

ЧАСТЬ 8. МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ И АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.Е. Савельев

*Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия
sav171@mail.ru*

Применение метода дифракции отраженных электронов для анализа микроструктуры минералов верхнемантийных ультрамафитов (на примере массивов Урала)

D.E. Saveliev

Institute of Geology UFRC RAS, Ufa, Russia

Application of electron back-scattered diffraction for microstructural analysis of upper mantle ultramafic rock minerals: example massifs of the Urals

Abstract. The microstructure of lherzolites, harzburgites, dunites and chromitites is studied using electron back-scattered diffraction (EBSD) method. Olivine and orthopyroxene show a strong preferred crystallographic orientation indicating their formation under plastic deformation conditions. The formation conditions assessed by microstructural and geochemical methods are comparable and indicate the formation of rocks under dislocation creep regime at $T = 650\text{--}1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ at $P = 7\text{--}15\text{ kbar}$ and stress up to 500 MPa. Chromitites exhibit evolution of structure from disseminated to massive ores with a gradual enlargement of grain size and a decrease in misorientation at intragranular boundaries. This is interpreted as a result of high- P sintering. It is suggested that nodular textures formed during the disintegration of massive chromitites under high- PT conditions.

Введение. Ультраосновные породы нижней части офиолитовых комплексов представляют собой «мантийные тектониты» [Nicolas, Poirier, 1976; Щербаков, 1990]. До недавнего времени единственным методом исследования внутренней структуры минералов ультрамафитов оставался петроструктурный, который состоял в определении оптических индикатрис прозрачных минералов (оливина и пироксенов) при помощи универсального федоровского столика на поляризационном микроскопе [Казаков, 1987; Саранчина, Кожевников, 1985]. На рубеже XX–XXI вв. появился новый метод микроструктурных исследований, основанный на дифракции отраженных электронов в кристаллической решетке (*electron back-scattered diffraction – EBSD*), который ознаменовал выход на качественно новый уровень исследований структуры кристаллических материалов [Даниленко и др., 2012; Метод..., 2014], в том числе и геологических [Prior et al., 1999]. За последние 20 лет появились многочисленные работы, посвященных как методическим вопросам применения метода EBSD в геологии, так и изучению микроструктуры мантийных тектонитов [Karato, 2008; Jung, 2017]. Данный метод позволяет изучать оптически-изотропные и непрозрачные минералы, получать большие массивы количественных данных о строении минералов, включая фазовый состав и кристаллографическую ориентировку фаз в точках, а также карты минеральных агрегатов, созданные в результате сканирования образцов по сети от долей микрометра до десятков микрометров.

В настоящей работе приведены примеры микроструктурного изучения отдельных минералов (оливина, ортопироксена), пород (лерцолитов, дунитов) и руд (хромититов).

Для части образцов решалась задача получения интегральных данных о микроструктурном строении минеральных агрегатов оливина и ортопироксена, получение так называемых «синоптических» диаграмм [Добржинская, 1989] и сопоставления их с известными типами петроструктур этих минералов для определения условий образования в терминах общего давления, температуры, стресса и содержания флюидов [Щербаков, 1990; Karato, 2008; Jung, 2017]. Второй задачей являлось микроструктурное изучение пластически деформированных порфирокластов оливина и ортопироксена, содержащих тонкие включения новых фаз, для определения их ориентационных взаимоотношений и возможного генезиса включений. Третья задача – получение микроструктурных данных о строении хромититовых агрегатов и определение перспектив их использования для генетических построений. EBSD – единственный метод, позволяющий получить количественные данные о кристаллографической ориентировке индивидов, внутреннем строении и структуре зерен массивных хромитовых агрегатов.

Методы и объекты исследований. Предварительные петрографические и электронно-микроскопические исследования, включая изучение состава минералов, проводились в полированных шлифах на поляризационном микроскопе ПОЛАМ Р-311 и СЭМ Vega Tescan Comract с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Основным экспериментальным методом исследования стал метод EBSD, физические основы которого подробно описаны в соответствующих руководствах и обзорных работах [Prior et al., 1999; Даниленко и др., 2012].

Сканирование препаратов проводилось в двух лабораториях: ЦКП «Структурные и физико-механические методы изучения материалов» в Институте проблем сверхпластичности материалов РАН (г. Уфа) на СЭМ Vega Mira и в Ресурсном центре Санкт-Петербургского государственного университета «Геомодель» (г. Санкт-Петербург) на СЭМ Hitachi S-3400N, оснащенный детектором EBSD Oxford NordLys Nano. Первичные данные обработаны в программном комплексе HKL Channel 5 и программе MTEX (в оболочке MATLAB). Объектами исследований являлись образцы лерцолитов, гарцбургитов, дунитов и хромититов из офиолитовых массивов Нурали (NR-260), Крака (СК-85, СК-103-7, ЮК-1992, Сек-2150), Кемпирсай (Ке-120), Аккаргинский (АК-20), Рай-Из (R-911, R-916) и Сыум-Кей (S-311, S-348).

Интегральная микроструктура агрегатов оливина и ортопироксена. Анализ диаграмм прямых полюсных фигур (ППФ) оливина из образцов Сек-2150 и СК-103-6 указывает на то, что ось [100] практически совпадает с линейностью, а с плоскостью минерального уплощения могут совпадать как (010), так и (001) с более интенсивным максимумом для (010). Отмечается тенденция к формированию слабовыраженного пояса осей [010] и [001] перпендикулярно плоскости минерального уплощения, что характерно для D-типа текстуры оливина [Karato, 2008; Jung, 2017]. Данный тип текстуры оливина связан с активизацией множественного скольжения по семейству плоскостей $\{0kl\}$ в направлении [100]. В образцах из полярноуральских массивов (R-909, R-916) направления скольжения варьируют – [001] либо [100], а плоскостью скольжения всегда является (010), что позволяет отнести полученные петроструктурные узоры к типам А и В.

В ортопироксене всех изученных образцов, где он присутствует в заметных количествах (Сек-2150, СК-103-6, ЮК-1992, S-311, R-909), плоскостью скольжения неизменно является (100), а под малым углом к линейности концентрируются оси [001] либо [010]. Согласно классификации петроструктуры (fabric) ортопироксена [Jung, 2017], в первом случае текстуры могут быть интерпретированы как тип АВ, во втором – как тип АС, в образце Сек-2150 присутствуют оба типа текстур.

Микроструктура порфирикластов. Изучение строения деформированных порфирикластов позволяет получить более точную информацию об активной системе скольжения в минерале [Добржинская, 1989]. Нами изучены порфирикласты оливина в образцах Сек-2150 и СК-103-6 и порфирикласты ортопироксена в образцах СК-85 и ЮК-1992.

В лерцолите Сек-2150 диагностированы многочисленные малоугловые границы наклона, образованные стенками краевых дислокаций, обусловившие развитие системы скольжения (001)[100], при этом система (010)[100], в большей степени, связана с наличием границ кручения, образованных винтовыми дислокациями. В порфирикластах оливина из образца СК-103-6 также чаще всего проявлены две указанные выше системы скольжения.

В образце ЮК-1992 две части крупного кристалла энстатита разделены зоной мелкозернистого агрегата. Анализ строения крупных деформированных фрагментов показал наличие активной системы скольжения (100)[001]. Ламели диопсида сформированы в плоскости скольжения (100) минерала-хозяина.

Образец СК-85 представлен крупным монокристаллом ортопироксена ($5 \times 5 \times 3$ см), который разделен малоугловыми границами. По данным EBSD, здесь также проявлена система скольжения (100)[001]. Малоугловые границы и плоскости скольжения в минерале-хозяине трассируются новообразованными фазами – паргаситом, диопсидом и хромшпинелидом. Нанесение полученных данных на стереографическую проекцию позволило установить, что стержневидные выделения шпинелидов и ламели диопсида и паргасита размещаются в плоскости скольжения (100) минерала-хозяина, при этом ориентировка главных кристаллографических направлений пироксенов совпадает.

В образце дунита NR-260 внутри зерен пластически деформированного оливина обнаружены мелкие стержневидные выделения хромшпинелида, которые иногда соседствуют с еще более мелкими включениями паргасита. EBSD-сканирование с малым шагом позволило расшифровать ориентационные соотношения включений шпинелида с минералом-хозяином: все стержни хромшпинелида расположены на малоугловых границах оливина, направление [110] хромшпинелида совпадает с направлением [010] минерала-хозяина, т. е. перпендикулярно плоскости скольжения.

Микроструктура хромититов. Изучена кристаллографическая ориентировка хромита в агрегатах вкрапленного и массивного строения в рудах линзовидно-полосчатого типа из месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского массива (Ке-120), а также нодулярных хромититов массива Средний Крак (СК-103-7) и Аккаргинского (АК-20). Для вкрапленных руд отмечается близкое соответствие размеров зерен, определяемых по границам раздела в оптическом микроскопе, и таковым, определенным методами EBSD. В них отмечаются многочисленные деформационные микроструктуры с малоугловыми границами величиной 2–15° и мелкими необластами вдоль границ более крупных зерен блочного строения.

Для массивных участков отмечается значительное расхождение между расположением границ раздела и истинных границ зерен, определенных методом EBSD. Массивные участки характеризуются значительно более крупным размером индивидов, ксеноморфным обликом зерен и высокой степенью однородности внутренней структуры (разориентировка блоков обычно не превышает 5°). Хромититы нодулярной текстуры (СК-103-7 и АК-20), как правило, характеризуются однородной микроструктурой и по этой характеристике сходны с участками массивного строения. Наибольшая разориентировка может отмечаться только в краевых частях округлых выделений хромита.

Обсуждение и выводы. Проведенные исследования позволяют сделать выводы о механизмах формирования наблюдаемых микроструктурных особенностей ультрамафитов и хромититов, а также об условиях их образования.

Изучение пластически деформированных порфирикластов оливина и ортопироксена с

включениями новых фаз (шпинелида, паргасита, диопсида) позволили установить однозначную связь их образования с деформацией минерала-хозяина и определить ориентационные взаимоотношения между включениями и минералом-хозяином. Расположение новообразованных стержневидных выделений хромшпинелида вдоль малоугловых границ в оливине (NR-260) может свидетельствовать о том, что высокая концентрация ионов примесных элементов локализовалась вдоль линий геометрически-необходимых дислокаций, что приводило в итоге к выделению новой фазы на малоугловой границе. В деформированных ортопироксенах ламели и стержни новых фаз, преимущественно, приурочены к плоскости скольжения, что может быть связано с образованием в этой плоскости дефектов упаковки [McLaren, Etheridge, 1976]. Подобные выделения характерны для менее пластичных материалов, характеризующихся низкой энергией дефекта упаковки.

Интегральные микроструктурные данные в лерцолитах массивов Крака указывают на развитие D-типа предпочтительной кристаллографической ориентировки. Оценки РТ σ -условий микроструктурным и геохимическим способами сопоставимы и указывают на образование пород в режиме дислокационной ползучести при температурах 850–1000 °С при общем давлении 7–9 кбар и стрессе 400–500 МПа, что сопоставимо с нижней границей плагиоклазовой фации глубинности в верхней мантии. В дунитах и гарцбургитах массива Рай-Из установлены типы петроструктур оливина А и В, которые проявляются в виде пластического течения в контрастных условиях: для типа А характерны «сухие» условия ($T > 1100$ °С при $P = 10$ – 15 кбар) и низкий стресс (< 400 МПа), для типа В, напротив, характерно повышенное содержание флюида, низкая температура ($T < 700$ °С при $P = 10$ – 15 кбар) и относительно высокий стресс (< 400 МПа) [Karato, 2008; Jung, 2017].

В хромититах структура направленно изменяется от вкрапленных руд к массивным, выражаясь в постепенном укрупнении размера зерен и уменьшении разориентировки на внутризеренных границах. По-видимому, это лучше всего объясняется эффектом «спекания» при высоких температурах и давлениях, который также предполагается для образования порфиробластов граната в метаморфических породах [Sriess et al., 2001]. Генезис нодулярных руд в деталях пока не ясен, однако микроструктурная однородность внутренних частей нодулей и рост разориентировки к их краям может указывать на то, что данный текстурный тип хромититов мог образоваться при дезинтеграции массивных руд в условиях высокого общего давления и температуры.

Исследования выполнены за счет гранта РНФ № 22-17-00019. Автор очень признателен И.И. Мусабинову и Н.С. Власенко за проведение EBSD исследований.

Литература

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

Добржиницкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

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. Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л.: Недра, 1985. 208 с.

Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

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.

Karato S. Deformation of Earth materials. An introduction to the rheology of solid Earth. Cambridge University Press, 2008. 463 p.

McLaren A.C., Etheridge M.A. A transmission electron microscope study of naturally deformed orthopyroxene. I. Slip mechanisms // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1976. Vol. 57. P. 163–177.

Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley – Interscience, London, 1976. 444 p.

Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F. et al. The application of electron backscattered and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks // *American Mineralogist*. 1999. Vol. 84. P. 1741–1749.

Spiess R., Peruzzo L., Prior D.J., Wheeler J. Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations // *Journal of Metamorphic Geology*. 2001. Vol. 19. Is. 3. P. 269–290.

Л.М. Тынысова, О.П. Шиловский

*Казанский (Приволжский) Федеральный университет, г. Казань, Россия
biarmiceras@gmail.com*

Минералого-петрофизические свойства серпентинитов Атлянского полигона на Южном Урале

L.M. Tynysova, O.P. Shilovsky

Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, Russia

Mineralogical-petrophysical properties of serpentinites of the Atlyan polygon, South Urals

Abstract. The magnetic properties of serpentinites with magnetite, hematite and titanomagnetite of the Atlyan polygon in South Urals are studied.

Атлянский учебный полигон (Челябинская область, г. Миасс) расположен в зоне Главного Уральского разлома и представлен серией блоков войкарско-кемпирсайского комплекса тектонитов позднедевонско-пермского возраста [Аулов и др., 2015]. В его северо-западной части с серпентинитовым меланжем во время учебной практики 2022 г. зафиксирована магнитная аномалия. Цель работы – изучение ферромагнитных свойств и связанной с ней минерализации серпентинитов северо-западной части полигона.

Исследования проведены в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ с помощью оптической микроскопии (микроскопы Axio image vario a2m, ПОЛАМ РП-1), микрорентгенофлуоресцентного (M4 Tomado, оператор Б. Гареев), дифференциального термомагнитного (JIT_Meter, оператор Д.М. Кузина) и рентгеноструктурного (BRUKER, оператор Г.М. Ескина) анализов, метода микро-РФА и рамановской спектроскопии. Измерена магнитная восприимчивость 13 образцов, отобранных вдоль и вкрест простирания естественных выходов пород, и построена карта магнитного поля.

В ходе исследований описаны переходные зоны от породообразующего серпентина к серпентину, замещающему зерна оливина (обр. № 11). Встречены удлиненные, игольчатые зерна хризотила (обр. № 10). В обр. № 11 отмечаются прожилки антигорита и талька. Между зернами замещенного оливина наблюдаются магнетит, магнезиоферрит и гематит. В обр. № 2 отмечены крупные зерна магнетита (3.5–4.0 мкм). Внутри зерен наблюдаются более темные участки. В некоторых зернах рудных минералов наблюдалась структура замещения. Рудная