

Д. Е. Савельев¹, В. В. Шиловских^{2,3}, С. Н. Сергеев⁴

*¹ – Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа
savl71@mail.ru*

² – Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

³ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс

⁴ – Институт проблем сверхпластичности металлов РАН, г. Уфа

Микроструктурное изучение пластически деформированных ультрамафитов: традиционные и современные методы, значение для петрологии

Главной целью изучения микроструктур горных пород является выявление их генетических особенностей, позволяющих в комплексе с геохимическим изучением определить основные процессы, участвовавшие в их образовании. Основными параметрами, определяемыми в ходе микроструктурных исследований, являются 1) предпочтительная ориентировка кристаллических решеток минералов, 2) количественные характеристики структуры (форма и размер зерен/субзерен), 3) величина и характер разориентировки зерен/субзерен.

Первые микроструктурные исследования минералов из тектонитов корового происхождения были предприняты в начале XX в. Б. Зандером. В основе его подхода лежало определение ориентировки оптических осей (индикатрис) прозрачных породообразующих минералов по отношению к макроскопической текстуре образца (линоватости, линейности). Статистическая обработка данных позволяет построить круговые диаграммы плотности значений для различных кристаллографических направлений, по характеру которых можно судить о предпочтительной ориентировке кристаллов в образце и проводить их динамическую интерпретацию [Казаков, 1987 и др.]. В дальнейшем так называемый «петроструктурный метод» широко применялся при изучении, главным образом, метаморфических пород, а главными минералами, которые использовались для таких исследований, являлись кварц и кальцит. Основы данного метода подробно изложены в многочисленных руководствах [Саранчина, Кожевников, 1985; Казаков, 1987 и др.]. Примерно в 1960-е гг. методика петроструктурного анализа стала применяться к ультраосновным породам складчатых поясов, в результате чего было установлено их тектоническое происхождение [Carter, 1976 и др.].

Используя оптический метод изучения микроструктуры ультрамафитов мантийного происхождения, в 1970–1990 гг. удалось достичь значительных успехов в понимании механизмов пластической деформации породообразующих минералов (оливина, энстатита), процессов рекристаллизации, взаимосвязи между сейсмической анизотропией и типом деформации мантийных минералов [Carter, 1976; Чернышов, 2001 и др.]. В настоящее время общепринято, что мантийные разрезы офиолитовых комплексов представляют собой фрагменты мантийных диапиров, которые были перемещены из верхней мантии и затем тектонически выведены на земную поверхность. При восходящем пластическом течении таких диапиров, которые представляли собой поликристаллический материал, формировалась ориентировка слагающих его зерен кристаллов по форме, определяя листоватость и линейность.

Кроме изменения морфологии кристаллов, пластическая деформация способствует переориентировке внутренней (кристаллографической) структуры минералов в соответствии с полем напряжения. Для изучения данного аспекта, как в структурной геологии, так и в материаловедении, применяется способ построения круговых диаграмм, на которые наносят положение главных кристаллографических направлений кристаллов, слагающих образец (например, оливина). По статистической картине распределения ориентировок можно говорить о наличии или отсутствии преимущественной кристаллографической ориентировки в данном образце. Если такая ориентировка присутствует, то ее можно сравнивать с полученными в экспериментах данными по различным видам деформации кристаллических материалов и делать вывод о том, какие деформации претерпел образец в природных условиях.

В дополнение к оптическим исследованиям порообразующего оливина в 1970-х гг. были разработаны методики выявления дислокационной структуры минерала. По аналогии с методами выявления дислокационных структур в металлах, в качестве одного из способов обнаружения дислокаций в минералах тектонитов было предложено химическое травление [Wegner, Christie, 1976]. Кроме того, для оливина была разработана методика окислительного декорирования [Kohlstedt et al., 1976]. Наряду с описанными выше подходами, наиболее точным, но, вместе с тем, более локальным и труднодоступным для рядового исследователя методом изучения внутренней структуры деформированных минералов является просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ).

В последние годы появился и динамично развивается новый метод микроструктурного изучения кристаллических материалов – дифракция обратно-рассеянных электронов (ДОЭ, *electron back scattered diffraction – EBSD*), базирующийся на возможностях растровой электронной микроскопии (РЭМ). В отличие от оптических методов ДОЭ позволяет исследовать кристаллографическую ориентировку непрозрачных и изотропных минералов, обладает высоким пространственным разрешением, измерения проводятся инструментально (минимизирован вклад субъективности ручных измерений), а расчеты и графические построения полностью компьютеризированы. По сравнению с ПЭМ метод ДОЭ более автоматизирован, менее требователен к подготовке препаратов и более представительен, поскольку исследуются участки до нескольких квадратных миллиметров.

Метод ДОЭ основан на сканировании участка поликристаллического агрегата по определенной сетке, при этом шаг может варьировать от десятых долей до нескольких микрометров [Даниленко и др., 2012]. В каждой точке образца, наклоненного под углом 70° к горизонтали, определяются координаты X и Y, фазовый состав и ориентировка кристаллической решетки. Два последних параметра рассчитываются путем сравнения полученных линий Кикучи с таковыми, характерными для данной фазы, взятыми из кристаллографических баз данных. Результаты измерений представляются в виде набора карт для данного участка и диаграмм ориентировки основных кристаллографических направлений для интересующих пользователя фаз.

С физическими основами метода можно более подробно ознакомиться в ряде обзоров и учебных руководств [Даниленко и др., 2012; Варюхин и др., 2014; Метод..., 2014], которые ориентированы преимущественно на специалистов в области материаловедения. В последние годы появилось довольно много работ, где метод ДОЭ использован в качестве главного при изучении микроструктуры метаморфических пород [Prior et al., 2004 и др.], природных мантийных ультрамафитов [Jung, 2017

и др.], а также экспериментально деформированных их керамических аналогов [Demouchy et al., 2014 и др.].

Ниже на примере шпинелевого перидотита из массива Крака мы кратко опишем упрощенный алгоритм решения типичных структурных задач с использованием данного метода. Для исследования был изготовлен тонкий (2–3 мм) аншлиф размером 4×6 мм, предварительная полировка которого проведена механически на алмазных пастах, а финишная – направленным пучком аргоновой плазмы (Oxford IonFab 300, экспозиция 10 мин., угол 45°, ускоряющее напряжение 500 В, ток 200 мА) в ресурсном центре «Нанопотоника» научного парка СПбГУ. Исследования проведены на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оснащенный детектором ДОЭ Oxford NordLys Nano, на базе ресурсного центра «Геомодель» научного парка СПбГУ.

На рисунке 1 приведены карта распределения фаз, карта участка в кодировке обратных полюсных фигур (нормаль к плоскости изображения) (рис. 1а, б), а также гистограммы распределения ориентировок в зернах оливина и хромшпинелида (рис. 1в, г). Белым цветом на картах показаны неиндексированные участки, сложенные низкосимметричными вторичными фазами (преимущественно – серпентином). На рисунке 1д приведены точечные круговые диаграммы и диаграммы плотности значений ориентировки основных кристаллографических направлений оливина для того же участка.

Используя графические данные, показанные на рисунке 1, можно заключить, что образец перидотита представляет собой высокотемпературный мантийный тектонит, испытавший пластическое течение. Деформация главного породообразующего минерала осуществлялась путем скольжения по системе $\{0kl\}[100]$. На участке преобладают деформированные зерна с интенсивно развитой субструктурой. Величина разориентировки зерен, показанная на гистограмме (рис. 1в, г), отражает наличие двух максимумов: первый характеризует широкое развитие малоугловых границ (2–15°) и, соответственно, субзерен, второй максимум соответствует большеугловым границам с величиной разориентировки 55–60°, что, возможно, говорит о наличии специальных границ.

При изучении других участков образца установлены новообразованные кристаллы хромшпинелидов внутри оливин-энстатитового агрегата, которые часто проявляют тенденцию к синдеформационному росту. В частности, на рисунке 2 показан кристалл хромшпинелида, претерпевший одновременно и коалесценцию, и деформацию. Рост запечатлен в том, что к идиоморфной центральной области кристалла частично присоединены тонкие отростки, разделенные ступенчатыми малоугловыми границами (рис. 2б, в). Эти отростки, в свою очередь, разделяют субзерна оливина, что указывает на их образование в ходе пластической деформации последнего путем сегрегации примесных элементов. В теле энстатита видна ламель хромшпинелида с той же ориентировкой, что и соседний идиоморфный кристалл (рис. 2г).

Деформация фиксируется наличием границ, разделяющих крупное зерно хромшпинелида. Одна из них является малоугловой (*low-angle grain boundary*, *LAGB*), т.е. делит кристалл на субзерна и фиксирует метастабильное деформированное состояние (рис. 2а). Другая граница с разориентировкой 60° является двойниковой с совпадением каждого третьего узла в решетке («специальная граница $\Sigma 3$ »). Эта граница также имеет деформационное происхождение, но характеризует стабильное состояние кристалла, поскольку обладает пониженной свободной энергией.

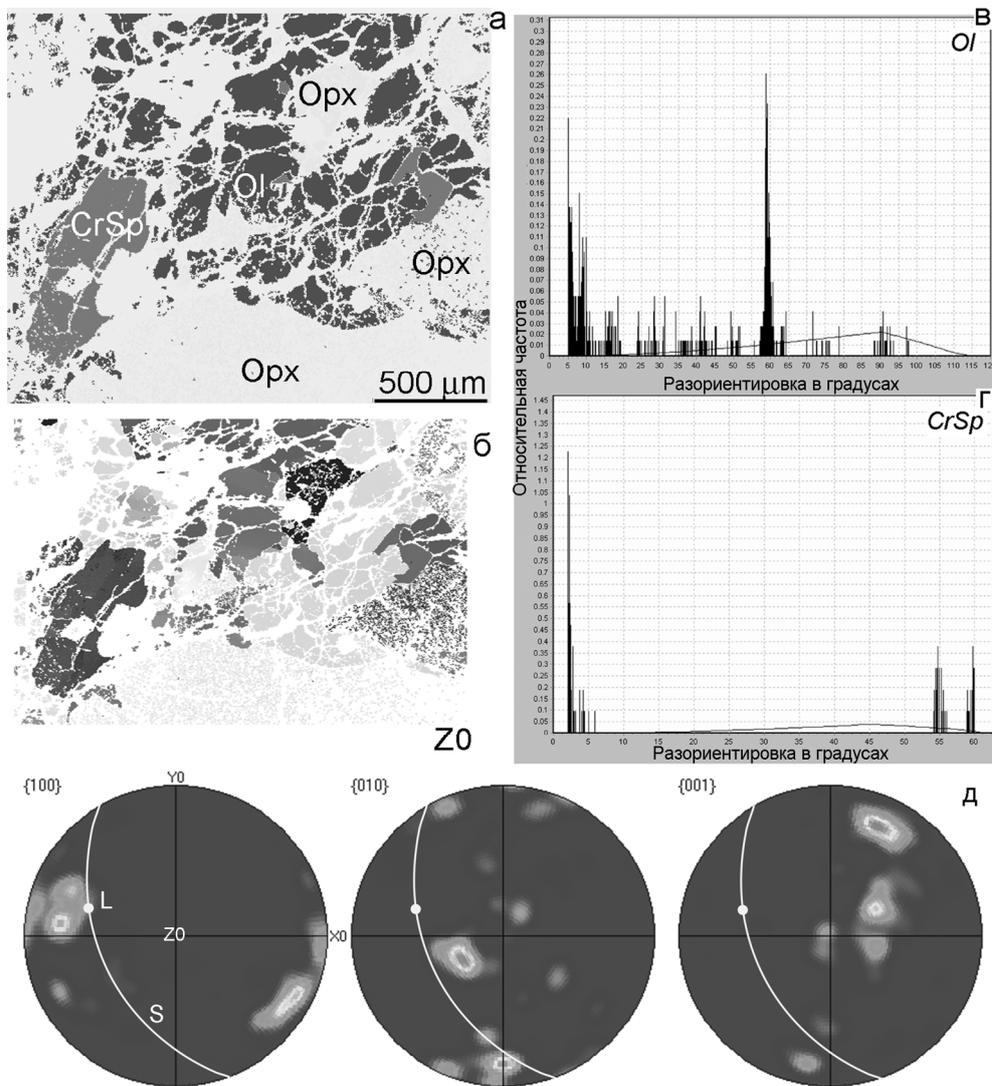


Рис. 1. Микроструктура исследованного участка перидотита: а) карта фазового состава; б) карта в тоновой кодировке обратных полюсных фигур; в, г) гистограммы распределения зерен по ориентировкам: в) оливин, г) хромшпинелиды; д) кристаллографическая ориентировка оливина на исследованном участке перидотита; верхняя полусфера равноплощадной проекции.

CrSp – хромшпинелид; Ol – оливин; OpX – ортопироксен; S – проекция плоскости листоватости образца; L – проекция выхода линейности; X0, Y0, Z0 – оси образца, положение которых показано на фрагменте «д», карты «а» и «б» ориентированы перпендикулярно к оси Z0, т. е. в плоскости образца.

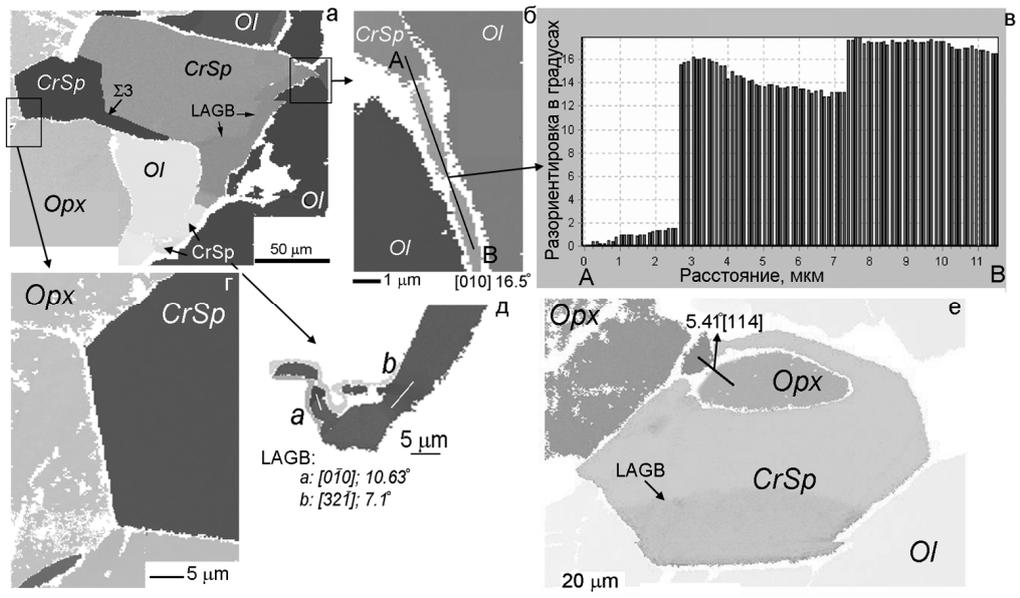


Рис. 2. Микроструктурные особенности новообразованных хромшпинелидов и силикатного матрикса: а, е) общий вид изученных участков; б, г, д) участки детализации фрагмента «а»; в) распределение ориентировок в тонких выделениях хромшпинелидов вдоль линии, показанной на фрагменте «б».

CrSp – хромшпинелид; Ol – оливин; Orpx – ортопироксен; LAGB – малоугловая граница; $\Sigma 3$ – специальная (двойниковая) граница; а, б – малоугловые границы внутри хромшпинелида, для которых даны углы и оси разориентировки (рис. 2д), аналогичные данные приведены на рис. 2е.

Кроме того, другой тонкий отросток в нижней части кристалла также разделен малоугловыми границами и локализован, в свою очередь, вдоль субграницы в оливине (рис. 2д). Прогрессирующий рост таких отростков ведет к полной изоляции фрагментов (субзерен) породообразующих силикатов. Пример почти завершенного «отчленения» приведен на рисунке 2е, где видно, что верхняя часть идиоморфного кристалла хромшпинелида почти полностью отсекает от крупного кристалла ортопироксена его фрагмент, отделенный от материнского зерна малоугловой границей.

Таким образом, проведенное исследование позволило определить тип предпочтительной кристаллографической ориентировки оливина, свидетельствующий о становлении породы в условиях высокотемпературной ползучести. Ведущим механизмом деформации являлись трансляционное скольжение по системе $\{0kl\}[100]$ и динамическая рекристаллизация. Пластическая деформация силикатного матрикса сопровождалась зарождением новых зерен хромшпинелидов и их синкинематическим ростом, в ходе которого происходил захват ими фрагментов породообразующих силикатов. Метод ДОЭ позволяет решать значительно более широкий круг задач, чем показано на приведенном выше примере. В частности, его использование будет весьма полезно в комплексе с геохимическими исследованиями для изучения механизмов рекристаллизации геологических материалов, обладающих сложным составом. В частности, подобные исследования могут способствовать развитию такого

направления, как «геохимия твердого тела», а также пониманию процессов «метаморфической дифференциации».

Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246–2019–0078.

Литература

Варюхин В. Н., Пашинская Е. Г., Завдоев А. В., Бурховецкий В. В. Возможности метода дифракции обратно-рассеянных электронов для анализа структуры деформированных материалов. Киев: Наукова думка, 2014. 106 с.

Даниленко В. Н., Миронов С. Ю., Беляков А. Н., Жилиев А. П. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78. № 2. С. 28–46.

Казаков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении / Под ред. А. Шварца, М. Кумара, Б. Адамса, Д. Филда (перевод с англ.). М.: Техносфера, 2014. 544 с.

Саранчина Г. М., Кожевников В. Н. Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 215 с.

Carter N. L. Steady state flow of rocks // Reviews in Geophysics. 1976. Vol. 14. P. 301–360.

Demouchy S., Mussi A., Barou F., Tommasi A., Cordier P. Viscoplasticity of polycrystalline olivine experimentally deformed at high pressure and 900 °C // Tectonophysics. 2014. Vol. 623. P. 123–135.

Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // Geosciences Journal. 2017. Vol. 21. P. 985–1011.

Kohlstedt D. L., Goetze C., Durham W. B., van der Sande J. B. A new technique for decorating dislocations in olivine // Science. 1976. Vol. 191. P. 1045–1046.

Prior D. J., Bestmann M., Halfpenny A., Mariani E., Piazzolo S., Tullis J., Wheeler J. Recrystallization and grain growth in rocks and minerals // Materials Science Forum. 2004. Vol. 467–470. P. 545–550.

Wegner M. W., Christie J. M. Chemical etching of dislocations in forsterite // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1976. Vol. 59. P. 131–140.

Р. А. Гатауллин, Н. Р. Минибаев

*Башкирский государственный университет, г. Уфа
sav171@mail.ru*

Минералого-геохимические особенности ультрамафитов Шариповского участка (массив Средний Крака, Южный Урал) (научный руководитель д.г.-м.н. Д. Е. Савельев)

Офиолитовые ультрамафиты широко распространены в складчатом поясе Урала, а их изучение позволяет приблизиться к пониманию процессов дифференциации вещества верхней мантии Земли, поскольку они являются ее фрагментами,