

Научная статья

УДК 552.321.6+553.46

DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-4

К МЕТОДИКЕ МИКРОСТРУКТУРНОГО ИЗУЧЕНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ МЕТОДОМ ДИФРАКЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ (ДОЭ/EBSD)

Д. Е. Савельев

Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, savl71@mail.ru

В работе на примере ультрамафитов и хромититов Урала описаны возможности микроструктурного изучения геологических образцов одним из современных микроструктурных методов — методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Данный метод имеет ряд преимуществ по сравнению с ранее использовавшимися оптическими методами с использованием универсального столика. Главные достоинства метода: высокая точность, автоматизация, объективность, широкий спектр изучаемых материалов. Вместе с тем, есть некоторые сложности, которые заключаются главным образом в подверженности геологических материалов вторичным изменениям и наложенным метаморфическим процессам. В статье рассмотрены различные возможности обработки первичных материалов и получения представительных данных о микроструктуре образцов ультрамафитов и хромититов из различных массивов Урала.

Ключевые слова: ультрамафиты, хромититы, дунит, оливин, хромшпинелид, микроструктура, дифракция отраженных электронов

Благодарности. Автор очень признателен В. В. Шиловских, И. И. Мусабинову, С. Н. Сергееву за проведение аналитических работ по EBSD, исследования проводились в Ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» и в ЦКП «Структурные и физикомеханические исследования материалов» ИПСМ РАН.

Исследования выполнены в рамках темы Госзадания Минобрнауки РФ (№ FMRS-2022-0011).

Original article

ON THE METHODOLOGY OF MICROSTRUCTURAL STUDY OF ULTRAMAFIC ROCKS BY ELECTRON BACK SCATTERED DIFFRACTION (EBSD)

D. E. Saveliev

Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Karl Marx str, 16/2, Ufa, 450077 Russia; savl71@mail.ru

At the example of ultramafic rocks and chromitites of the Urals, the paper describes the possibilities of microstructural study of geological samples using one of the modern microstructural methods — electron backscattered diffraction (EBSD). This method has a number of advantages compared to previously used optical methods using a universal stage. The main advantages of the method: high accuracy, automation, objectivity, wide range of materials studied. However, there are some difficulties, which consist mainly in the susceptibility of geological materials to secondary changes and superimposed metamorphic processes. The article discusses various possibilities for processing primary materials

Для цитирования: Д. Е. Савельев. К методике микроструктурного изучения ультрамафитов методом дифракции отраженных электронов (ДОЭ/EBSD) // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 36–48. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-4.

For citation: D. E. Saveliev (2023) On the methodology of microstructural study of ultramafic rocks by electron back scattered diffraction (EBSD). *Geologicheskii vestnik*. 2023. No. 3. P. 36–48. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-3-4.

© Д. Е. Савельев, 2023

and obtaining representative data on the microstructure of samples of ultramafic rocks and chromitites from various massifs of the Urals.

Keywords: ultramafic rock, chromitite, dunite, olivine, Cr-spinel, microstructure, EBSD

Acknowledgements: The author is very grateful to V. V. Shilovskikh, I. I. Musabirov, S. N. Sergeev for carrying out analytical work on EBSD; research was carried out at the Resource Center of St. Petersburg State University “Geomodel” and at the Center for Collective Use “Structural and Physical-Mechanical Studies of Materials” of the IPISM RAS.

The research was carried out within the framework of the State Assignment of the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (№ FMRS-2022-0011).

ВВЕДЕНИЕ

Структурные особенности пород и руд, а также слагающих их минералов, являются не менее важной характеристикой, чем их химический состав. Вместе с тем, следует констатировать, что по количеству публикаций в геологических дисциплинах «вещественный» подход сильно преобладает над «структурным». Одной из объективных причин до недавнего времени являлась сложность получения количественных данных о микроструктурных особенностях пород, которые складываются в свою очередь из количественной характеристики каждого из породообразующих минералов.

Основным методом микроструктурных исследований геологических материалов долгое время оставалось измерение осей оптической индикатрицы или оптических осей кварца на универсальном столике Фёдорова. Первые микроструктурные исследования минералов из тектонитов корового происхождения были предприняты в начале XX века Б. Зандером. В дальнейшем так называемый «петроструктурный метод» изучения 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.].

Для изучения микроструктуры ультрамафитов данный метод широко использовался в 1970-е — 2000 годы и позволил установить повсеместное распространение в офиолитовых ультрамафитах мантийной части разреза признаков пластического течения, а сами ультрамафиты получили название «мантийных тектонитов» [Carter, AveLallement, 1970; Carter, 1976]. Наиболее значительный вклад в микроструктурное изучение офиолитовых ультрамафитов внесли французские исследователи

[Nicolas et al., 1971; Poirier, 1985], в отечественной литературе в этом направлении работали А. И. Гончаренко, А. И. Чернышов, С. А. Щербаков, Е. И. Денисова [Гончаренко, 1989; Щербаков, 1990; Денисова, 1989, 1990; Чернышов, 2001].

Среди главных ограничений оптического («петроструктурного») метода необходимо назвать следующие: 1) невозможно изучить кристаллографическую ориентировку непрозрачных минералов и минералов кубической сингонии; 2) ограничен диапазон данных (используются главным образом статистические круговые диаграммы — «прямые полюсные фигуры»); 3) трудоемкость, малая производительность и зависимость от квалификации исполнителя; 4) слабая разрешающая способность оптического микроскопа.

Более точные (количественные!) данные о микроструктуре дает метод дифракции обратно-рассеянных электронов — EBSD, о котором пойдет речь ниже. В отличие от оптических методов, он позволяет исследовать кристаллографическую ориентировку непрозрачных и изотропных минералов, обладает высоким пространственным разрешением, измерения проводятся инструментально (то есть минимизирована субъективность), а расчеты и графические построения полностью компьютеризированы.

Цель настоящей статьи заключается в обобщении пока еще небольшого опыта, накопленного автором в применении метода ДОЭ/EBSD для расшифровки микроструктурных особенностей образцов ультрамафитов и хромититов офиолитовых массивов Южного и Полярного Урала. Автор отдает себе отчет в том, что находится на пути к овладению методикой EBSD-анализа и не претендует на полное методическое описание его применения. Вместе с тем, он надеется, что данная работа поможет начинающим исследователям сориентироваться в подходах к подготовке препаратов, проведению съемки и обработке первичных данных.

МЕТОДИКА ПОДГОТОВКИ ОБРАЗЦОВ

При структурном изучении объекта исследователь может ставить различные задачи, от которых будут зависеть особенности отбора образцов. В данной работе мы ограничимся задачей получения структурных данных, касающихся только внутреннего строения образцов пород (руд), то есть слагающих их минеральных агрегатов, без отнесения данной локальной структуры к строению территории. В этом случае мы не рассматриваем методику отбора ориентированных образцов из коренных обнажений с обязательной геометрической привязкой в реальном пространстве, с которой можно ознакомиться в специальных руководствах [Казаков, 1987].

В дальнейшем мы будем использовать только некоторые важные макроструктурные характеристики образцов, такие как полосчатость (или минеральная уплощенность), которую будем обозначать буквой «S», и линейность, которую обозначим буквой «L». Образцы с отчетливо проявленной структурной неоднородностью, выраженной в виде полосчатости и/или минеральной уплощенности, разрезались вдоль плоскости «S». Затем в данной плоскости изготавливались шлифы, и определялось наличие и направление линейности, которая может быть выражена или в удлинении минералов (оливина), или в агрегатной линейности (например, в цепочечном расположении зерен хромшпинелида). Следующий разрез образца проводился в направлении «L», перпендикулярно к плоскости «S» и уже в новой плоскости намечались шлифы и аншлифы для микроструктурных исследований.

Шлифы изготавливались на основе эпоксидной композиции, обычной толщины (30 мкм), подвергались шлифовке и очень качественной механической полировке. Затем проводилось предварительное петрографическое описание шлифов, отбраковывались шлифы со значительным количеством вторичных минералов. На оставшихся шлифах намечались наиболее представительные и интересные в структурном отношении участки и вырезались препараты максимальным размером 8×5 мм для проведения EBSD-анализа. Небольшой окончательный размер препарата связан с размерами держателя в сканирующем электронном микроскопе и с тем обстоятельством, что препарат должен быть наклонен под углом 70° к горизонту. Кроме того, образец породы и стекло являются непроводящими материалами, что снижает воз-

можности получения качественных результатов, даже с применением углеродного напыления.

Финишная подготовка препарата для EBSD-исследований включает в себя полировку на суспензиях (или ионное травление) для снятия «наклепа» (поверхностного деформированного слоя), образовавшегося при механической полировке. Мы использовали оба метода: ионное травление проводилось при изучении образцов в Ресурсных центрах СПбГУ «Нанопотоника» и «Геомодель», а обработка на суспензии «0.04 μm — Colloidal Silica Suspension, Non-Stick/Rinsable» (Allied High Tech Products iNC.) применялась автором для изучения в ИПСМ РАН. Непосредственно перед изучением поверхность препаратов напылялась углеродом.

Следует также отметить, что перед проведением EBSD-исследования полезно препарат изучить на обычном сканирующем микроскопе, чтобы иметь представление о его структуре, фазовом и химическом составе, составить схему препарата и конкретные участки для исследования. Сложность ориентировки при проведении EBSD-исследований во многом связана с наклоном образца и невозможностью зачастую предварительно получить BSE-изображения интересующего участка. Кроме того, качество картин дифракции на интересующем участке может не позволять проведение качественно анализа и может возникнуть необходимость заменить его на эквивалентный.

ОСНОВЫ МЕТОДА ДИФРАКЦИИ ОТРАЖЕННЫХ ЭЛЕКТРОНОВ И ОБРАБОТКИ ПЕРВИЧНЫХ ДАННЫХ

Метод дифракции обратно-рассеянных электронов основан на локальном анизотропном рассеянии электронов на кристаллической решетке. Отраженные электроны дифрагируют по Брэгговскому закону, образуя полосы, соответствующие кристаллографическим плоскостям в образце (полосы Кикучи). В каждой точке накопления ДОЭ, исходя из полос Кикучи, определяются: фазовый состав и ориентировка кристаллической решетки. Подробно физические основы данного метода описаны в соответствующих руководствах и обзорных работах [Метод ..., 2014; Даниленко и др., 2012; Варюхин и др., 2014].

На современных приборах реализована возможность производить сканирование участка поликристаллического агрегата по определенной сетке. Для получения данных EBSD и дальнейшей обработки результатов нами использовался

программный пакет HKL Channel 5, разработанный компанией Oxford Instruments. Негативным моментом является то, что данный продукт практически невозможно приобрести, и он «привязан» к приборам, что затрудняет освоение данного инструмента. Альтернативы в виде «free soft» немногочисленны, автору удалось найти лишь программы ATEX и MTEX. Первая программа разработана в Университете Лотарингии [Beausir, Fundenberger, 2017], легко устанавливается на персональный компьютер и имеет довольно обширный функционал. Вторая программа работает из оболочки MATLAB и имеет соответствующие ограничения в применении. Ниже кратко описаны основные функции получения данных EBSD и их обработки в пакете HKL Channel 5 с акцентированием внимания на особенностях, характерных для изучения геологических образцов.

Программный пакет HKL Channel 5 состоит из следующих блоков: Flamenco, Project Manager, Tango, Mambo, Salsa. Непосредственное получение первичных данных в ходе сканирования образца производится при помощи блока Flamenco. Здесь геологу-пользователю важно знать, какие фазы входят в состав образца и одновременно есть в базе данного микроскопа, их необходимо выбрать из списка и проследить, чтобы они были правильно идентифицированы. Поэтому весьма желательно предварительно изучить препарат в оптическом микроскопе, а сложные в фазовом отношении образцы — также на стандартном СЭМ с построением карт химического состава на ЭДС.

В случае хорошего качества подготовки поверхности мы получим картины полос Кикучи и можем приступить к сканированию. Длительность съемки отдельных участков может очень сильно варьировать в зависимости от изучаемой площади и выбранного шага сканирования. Поскольку геологические образцы отличаются крупным размером зерна (от 10 мкм до первых мм), то рекомендуемый шаг для получения обзорных карт с более высокой представительностью данных варьирует в пределах 10–20 мкм. На участках детализации (структура отдельных зерен) шаг составляет 1–10 мкм.

Результаты измерений обычно могут быть представлены в виде набора карт для данного участка и диаграмм ориентировки основных кристаллографических направлений для интересующих пользователя фаз. Построение и обработка карт производится в блоке Tango, а диаграммы для полюсных фигур (прямых и обратных) строятся в блоке Mambo. При этом первое открытие

проектов и общее управление проектами производится из блока Project Manager.

Поскольку существует подробное руководство по использованию пакета HKL Channel 5, далее будут освещены только некоторые особенности работы с геологическими препаратами. Одной из наиболее характерных проблем изучения геологических материалов является «неполнота» информации о структуре, связанная с тем, что породы содержат вторичные минералы (фазы), которые имеют низкую симметрию и зачастую не индексируются в ходе сканирования. Особенно ярко это проявляется при изучении ультрамафитов и хромитов. Образцы ультрамафитов практически всегда подвержены серпентинизации, а хромититы трещиноваты, а трещины заполнены тем же серпентином, либо выкрошены. Поэтому микроструктурные карты имеют «рваный», фрагментарный характер. Для того, чтобы снять влияние вторичных фаз и получить карту для минеральных агрегатов первичной породы, необходимо применить методы снижения шума (*Noise reduction*). На первом этапе применяется инструмент *Wild Spikes*, а затем экстраполяция с использованием соседних точек (обычно 6–8). Оставшиеся «шумы» можно осторожно убрать вручную, присваивая им «нулевые решения», после каждого сеанса нажимается кнопка «Экстраполировать».

Для получения представительных данных об ориентировке/разориентировке зерен в геологических образцах часто бывает недостаточно изучить один участок, приходится снимать несколько участков, причем в разных частях препарата. Для того, чтобы потом можно было получить интегральные данные о структуре в виде диаграмм полюсных фигур, гистограмм распределения и др., можно воспользоваться программой Map Sticher. Важно при этом иметь в виду, что для использования данной программы для сшивки нескольких участков, их обязательно следует сканировать с одним и тем же шагом.

Построение диаграмм производится в блоке Mambo. Для этого необходимо установить главные направления для выбранной фазы, например для орторомбической сингонии (оливин, энстатит) это направления [100], [010], [001], а для кубической (хромит) — [111], [101], [001]. В обоих режимах (прямых и обратных полюсных фигур) возможно получение диаграмм с точками, цвет которых будет соответствовать цветовой кодировке на открытой в данный момент карте в блоке Tango, либо статистических диаграмм, на которых цветом будет отражаться плотность значений.

Оценку интенсивности развития текстуры (fabric strength), о которой принято сообщать в геологических публикациях, можно провести двумя способами. Первый вариант подразумевает расчет индекса J [Bunge, 1982; Skemer et al., 2005], для этого можно использовать блок Salsa, где производится расчет функций распределения ориентировок (ФРО/ODF). Используется следующий путь: Edit/New ODF, затем выбирается приближение Гаусса с разрешением $16 \times 16 \times 16$, полушириной 5° .

Другой вариант заключается в расчете индекса M [Skemer et al., 2005]. Для этого сначала необходимо построить гистограмму распределения некоррелированных, то есть случайно выбранных, точек из любых зерен исследованного участка. При этом «коррелированными» считаются точки из контактирующих между собой зерен. Данная диаграмма строится из вкладки Edit/Misorientation histogramm блока Project Manager. В появившемся

окне следует поставить галочку в окне Uncorrelated и Theoretical curve. Расчет производится по формуле из работ [Skemer et al., 2005; Jung et al., 2006], практическое выполнение которой легко воспроизводится в таблице Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты микроструктурного изучения рассмотрим на примере образцов гарцбургита R-923–3 массива Рай-Из и хромитита Ke-112–11 Кемпирсайского массива. Образцы были препарированы по описанной выше схеме. В гарцбургите довольно отчетливо выражены макроскопические структурные признаки — 1) минеральная уплотненность, выраженная в уплощении крупных зерен ромбического пироксена, параллельная агрегатной полосчатости хромшпинелида в плоскостях 1 и 3 (рис. 1), и 2) линейность, которая проявлена в срезе

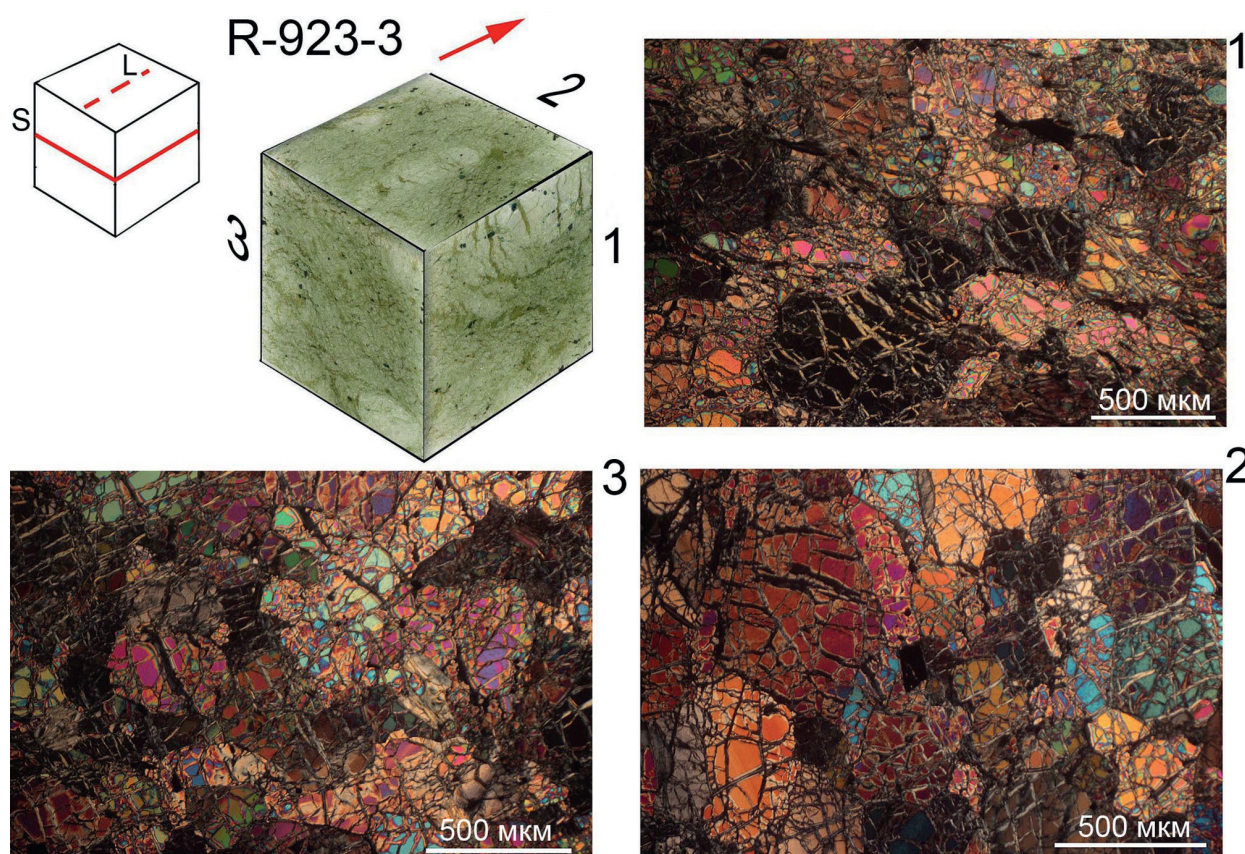


Рис. 1. Общий вид и петрографические особенности образца R-923–3

Условные обозначения: В верхней части слева — 3D схема с положением плоскости «S» и направления «L»; 1, 2, 3 справа и внизу — изображения участков шлифов в трех взаимно перпендикулярных срезах.

Fig. 1. General view and petrographic features of sample R-923–3

Legend: In the upper part on the left is a 3D diagram with the position of the plane “S” and the direction “L”; 1, 2, 3 on the right and below are images of sections of thin sections in three mutually perpendicular planes.

2 удлинением зерен ортопироксена и цепочками хромшпинелида. Эти наблюдения в целом подтвердились при изучении шлифов в оптическом микроскопе, хотя и были отмечены значительные вариации ориентировки по форме зерен оливина.

Для изучения методом EBSD был подготовлен препарат, вырезанный параллельно плоскости 1, длинная сторона его ориентирована вдоль предполагаемой линейности. Изучение микроструктурных особенностей проведено на 4 участках с одинаковым шагом (10 мкм) для того, чтобы затем можно было получить интегральные текстурные данные о предпочтительной ориентировке минералов. На рис. 2 представлены карты фазового состава (а) и размерности зерен (б) для всех четырех участков. Согласно картам фазового состава, в составе породы примерно поровну представлены оливин и ортопироксен. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что ориентировка зерен по форме варьирует в более широких пределах, и широтное направление следа минеральной уплощенности является лишь статистическим. На исследованных участках многие зерна, особенно средних размеров, ориентируются в юго-западных румбах. Широтное удлинение более характерно для наиболее крупных зерен.

Еще более интенсивно проявлена диагональная ориентировка зерен по форме на отдельных картах в кодировке ОПФ для участка 38 (рис. 3). Здесь же можно видеть доменное (субзеренное) строение большинства зерен оливина, что выражается в наличии малоугловых границ (менее 15° , показаны белым цветом). Часть субзеренных границ являются прямолинейными, пересекающимися зернами под большим углом к удлинению и по генезису соответствуют полосам пластического излома, или кинк-бандам.

Ориентационные данные по всем четырем участкам были суммированы и проведен анализ текстур на предмет их отличия от случайных. С этой целью в Project Manager были построены гистограммы разориентировок для некоррелированных точек, то есть для случайно выбранных во всей выборке пар точек. В одном случае при построении гистограммы использовано 1000 точек, а в другом 10000 точек. На гистограммы также помещены теоретические кривые для случайных текстур соответствующей сингонии, в данном случае — орторомбической (рис. 4). Как следует из гистограмм, наиболее близкими к случайной является ориентировка зерен оливина, однако отличается от последней повышенной

долей малоугловых границ. Графики ортопироксена значительно отличаются от случайных. Наблюдения подтверждаются количественными оценками индекса М. Он принимает минимальные значения в оливине (0.09–0.12) и максимальные — в ортопироксене (0.31–0.32). При этом отмечается различие в величине индекса в зависимости от количества пар точек, его значения несколько снижаются с увеличением количества измерений. В меньшей степени эта зависимость проявлена для более сильных текстур.

Изученный образец хромитита характеризуется линзовидно-полосчатой макротекстурой и разнотекстурной структурой, при этом на участках редковкрапленного строения размер зерен минимален (0.1–1 мм), а на участках массивного строения видимый размер индивидов составляет 1–3 мм. Нами был изготовлен препарат из участка с переходом от густовкрапленной к массивной текстуре.

На участках вкрапленного строения, где зерна хромита отделены друг от друга силикатным матриксом, большинство зерен имеет однородную ориентировку и размер зерен составляет 70–250 мкм. Однако некоторые зерна обнаруживают субзеренную структуру, разориентировка между субзернами составляет до 15° . В агрегатах хромшпинелида переходного типа (на контакте вкрапленной и массивной зон) отмечается наличие разнотекстурной структуры с двумя максимумами размеров участков однородной ориентировки: 70–200 мкм и более 500 мкм. При этом, внутри участков второго типа часто можно наблюдать как локальные неоднородности с малоугловыми границами $1\text{--}10^\circ$, так и небольшие по размерам включения, отделенные от матрикса большеугловыми границами (более 15°).

На рис. 5 приведен набор изображений двух участков образца (66 и 67), в том числе микроструктурные карты в кодировке обратных полюсных фигур (ОПФ или IPF) и локальной разориентировки. Хорошо видно, что на участке 66 практически отсутствуют включения силикатных фаз, а на 67 они довольно широко распространены в центральной области изображения. Внутренние части участков массивного строения представляют собой области с практически однородной структурой, величина угла разориентировки не превышает 5° . Границы между блоками однородного строения могут быть резкими и, при этом, совершенно не зависимыми от наблюдаемых визуально «физических разделов», выраженных тонкими трещинами.

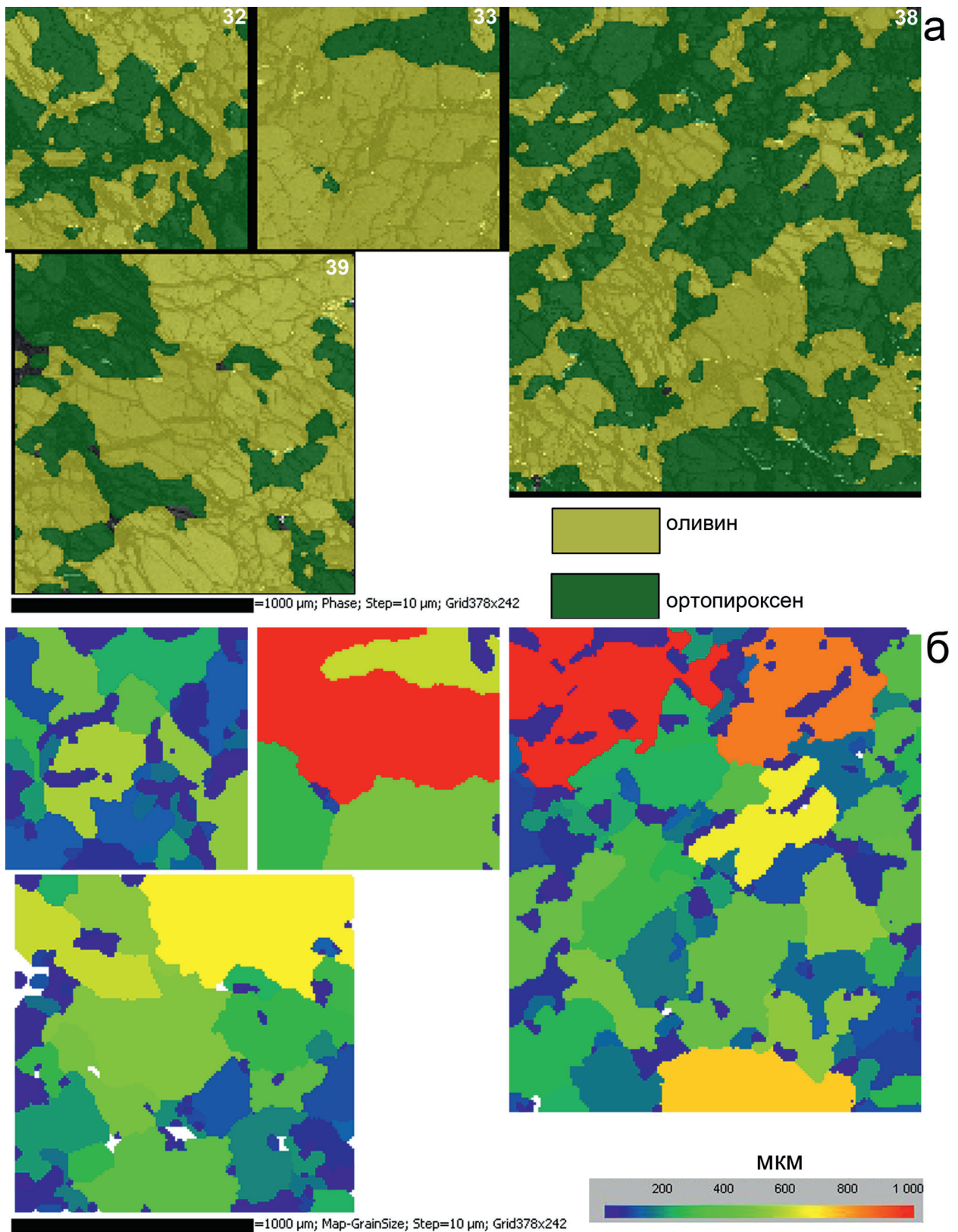


Рис. 2. Карты фазового состава (вверху) и размеров зерен (внизу) для шлифа гарцбургита R-923-3-1

Fig. 2. Maps of phase composition (top) and grain sizes (bottom) for harzburgite thin section R-923-3-1

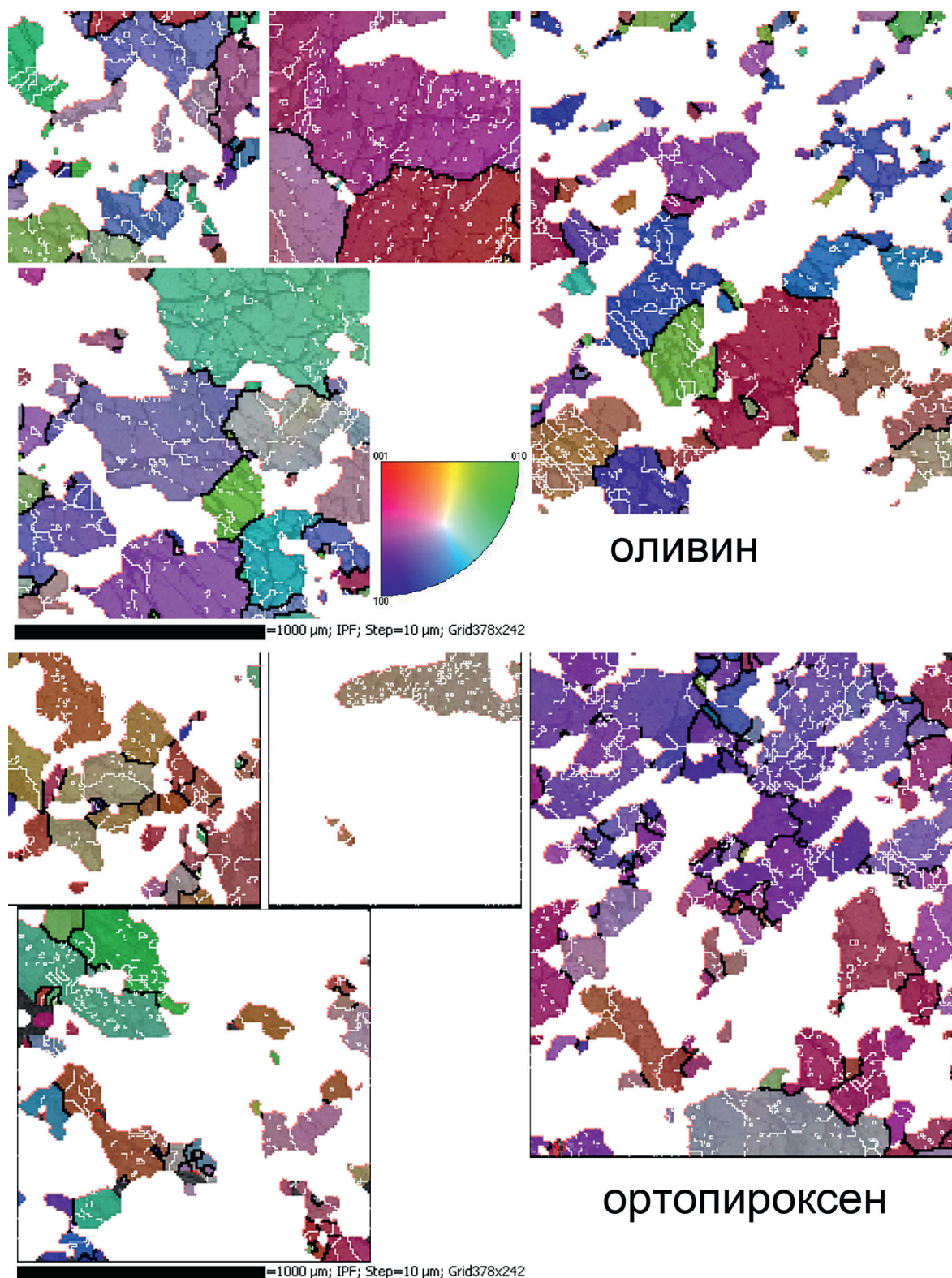


Рис. 3. Микроструктурные карты нескольких участков в кодировке обратных полюсных фигур для оливина (вверху) и ортопироксена (внизу), шлиф R-923-3-1

Fig. 3. Microstructural maps of several sites in inverse pole figure color code for olivine (top) and orthopyroxene (bottom), thin section R-923-3-1

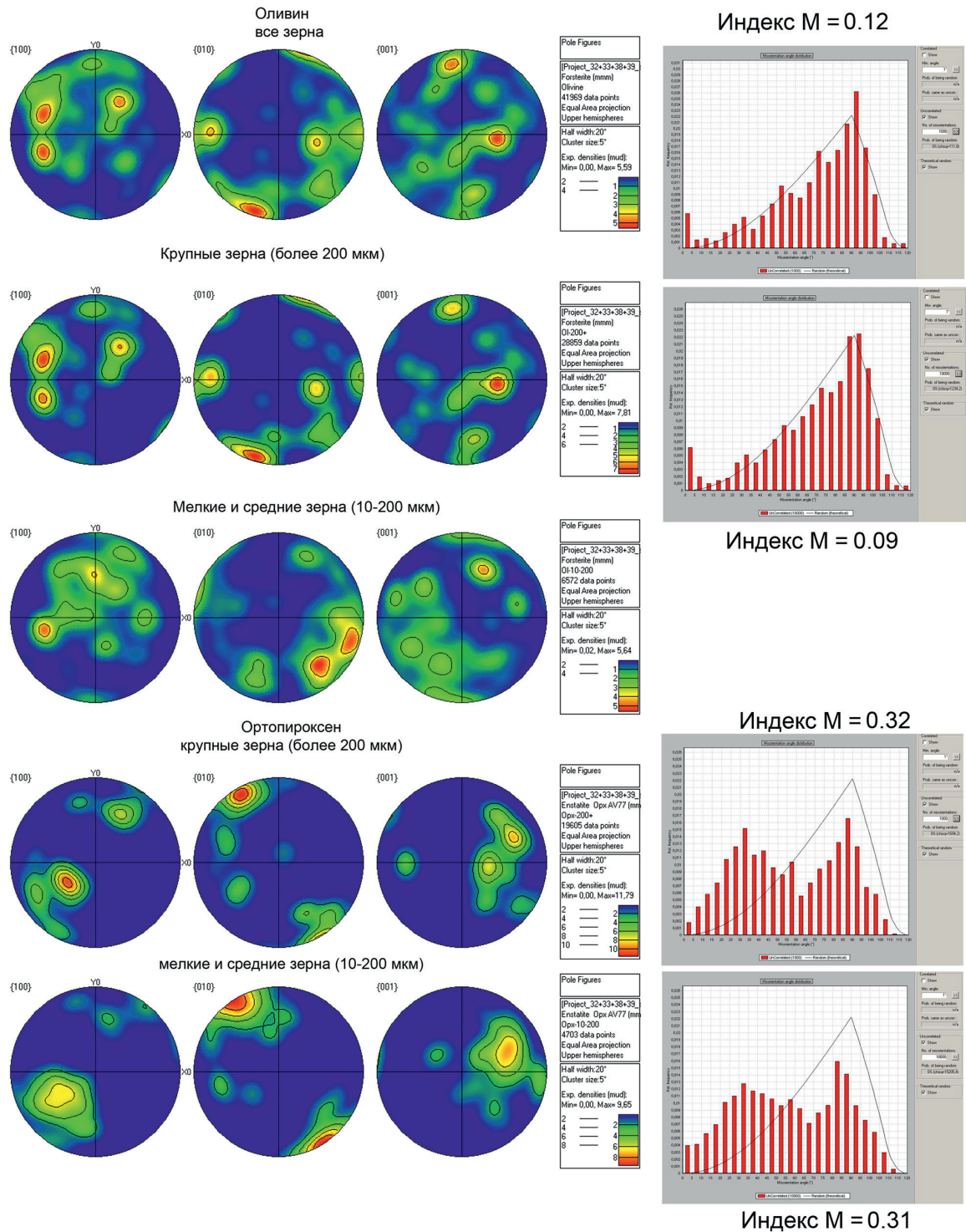


Рис. 4. Предпочтительная кристаллографическая ориентировка оливина и пироксена в образце R-923-3-1
 Условные обозначения: Слева — прямые полюсные фигуры для кристаллографических направлений в орторомбической решетке для оливина и пироксена, верхняя полусфера равноплощадной проекции; справа — гистограммы разориентировки некоррелированных зерен, верхний график с учетом 1000 точек, нижний — с учетом 10000 точек. Пояснения в тексте.

Fig. 4. Preferred crystallographic orientation of olivine and pyroxene in sample R-923-3-1
 Legend: On the left are pole figures for crystallographic directions in the orthorhombic lattice for olivine and pyroxene, the upper hemisphere of equal area projection; on the right are histograms of misorientation of uncorrelated grains, the top graph taking into account 1000 points, the bottom graph taking into account 10000 points. Explanations in the text.

Карта в кодировке ОПФ участка 66 демонстрирует, что он представлен единым зерном, разделенным по периферии снимка малоугловыми границами, именно к этим границам приурочены наиболее напряженные зоны, отмеченные зеленовато-желтыми тонами на карте локальной разориентировки. На участке 67 верхняя и нижняя области принадлежат также к крупным хромитовым зернам, тогда как в центральной части, вблизи включений силикатного материала, располагаются более мелкие зерна, к силикатным включениям приурочены наиболее «напряженные» зоны на карте локальной разориентировки.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Приведенные выше примеры демонстрируют неоднородное внутреннее строение зерен ультрамафитов мантийного разреза офиолитов и хромититов. В изученном образце гарцбургита из массива Рай-Из установлена различная интенсивность предпочтительной ориентировки породообразующих минералов: наиболее интенсивная в ортопироксене и умеренная в оливине. Объяснить это можно следующими главными причинами: 1) в породе значительное содержание ортопироксена,

который является более компетентной («сильной») фазой по сравнению с оливином [Carter, 1976; Yamamoto et al., 2008; Karato, 2008], 2) из сочетания двух условий, указанных в первом пункте, следует, что макроскопические структурные элементы породы (S, L), определяемые ориентировкой минералов по форме, определяются пироксеном, а ориентировка зерен оливина является результатом их «приспособления» к таковой пироксена. В ортопироксене по текстурным диаграммам четко определяется активная система трансляционного скольжения (010) [001], характерная для типа ВС [Jung, 2017].

В оливине получены сложные и относительно «слабые» текстуры. Активные системы скольжения позволяет выявить локальный анализ разориентировок порфирокластов, они соответствуют двум основным: (010) [100] и (010) [001]. Первая система скольжения характеризует тип А, который является наиболее распространенным типом текстур в деплетированных реститовых ультрамафитах [Nicolas et al., 1971; Carter, 1976; Karato, 2008; Bernard et al., 2019], а вторая — тип В, довольно редкий, но интенсивно исследованный в последние десятилетия [Karato, 2008; Jung et al., 2006; Jung, 2017]. Считается, что тип А текстуры

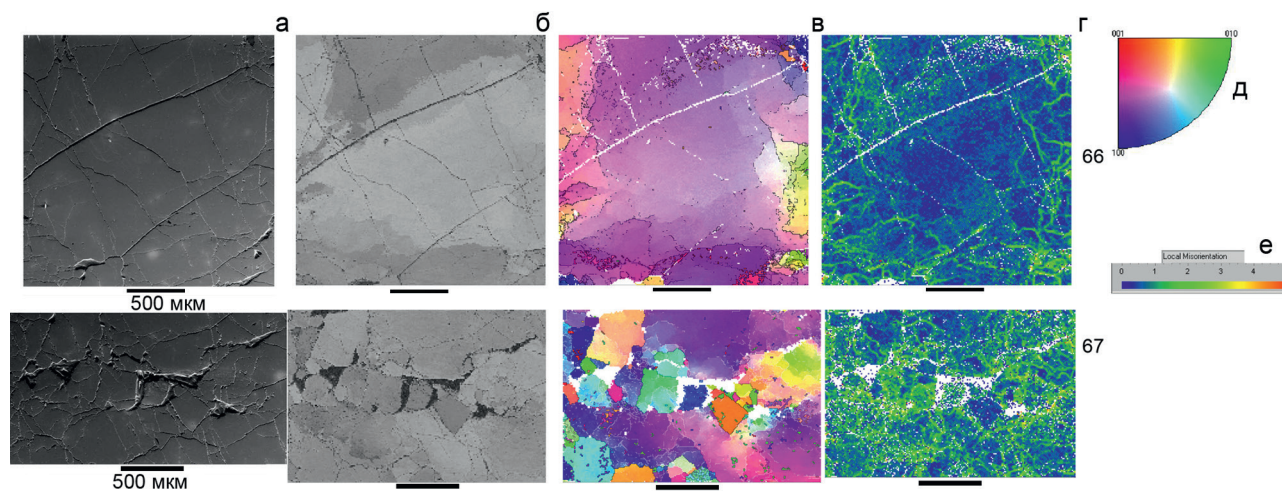


Рис. 5. Набор микроструктурных карт для двух исследованных участков (66 и 67) в образце Ke-112-11

Условные обозначения: а — изображение в режиме вторичных электронов (SE), б — карта контраста полос Кикучи (чем светлее участок, тем отчетливее выражены в каждой точке отражения плоскостей кристаллической решетки), в — карта в цветовой кодировке обратных полюсных фигур с отображением границы зерен, г — карта локальной разориентировки (цвет показывает наличие малоугловых границ менее 5°), д — цветовой ключ к карте в цветах обратных полюсных фигур (в), е — легенда для карты локальной разориентировки.

Fig. 5. A set of microstructural maps for two studied areas (66 and 67) in sample Ke-112-11

Legend: а — SE-image, б — map of Kikuchi bands contrast (the lighter the area, the more clearly the reflections of the crystal lattice planes are expressed at each point), в — color-coded map of inverse pole figures and grain boundaries are shown, г — map of local misorientation (color indicates the presence of low-angle boundaries less than 5°), е — color key to the map in the colors of inverse pole figures (в), ф — legend for the map of local misorientation.

проявлен при малых значениях стресса и низком содержании воды, тогда как условия проявления типа В дискутируются, среди основных причин называются повышенная концентрация воды, высокие давления и относительно низкая температура [Bernard et al., 2019].

Исследования образца хромитита показали, что от вкрапленных к массивным рудам изменяется характер внутреннего строения зерен. Во вкрапленных рудах зерна мельче, имеют сглаженные очертания, и если отмечается доменное строение, то субзеренные границы более напоминают полосы пластического излома. В массивных хромититах зерна крупные и разориентировка отмечается преимущественно в их периферических частях. Концентраторами напряжений в массивных рудах являются силикатные включения, обладающие ксеноморфными очертаниями. Все сказанное может быть объяснено тем, что эволюция оруденения имеет направленность от редковкрапленных мелкозернистых хромититов к массивным крупнозернистым. Разориентировка внутри зерен вкрапленных хромититов связана с ограниченным развитием трансляционного скольжения, тогда как в массивных — с унификацией ориентировок нескольких предшествующих зерен в единую нового крупного зерна. Сходные наблюдения и интерпретации были сделаны при изучении роста порфиробластов гранатов в метаморфических комплексах [Spiess et al., 2001], а также некоторых хромититов [Ghosh et al., 2017]. Одним из предполагаемых механизмов «унификации» ориентировки может быть процесс, сходный с высокотемпературным «спеканием под давлением», который ранее уже привлекался для интерпретации структур массивных хромититов [White, White, 1981; Johnson, 2012].

Таким образом, основные выводы из проведенных исследований могут быть сформулированы следующим образом:

1. Для более полного понимания механизмов образования офиолитовых ультрамафитов необходимо использовать методы микроструктурного изучения, поскольку геохимические методы «статичны» и не описывают динамические факторы, которые могли играть определяющую роль не только в формировании структуры, но и в перераспределении минеральных фаз (а значит — и химических элементов) в недрах.

2. Дифракция обратно-рассеянных электронов (EBSD/ДОЭ) является современным количественным микроструктурным методом исследования геологических материалов. Главными преимуществами EBSD по сравнению с традиционным микроструктурным методом с определением оптической ориентировки на универсальном столике Федорова являются: 1) метод является количественным; 2) повышена точность и локальность изучения (пучок — несколько нанометров); 3) данные обрабатываются автоматически, качество результатов практически не зависит от квалификации оператора, 4) EBSD позволяет исследовать не только прозрачные и анизотропные минералы, но также минералы кубической сингонии.

3. В приведенных примерах продемонстрирована ведущая роль высокотемпературного пластического течения в образовании офиолитовых ультрамафитов и хромититов. Предпочтительная кристаллографическая ориентировка оливина и ортопироксена сформировалась в условиях высокотемпературной ползучести. Ведущим механизмом деформации являлись трансляционное скольжение и динамическая рекристаллизация. Более крупный размер зерен в массивных хромититах может быть объяснен унификацией кристаллографической ориентировки однородного кристаллического материала в условиях высоких Т и Р (аналог процесса спекания — sintering).

3. В приведенных примерах продемонстрирована ведущая роль высокотемпературного пластического течения в образовании офиолитовых ультрамафитов и хромититов. Предпочтительная кристаллографическая ориентировка оливина и ортопироксена сформировалась в условиях высокотемпературной ползучести. Ведущим механизмом деформации являлись трансляционное скольжение и динамическая рекристаллизация. Более крупный размер зерен в массивных хромититах может быть объяснен унификацией кристаллографической ориентировки однородного кристаллического материала в условиях высоких Т и Р (аналог процесса спекания — sintering).

Список литературы

- 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. DOI: 10.13140/2.1.5016.6720
- Гончаренко А. И. Деформация и петроструктурная эволюция альпийских гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
- Даниленко В. Н., Миронов С. Ю., Беяков А. Н., Жилиев А. П. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78. № 2. С. 28–46.
- Денисова Е. А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала // Геотектоника. 1989. № 4. С. 52–62.
- Денисова Е. А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника. 1990. № 2. С. 14–27.
- 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.

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

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

Beausir B., Fundenberger J.-J. Analysis Tools for Electron and X-ray diffraction, ATEX — software. Université de Lorraine — Metz, 2017. www.atex-software.eu

Bernard R. E., Behr W. M., Becker T. W., Young D. J. Relationships between olivine CPO and deformation parameters in naturally deformed rocks and implications for mantle seismic anisotropy // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20. P. 3469–3494. DOI: 10.1029/2019GC008289

Bunge H. Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models. Butterworths, London, 1982. 593 p.

Carter N. L. Steady state flow of rocks // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1976. V. 14. P. 301–360.

Carter N. L., Ave'Lallemant H. G. High temperature deformation of dunite and peridotite // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970. V. 81. P. 2181–2202. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[2181:htfoda\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[2181:htfoda]2.0.co;2)

Ghosh B., Misra S., Morishita T. Plastic deformation and post-deformation annealing in chromite: Mechanisms and implications // *American Mineralogist*. 2017. V. 102. P. 216–226. DOI: 10.2138/am-2017-5709

Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. PhD Thesis, Cardiff University, 2012. 468 p.

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. V. 21. P. 985–1011. <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>

Jung H., Katayama I., Jiang Z., Hiraga T., Karato S. Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine // *Tectonophysics*. 2006. V. 421. P. 1–22.

Karato S.-I. Deformation of Earth Materials. An introduction to the rheology of Solid Earth. Cambridge University Press, 2008. 463 p.

Nicolas A., Bouchez J. L., Boudier F., Mercier J. C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // *Tectonophysics*. 1971. V. 12. P. 55–86. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90066-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7)

Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge University Press, 1985. 287 p.

Skemer Ph., Katayama I., Jiang Z., Karato S.-I. The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation // *Tectonophysics*. 2005. V. 411. P. 157–167.

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. V. 19. P. 269–290. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2001.00311.x>

White J. C., White S. H. The structure of grain boundaries in tectonites // *Tectonophysics*. 1981. V. 78. P. 613–628. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90032-9)

Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2008. V. 35. P. 249–257. DOI 10.1007/s00269-008-0218-6

References

Varyukhin V. N., Pashinskaya E. G., Zavadoev A. V., Burkhovetskii V. V. (2014). Vozможности metoda difraktsii obratno-rasseyannykh elektronov dlya analiza struktury deformirovannykh materialov [Possibilities of the electron backscatter diffraction method for analyzing the structure of deformed materials]. Kiev: Naukova dumka. 106 p. (In Russian). DOI: 10.13140/2.1.5016.6720

Goncharenko A. I. (1989). Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov [Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites]. Tomsk: Izd-vo Tomskogo un-ta. 404 p.

Danilenko V. N., Mironov S. Yu., Belyakov A. N., Zhilyaev A. P. (2012). Primenenie EBSD analiza v fizicheskoy materialovedenii (obzor) [Application of EBSD analysis in physical materials science (review)]. Zavodskaya laboratoriya. Diagnostika materialov. 2012. V. 78. № 2. P. 28–46. (In Russian).

Denisova E. A. (1989). Skladchataya struktura ul'traosnovnykh tektonitov massivov Yuzhnogo Urala [Folded structure of ultramafic tectonites of the Southern Urals massifs]. Geotektonika. № 4. P. 52–62. (In Russian).

Denisova E. A. (1990). Stroenie i deformatsionnye struktury ofiolitovykh massivov s lertsolitovym tipom razreza [Structure and deformation structures of ophiolite massifs with lherzolite type of section]. Geotektonika. № 2. P. 14–27. (In Russian).

Kazakov A. N. (1987). Dinamicheskii analiz mikrostrukturnykh orientirovok mineralov [Dynamic analysis of microstructural orientations of minerals]. L.: Nauka. 272 p. (In Russian).

Metod difraktsii otrazhennykh elektronov v materialovedenii [Electron reflected diffraction method in materials science]. Pod. red. A. Shvartsa, M. Kumara, B. Adamsa, D. Filda (perevod s angl.). M.: Tekhnosfera, 2014. 544 p. (In Russian).

Saranchina G. M., Kozhevnikov V. N. (1985). Fedorovskii metod (opredelenie mineralov, mikrostrukturnyi analiz) [Fedorov method (determination of minerals, microstructural analysis)]. L.: Nedra. 208 p. (In Russian).

Chernyshov A. I. (2001). Ul'tramafity (plasticheskoe techenie, strukturnaya i petrostrukturnaya neodnorodnost') [Ultramafic rocks (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)]. Tomsk: Charodei. 215 p. (In Russian).

Shcherbakov S. A. (1990). Plasticheskie deformatsii ul'trabazitov ofiolitovoi assotsiatsii Urala [Plastic deformations of ultramafic rocks of the ophiolite association of the Urals]. M.: Nauka. 120 p. (In Russian).

- Beausir B., Funderberger J.-J. (2017). Analysis Tools for Electron and X-ray diffraction, ATEX — software. Université de Lorraine — Metz. www.atex-software.eu
- Bernard R.E., Behr W.M., Becker T.W., Young D.J. (2019). Relationships between olivine CPO and deformation parameters in naturally deformed rocks and implications for mantle seismic anisotropy. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. V. 20. P. 3469–3494. DOI: 10.1029/2019GC008289
- Bunge H. (1982). *Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models*. Butterworths, London. 593 p.
- Carter N.L. (1976). Steady state flow of rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*. V. 14. P. 301–360.
- Carter N.L., Ave Lallemand H.G. (1970). High temperature deformation of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 81. P. 2181–2202.
- Ghosh B., Misra S., Morishita T. (2017). Plastic deformation and post-deformation annealing in chromite: Mechanisms and implications. *American Mineralogist*. V. 102. P. 216–226. DOI: 10.2138/am-2017-5709
- Johnson C. (2012). Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan. PhD Thesis, Cardiff University. 468 p.
- Jung H. (2017). Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review. *Geosciences Journal*. V. 21. P. 985–1011. <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>
- Jung H., Katayama I., Jiang Z., Hiraga T., Karato S. (2006). Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine. *Tectonophysics*. V. 421. P. 1–22.
- Karato S.-I. (2008). *Deformation of Earth Materials. An introduction to the rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press. 463 p.
- Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. (1971). Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European Iherzolites. *Tectonophysics*. V. 12. P. 55–86. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(71\)90066-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(71)90066-7)
- Poirier J.-P. (1985). *Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge University Press. 287 p.
- Skemer Ph., Katayama I., Jiang Z., Karato S.-I. (2005). The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation. *Tectonophysics*. V. 411. P. 157–167.
- Spiess R., Peruzzo L., Prior D.J., Wheeler J. (2001). Development of garnet porphyroblasts by multiple nucleation, coalescence and boundary misorientation-driven rotations. *Journal of metamorphic geology*. V. 19. P. 269–290. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2001.00311.x>
- White J.C., White S.H. (1981). The structure of grain boundaries in tectonites. *Tectonophysics*. V. 78. P. 613–628. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90032-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90032-9)
- Yamamoto J., Ando J., Kagi H., Inoue T., Yamada A., Yamazaki D., Irifune T. (2008). In situ strength measurements on natural upper-mantle minerals. *Physics and Chemistry of Minerals*. V. 35. P. 249–257. DOI 10.1007/s00269-008-0218-6

Сведения об авторе:

Савельев Дмитрий Евгеньевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, ул. К. Маркса, 16/2, 450077, г. Уфа, Российская Федерация, savl71@mail.ru

About the author:

Saveliev Dmitry Evgenievich, Institute of Geology — Subdivision of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Karl Marks str. 16/2, Ufa, 450077 Russia; savl71@mail.ru

Статья поступила в редакцию 02.10.2023; одобрена после рецензирования 12.10.2023; принята к публикации 10.11.2023

The article was submitted 02.10.2023; approved after reviewing 12.10.2023; accepted for publication 10.11.2023