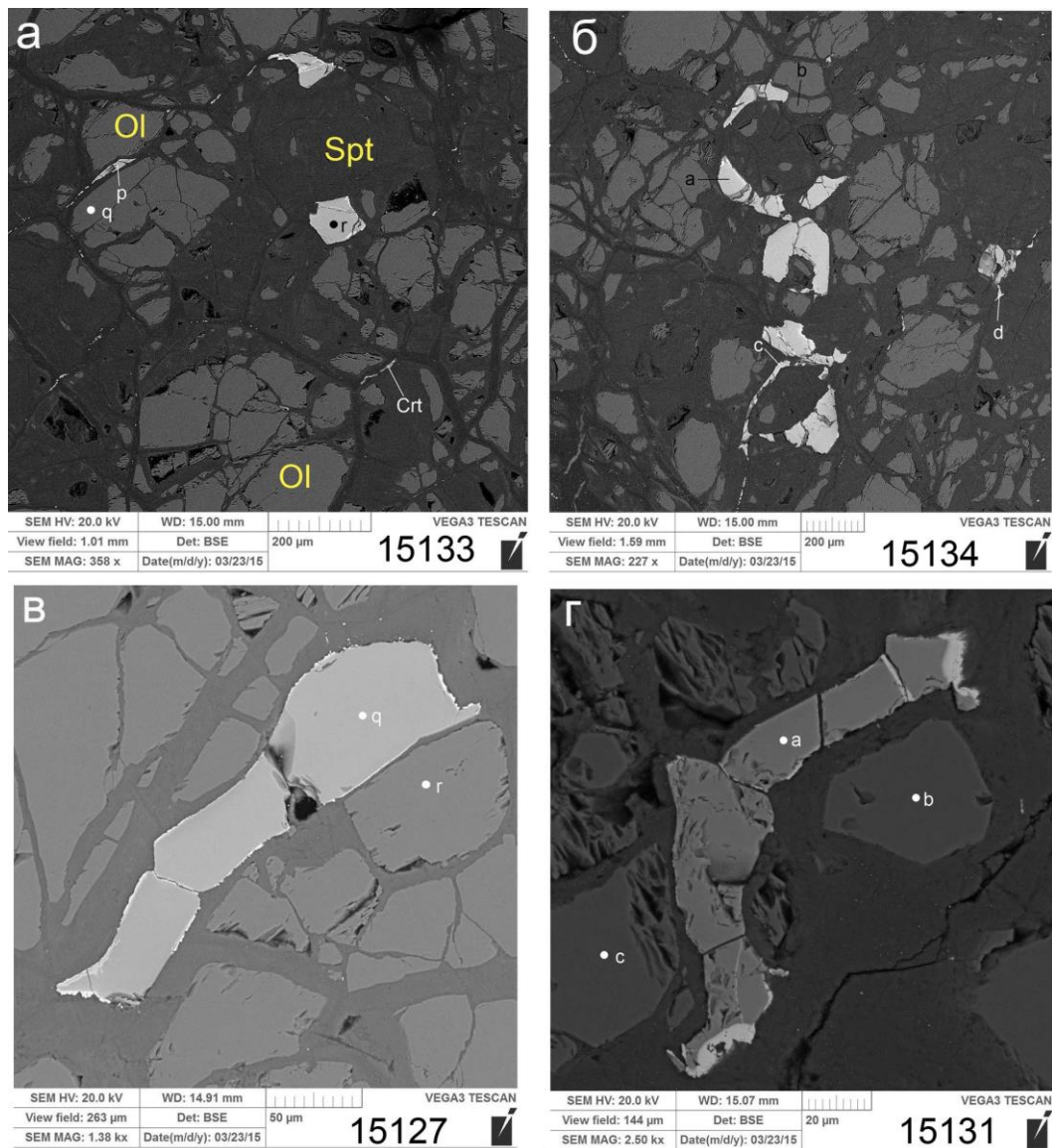


Рис.9. Морфологическое разнообразие выделений хромшпинелидов в оливине: *Ol* – оливин, *Crt* – хромшпинелид, *Spt* – серпентин, точками с прописными латинскими буквами обозначены места определения химического состава минералов (см. табл.1-3)

В зернах переходной морфологии сочетаются кристаллографически ограниченные участки с участками «червеобразных» очертаний (рис.7-9). Укрупнение выделений хромшпинелидов иногда ведет к захвату ими фрагментов оливинового матрикса, последовательные стадии которого также можно наблюдать в изученных срезах образцов [12, 15]. Подобный «захват» показан на рис. 9, б и 10, в, а уже захваченные «пойкилитовые включения» оливина, соизмеримые по размерам с минералом-хозяином, можно видеть на рис. 8, а и 10, г.

Состав минералов и термометрия

Оливин

Оливин обладает достаточно выдержанным составом с содержанием форстеритового минала 90,6-91,9% (табл.1). Закономерные изменения магнезиальности оливина в изученных срезах не выявлены, корреляция между MgO и NiO не наблюдается. Последний постоянно присутствует в оливине в количестве от 0,23 до 0,55%. Из других элементов-примесей часто встречается MnO (до 0,26%), в четырех анализах отмечено повышенное со-

держание Cr_2O_3 (0,14-0,46%). Все точки анализов с повышенным содержанием хрома расположены близко к границе зерна оливина с хромшпинелидами (10-20 мкм), и, возможно, в анализе проявилось влияние этих зерен. Вместе с тем для всех четырех анализов, кроме повышенного содержания хрома, характерен рост маг-

незиальности (91,6-91,9% Fo). Последнее обстоятельство может указывать на диффузионный обмен элементами при образовании выделений хромшпинелида, поскольку отношение Mg/Fe в сосуществующих оливине и хромшпинелиде смещено в сторону магния.

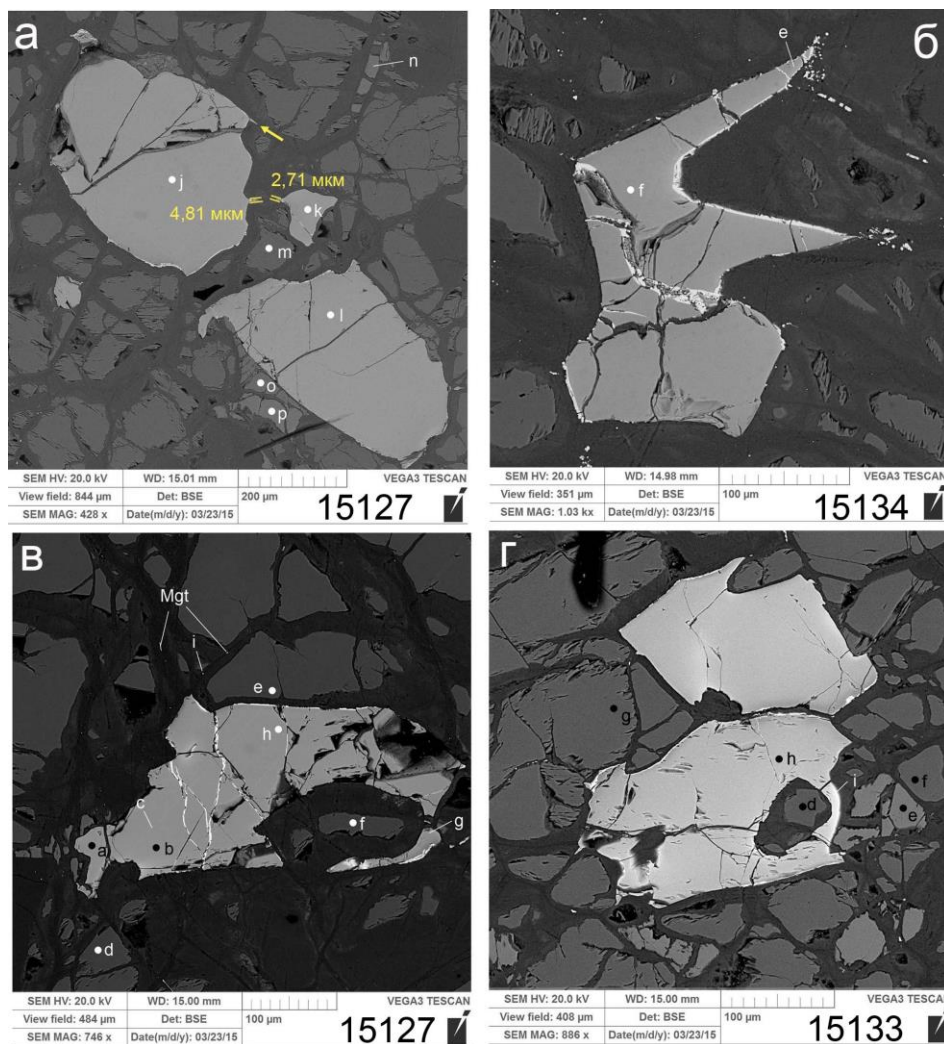


Рис.10. Особенности морфологии хромшпинелидов на завершающих стадиях твердофазной сегрегации (коалесценция, сфероидизация, захват оливиновой матрицы)

Ортопироксен

Ромбический пироксен в изученных образцах встречается в виде отдельных зерен, иногда в ассоциации с моноклинным пироксеном и амфиболом. По составу он соответствует энстатиту с содержанием ферросилитового минала в пределах 0,07 – 0,1 (табл.2). Содержание Al_2O_3 варьирует в пределах 2,2-2,9%. Концентра-

ция кальция обнаруживает положительную корреляцию с глиноземистостью зерен (0,54-0,63% CaO). Большинство примесных компонентов (TiO_2 , Na_2O , MnO, NiO) в ортопироксене содержится в количествах, не превышающих предел обнаружения, лишь в единичных анализах были получены значимые цифры для TiO_2 (0,13%) и NiO (0,19). В отличие от упомя-

нутых компонентов присутствие хрома отмечено во всех анализах (0,51-0,65 Cr₂O₃). В целом состав ортопироксена в изученных образцах близок таковому из окружающих перидотитов [14].

Таблица 1. Химический состав оливинов (мас.%)

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	NiO	Сум-ма	ФОРМУЛА
1	15127d	41,34	8,59	0,15	48,87	0,45	99,4	Mg _{1.794} Fe _{0.176} Mn _{0.004} Ni _{0.009} Si _{1.018} O ₄
2	15127e	41,58	8,21	0,13	49,85	0,50	100,27	Mg _{1.809} Fe _{0.167} Mn _{0.003} Ni _{0.01} Si _{1.012} O ₄
3	15127f	41,53	8,29	0,13	49,32	0,23	99,5	Mg _{1.804} Fe _{0.170} Mn _{0.003} Ni _{0.005} Si _{1.019} O ₄
4	15127m	41,21	8,72	0,19	49,7	0,24	100,06	Mg _{1.808} Fe _{0.178} Mn _{0.004} Ni _{0.005} Si _{1.005} O ₄
5	15127r	41,39	8,34	0,18	50,03	0,52	100,46	Mg _{1.811} Fe _{0.169} Mn _{0.004} Ni _{0.010} Si _{1.005} O ₄
6	15127u	41,73	7,92	0,12	50,05	0,39	100,4	Mg _{1.813} Fe _{0.161} Mn _{0.003} Ni _{0.008} Cr _{0.002} Si _{1.005} O ₄
7	15127v	41,15	8,09	0,2	49,49	0,23	99,35	Mg _{1.812} Fe _{0.166} Mn _{0.005} Ni _{0.005} Cr _{0.002} Si _{1.011} O ₄
8	15127z	41,58	8,75	-	49,41	0,55	100,29	Mg _{1.797} Fe _{0.178} Ni _{0.011} Si _{1.014} O ₄
9	15131b	41,55	9,12	0,26	48,97	0,41	100,31	Mg _{1.784} Fe _{0.186} Mn _{0.006} Ni _{0.008} Si _{1.015} O ₄
10	15131c	41,75	8,37	-	49,99	0,49	100,6	Mg _{1.808} Fe _{0.169} Ni _{0.010} Si _{1.013} O ₄
11	15131i	41,78	8,51	-	49,68	0,49	100,46	Mg _{1.802} Fe _{0.173} Ni _{0.010} Si _{1.016} O ₄
12	15131j	41,37	7,96	-	49,72	0,43	99,94	Mg _{1.813} Fe _{0.162} Ni _{0.008} Cr _{0.004} Si _{1.012} O ₄
13	15133a	41,82	9,14	-	49,44	0,32	100,72	Mg _{1.792} Fe _{0.185} Ni _{0.006} Si _{1.016} O ₄
14	15133d	42,18	8,11	-	50,07	0,38	100,88	Mg _{1.807} Fe _{0.164} Ni _{0.007} Cr _{0.001} Si _{1.021} O ₄
15	15133f	41,29	9	-	49,13	0,25	99,67	Mg _{1.798} Fe _{0.184} Ni _{0.005} Si _{1.013} O ₄
16	15133g	41,05	8,87	0,18	49,28	0,37	99,75	Mg _{1.801} Fe _{0.181} Mn _{0.004} Ni _{0.007} Si _{1.006} O ₄
17	15133m	41,13	8,43	0,13	49,59	0,37	99,65	Mg _{1.810} Fe _{0.172} Mn _{0.003} Ni _{0.007} Si _{1.007} O ₄
18	15133n	41,77	8,71	-	49,29	0,40	100,17	Mg _{1.795} Fe _{0.178} Ni _{0.008} Si _{1.02} O ₄
19	15133q	41,47	9,16	-	49,16	0,30	100,09	Mg _{1.793} Fe _{0.187} Ni _{0.006} Si _{1.014} O ₄
20	15134b	41,42	8,84	-	48,99	0,38	99,63	Mg _{1.794} Fe _{0.181} Ni _{0.008} Si _{1.017} O ₄
21	15134g	41,66	8,19	-	49,26	0,39	99,5	Mg _{1.802} Fe _{0.168} Ni _{0.008} Si _{1.022} O ₄
22	15134h	42,11	8,8	-	49,58	0,37	100,86	Mg _{1.793} Fe _{0.178} Ni _{0.007} Si _{1.021} O ₄

Примечание: прочерк означает, что содержание данного оксида ниже предела обнаружения; кроме указанных оксидов в следующих анализах обнаружена примесь Cr₂O₃: 15127u – 0,19%, 15127v – 0,19%, 15131j – 0,46%, 15133d – 0,14%.

Таблица 2. Химический состав тироксенов (мас.%)

№ п/п	№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
1	15127n	52,77	0,3	3,9	2,11	15,97	21,62	1,43	1,15	-	99,27
2	15127p	53,23	0,35	3,9	2,01	15,72	22,51	1,25	1,59	-	100,52
3	15131e	53,37	0,21	4,3	2,25	15,64	21,22	1,42	1,44	-	99,89
4	15133b	52,51	0,19	4,3	2,16	15,6	21,95	1,3	1,3	-	99,29
5	15133e	53,79	-	4	2,43	16,08	21,75	1,36	1,1	-	100,46
6	15131d	56,94	-	2,9	5,76	33,38	0,61	-	0,51	-	100,14
7	15131h	56,82	-	2,2	5,83	33,61	0,54	-	0,59	0,19	99,78
8	15133c	56,9	0,13	2,6	5,88	33,93	0,63	-	0,65	-	100,74
ФОРМУЛЫ											
1	15127n	Mg _{0.911} Ca _{0.886} Al _{0.088} Fe _{0.067} Cr _{0.017} Ti _{0.009} Si _{2.019} O ₆									
2	15127p	Mg _{0.887} Ca _{0.914} Al _{0.086} Fe _{0.064} Cr _{0.024} Ti _{0.01} Si _{2.015} O ₆									
3	15131e	Mg _{0.892} Ca _{0.871} Al _{0.098} Fe _{0.072} Cr _{0.022} Ti _{0.006} Si _{2.04} O ₆									
4	15133b	Mg _{0.892} Ca _{0.903} Al _{0.097} Fe _{0.069} Cr _{0.02} Ti _{0.005} Si _{2.014} O ₆									
5	15133e	Mg _{0.906} Ca _{0.882} Al _{0.088} Fe _{0.077} Cr _{0.016} Si _{2.032} O ₆									
6	15131d	Mg _{1.745} Fe _{0.169} Ca _{0.023} Al _{0.061} Cr _{0.007} Si _{1.996} O ₆									
7	15131h	Mg _{1.757} Fe _{0.171} Ca _{0.024} Al _{0.045} Cr _{0.008} Ni _{0.005} Si _{1.993} O ₆									
8	15133c	Mg _{1.76} Fe _{0.171} Ca _{0.024} Al _{0.054} Cr _{0.009} Ti _{0.003} Si _{1.98} O ₆									

Примечание: прочерк означает, что содержание данного оксида ниже предела обнаружения.

Таблица 3. Химический состав хромитинелидов (мас.%)

№ п/п	№ анализа	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	Сумма	ФОРМУЛА
1	15127a	14,4	15,74	35,4	33,97	0,23	99,74	Mg _{0.623} Fe _{0.382} Al _{1.211} Cr _{0.779} Ti _{0.005} O ₄
2	15127b	14,8	15,4	36,53	33,24	-	99,97	Mg _{0.635} Fe _{0.361} Al _{1.239} Cr _{0.756} Fe _{0.09} O ₄
3	15127c	14,48	15,63	36,17	33,03	-	99,31	Mg _{0.626} Fe _{0.371} Al _{1.237} Cr _{0.758} Fe _{0.007} O ₄
4	15127g	14,6	16,6	37,57	30,97	-	99,74	Mg _{0.626} Fe _{0.375} Al _{1.274} Cr _{0.704} Fe _{0.022} O ₄
5	15127h	15,03	15,8	37,17	31,54	-	99,54	Mg _{0.644} Fe _{0.356} Al _{1.261} Cr _{0.717} Fe _{0.022} O ₄
6	15127j	15,38	14,85	37,48	31,83	-	99,54	Mg _{0.657} Fe _{0.342} Al _{1.267} Cr _{0.722} Fe _{0.013} O ₄
7	15127k	15	15,31	38,25	31,07	-	99,63	Mg _{0.64} Fe _{0.359} Al _{1.291} Cr _{0.703} Fe _{0.007} O ₄
8	15127l	15,27	15,15	37,51	32,05	-	99,98	Mg _{0.65} Fe _{0.354} Al _{1.264} Cr _{0.724} Fe _{0.008} O ₄
9	15127q	14,93	15,94	37,76	31,96	-	100,59	Mg _{0.634} Fe _{0.369} Al _{1.268} Cr _{0.72} Fe _{0.009} O ₄
10	15127s	16,82	15,44	46,58	21,63	-	100,47	Mg _{0.684} Fe _{0.32} Al _{1.499} Cr _{0.467} Fe _{0.03} O ₄
11	15127t	14,9	16,23	36,57	31,77	-	99,47	Mg _{0.641} Fe _{0.362} Al _{1.245} Cr _{0.725} Fe _{0.027} O ₄
12	15131a	15,05	15,8	40,89	28,03	-	99,77	Mg _{0.635} Fe _{0.362} Al _{1.365} Cr _{0.627} Fe _{0.011} O ₄
13	15131f	14,97	15,84	39,89	28,89	-	99,59	Mg _{0.635} Fe _{0.369} Al _{1.339} Cr _{0.65} Fe _{0.007} O ₄
14	15131g	13,72	20,02	37,89	27,65	-	99,48	Mg _{0.592} Fe _{0.40} Ni _{0.005} Al _{1.294} Cr _{0.633} Fe _{0.077} O ₄
15	15133h	14,97	15,53	37,4	31,15	-	99,39	Mg _{0.642} Fe _{0.354} Mn _{0.008} Al _{1.269} Cr _{0.709} Fe _{0.018} O ₄
16	15133i	10,92	19,41	22,59	46,23	-	99,45	Mg _{0.509} Fe _{0.482} Mn _{0.008} Cr _{1.144} Al _{0.833} Fe _{0.024} O ₄
17	15133j	14,7	16,35	39,12	29,11	-	99,28	Mg _{0.628} Fe _{0.368} Al _{1.322} Cr _{0.66} Fe _{0.022} O ₄
18	15133k	13,53	17,2	33,64	34,92	-	99,64	Mg _{0.593} Fe _{0.398} Al _{1.166} Cr _{0.812} Fe _{0.022} O ₄
19	15133l	15,52	15,04	41,01	28,03	-	99,6	Mg _{0.654} Fe _{0.343} Mn _{0.009} Al _{1.366} Cr _{0.626} Fe _{0.011} O ₄
20	15133o	15,45	14,76	38,99	30,5	-	99,7	Mg _{0.655} Fe _{0.345} Al _{1.308} Cr _{0.686} Fe _{0.006} O ₄
21	15133p	14,78	16,53	40,48	27,26	-	99,55	Mg _{0.627} Fe _{0.357} Mn _{0.012} Al _{1.358} Cr _{0.613} Fe _{0.033} O ₄
22	15133r	15,1	15,38	40,03	29,19	-	99,7	Mg _{0.639} Fe _{0.365} Al _{1.34} Cr _{0.655} O ₄
23	15134a	14,12	15,97	35,62	34,08	0,28	100,07	Mg _{0.610} Fe _{0.387} Al _{1.217} Cr _{0.781} Ti _{0.006} O ₄
24	15134c	13,97	17,18	33,62	35,09	0,17	100,03	Mg _{0.609} Fe _{0.396} Al _{1.159} Cr _{0.811} Fe _{0.022} Ti _{0.004} O ₄
25	15134d	14,65	18,08	39,12	27,93	-	99,78	Mg _{0.624} Fe _{0.378} Al _{1.318} Cr _{0.631} Fe _{0.049} O ₄
26	15134e	14,08	16,55	35,06	33,67	-	99,61	Mg _{0.612} Fe _{0.390} Al _{1.205} Cr _{0.776} Fe _{0.012} V _{0.006} O ₄
27	15134f	14,97	15,18	36,68	32,17	-	99,27	Mg _{0.644} Fe _{0.350} Mn _{0.007} Al _{1.249} Cr _{0.735} Fe _{0.015} O ₄
28	15134i	13,82	17,07	33,85	34,62	0,19	99,55	Mg _{0.605} Fe _{0.394} Al _{1.171} Cr _{0.803} Fe _{0.022} Ti _{0.004} O ₄
29	15134j	14,68	15,89	36,21	32,2	0,21	99,19	Mg _{0.635} Fe _{0.361} Al _{1.239} Cr _{0.739} Fe _{0.022} Ti _{0.005} O ₄
30	15128b	12,98	15,39	11,88	60,36	-	100,61	Mg _{0.618} Fe _{0.385} Cr _{1.525} Al _{0.448} Fe _{0.024} O ₄
31	15128c	6,23	22,69	5,29	64,6	0,33	99,14	Mg _{0.325} Fe _{0.663} Cr _{1.785} Al _{0.218} Ti _{0.009} O ₄
32	15128d	13,08	12,39	4,4	68,97	0,23	99,07	Mg _{0.652} Fe _{0.346} Cr _{1.823} Al _{0.173} Ti _{0.006} O ₄
33	15128e	14,63	11,85	12,77	60,14	-	99,39	Mg _{0.694} Fe _{0.306} Cr _{1.513} Al _{0.479} Ti _{0.008} O ₄

Примечание: прочерк означает, что содержание данного оксида ниже предела обнаружения; кроме указанных оксидов в следующих анализах обнаружены примеси: 15131g – NiO (0,2%), 15134e – V₂O₅ (0,25%), а также MnO: 15133h – 0,34%, 15133i – 0,3%, 15133k – 0,35%, 15133p – 0,5%, 15134f – 0,27%. Образец 15128 – массивный хромитит из рудного тела месторождения №33.

Клинопироксен

Моноклинный пироксен в изученных образцах встречается в виде рассеянных мелких зерен и представлен диопсидом (табл.2). В минерале отмечается присутствие глинозема в количестве 3,9-4,3%. Из примесных компонентов основная роль принадлежит натрию и хрому, концентрации соответствующих оксидов примерно равны и варьируют в пределах 1,1-1,59%.

Во всех изученных зернах диопсида отмечается небольшое количество титана (0,19-0,35% TiO₂). По сравнению с клинопироксенами перидотитов, распространенных в пределах изученного участка [14], аналогичные минералы дунитовых прожилков обогащены хромом и натрием.

Амфиболы

При электронно-микроскопическом изучении дунитовых прожилков были

встречены единичные зерна амфиболов. По данным количественного рентгенофазового анализа их содержание в образцах достигает первых процентов. По составу амфиболы близки к паргаситу, но содержат повышенные количества натрия (до 4% Na₂O) и хрома (1,52-2,24% Cr₂O₃).

Хромшпинелиды

Состав изученных хромшпинелидов по соотношению трехвалентных элементов варьирует в пределах поля хромпикотита, а по отношению Mg/Fe (0,51-0,68) они относятся к магнезиальным разновидностям (табл.3). Во всех анализах содержание трехвалентного железа, рассчитанное в соответствии со стехиометрической формулой, не превышает 0,1 форм. ед. в расчете на 2 катиона.

От контакта дунит – перидотит в глубь дунитового прожилка отношение Cr/(Cr+Al) в составе хромшпинелидов постепенно повышается, принимая минимальное среднее значение 0,32 в образце 15131 и максимальное среднее значение 0,39 в образце 15134. Наблюдается отрицательная корреляция между данным показателем и отношением Mg/(Mg+Fe), которое в том же направлении уменьшается. Между составами крупных зерен хромшпинелидов и их тонкими выделениями в тех же срезах однозначных различий выявить не удалось. Связано это с малой выборкой количественных спектров, что в свою очередь обусловлено недостаточной локальностью анализа в случае тонких выделений хромшпинелидов. В то же время удалось выявить случаи резкого изменения состава минералов в пределах одного образца.

В качестве одного из примеров можно указать на шлиф 15133, в котором два анализа (i, k) отличаются значительным повышением хромистости, которое сопровождается понижением отношения Mg/Fe. В обоих случаях повышение величины Cr/Al отмечено в местах утонения торцевых частей крупных удлиненных зерен хромшпинелидов, которые сами включают соизмеримые с ними овальные

зерна оливина (рис. 9, 10). При этом химический состав остальной части тех же зерен соответствует среднему составу в данном образце.

В образцах 15127 и 15134, на фоне общего повышения средней хромистости шпинелидов, отмечены два анализа с резко пониженными ее значениями. В обоих случаях анализы выполнены в тонких выделениях хромшпинелидов на границах зерен оливина. Анализ 15127s характеризует «апофизу» толщиной 2-2,5 мкм от более крупного удлиненного зерна размером 30x100 мкм, в объеме которого определено типичное для данного шлифа содержание хрома и алюминия (Cr/Cr+Al=0,37). Анализ 15127d с пониженной хромистостью (Cr/Cr+Al=0,32) также характеризует «апофизу» от изометричного зерна хромшпинелида размером 70x70 мкм.

В изученных хромшпинелидах значимые количества элементов примесей (кроме титана) практически не выявлены. Примесь титана в количестве 0,17-0,23% обнаружена в срезах, тяготеющих к внутренним частям дунитового прожилка. Примесь марганца в количестве 0,27-0,5% MnO обнаружена в отдельных зернах нескольких образцов без какой-либо закономерности распределения, в единичных случаях отмечено присутствие никеля и ванадия.

Температуры минеральных равновесий

Для оценки температур минералообразования были использованы оливин-хромшпинелидовые и двупироксеновые геотермометры. В исследованных образцах содержится сравнительно мало пироксенов, кроме того, часто моноклинный и ромбический пироксены пространственно разобщены. Поэтому данных для получения температур минеральных равновесий в паре клинопироксен – ортопироксен получено мало. Для определения температур в образцах 15133/СК-103-2LB-7 (точки b-c) и 15131 (точки d-e) было использовано несколько версий двупи-

роксеновых геотермометров [9, 54, 55], анализировались центральные части зерен, находящиеся в контакте друг с другом. Полученные температуры значительно различаются между собой. В частности, расчет по геотермометрам Веллса и Вуда-Банно дает оценку температуры в диапазоне 1313-1355°C, а по геотермометрам Л.Л.Перчука – в диапазоне от 1004 до 1080°C.

Наиболее представительная выборка данных была получена для оценки температур минеральных равновесий в паре оливин – хромшпинелид, использованы пять версий геотермометров [21, 27, 35, 46, 47, 51]. Все полученные температуры по оливин-хромшпинелидовым геотермометрам значительно ниже двупироксеновых и варьируют в диапазоне от 480 до 800°C (рис. 11). Наиболее часто встречаются температуры от 600 до 720°C.

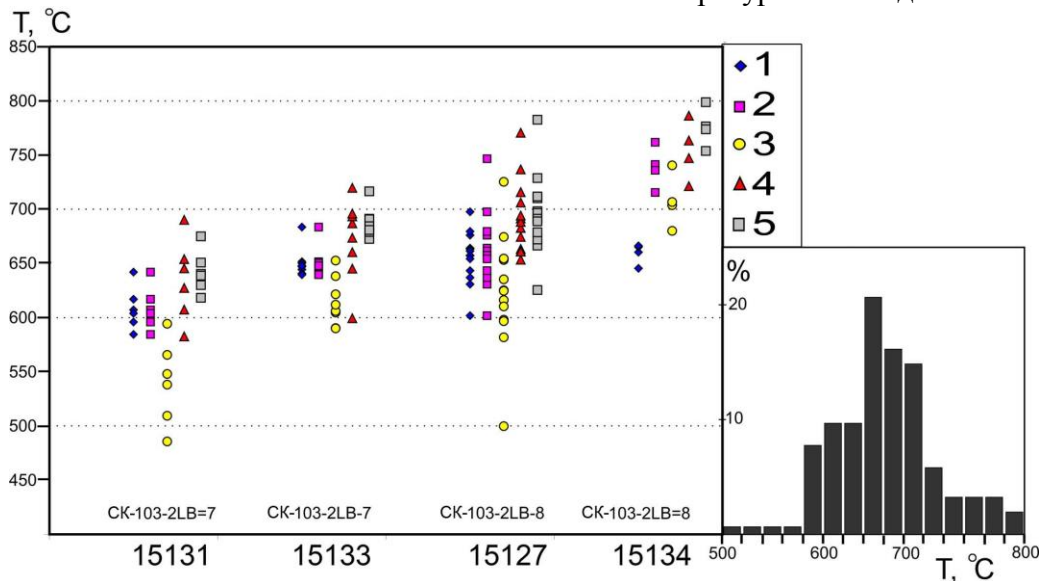


Рис.11. Температуры минеральных «равновесий» в паре оливин – хромшпинелид по данным различных геотермометров: 1 – 4 – геотермометры (1 – О’Нейла-Уолла-Бальхауза-Берри-Грина [27, 46], 2 – усовершенствованная версия предыдущего геотермометра [21], 3 – Оно [47], 4 – Редера [51], 5 – Фабри [35])

Статистически более низкие температуры дает геотермометр Оно, остальные – в значительной степени перекрывающиеся значения, несколько более высокие при использовании уравнений Редера и Фабри и чуть более низкие при использовании версии О’Нейла с соавторами. Различия в температурах минеральных равновесий данных минералов обусловлены главным образом изменениями в составе хромшпинелидов, поскольку для оливина изученных образцов характерен весьма выдержанный состав. Появление anomalously высоких значений температур чаще всего связано с учетом примеси титана в хромшпинелиде (усовершенствованный геотермометр О’Нейла-Уолла-Бальхауза-Берри-Грина по версии [21] и в отдельных случаях – геотермометр Редера).

Обсуждение результатов

В предыдущих разделах было показано, что начальная стадия образования дунитовых прожилков в перидотите сопровождается выделением большого количества частиц, по составу отвечающих хромшпинелиду. Наиболее мелкие частицы, которые удалось наблюдать в растровый электронный микроскоп, имели игольчатую форму при длине в первые микроны и толщине 0,3-0,7 мкм. Данные частицы располагаются в объеме зерна оливина и удлинены параллельно или под очень острым углом к направлению [010], расстояние между ними изменчиво, часто иголки образуют пакеты, состоящие из параллельных выделений (рис.4).

Ориентировка более крупных выделений в объеме зерен резко изменяется и они становятся параллельными направлению [100], но чаще всего выделения толщиной более микрона размещаются вдоль границ зерен и субзерен (рис.5, 7). Очень часто отмечается рост выделений, выраженный в сочетании относительно крупных зерен хромшпинелидов овальной и неправильной формы на большеугловых границах с разномасштабными «апофизами» тонких игольчатых выделений, прилегающих к такому «центру» (рис.5). В конечном итоге формируются идиоморфные кристаллы. В изученных образцах часто можно наблюдать изменения кристаллографической огранки, связанные со стадиями роста, отраженные в присутствии большого количества частично ограненных зерен с тонкими апофизами (рис.10, а, б).

Выделения хромшпинелида и некоторых других минералов достаточно хорошо изучены на примере мантийных ксенолитов и ультрамафитового материала метеоритного происхождения. Наиболее широко в литературе представлены сведения о тончайших выделениях дисперсных фаз в кристаллах оливина, изучены их ориентационные взаимоотношения, обсуждены возможные механизмы образования. В частности, в работе [36] описаны многочисленные выделения хромшпинелидов игольчатой формы в оливинах из ксенолитов в базальтах архипелага Бисмарка (Новая Гвинея). Шпинелиды имеют варьирующие отношения Cr/Al от высокоглиноземистых до высокохромистых составов. Исследования на просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ) показали, что игольчатые выделения имеют типичную длину 8 мкм, хотя некоторые оливиновые зерна несут нерегулярно «оформленные» иглы с зазубренными краями и длиной более 25 мкм, ПЭМ-исследования обнаруживают ленткулярную форму игл с шириной и длиной 50-200 нм. Для выделений характерны постоянные ориентационные соотношения с решеткой минерала-хозяина: с

[001]ol//[110]spl и (100)ol//(111)spl, иглы всегда удлинены параллельно направлению [010] в оливине.

Подобные ориентационные соотношения были ранее установлены для магнетитовых включений в оливине [32]. Такая же ориентировка «стержневидных» (rods) выделений ильменита вдоль направления [010] в зернах оливина из массива Альпе-Арами была описана в [50]. В последнем случае ПЭМ-исследованиями установлено, что все выделения приурочены к дефектам упаковки в плоскостях (001) оливина, представленным слоями «клиногумитового типа», содержащими титан, который затем выделился в виде ильменита при распаде изолированных слоев клиногумита.

Обнаруженные нами наиболее тонкие выделения хромшпинелидов имеют близкие морфологические особенности и локализацию внутри зерен оливина с описанными выше, состав изученных нами выделений близок к таковому из ксенолитов в базальтах архипелага Бисмарка [36]. Учитывая сказанное, на данном этапе изучения мы можем принять механизм образования инициальных тончайших выделений хромшпинелидов, предложенный цитируемыми авторами. Предполагается, что оливины при мантийных давлениях и температурах могли содержать значимые количества примесных ионов алюминия и хрома. Количественная оценка растворимости данных элементов в оливине была проведена Т. Kohler [42], который показал, что данный минерал может включать до 710 ppm Cr₂O₃ и до 450 ppm Al₂O₃ при 1200°C и 20 кбар.

Существуют различные возможности вхождения хрома и алюминия в решетку оливина. Для хондрита Шарпс (Sharps) было предположено совместное замещение $Al^{+3} + Cr^{+3} = Si^{+4} + (Mg, Fe)^{+2}$ в оливине [34], позднее исследованиями с применением электронного парамагнитного резонанса и электронно-ядерного резонанса было установлено, что атомы хрома могут располагаться в структуре форстерита преимущественно в октаэдрических пози-

циях M1 и M2 [49], а при наличии в минерале примеси алюминия ионы этих металлов могут образовывать пары $Cr^{+3} - Al^{+3}$, в которых ионы хрома занимают позиции M1 и M2, а ионы Al^{+3} – позиции ионов кремния [1, 29, 52]. В работе [5] была исследована взаимосвязь вхождения в структуру оливина ионов металлов и водорода и показано, что присутствие трехвалентных катионов облегчает протонирование в оливине за счет формирования кластеров с катионными вакансиями кремния и магния.

В дальнейшем, при подъеме мантийного материала в условиях декомпрессии и остывания, растворимость алюминия и хрома уменьшается, что может обусловить кристаллизацию игольчатых хромшпинелидов. Количественная оценка баланса хрома и алюминия в оливине была проведена в работе [36], которая показала, что при объемном содержании хромшпинелидов в зерне оливина 0,0044% необходимо извлечь из минерала-хозяина всего по 11-18 ppm данных элементов. Экстраполяция на большие содержания дисперсных выделений дает соответственно около 40 ppm при 0,01% и около 400 ppm при 0,1% объемных содержаний хромшпинелидов в оливине. Приведенные выше оценки возможных содержаний в оливине алюминия и хрома в мантийных условиях, а также имеющиеся аналитические данные по содержаниям их в природных образцах, вполне допускают образование значимых количеств хромшпинелидов внутри зерен оливина, вплоть до десятых долей процента.

Структурные соотношения оливина с выделениями хромшпинелидов в начальной стадии формирования рассматриваются как полукогерентные, о чем говорит их постоянное удлинение вдоль направления [010] минерала-хозяина и ориентировка плоскостей (100)ol/(111)sp [36]. Последняя закономерность может быть объяснена тем, что только плоскости (100) оливина (0,4762 нм) и (111) шпинели (0,48 нм) имеют близкие межплоскостные расстояния.

В отличие от описанных в литературе случаев выделений хромшпинелидов в оливине, не обнаруживающих тенденции к росту и изменению морфологических и ориентационных характеристик, в изученных нами образцах наблюдались разнообразные переходные стадии: от первичных полукогерентных выделений до образования макроскопических зерен. В то же время инициальные выделения хромшпинелидов фиксировались значительно реже. Для объяснения наблюдаемых соотношений дисперсных фаз хромшпинелида с оливиновым матриксом мы обратились к обширным фактическим и теоретическим данным, накопленным в материаловедении.

В зависимости от процессов, вызывающих выделение дисперсных фаз из твердых растворов, различают «естественное», «искусственное», «высокотемпературное», «деформационное» и другие виды старения [8, 20 и др.]. Причина выделений частиц второй фазы в подвергнутых пластическому течению металлических системах – нахождение твердого раствора данного состава в двухфазной области диаграммы состояния, которая увеличивается для большинства соединений в условиях деформации [4, 8 и др.], причем возможны когерентный и некогерентный варианты распада.

В металлических системах выделение начинается с образования в матриксе зон Гинье-Престона, которые представляют собой ряды атомов растворенного вещества толщиной несколько ангстрем и характеризуются когерентными или полукогерентными соотношениями с решеткой матрицы. При пластическом течении матрицы зоны Гинье-Престона являются причиной роста сопротивления пластической деформации (деформационного упрочнения), поскольку движущиеся дислокации должны перерезать частицы выделений, затрачивая на это энергию. Упрочнение увеличивается как с возрастанием дисперсности частиц (одновременного уменьшения размера частиц и расстояний

между соседними частицами), так и с повышением объемной доли выделений [20].

Выделения дисперсной фазы в поликристаллах стабилизируют границы зерен и тем больше, чем ближе соотношения матрикс – выделение к когерентным. Наиболее склонны к коалесценции (росту) выделения, некогерентные по отношению к матриксу. Укрупнение отдельных выделений, как правило, ведет к увеличению расстояния между ними, что приводит к изменению характера взаимодействия дислокаций с дисперсными частицами: дислокации уже не перерезают их, а обходят. Известно, что при активной коалесценции дисперсных фаз средние расстояния между частицами увеличиваются, и они практически не влияют на напряжение течения [4].

Сравнение приведенных выше данных со структурно-морфологическими особенностями изученных выделений хромшпинелидов позволяет предложить следующую интерпретацию. Выделения минимального размера, наблюдаемые в оливиновых зернах и вытянутые вдоль направления [010] в решетке минерала-хозяина, по-видимому, являются полуккогерентными. Однако, ввиду значительной разницы между структурами оливина и шпинели, подобные соотношения неустойчивы и сменяются образованием некогерентных выделений, склонных к коалесценции. В этом случае их преимущественный рост в направлении [100] объясняется тем, что именно это направление в решетке оливина является направлением наиболее быстрой диффузии [44]. Кроме того, эффективными стоками для дефектов кристаллической структуры и одновременно путями диффузии являются границы зерен, куда в конечном счете и мигрируют примесные компоненты. В некоторых публикациях границы зерен оливина рассматриваются как «возможный резервуар элементов» в мантийных условиях [37, 39, 40]. Движущей силой коалесценции является минимизация поверхностной и зернограничной свободных энергий, и поэтому выделения меньше

критического размера неустойчивы, они поглощаются более крупными и устойчивыми сегрегациями.

Основным пусковым механизмом для выделения и коалесценции дисперсных фаз в оливине могла являться пластическая деформация, сопровождавшая подъем мантийного вещества в зонах декомпрессии. С одной стороны, подъем на более верхние уровни литосферы сопровождался понижением давления и температуры, которые способствовали уменьшению «емкости» решетки оливина в отношении примесей, а с другой – примеси создавали препятствия для движения дислокаций в оливине и способствовали его фрагментации. Этот процесс вел к перераспределению частиц двух фаз в пространстве, поскольку выделения более жесткой фазы (хромшпинелида) создают вокруг себя напряжения, снижая скорость течения матрикса.

Завершающей стадией «оформления» выделений хромшпинелидов в идиоморфные макроскопические кристаллы, типичные для офиолитовых дунитов, являлась сфероидизация, которая заключается в стремлении выделившихся частиц принять кристаллографически правильную форму (в случае изотропного вещества – сферическую). Данный процесс хорошо известен в материаловедении и наблюдается при пластической деформации металлических материалов [2, 8 и др.]. Движущей силой в этом случае также является минимизация зернограничной свободной энергии. Примеры структур данной стадии также были найдены в изученных образцах (например, рис.4, а, 10, б). Таким образом, используя аналогию с процессами, наблюдающимися при пластической деформации металлов и сплавов, происхождение изученных выделений хромшпинелидов в дунитовых прожилках массива Крака может быть интерпретировано как результат различных стадий динамического старения твердого раствора оливина.

Заключение

Проведенный анализ структурных и вещественных особенностей дунитовых прожилков в перидотитах участка месторождения №33, содержащих выделения хромшпинелидов различной морфологии и размера, позволяет развить представления о реоморфической дифференциации вещества в поднимающемся мантийном диапире зон декомпрессии [16 и др.].

Сформированные в результате коалесценции и сфероидизации мелкие идиоморфные кристаллы хромшпинелидов имеют возможность при продолжающемся пластическом течении сегрегировать в рудные агрегаты одновременно с увеличением мощности дунитовых тел. Таким образом, получены новые данные, подтверждающие высказанные ранее предположения о возможной роли метаморфической сегрегации примесей (Cr, Al) из породообразующих минералов перидотитов с последующей их концентрацией в рудных телах [3, 6, 24].

В реоморфической модели [17, 18] разработан сегрегационный механизм перераспределения минеральных частиц внутри мантийного потока, объясняющий наличие в офиолитовых ультрамафитах фазовой расслоенности и, в частности, концентрации рудного материала в дунитах – наиболее мобильных зонах, сложенных поликристаллическим оливином.

Благодарности

Авторы выражают признательность д.г.-м.н. Е.В.Белогуб за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания.

Работа выполнена при поддержке гранта «РФФИ-Поволжье», проект «№14-05-97001 р_поволжье_а»

Библиографический список

1. Бершов С.В., Минеева Р.М., Сперанский А.В., Хафнер С. Вхождение хрома и алюминия в структуру форстерита (по данным ЭПР- и ДЭЯР-исследований) // Минералогический журнал. 1981. №3. С. 62-70.

2. Бунин К.П., Баранов А.А. Металлография. М.: Металлургия, 1970. 312 с.
3. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
4. Горелик С.С. Рекристаллизация металлов и сплавов. М.: Металлургия, 1978. 568 с.
5. Дудникова В.Б., Урусов В.С. Моделирование процессов протонирования форстерита методом межатомных потенциалов // Геохимия. 2014. №4. С. 291-301.
6. Кутолин В.А. Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С.17-22.
7. Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир -Эльф Акитен, 1992. 166 с.
8. Новиков И.И. Теория термической обработки металлов. М.: Металлургия, 1986. 480 с.
9. Перчук Л.Л. Усовершенствование дупироксенового термометра для глубинных перидотитов // ДАН СССР. 1977. Т. 233, №3. С. 456-459.
10. Пуарье Ж.С.П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988. 287 с.
11. Родыгин А.И. К методике определения систем скольжения в деформированных оливинах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, 1996. С. 12-18.
12. Савельев Д.Е. К вопросу о происхождении пойкилитовых включений оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов // Геологический сборник. Уфа: ДизайнПресс, 2014. №11. С. 134-146.
13. Савельев Д.Е. Происхождение нодулярных текстур (на примере хромититов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал) // Руды и металлы. 2013. №5. С. 41-49.
14. Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Котляров В.А. Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых

- рубежах геологии месторождений полезных ископаемых / Имин УрО РАН. Миасс, 2014. С. 95-98.
15. Савельев Д.Е., Кожевников Д.А. Структурные и петрографические особенности ультрамафитов на участке «месторождение №33» в восточной части массива Средний Крака (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. №1. С. 60-84.
 16. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
 17. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах // Вестник Пермского университета. Геология. 2014. №4. С. 22-41.
 18. Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов // Руды и металлы. 2011. №5. С.35-42
 19. Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.
 20. Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. М.: Мир, 1972. 408 с.
 21. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 2007. 310 с.
 22. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск. Изд-во «Чародей», 2001. 215 с.
 23. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
 24. Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Записки ВМО. 1980. Ч. 109, вып. 1. С. 98-105.
 25. Achenbach K.L., Cheadle M.J., Faul U., Kelemen P., Swapp S. Lattice-preferred orientation and microstructure of peridotites from ODP Hole 1274A (15°39'N), Mid-Atlantic Ridge: Testing models of mantle upwelling and tectonic exhumation // Earth. Planet. Sci. Lett. 2011. Vol.301. P. 199-212.
 26. Arai S. Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-Dake peridotite mass, Hokkaido, Japan // Earth. Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 39. P.267-273.
 27. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Miner. Petrol. 1991. Vol. 107. P. 27 – 40.
 28. Bell P.M., Mao H.K., Roedder E., Weiblen P.W. The problem of the origin of symplectites in olivine-bearing lunar rocks // Proc. Sixth Lunar. Sci. Conf. 1975. Vol. 1. P. 231-248.
 29. Bershov L.V., Gaitte J.-M., Hafner S.S., Rager H. Electron Paramagnetic Resonance and ENDOR Studies of Cr 3+ - Al 3+ Pairs in Forsterite // Phys Chem Minerals. 1983. Vol. 9. P. 95-101.
 30. Boland J.N. Lamellar structures in low-calcium orthopyroxenes // Contrib. Miner. Petrol. 1974. Vol. 47. P. 215-222.
 31. Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. Vol.14, № 3. P. 301-360.
 32. Champness P.E. Nucleation and growth of iron oxides in olivines // Mineral. Mag. 1970. Vol.37. P. 790-800.
 33. Coe R.S., Kirby S.H. The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: mechanism and potential applications // Contrib. Miner. Petrol. 1975. Vol. 52. P. 20-55.
 34. Dodd R.T. Minor element abundances in olivines of the Sharps (H3) chondrite // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 42. P.156-167.
 35. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contrib. Miner. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 329 – 336.
 36. Franz L., Wirth R. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere // Contrib Mineral Petrol. 2000. Vol. 140. P. 283-295.
 37. Ghosh D.B., Karki B.B. First principles simulations of the stability and structure of grain boundaries in Mg₂SiO₄ forsterite // Phys Chem Minerals. 2014. Vol.41. P. 163–171.
 38. Green H.W., Gueguen Y. Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite; a case history documented by fluid

- and solid precipitates in olivine // Etheridge M.A., Cox S.F. (eds) Deformation processes in tectonics. Tectonophysics. 1983. Vol.92. P. 71-92.
39. Hiraga T., Anderson I.M., Kohlstedt D.L. Chemistry of grain boundaries in mantle rocks // Am Mineral. 2003. Vol. 88. P.1015–1019.
40. Hiraga T., Anderson I.M., Kohlstedt D.L. Grain boundaries as reservoirs of incompatible elements in the Earth's mantle // Nature. 2004. Vol. 427. P.699–703.
41. Hwang S.L., Yui T-F., Chu H-T., Shen P., Iizuka Y., Yang H-Y., Yang J., Xu Z. Hematite and magnetite precipitates in olivine from the Sulu peridotite: A result of dehydrogenation-oxidation reaction of mantle olivine? // Am. Mineralogist. 2008. Vol. 93. P. 1051-1060.
42. Kohler T. Der Ca-Gehalt von Olivin in Gleichgewicht mit Clinopyroxen als Geothermometer // PhD Thesis, Univ. of Mainz. 1989.
43. Kohlstedt D.L., van der Sande J.B. An electron microscopy study of naturally occurring oxidation produced precipitates in iron-bearing olivines // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. Vol. 53. P.13-24.
44. Macwell S.J., Kohlstedt D.L. Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 5079-5088.
45. Moseley D. Symplectitic exsolution in olivine // Am. Mineral. 1984. Vol.69. P. 139-153.
46. O'Neill H.St.C., Wall V.J. The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle // J.Petrol. 1987. Vol. 28. P. 1169 – 1192.
47. Ono A. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine // J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol. 1983. Vol. 78. P. 115 – 122.
48. Puga E., Ruiz Cruz M.D., De Federico A.D. Magnetite-silicate inclusions in olivine of ophiolitic metagabbros from the Mulhacen complex, Betic Cordillera, southeastern Spain // Can. Miner. 1999. Vol.37. P. 1191-1209.
49. Rager H. Electron spin resonance of trivalent chromium in forsterite Mg_2SiO_4 // Phys Chem Minerals. 1977. Vol.1. P. 371-378.
50. Risold A.-C., Trommsdorff V., Grobety B. Genesis of ilmenite rods and palisades along humite-type defects in olivine from Alpe Arami // Contrib Mineral Petrol. 2001. Vol. 140. P. 619-628.
51. Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325-334.
52. Ryabov I. D. EPR study of chromium-doped forsterite crystals: $Cr^{3+}(M1)$ with associated trivalent ions Al^{3+} and Sc^{3+} // Phys Chem Minerals. 2012. Vol. 39. P. 725–732
53. Stevens M.R., Bell D.R., Buseck P.R. Tubular symplectitic inclusions in olivine from the Fucang pallasite // Meteor. Planet. Sci. 2010. Vol.45, №5. P. 899-910.
54. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib.Mineral. Petrol. 1977. Vol.62. P.129-139.
55. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contr. Mineral. Petrol. 1973. Vol.42, P. 109-124.
56. Zhang R.Y., Su J.F., Mao H.K., Liou J.G. Magnetite lamellae in olivine and clinopyroxene from Dabie UHP ultramafic rocks, central China // Am. Mineral. 1999. Vol.84. P. 564-569.

Syn deformation Chrome Spinel Inclusions in the Plastically Deformed Olivine Aggregates (Kraka Ophiolites, the Southern Urals)

D.E. Saveliev^a, I.A. Blinov^b

^aInstitute of Geology, Ufa Scientific Center, Russian Academy of Sciences, 16/2 Karla Marksa Str., Ufa 450077, Russia. E-mail: sav171@mail.ru

^bInstitute of Mineralogy, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ilmenskiy Natural Reserve, Miass 456301, Russia
E-mail: ivan_a_blinov@mail.ru

This article presents the results of structural, petrographic, mineralogical and chemical studies of dunite veinlets in spinel peridotite from the Kraka ophiolites. It is demonstrated that plastic deformation of polycrystalline olivine, which form dunite, was accompanied by precipitation of impurities (aluminum and chrome) as newly formed chrome spinels. The thinnest acicular inclusions of 0.3-0.5 micron thick are aligned in olivine grains along [010] axis. Bigger elongated irregular chrome spinel grains usually occur along grain and sub-grain olivine boundaries, and, occasionally, inside the grains along [100] axis. Alteration from the fine xenomorphic grains of chrome spinels to the bigger idiomorphic crystals was observed. Analogically to dynamic ageing (dispersion hardening) in metals, the structural and chemical alterations in dunites are interpreted as deformation induced segregation of impurities. It is suggested that the euhedral chrome spinel grains typical for ophiolitic dunites were formed by coalescence and spheroidization. This process may be a key factor in the formation of ophiolitic chrome ore deposits.

Key words: *ultramafic rocks, chromitite, plastic deformation, olivine fabric, segregation, coalescence, rheomorphism, the Southern Urals, Kraka.*

References

1. *Bershov S.V., Mineeva R.M., Speranskiy A.V., Khafner S.* 1981. Vkhozhdenie khroma i aluminiya v strukturu forsterita (po dannym EPR and DEYaR issledovaniy) [Inclusion of chrome and aluminum in forsterite structure (using data of EPR and ENDOR studies)]. *Mineralogicheskiy zhurnal*, 3:62-70. (in Russian)
2. *Bunin K.P., Baranov A.A.* 1970. Metallografiya [Metallography]. Moskva, Metallurgiya, p. 312. (in Russian)
3. *Goncharenko A.I.* 1989. Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya alpinotipnykh giperbazitov [Deformation and petro structural evolution of alpinotype ultrabasites]. Tomsk, Tomsk Univ. Publ., p. 404. (in Russian)
4. *Gorelik S.S.* 1978. Rekristallizatsiya metallov i splavov [Recrystallization of metals and alloys]. Moskva, Metallurgiya, p. 568. (in Russian)
5. *Dudnikova V.B., Urusov V.S.* 2014. Modelirovanie protsessov protonirovaniya forsterite metodom mezhatomnykh potentsialov [Modeling of processes of protonation of the forsterite using nodal potential method]. *Geokhimiya*, 4:291-301. (in Russian)
6. *Kutolin V.A.* 1983. Perekristallizatsiya veshchestva verkhney mantii i ee metallogenicheskie sledstviya [Recrystallization of upper mantle material and its metallogenic consequences]. *In Mantiynye ksenolity i problema ultrasnovnykh magm.* Novosibirsk, Nauka, pp.17-22. (in Russian)
7. *Nicolas A.* 1987. Principles of rock deformation. Dordrecht, Holland, D. Reidel Pub. Co., p. 208. doi: 10.1007/978-94-009-3743-7
8. *Novikov I.I.* 1986. Teoriya termicheskoy obrabotki metallov [Theory of thermal processing of metals]. Moskva, Metallurgiya, p. 480. (in Russian)
9. *Perchuk L.L.* 1977. Uovershenstvovanie dvupiroksenovogo termometra dlya glubin-

- nykh peridotitov [Improvement of two-pyroxenite thermometer for deep peridotites]. DAN SSSR. 233(3):456-459. (in Russian)
10. *Poirier J.P.* 1985. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, p. 260.
 11. *Rodygin A.I.* 1996. К методике определения систем скольжения в деформированных оливинках [About methodology of determination of slip systems in deformed olivine]. In Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, pp. 12-18. (in Russian)
 12. *Saveliev D.E.* 2014. К вопросу о происхождении пойкилитовых вclusions оливина в хромшпинелидах из офиолитовых дунитов [About origin of the olivine poikilitic inclusions in chrome-spinel from ophiolitic dunite]. Геологический сборник. 11:134-146. (in Russian)
 13. *Saveliev D.E.* 2013. Происхождение нодулярных текстур (на примере хромитов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал) [Origin of nodular texture (example of chromite from the eastern part of Средний Крака massive, Southern Urals)]. Руды и металлы, 5:41-49. (in Russian)
 14. *Saveliev D.E., Belogub E.V., Kotlyarov V.A.* 2014. Минералого-геохимическая зональность и деформационный механизм формирования хромитит-дунитовых тел в офиолитах (на примере массива Крака, Southern Urals) [Mineralogeochemical and deformation mechanism of formation of chromitite-dunite bodies in ophiolites (example of Крака massive, Southern Urals)]. In Металлогения древних и современных океанов – 2014. Миасс, IMin UrO RAN, pp. 95-98. (in Russian)
 15. *Saveliev D.E., Kozhevnikov D.A.* 2015. Структурные и петрографические особенности ультрамафитов на участке “месторождение #33” в восточной части массива Средний Крака (Южный Урал) [Textural and Petrographic Features of Ultramafic Rocks within Area of “Deposit #33”, Eastern Part of Средний Крака Massif (South Urals)]. Vestnik Permskogo Universiteta. Geologiya, 1(26):60-84. (in Russian) doi: 10.17072/psu.geol.26.60
 16. *Saveliev D.E., Snachev V.I., Savelieva E.N., Bazhin E.A.* 2008. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала [Geology, petrogeochemistry, and chromite content of gabbro-hyperbasic massifs of the South Urals]. Ufa, DizaynPoligrafServis, p. 320. (in Russian)
 17. *Saveliev D.E., Fedoseev V.B.* 2014. Пластическое течение и реоморфическая дифференциация вещества в мантийных ультрамафитах [Plastic flow and rheomorphic differentiation of the mantle ultramafic rocks]. Vestnik Permskogo universiteta. Geologiya, 4(25):22-41. (in Russian) doi: 10.17072/psu.geol.25.22
 18. *Saveliev D.E., Fedoseev V.B.* 2011. Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазитах складчатых поясов [Segregation mechanism of chromitite body formation in the ultrabasic rocks of fold belts]. Руды и металлы, 5: 35-42. (in Russian)
 19. *Saranchina G.M., Kozhevnikov V.N.* 1985. Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ) [Fedorovskiy method (minerals definition, microstructural analysis)]. Leningrad, Nedra, p. 208. (in Russian)
 20. *Honeycombe R.W.K.* 1984. The plastic deformation of metals. Edward Arnold Ltd. P. 483.
 21. *Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V.* 2007. Кристаллохимия хромшпинели и оксидометрическая ультрамафитов складчатых областей [Crystal chemistry of chrome-spinel and oxithermobarometry of ultramafites of fold belts]. Yekaterinburg, IG&G UrO RAN, p. 310. (in Russian)
 22. *Chernyshov A.I.* 2001. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность) [Ultramafites (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk, Charodey, p. 215. (in Russian)
 23. *Shcherbakov S.A.* 1990. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала [Plastic deformation of ultrabasic rocks of the Urals ophiolite association]. Москва, Наука, p. 120. (in Russian)
 24. *Yarosh P.Ya.* 1980. О первичности хрома в дунитах и природе аксессуарного хромита [About primary source of chromite in dunite and nature of accessory chromite]. Zapiski VMO, 109(1):98-105. (in Russian)
 25. *Achenbach K.L., Cheadle M.J., Faul U., Kellomen P., Swapp S.* 2011. Lattice-preferred

- orientation and microstructure of peridotites from ODP Hole 1274A (15°39'N), Mid-Atlantic Ridge: Testing models of mantle upwelling and tectonic exhumation. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 301(1-2):199-212. doi: 10.1016/j.epsl.2010.10.041
26. *Arai S.* 1978. Chromian spinel lamellae in olivine from the Iwanai-Dake peridotite mass, Hokkaido, Japan. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 39:267-273.
 27. *Ballhaus C., Berry R., Green D.* 1991. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Miner. Petrol.*, 107:27 – 40. doi: 10.1007/BF00311183
 28. *Bell P.M., Mao H.K., Roedder E., Weiblen P.W.* 1975. The problem of the origin of symplectites in olivine-bearing lunar rocks. *Proc. Sixth Lunar. Sci. Conf.*, 1: 231-248.
 29. *Bershov L.V., Gaite J.-M., Hafner S.S., Rager H.* 1983. Electron Paramagnetic Resonance and ENDOR Studies of Cr³⁺ - Al³⁺ Pairs in Forsterite. *Phys. Chem. Minerals*, 9:95-101. doi: 10.1007/BF00308364
 30. *Boland J.N.* 1974. Lamellar structures in low-calcium orthopyroxenes. *Contrib. Miner. Petrol.*, 47:215-222.
 31. *Carter N.L.* 1976. Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.* 14(3):301-360. doi: 10.1029/RG014i003p00301
 32. *Champness P.E.* 1970. Nucleation and growth of iron oxides in olivines. *Mineralogical Magazine*, 37:790-800. doi: 10.1180/minmag.1970.037.291.05
 33. *Coe R.S., Kirby S.H.* 1975. The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: mechanism and potential applications. *Contrib. Miner. Petrol.*, 52:20-55.
 34. *Dodd R.T.* 1973. Minor element abundances in olivines of the Sharps (H3) chondrite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42:156-167.
 35. *Fabries J.* 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69:329 – 336. doi: 10.1007/BF00372258
 36. *Franz L., Wirth R.* 2000. Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismarck Archipelago/Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140(3):283-295. doi: 10.1007/s004100000188
 37. *Ghosh D.B., Karki B.B.* 2014. First principles simulations of the stability and structure of grain boundaries in Mg₂SiO₄ forsterite. *Phys. Chem. Minerals*, 41(3):163–171. doi: 10.1007/s00269-013-0633-1
 38. *Green H.W., Gueguen Y.* 1983. Deformation of peridotite in the mantle and extraction by kimberlite; a case history documented by fluid and solid precipitates in olivine. *Tectonophysics*, 92(1-3):71-92. doi:10.1016/0040-1951(83)90085-9
 39. *Hiraga T., Anderson I.M., Kohlstedt D.L.* 2003. Chemistry of grain boundaries in mantle rocks. *Am. Mineral.*, 88(7):1015–1019.
 40. *Hiraga T., Anderson I.M., Kohlstedt D.L.* 2004. Grain boundaries as reservoirs of incompatible elements in the Earth's mantle. *Nature*, 427:699–703 (19 February 2004). doi: 10.1038/nature02259
 41. *Hwang S.L., Yui T.-F., Chu H.-T., Shen P., Iizuka Y., Yang H.-Y., Yang J., Xu Z.* 2008. Hematite and magnetite precipitates in olivine from the Sulu peridotite: A result of dehydrogenation-oxidation reaction of mantle olivine? *Am. Mineralogist*, 93:1051-1060.
 42. *Kohler T.* 1989. Der Ca-Gehalt von Olivin in Gleichgewicht mit Clinopyroxen als Geothermometer. PhD Thesis, Univ. of Mainz.
 43. *Kohlstedt D.L., Vander Sande J.B.* 1975. An electron microscopy study of naturally occurring oxidation produced precipitates in iron-bearing olivines. *Contrib. Mineral. Petrol.* 53(1):13-24. doi: 10.1007/BF00402451
 44. *Mackwell S.J., Kohlstedt D.L.* 1990. Diffusion of hydrogen in olivine: implications for water in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 95(B4):5079-5088. doi: 10.1029/JB095iB04p05079
 45. *Moseley D.* 1984. Symplectitic exsolution in olivine. *Am. Mineral.*, 69(1-2):139-153.
 46. *O'Neill H.St.C., Wall V.J.* 1987. The olivine-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve and the oxygen fugacity of the upper mantle. *J.Petrol.*, 28(6):1169 – 1192. doi: 10.1093/petrology/28.6.1169
 47. *Ono A.* 1983. Fe-Mg partitioning between spinel and olivine. *J. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 78:115 – 122.
 48. *Puga E., Ruiz Cruz M.D., De Federico A.D.* 1999. Magnetite-silicate inclusions in olivine of ophiolitic metagabbros from the Mulhacen complex, Betic Cordillera, southeastern Spain. *Can. Miner.*, 37(5):1191-1209.

49. *Rager H.* 1977. Electron spin resonance of trivalent chromium in forsterite Mg_2SiO_4 . *Phys. Chem. Minerals*, 1(4):371-378. doi: 10.1007/BF00308846
50. *Risold A.-C., Trommsdorff V., Grobety B.* 2001. Genesis of ilmenite rods and palisades along humite-type defects in olivine from Alpe Arami. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 140(5): 619-628. doi: 10.1007/s004100000204
51. *Roeder R.L., Campbell I.H., Jamieson H.E.* 1979. A Re-Evaluation of the Olivine-Spinel Geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68(3):325-334. doi: 10.1007/BF00371554
52. *Ryabov I. D.* 2012. EPR study of chromium-doped forsterite crystals: $Cr^{3+}(M1)$ with associated trivalent ions Al^{3+} and Sc^{3+} . *Phys. Chem. Minerals*, 39(9):725-732. doi: 10.1007/s00269-012-0526-8
53. *Stevens M.R., Bell D.R., Buseck P.R.* 2010. Tubular symplectic inclusions in olivine from the Fuchang pallasite. *Meteor. Planet. Sciences*, 45(5):899-910. doi: 10.1111/j.1945-5100.2010.01054.x
54. *Wells P.R.A.* 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Miner. Petrol.*, 62(2):129-139. doi: 10.1007/BF00372872
55. *Wood B.J., Banno S.* 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42(2):109-124. doi: 10.1007/BF00371501
56. *Zhang R.Y., Su J.F., Mao H.K., Liou J.G.* 1999. Magnetite lamellae in olivine and clinopyroxene from Dabie UHP ultramafic rocks, central China. *Am. Mineral.*, 84:564-569.