

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ КАЛНИНСКОГО ХРОМИТОНОСНОГО МАССИВА В ЗАПАДНОМ САЯНЕ

© 2013 г. А. И. Чернышов, А. Н. Юричев

Томский государственный университет, 634050, Томск, пр. Ленина, д. 36

Поступила в редакцию 16.07.2012 г.

Калнинский ультрамафитовый массив является фрагментом нижней части Куртушибинского офиолитового пояса и картируется в крайней северо-восточной части Западного Саяна. Он сложен, главным образом, породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. Северо-восточную часть массива составляют преимущественно дуниты, среди которых устанавливаются линейные хромитовые зоны северо-западного простирания, размещение которых контролируется исходной полосчатостью дунит-гарцбургитового субстрата. Гарцбургиты и дуниты отличаются неоднородностью структурно-текстурных особенностей, обусловленных неравномерными пластическими деформациями, что находит отражение в проявлении неоднородного погасания, полос пластического излома, синтетектонической и отжиговой рекристаллизации. Установленные петроструктурные узоры оливина в гарцбургитах и дунитах, отражают три этапа их пластической деформации. На первом этапе в глубинных мантийно-коровых условиях пластическое течение ультрамафитов протекало, главным образом, в режиме осевого сжатия, высокой температуры (более 1000°C), низких скоростей ($\epsilon < 10^{-6} \text{ с}^{-1}$) и реализовывалось трансляционным скольжением по системам (010)[100] и (100)[001] соответственно в оливине и энстатите, при подчиненной роли синтетектонической рекристаллизации. В результате породы приобретали среднезернистую мезогранулярную микроструктуру. На втором этапе, связанным с термическим воздействием на ультрамафиты, пластическое течение в ультрамафитах протекало в условиях низких скоростей (менее 10^{-6} с^{-1}) и возрастающей температуре свыше (1000°C). Трансляционное скольжение в оливине осуществлялось преимущественно по (010)[100] и сопровождалось диффузионной ползучестью. При дальнейшем повышении температуры, пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, способствующей росту свободных от дислокаций зерен оливина за счет поглощения неблагоприятно ориентированных к направлению сжатия и насыщенных дислокациями деформированных индивидов. В результате формируются дуниты и гарцбургиты с крупнозернистыми порфиробластовыми микроструктурами. Третий этап пластического течения ультрамафитов, очевидно, связан с процессами их перемещения по глубинным надвигам и осуществлялся в условиях интенсивных сдвиговых деформаций при высоких температурах ($\sim 1000^{\circ}\text{C}$) и значительных скоростях ($\epsilon > 10^{-4} \text{ с}^{-1}$). Пластическое течение в оливине осуществлялось неоднородным трансляционным скольжением по (010)[100] и сопровождалось интенсивной синтетектонической рекристаллизацией с образованием порфирокластовых микроструктур. В дунитах массива хромитовое оруденение контролируется полосчатой внутренней структурой. В таких зонах происходило интенсивное пластическое течение и рестирование мантийного субстрата, которые способствовали метаморфической сегрегации хромшпинелидов в рудные линейно-полосчатые обособления. Таким образом, результаты петроструктурного исследования свидетельствуют, что ультрамафиты Калнинского массива в процессе перемещения в верхние этажи литосферы, претерпели как осевые, так и сдвиговые пластические деформации в условиях верхней мантии – нижней коры, которые являются рудоконтролирующими для хромитового оруденения.

DOI: 10.7868/S0016853X13040036

ВВЕДЕНИЕ

Ультрамафиты в составе офиолитовых и других комплексов повсеместно обнаруживают признаки пластических деформаций, которые сформировались в процессе их длительной эволюции, предусматривающей рубежи многократно наложенных трансформаций в оливинах, предполагающих закономерное изменение структурной организации и вещественного состава [1–3, 7, 13, 15, 18]. В статье рассматриваются результаты пет-

роструктурного изучения дунитов и гарцбургитов Калнинского массива и формулируется вывод о ведущей роли пластических деформаций в локализации хромитового оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАЛНИНСКОГО МАССИВА

Исследуемый Калнинский ультрамафитовый массив относится к иджимскому комплексу и,



Рис. 1. Расположение Калнинского массива в региональных структурах Западного Саяна [14]

1 – ультрамафиты; 2 – габброиды, комплекс параллельных даек; 3 – спилит-диабазовая формация, углисто-кремнистые сланцы (чингинская свита); 4 – посторогенные граниты ниже-среднедевонского возраста; 5 – Калнинский ультрамафитовый массив

очевидно, является фрагментом нижней части Куртушибинского офиолитового пояса (рис. 1), выделенного в северо-восточной части Западного Саяна [10]. Массив имеет субизометричную форму (рис. 2), его площадь составляет примерно 35 км² [4, 5]. Он является тектоническим блоком и сложен метаморфическими перидотитами, которые представляют собой реститовые породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса. По периферии Калнинский массив окаймляется тектоническим серпентинитовым меланжем.

Северо-восточная часть массива сложена, главным образом, дунитами; в юго-западной части – дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом. Дуниты и гарцбургиты имеют довольно свежий облик, а в тектонически ослабленных зонах они обычно преобразованы в серпентиниты. Среди дунитов северо-восточной части массива встречаются линейные тела полосчатых хромититов. Также среди ультрамафитов устанавливаются дайкообразные тела ортопироксенитов, клинопироксенитов и мелкозернистых габбро.

Изучение распределения плоскостных структурных элементов в массиве (рис. 2, 3) позволили выявить некоторые закономерности их распределения. В гарцбургитах отмечается полосчатость, которая подчеркивается струйчато-плоскостным распределением сгущений зерен ортопироксена и их субпараллельной ориентировкой. Полосчатость в гарцбургитах имеет северо-западное простирание, преимущественно, с крутым падением как на северо-восток, так и на юго-запад (см. рис. 2, 3а). Она отражает внутреннюю структуру исходного полосчатого дунит-гарцбургитового

субстрата. Полосчатость часто подчеркивается трещинками кливажа с близкой ориентировкой, которые наблюдаются как в гарцбургитах, так и дунитах. На диаграмме (рис. 3б) отчетливо устанавливается растягивание полюсов кливажа по дуге малого круга, что, вероятно, свидетельствует о вовлечении дунитов и гарцбургитов в пластические деформации [6], которые, очевидно, осуществлялись в условиях субгоризонтального сдвига вдоль региональной структуры, контролирующей залегание массива. Распределение жилоч хромшпинелидов в дунитах является аналогичным ориентировке полосчатости в гарцбургитах (рис. 3в), что указывает на структурный контроль хромитового оруденения полосчатой структурой дунит-гарцбургитового комплекса массива, которая сформировалась на ранних этапах его становления в процессе рестирования [17].

Дуниты массива, представляющие наибольший металлогенический интерес, имеют обычно довольно свежий облик, их структура средне- и крупнозернистая. В них часто проявляется кливаж пластического течения. На желтых корочках выветривания в дунитах постоянно отмечается заметная аксессуарная вкрапленность хромшпинелидов, ее содержание обычно достигает 5%. Нередко зерна хромшпинелидов обособляются в цепочки, струйки, жилки, которые ориентируются в северо-западном направлении, согласно внутренней полосчатой структуре массива.

В дунитах в зонах оруденения количество хромшпинелидов существенно возрастает и значительно варьирует от 10 до 50–70%, с образованием от убого вкрапленных до густо вкрапленных

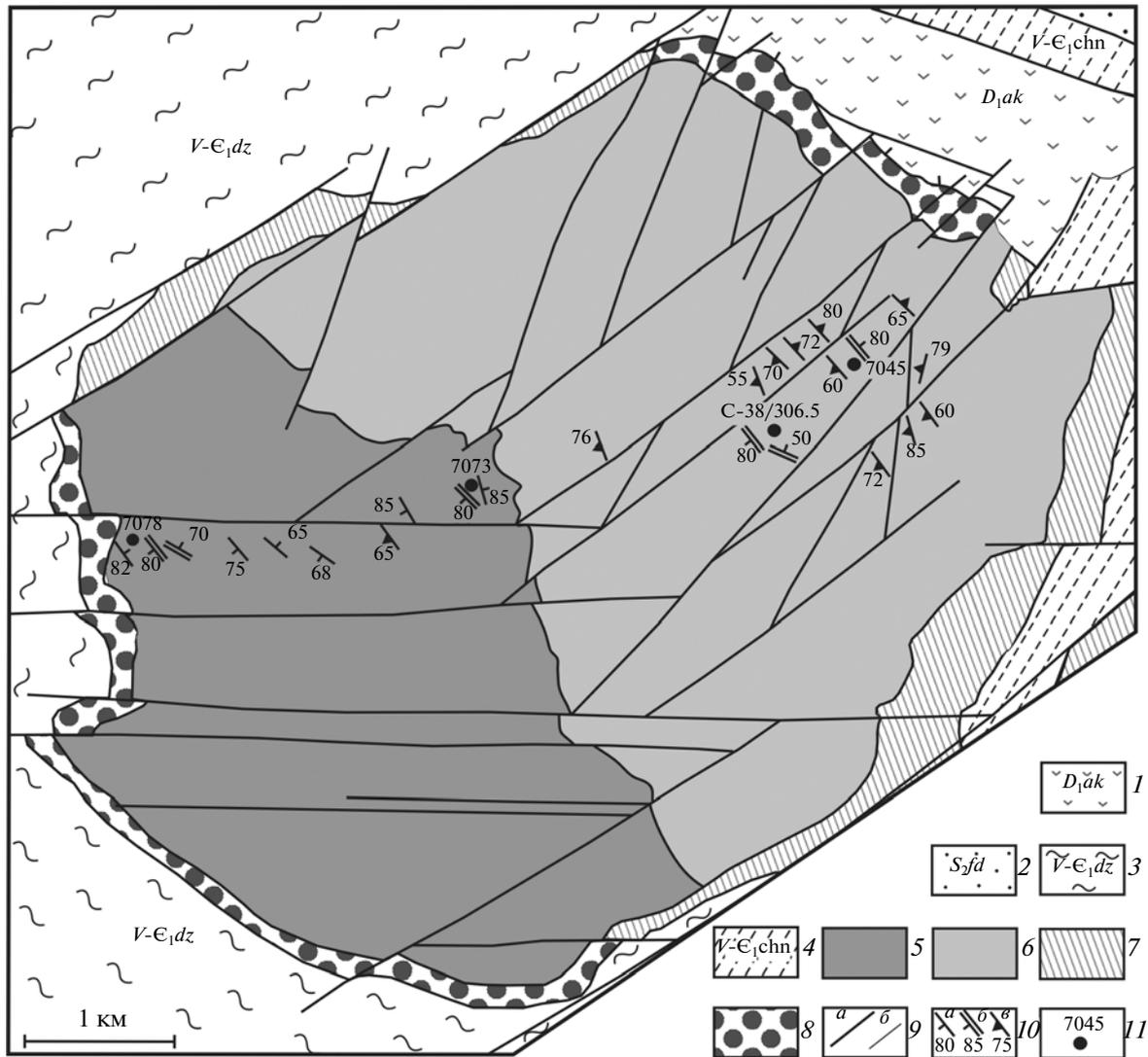


Рис. 2. Схема геологического строения Калнинского ультрамафитового массива (составлена по [4] с дополнениями авторов)

1 – нижнедевонская актуругская свита: андезиты, трахиандезиты, лаво- и пирокластиты, реже трахиандезибазальты, андезибазальты, базальты; 2 – верхнесилурийская федоровская свита: разномерные песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, аргиллиты; 3 – венд-нижнекембрийская джебашская серия: метабазальты, метаморфические сланцы кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, хлорит-альбит-кварц-карбонатные, серицит-хлорит-кварц-альбитовые, прослои и линзы мраморов, кальцифиров; 4 – венд-нижнекембрийская чингинская свита: базальты, трахибазальты, глинисто-кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, хлорит-кремнистые сланцы, микрокварциты, прослои и линзы метаалевролитов, метагравелитов, метаконогломератов; 5–7 – венд-нижнекембрийский Калнинский ультрамафитовый массив: 5 – дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс, 6 – дуниты, 7 – серпентинизированные ультрамафиты нерасчлененные; 8 – серпентиновый меланж; 9 – разрывные нарушения, разломы (а), геологические границы (б), 10 – элементы залегания: а – полосчатости в гарцбургитах, б – минеральной уплотненности, в – хромитовых жилков; 11 – место отбора образцов для петроструктурного анализа с указанием их номера

руд. Зоны оруденения имеют линейное северо-западное простирание, их мощность, как правило, не превышает 10–15 м. Для них характерно полосчатое строение, обусловленное различной концентрацией хромшпинелидов в дунитовом субстрате. Ширина отдельных полосок обычно менее 10 см, нередко внутри них отмечается согласное директивное расположение как отдельных зерен хромшпинелидов, так и их агрегатов.

Полосчатость в рудных зонах согласна с внутренней структурой массива.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАРЦБУРГИТОВ И ДУНИТОВ

Гарцбургиты. Структура гарцбургитов преимущественно среднезернистая, мезогранулярная, нередко крупнозернистая, протогранулярная, ча-

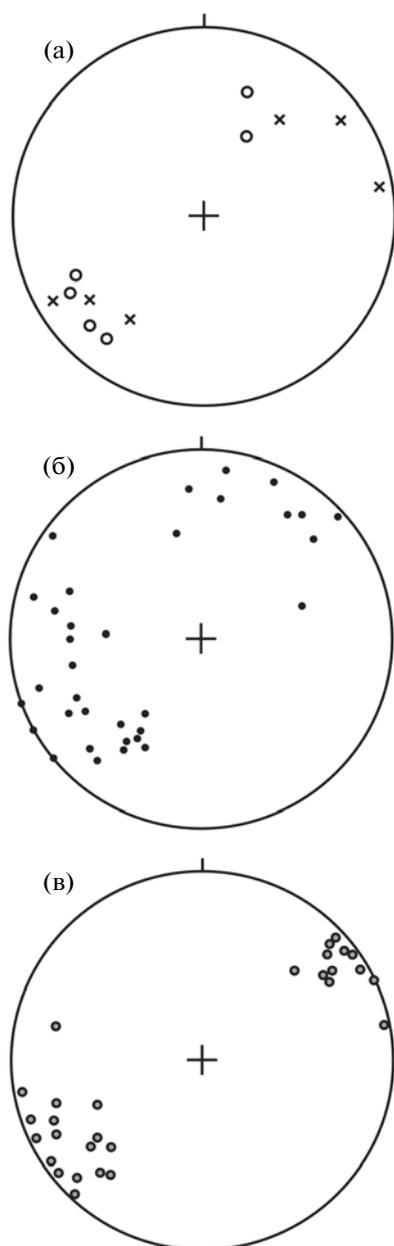


Рис. 3. Диаграммы ориентировок плоскостных структурных элементов в гарцбургитах и дунитах Калнинского массива: а — полосчатости (крестики) и минеральной уплощенности (кружочки); б — кливажа; в — жилок хромшпинелидов

сто наблюдаются признаки порфиорокластеза (рис. 4а). Текстура обычно однородная, нередко полосчатая, подчеркиваемая струйчато-плоскостной ориентировкой зерен ортопироксена и трещинками кливажа. Количественно-минералогический состав: оливин ~80–90%, энстатит соответственно ~10–20%, отмечаются хромшпинелиды, лизардит, антигорит, хризотил, тальк, тремолит, кальцит.

Оливин в гарцбургитах представлен преимущественно зернами средних размеров 2–5 мм, часто встречаются более крупные индивиды до 10 мм. Зерна обычно имеют субизометричную либо неправильную форму с округлыми и плавными залитообразными границами. В гарцбургитах с полосчатой текстурой зерна оливина часто имеют удлиненную форму, вытягиваются субпараллельно и определяют ориентировку их уплощенности. Гарцбургиты в различной степени пластически деформированы.

В слабо деформированных гарцбургитах наиболее крупные индивиды оливина не обнаруживают признаков пластических деформаций, они имеют однородное погасание, однако при этом более мелкие зерна часто оказываются пластически деформированными, для них характерно неоднородное волнистое и субблоковое погасание, а также полосы пластического излома (см. рис. 4а).

В деформированных гарцбургитах признаки пластических деформаций проявляются более отчетливо как в крупных, так и в средних и мелких по размеру зернах оливина. Для них характерны резко выраженное неоднородное волнистое и субблоковое погасание и многочисленные полосы пластического излома в виде полисинтетических двойников (см. рис. 4а). Крупные индивиды оливина часто оказываются дезинтегрированы на удлиненные субблоки, которые ориентируются субпараллельно, отражая наложенную минеральную уплощенность. По границам и во внутренних частях интенсивно деформированных зерен часто проявляется порфиорокластез, обусловленный синтетической рекристаллизацией, в результате которой образуются мелкозернистые агрегаты оливина, с размерами индивидов менее 2 мм, в которых сохраняются признаки пластических деформаций.

Оливины в гарцбургитах Калнинского массива по химическому составу соответствуют форстериту ($Fa = 8.4–8.8\%$) (табл. 1). Они имеют очень близкий состав с оливинами из гарцбургитов хромитоносного Кемпирсайского массива [8, 11, 12].

Энстатит встречается в виде субизометричных и неправильных по форме зерен размером от 1 до 5 мм, которые обычно оказываются ксеноморфными по отношению к оливину (см. рис. 4а). Они распределены в породе неравномерно в виде отдельных индивидов, либо их скоплений, которые нередко группируются в субпараллельные жилки, цепочки и струйки согласно уплощенности удлиненных зерен оливина. Зерна энстатита, также как и оливина деформированы неравномерно. Однако зерна энстатита, в отличие от оливина, пластически деформированы в меньшей степени, для них чаще отмечается однородное погасание. В зернах энстатита из деформированных гарцбургитов появляется волнистое погасание, отмеча-

ются полосы пластического излома, изгиб отдельных индивидов и дезинтеграция крупных зерен на мелкие субиндивиды. Зерна энстатита обычно имеют свежий облик, лишь в интенсивно серпентинизированных гарцбургитах они замещаются псевдоморфозами бастита.

Химический состав ортопироксенов в гарцбургитах Калнинского массива соответствует энстатиту с железистостью 7.8–8% (табл. 2). Сравнение составов энстатита в гарцбургитах Калнинского и Кемпирсайского массивов показало, что они существенно отличаются повышенными содержаниями в первом Cr_2O_3 , MgO , CaO и пониженными Al_2O_3 , FeO , при равных – SiO_2 .

Хромшпинелиды в гарцбургитах встречаются редко в виде единичных зерен и небольших скоплений. Их размер составляет 0.5–1 мм, иногда до 2 мм. Они имеют как ксеноморфную, так и субизометричную форму. Удлиненные индивиды вытягиваются согласно полосчатости, либо минеральной уплощенности гарцбургитов. Хромшпинелиды окрашены в красно-бурый цвет. В гарцбургитах Калнинского массива по химическому составу они соответствуют хромпикотитам (табл. 3) и по своим параметрам хорошо сопоставляются с хромшпинелидами Кемпирсайского массива.

В деформированных гарцбургитах наблюдаются секущие трещинки кливажа, вдоль которых отмечается дробление и истирание исходных зерен как оливина, так и энстатита. Нередко они выполнены мелкозернистыми агрегатами антигорита.

Дуниты. Структура дунитов Калнинского массива обычно средне-, крупнозернистая, реже грубозернистая, мезо-, протогранулярная, нередко с признаками порфирокластеза, иногда полностью порфирокластовая. Текстура однородная, иногда с наложенной минеральной уплощенностью, подчеркиваемой субпараллельными трещинками кливажа, в отдельных породах отмечаются участки брекчирования. Количественно-минералогический состав: оливин ~95–100%, хромшпинелиды до 5%.

Дуниты Калнинского массива неравномерно пластически деформированы. Среди них можно выделить слабо, умеренно и интенсивно деформированные разновидности.

В слабо деформированных дунитах зерна оливина имеют субизометричную, неправильную, реже удлиненную форму с размерами от 2 до 5–6 мм, отмечаются индивиды до 8–10 мм и крупнее. Крупные индивиды имеют неправильную форму с округлыми плавными, иногда заливообразными очертаниями. Для них характерно преимущественно однородное, реже слабо выраженное неоднородное волнистое погасание. Зерна средних размеров обычно имеют субизометричную либо вытянутую форму и, нередко, ориентированы

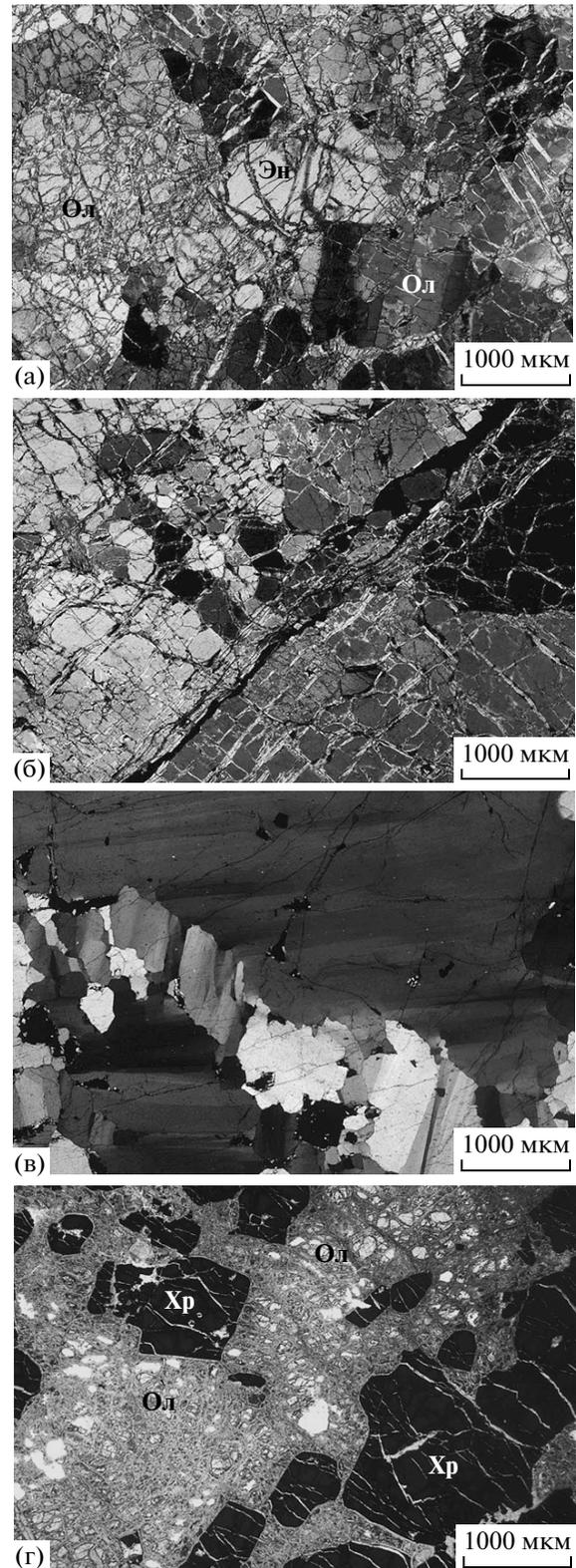


Рис. 4. Пластически деформированные ультрамафиты Калнинского массива: а – слабо деформированный гарцбургит (обр. 7073); б – умеренно деформированный дунит (обр. 7074); в – интенсивно деформированный дунит (обр. С-38/306.5); г – хромитовая вкрапленная жилка в дуните (обр. 7045/2). Ол – оливин; Эн – энстатит; Хр – хромшпинелиды. Фото с анализатором

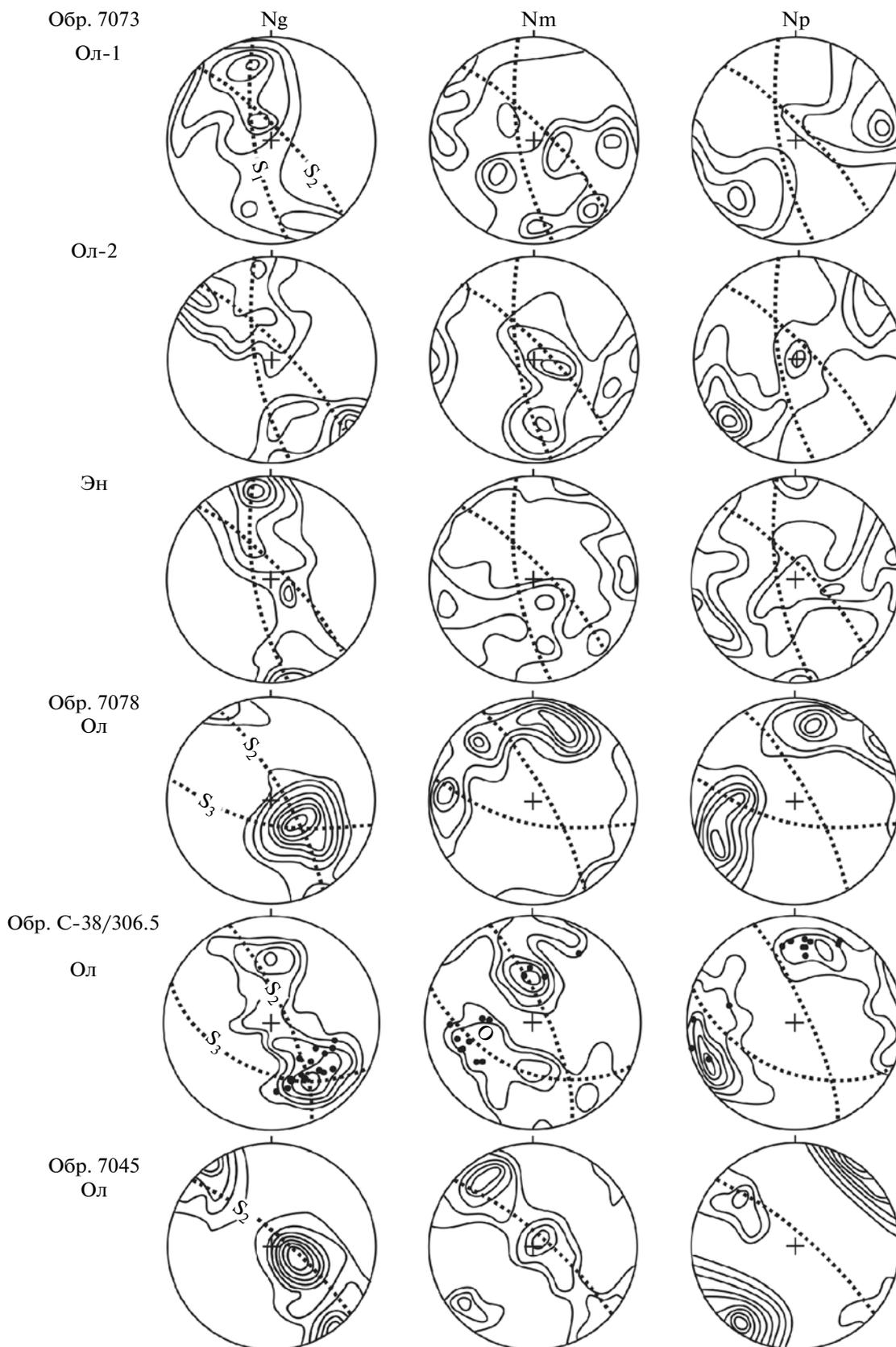


Рис. 5. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей оливина (Ол) и энстатита (Эн) в гарцбургитах и дунитах Калнинского массива: 7073 – гарцбургит; 7078, С-38/306.5 – дуниты; 7045 – рудный дунит. Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы и ориентированы по странам света. Диаграммы оливина из дунита, отобранного из скважины (обр. С-38/306.5), находятся в горизонтальной плоскости, перпендикулярно оси зерна, их пространственная ориентировка формально увязана с ориентировками оливина из других образцов по расположению S_2 . Проекция на верхнюю полусферу. Изолинии: 1–2–4–6–8–10–12–14–16% на 1% сетки Шмидта. Точечные линии – плоскости минеральной уплощенности; черные точки на диаграммах (обр. С-38/306.5) – выходы кристаллооптических осей крупных индивидов оливина

субпараллельно, отражая направление минеральной уплощенности оливина. В зернах оливина меньших размеров отмечаются признаки пластической деформации в виде заметно выраженного неоднородного погасания и полос пластического излома. По границам отдельных пластически деформированных индивидов отмечаются признаки порфинокластеза, обусловленные синтетектонической рекристаллизацией с образованием мелкозернистых агрегатов.

В умеренно деформированных дунитах с признаками порфинокластеза оливин представлен зернами с широкими вариациями размеров от долей мм до 10 мм, иногда и более (рис. 4б). Крупные зерна имеют округлые контуры, а средние и мелкие в зонах порфинокластеза приобретают резкие зазубренные очертания. Форма их субизометричная и неправильная, часто вытянутая, линзовидная. Удлиненные индивиды вытягиваются субпараллельно и отражают минеральную уплощенность в породе. Зерна оливина интенсивно пластически деформированы, для них характерно отчетливо выраженное неоднородное субблоковое и волнистое погасание. Характерны многочисленные полосы пластического излома, которые нередко ориентированы диагонально, под острым углом к удлинению зерен, что свидетельствует об их интенсивной пластической деформации в условиях сдвига. Крупные индивиды часто дезинтегрированы на мелкие субблоки. Отмечается расчленение отдельных зерен на строго параллельные пластинчатые индивиды, при ширине до 1.5 мм. Вероятно, что такие пластинчатые индивиды образовались в результате расчленения зерен вдоль полос пластического излома. Наблюдаются трещинки кливажа, ориентированные согласно минеральной уплощенности породы, вдоль которой отмечаются линейные зонки интенсивного порфинокластеза, часто секущие средние и крупные зерна. В таких зонках происходит интенсивное дробление оливина с образованием мелко- и тонкозернистых агрегатов, с размером индивидов обычно менее 0.5 мм.

В интенсивно деформированных дунитах с порфинокластовой структурой выделяются два морфологических типа зерен оливина (рис. 4в). Порфинокластовые индивиды имеют преимущественно удлиненную, лейстовидную форму с размерами по длине до 10 мм, иногда больше, при

ширине до 4 мм. Они ориентированы субпараллельно, отражая минеральную уплощенность в породе. Границы зерен неровные с резкими изгибами, зазубренные. Для них характерно резко выраженное неоднородное волнистое погасание, отмечаются многочисленные полосы пластического излома, обычно ориентированные диагонально к удлинению зерен. Основная масса породы сложена более мелкими рекристаллизованными зернами, часто имеющими удлиненную форму. Они ориентированы субпараллельно и отражают направление новообразованной уплощенности. Их размер обычно не превышает 2 мм. Границы их также неровные, зазубренные. В них сохраняется волнистое погасание и полосы пластического излома, по границам которых они часто дезинтегрируются на отдельные индивиды. Часто в рекристаллизованных зернах оливина по отношению к направлению их уплощенности отмечается “перистое, веерное” расположение полос пластического излома (см. рис. 4в). Такая ориентировка полос пластического излома в двух направлениях свидетельствует об их образовании в условиях высокой скорости пластической деформации и сравнительно низких температурах, при этом релаксация напряжений начинает реализовываться с образованием многочисленных полос пластического излома в двух взаимно перпендикулярных направлениях.

Интенсивно деформированные дуниты нередко рассекаются зонками, вдоль которых наблюдается интенсивный порфинокластез с образованием дробленых мелко- и тонкозернистых агрегатов оливина.

Оливины в дунитах Калнинского массива отвечают форстеритам и обнаруживают близкие составы с оливинами из гарцбургитов (см. табл. 1). Для них выявляются более значительные вариации железистости ($Fa = 7.47–9.32\%$) и отмечается тенденция к уменьшению содержаний NiO. Оливины в дунитах Калнинского массива по своему составу хорошо сопоставляются с оливинами из дунитов Кемпирсайского массива.

Дуниты Калнинского массива неравномерно насыщены хромшпинелидами от редкой вкрапленности единичных зерен до появления жильных обособлений. Зерна хромшпинелидов представлены обычно субизометричными и идиоморфными зернами, часто удлиненными с размерами по длине,

примерно 0,5, редко до 1,5–2 мм. Зерна окрашены в темно-бурый, красно-бурый цвет. Вытянутые зерна хромшпинелидов обычно обнаруживают отчетливое струйчатое распределение, согласно уплощенности оливиновых зерен.

Мелкие жилки хромшпинелидов в дунитах имеют вкрапленную структуру (рис. 4г). Содержание зерен хромшпинелидов в них составляет до 60–70%. Зерна хромшпинелидов имеют субизометричную и неправильную форму. Часто они образуют “сросшиеся” агрегаты, в которых отчетливо различаются границы отдельных индивидов. Размер отдельных зерен хромшпинелидов составляет преимущественно от 1 до 2,5 мм. Нередко в дунитах жильные и струйчатые обособления сближены, ориентированы субпараллельно, что обуславливает полосчатую текстуру. Зерна хромшпинелидов в них имеют преимущественно удлиненную форму и вытягиваются вдоль простирания жилок (см. рис. 4г).

Хромшпинелиды в дунитах Калнинского массива имеют аналогичный состав с хромшпинелидами из гарцбургитов и соответствуют хромпикотитам (см. табл. 3), при этом для них устанавливаются большие вариации содержаний компонентов. Они отличаются повышенными концентрациями Fe_2O_3 , т.е. большей степенью окисленности. Хромшпинелиды из хромитовых жилок (см. табл. 3) имеют близкий состав с хромшпинелидами из дунитов. При этом их состав соответствует хромшпинелидам из дунитов обладающих минимальной железистостью и максимальной хромистостью.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Петроструктурные исследования оливина и энстатита в пространственно ориентированных образцах гарцбургитов и дунитов Калнинского массива проведены нами впервые. Они позволяют установить предпочтительные ориентировки минералов по внутреннему строению, которые, в свою очередь, являются отражением термодинамических условий их пластического деформирования. Для построения диаграмм использовались результаты замеров пространственной ориентировки кристаллооптических осей оливина и энстатита в 100 зернах. Для каждой оси результаты измерений ее пространственной ориентировки были вынесены на равноплощадную стереографическую сетку Шмидта в виде точек. Плотность точек вычислялась с помощью специальной палетки – кругового окошка, площадь которого равна 1% площади сетки Шмидта. Затем по значениям плотности точек проводились соответствующие изолинии. В результате были получены ориентировки кристаллооптических осей оливина и энстатита с определенным типом петроструктурных узоров, интерпретация которых позволяет получить информацию об условиях формирования

ультрамафитов. Динамокинематическая интерпретация полученных микроструктурных диаграмм проводилась с использованием данных по экспериментально и природно деформированным породам и минералам отечественных и, в большей мере, зарубежных исследователей [2, 15, 16, 21, 23, 24].

Гарцбургиты. Петроструктурный анализ оливина и энстатита проводился в умеренно деформированном гарцбургите, пространственно ориентированный образец которого был отобран в западной части массива из дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса (см. рис. 2, обр. 7073). Структура породы среднезернистая с признаками порфирокластеза как оливина, так и энстатита. Текстура полосчатая, обусловленная неравномерным и струйчато-полосчатым распределением энстатита.

Оливин. В исследуемом образце гарцбургита устанавливаются два плоскостных структурных элемента: плоскость полосчатости (S_1) (аз. прост. 350° , угол пад. 75° СВ) и плоскость минеральной уплощенности (S_2) (аз. прост. 315° , угол пад. 80° ЮЗ). Петроструктурные исследования выполнены как для мелких и средних исходных пластически деформированных зерен оливина (Ол-1), так и для крупных регенерированных (Ол-2), разделенных условно по размерам.

Для мелких и средних пластически деформированных зерен оливина устанавливаются строгие предпочтительные узоры оптических ориентировок осей Ng, Nm и Np (рис. 5, Ол-1). Оси Ng концентрируются в субгоризонтальный максимум высокой плотности (8%), имеющий ССЗ направление, который лежит в плоскости полосчатости (S_1). Этот максимум Ng имеет отчетливую тенденцию к растягиванию в пояс в плоскости полосчатости. В поясе наблюдается локальный субвертикальный максимум (6%). Оси Np концентрируются в пояс, нормальный субгоризонтальному максимуму Ng. В этом поясе четко проявляются два субгоризонтальных максимума (6 и 8%), один из них ориентирован перпендикулярно плоскости полосчатости, а другой – плоскости минеральной уплощенности, которые, очевидно, отражают два этапа пластических деформаций оливина. Оси Nm образуют субизометричное поле концентрации, в котором выявляются многочисленные локальные максимумы, при этом один из них с наибольшей плотностью (6%) располагается нормально к плоскости полосчатости и пространственно совмещается с максимумом осей Np.

Крупные слабо деформированные и недеформированные зерна регенерированного оливина обнаруживают петроструктурные узоры, близкие мелким деформированным зернам. Очевидно, большая часть наиболее крупных зерен унаследуют ориентировки мелких и средних индивидов.

Таблица 1. Химический состав оливинов в ультрамафитах Калнинского массива (в мас. %)

Образец	7073	7084	7036/1	7052	7081	7045/1	7074
Порода	гарцбургит	гарцбургит	дунит	дунит	дунит	дунит	дунит
SiO ₂	40.55	40.85	40.56	40.73	41.07	41.16	40.61
FeO	8.60	8.29	9.10	9.06	7.51	7.35	8.30
MnO	0.16	0.13	0.17	0.14	0.13	0.13	0.13
MgO	49.86	50.31	49.61	49.63	50.81	51.04	49.99
CaO	0.03	0.02	0.05	0.05	0.10	0.10	0.05
NiO	0.41	0.44	0.28	0.35	0.44	0.35	0.34
CoO	0.03	0.06	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01
Сумма	99.65	100.10	99.81	100.02	100.11	100.15	99.47
Fa (%)	8.82	8.45	9.32	9.28	7.65	7.47	8.51

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены в ГЕОХИ РАН (г. Москва) на микроанализаторе Camebax CX-100, аналитик к.г.-м.н. Н.Н. Коненкова. Fa – содержание фаялитовой молекулы, $Fa = [Fe/(Fe + Mg)] \times 100\%$

Однако, максимумы кристаллооптических осей крупных зерен обнаруживают угловые расстояния с аналогичными максимумами мелких деформированных зерен и, в отличие от последних, тесно связаны с плоскостью минеральной уплотненности (S_2). Крупные зерна отличаются наличием строгих предпочтительных петроструктурных узоров всех трех кристаллооптических осей Ng, Nm и Np (рис. 5, Ол-2), которые обнаруживают тесную связь с минеральной уплотненностью S_2 . Оси Ng локализируются в горизонтальный максимум значительной плотности (8%), отражающий их преимущественную ориентировку в направлении СЗ-ЮВ, который составляет с максимумом Ng деформированных зерен угол 35°. Максимум Ng крупных зерен располагается в плоскости S_2 для него отмечается тенденция к растягиванию в пояс в этой плоскости. Оси Np концентрируются в вертикальный пояс, нормально горизонтальному максимуму осей Ng. В поясе четко выделяется один максимум с высокой плотностью (10%), ориентированный перпендикулярно плоскости S_2 . Оси Nm образуют более сложный петроструктурный узор. В плоскости S_2 наблюдается субвертикальный максимум осей Nm (6%), который находится в ортогональном положении относительно максимумов осей Ng и Np. Часть осей Nm образуют горизонтальный и субгоризонтальные максимумы (4, 6%), которые располагаются под острым углом и симметрично к плоскости S_2 , при этом один из них лежит в плоскости полосчатости, а другой ориентирован нормально к ней.

Энстатит. Петроструктурные узоры осей Ng, Nm и Np энстатита обнаруживают сходство с узорами аналогичных осей мелких и средних пластически деформированных зерен оливина и тесно связаны с плоскостью полосчатости (S_1) (рис. 5, Эн).

Оси Ng концентрируются в пояс в плоскости полосчатости. В поясе отчетливо проявляется субгоризонтальный максимум высокой плотности (10%), пространственно совпадающий с макси-

Таблица 2. Химический состав энстатита в ультрамафитах Калнинского массива (в мас. %)

Образец	7073	7084	7042/1
Порода	гарцбургит	гарцбургит	ортопироксенит
SiO ₂	56.95	56.90	57.68
TiO ₂	0.02	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	0.73	1.42	0.34
Cr ₂ O ₃	0.42	0.57	0.26
FeO	5.49	5.35	6.24
MnO	0.09	0.09	0.11
MgO	35.40	35.34	34.89
CaO	0.86	0.75	0.99
Na ₂ O	0.03	0.02	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.00
Сумма	99.98	100.48	100.52
Расчетные характеристики (в %)			
F	8.00	7.83	9.10
Wo	1.58	1.38	1.82
Fs	7.87	7.72	8.94
En	90.55	90.90	89.24

Примечание. F – железистость, $F = [Fe/(Fe + Mg)] \times 100\%$; Wo – содержание волластонитовой молекулы, $Wo = [Ca/(Ca + Fe + Mg)] \times 100\%$; Fs – содержание ферросилитовой молекулы, $Fs = [Fe/(Ca + Fe + Mg)] \times 100\%$; En – содержание энстатитовой молекулы, $En = [Mg/(Ca + Fe + Mg)] \times 100\%$

Таблица 3. Химический состав хромшпинелидов в ультрамафитах Калнинского массива (в мас. %)

Образец	7073	7084	7042-1	7036-1	7052	7081	7045-2
Порода	гарцбургит	гарцбургит	ортопироксенит	дунит	дунит	дунит	хр-жилка
TiO ₂	0.09	0.06	0.08	0.11	0.18	0.14	0.15
Al ₂ O ₃	10.73	16.64	5.19	7.48	10.78	14.83	7.51
Cr ₂ O ₃	58.35	52.96	62.78	60.20	56.07	54.02	61.40
V ₂ O ₃	0.29	0.28	0.24	0.24	0.19	0.19	0.12
ΣFeO	20.69	18.11	22.99	23.00	23.20	18.82	17.83
MnO	0.39	0.29	0.41	0.40	0.38	0.32	0.30
MgO	8.77	11.10	7.45	8.14	8.47	11.21	11.80
NiO	0.09	0.10	0.11	0.06	0.04	0.11	0.09
CoO	0.11	0.08	0.06	0.07	0.08	0.06	0.09
ZnO	0.27	0.23	0.16	0.15	0.17	0.15	0.06
Сумма	99.76	99.83	99.45	99.84	99.55	99.85	99.35
Fe ₂ O ₃ *	19.46	16.98	20.67	20.20	20.20	16.71	14.69
FeO*	1.37	1.26	2.58	3.11	3.34	2.35	3.49

Расчетные характеристики (в %)

F/	55.5	46.2	60.9	58.2	57.2	45.5	41.1
Cr/	78.5	68.1	89.0	84.4	77.7	71.0	84.6
F//	1.7	1.5	3.4	4.0	4.2	2.9	4.4

Примечание. ΣFeO – суммарное железо; Fe₂O₃* – рассчитанное трехвалентное железо, $Fe_2O_3^* = 52.83 \times [(\Sigma FeO + MgO + MnO + NiO + CoO - (Cr_2O_3 + Al_2O_3 + 2 \times TiO_2))/1000]$; FeO* – рассчитанное двухвалентное железо, $FeO^* = \Sigma FeO - 0.9 \times Fe_2O_3^*$; $F/ = [Fe^{+2}/(Fe^{2+} + Mg)] \times 100\%$; $Cr = [Cr/(Cr + Al)] \times 100\%$; $F// = [Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Cr + Al)] \times 100\%$

мумом осей Ng деформированных зерен оливина и располагающийся в плоскости полосчатости. В поясе также наблюдается локальный субвертикальный максимум (4%). Оси Np образуют вертикальный пояс концентрации нормально максимуму Ng, в котором отчетливо выражен горизонтальный максимум, ориентированный перпендикулярно плоскости полосчатости и пространственно совмещенный с максимумом осей Np мелких зерен оливина. Отмечается также тенденция к растягиванию максимума осей Np в горизонтальный пояс. Наблюдается локальный максимум осей Np слабой концентрации (2%), совмещенный с максимумом осей Ng. Оси Nm образуют сложный узор, представляющий комбинацию двух поясов, которые располагаются нормально к горизонтальному и субвертикальному максимумам осей Ng. В поясах отмечаются локальные максимумы невысокой плотности: один из них совмещен с максимумом осей Np, перпендикулярным плоскости пластического кливажа, другой – совпадает с субвертикальным максимумом осей Ng.

Дуниты. Петроструктурный анализ оливина проводился в трех образцах, один из которых отобран в западной части массива из дунитов, залегающих среди гарцбургитов (см. рис. 2, обр. 7078), а два других из дунитов центральной рудоносной части массива (см. рис. 2, обр. 7045, С-38/306.5). При этом образцы 7078 и 7045 пространственно ориентированные, а образец зерна С-38/306.5 отобран из скважины на глубине 306.5 м.

Умеренно деформированные дуниты из полосчатого комплекса имеют средне-, крупнозернистую структуру. В образце исследуемого дунита (обр. 7078) устанавливаются два плоскостных структурных элемента: плоскость минеральной уплощенности (S₂) (аз. прост. 330°, угол пад. 80° ЮЗ), близкая аналогичной плоскости минеральной уплощенности в гарцбургите, а также плоскость пластического кливажа (S₃) (аз. прост. 285°, угол пад. 70° СВ).

Оливин в дунитах отличается наличием строгих предпочтительных петроструктурных узоров всех трех осей Ng, Nm, и Np (см. рис. 5, обр. 7078). Оси Ng локализируются в максимум высокой плотности

(14%), который располагается на пересечении плоскостей S_2 и S_3 и обнаруживает тенденцию к слабому растягиванию в пояс в плоскости S_2 , в котором отмечается слабый горизонтальный максимум. Оси Np концентрируются в пояс, нормальный максимуму осей Ng . В этом поясе отчетливо выражены два максимума, высокой плотности 10 и 8%, которые располагаются перпендикулярно плоскостям соответственно S_2 и S_3 . Оси Nm также локализируются в пояс, совмещенный с поясом осей Np , в котором проявляются локальные максимумы, один из которых совпадает с максимумом осей Np , нормальным S_3 другой располагается в этой плоскости.

Интенсивно деформированные дуниты. Их петроструктурные особенности изучались в горизонтальной плоскости, нормальной к оси зерна (см. рис. 5, обр. С-38/306.5). Дуниты имеют отчетливую порфиорокластовую структуру, возникшую в результате синтетектонической рекристаллизации. В образце установлены две плоскости уплощенности зерен оливина. Ранняя — для крупных, которая соответствует плоскости S_2 предыдущего образца дунита (аз. прост. 330, угол пад. 80° ЮЗ). Более поздняя, наложенная — для рекристаллизованных, близкая плоскости S_3 в предыдущем образце дунита (аз. прост. 295° , угол пад. 50° СВ). Для всех зерен оливина, как мелких, так и крупных характерно резко выраженное неоднородное погасание, они отличаются наличием многочисленных полос пластического излома, которые по отношению к направлению наложенной уплощенности (S_3) имеют “перистое, веерное” расположение.

Оливин в дунитах обнаруживает строгую предпочтительную ориентировку всех трех осей Ng , Nm и Np (см. рис. 5, обр. С-38/306.5). Оси Ng образуют два отчетливых максимума с плотностью 8 и 6%, которые располагаются в плоскости S_2 и обнаруживают тенденцию к растягиванию в пояс в этой плоскости. При этом максимум наибольшей плотности располагается на пересечении плоскостей S_2 и S_3 . С этим максимумом пространственно совмещены оси Ng наиболее крупных индивидов, показанные на диаграмме отдельными точками. Оси Np также образуют два максимума 10 и 4%. Максимум большей плотности располагается нормально к S_2 и к нему, преимущественно, тяготеют оси Np крупных индивидов, а другой максимум нормально к S_3 , при этом оси Np обнаруживают тенденцию к растягиванию в пояс нормально максимуму Ng . Оси Nm образуют более сложный узор, в котором отчетливо наблюдаются два максимума 8 и 4%, располагающиеся в плоскостях S_2 и S_3 . При этом один из них (4%) пространственно совмещен с максимумом Ng (8%).

Петроструктурные исследования проведены также в *рудовмещающих дунитах* из хромитоносной рудной зоны мощностью до 10 м, которая имеет полосчатое строение, обусловленное неравномерным распределением зерен хромшпинелидов и субпараллельными маломощными густовкрапленными жилками. Жилки имеют северо-западное простирание (290° – 325°) с крутым падением (80° СВ – 90° – 60° ЮЗ). Исследуемый образец дунита (см. рис. 2, обр. 7045) содержит хромитовую выклинивающуюся по падению жилку мощностью до 1 см, которая имеет северо-западное простирание (310°) с погружением на юго-запад (80°).

Оливин в рудовмещающих дунитах характеризуется очень строгими предпочтительными петроструктурными узорами всех трех осей Ng , Nm и Np (см. рис. 5, обр. 7045). Оси Ng локализируются в два максимума со значительной плотностью: горизонтальный (8%) и субвертикальный (12%), которые обнаруживают тенденцию к объединению в один субвертикальный пояс концентрации в плоскости залегания хромитовой жилки, очевидно, соответствующей плоскости минеральной уплощенности S_2 в предыдущих образцах дунитов. Оси Nm образуют пояс концентрации, совмещенный с поясом осей Ng . В этом поясе отчетливо выделяются два максимума (6 и 8%), которые пространственно совмещены с максимумами осей Ng . Однако, часть осей Nm образует слабый максимум (4%), который располагается субнормально к плоскости S_2 . Оси Np локализируются преимущественно в сильный максимум с высокой плотностью (16%), ориентированный нормально к поясам осей Ng и Nm и к плоскости S_2 . Незначительная часть осей Np концентрируется в слабый максимум (4%), который располагается вблизи субгоризонтальных максимумов осей Ng и Nm .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ПЕТРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Анализ полученных петроструктурных узоров оливина и энстатита проводился последовательно: вначале в гарцбургитах, представляющих собой протолитовый мантийный субстрат, затем — в дунитах, которые сформировались в результате рестрирования исходных гарцбургитов.

Гарцбургиты. По особенностям петроструктурных узоров оливина и энстатита предполагается два этапа пластического деформирования гарцбургитов. Первый этап отражают пластически деформированные зерна оливина преимущественно средних и мелких размеров, обладающие неоднородным волнистым погасанием и насыщенные полосами пластического излома, которые, вероятно, образовались в результате неоднородного

пластического трансляционного течения и синтетонической рекристаллизации в условиях высоких температур и давлений. Во второй этап в процессе наложенной вторичной рекристаллизации отжига, осуществлявшейся в условиях повышения температур, происходил рост благоприятно ориентированных к направлению сжатия зерен оливина, за счет неблагоприятно ориентированных с образованием крупных регенерированных, порфиробластовых зерен, лишенных признаков пластических деформаций.

Предполагаемые этапы подтверждаются петроструктурными исследованиями оливина и энстатита в гарцбургитах.

Оливин. Анализ петроструктурных узоров оливина в гарцбургитах позволяет установить два этапа пластических деформаций.

Первый этап отражают петроструктурные узоры пластически деформированного оливина (Ол-1), которые характеризуются наличием горизонтального максимума осей Ng и вертикальным поясом осей Nm и Np. При этом максимум осей Ng фиксирует преимущественную их ориентировку в северо-западном направлении согласно полосчатой внутренней структуре массива (S_1). На этом этапе пластическое течение гарцбургитов осуществлялось вдоль полосчатости дунит-гарцбургитового субстрата северо-западного простирания, которое фиксируется максимумом осей Ng, отражающим направление растяжения. При этом направление сжатия отражает максимум осей Np. Такой петроструктурный узор свидетельствует о том, что пластическое течение ультрамафитов протекало в условиях осевых деформаций в режиме снижения температур (от 1200°C), низкой и умеренной скорости (менее 10^{-6} с^{-1}) и значительного всестороннего давления (более 10 кбар) [9] в динамически активной зоне, вероятно, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры.

Пластические деформации на этом этапе носили как однородный, так и неоднородный характер и осуществлялись, преимущественно внутрикристаллическим высокотемпературным трансляционным скольжением в оливине по системам (010) [100] и $\{0k1\}$ [100], реже – синтетонической рекристаллизацией. В результате зерна оливина в гарцбургитах приобретают неоднородное волнистое погасание, характеризуются наличием полос пластического излома и подвергаются порфирокластезу.

Второй этап отражают петроструктурные узоры крупных порфиробластовых зерен оливина, которые оказываются близкие таковым для пластически деформированных зерен, однако, отличаются наличием угловых расстояний между

главными максимумами кристаллооптических осей, главным образом Ng. Отсутствие признаков пластических деформаций в крупных зернах оливина показывает, что этот этап носил прогрессивный характер и осуществлялся при повышении температур свыше 1000°C. При этом пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, которая осуществлялась в условиях незначительно меняющегося поля напряжения, фиксируемого плоскостью S_2 на что указывают угловые расстояния между максимумами осей Ng, а также плоскостями S_1 и S_2 . Этот процесс протекал за счет упругой постепенно уменьшающейся внутрикристаллической энергии зерен оливина. При этом сохраняется высокая межзерновая свободная энергия, способствующая разрастанию свободных от дислокаций зерен за счет поглощения зерен, неблагоприятно ориентированных к сжатию, и насыщенных дислокациями деформированных индивидов посредством перемещения границ [9]. В результате в гарцбургитах формируются порфиробластовые, регенерированные зерна оливина с плавными границами, часто сходящимися под углом 120°. Новообразованный оливин отличается отсутствием признаков пластических деформаций и имеет однородное погасание.

Энстатит в гарцбургитах оказывается менее подвержен пластическим деформациям. В исследуемых гарцбургитах установленные петроструктурные узоры оптических ориентировок энстатита имеют близкий характер распределения кристаллооптическим осям пластически деформированного оливина. Оптические ориентировки оливина и энстатита тесно связаны между собой и, несомненно, являются сингенетичными. На их сингенетичность в гарцбургитах офиолитовых комплексах неоднократно обращалось внимание многих исследователей [1, 15, 19, 20, 22].

В гарцбургитах деформация энстатита осуществляется, главным образом, трансляционным скольжением по высокотемпературной системе (100)[100] при температурах 80–1300°C, $P \sim 10$ кбар и $\epsilon = 10^{-4} - 10^{-6} \text{ с}^{-1}$, что соответствует трансляционному скольжению в оливине по (010)[100]. При этом оси Ng энстатита образуют максимум концентрации, ориентированный параллельно оси растяжения, который пространственно совмещен с максимумом Ng оливина. Эти максимумы отражают преимущественное направление трансляции в минералах, контролируемое пластическим течением (S_1). Оси Nm в результате трансляции формируют максимум, который располагается перпендикулярно к плоскости полосчатости (S_1) и ориентируются параллельно оси сжатия, при

этом максимум Nm энстатита пространственно совмещается с максимумом Nr оливина. Пластические деформации энстатита в участках повышенных скоростей приводят к образованию удлиненных зерен и формированию их минеральной уплощенности (S_2), а также появлению в зернах неоднородного, волнистого погасания и полос пластического излома. Отмечаемое усложнение оптических ориентировок зерен энстатита обусловлено синтетектонической рекристаллизацией. При этом часть осей Nr пластически деформированного энстатита образуют максимум, пространственно совмещенный с максимумом осей Nr оливина, отражающим направление сжатия.

Дуниты. Микроструктурные особенности дунитов отличаются от гарцбургитов преобладанием крупных зерен оливина, которые в различной степени пластически деформированы и рекристаллизованы. Для дунитов, возможно, выделить три этапа пластического деформирования. Первые два этапа являются аналогичными этапам деформации гарцбургитов. Первый этап отражают пластически деформированные зерна оливина с неоднородным волнистым погасанием и полосами пластического излома, обусловленными неоднородным трансляционным скольжением и синтетектонической рекристаллизацией. Вторым этапом связан с образованием крупных порфиробластовых зерен, лишенных признаков пластических деформаций, которые обусловлены процессом вторичной рекристаллизации отжига. В третий этап возникли порфирокластовые дуниты, в которых лейстовые зерна оливина, образуются на месте крупных недеформированных порфиробластовых индивидов оливина. При этом порфирокластовые и мелкие рекристаллизованные зерна обычно насыщены многочисленными полосами пластического излома, которые часто имеют по отношению к уплощенности оливина “перистое, веерное” расположение. Образование порфирокластовых дунитов осуществлялось в зонах сдвиговых деформаций, которые сопровождались синтетектонической рекристаллизацией и интенсивным неоднородным трансляционным скольжением в оливине, преимущественно в двух направлениях.

Выделенные этапы подтверждаются петроструктурными исследованиями оливина в дунитах.

Оливин. Петроструктурные узоры оливина в дунитах как из полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса, так и из рудной зоны характеризуются близким характером распределения одноименных кристаллооптических осей. Отмечаемые отличия, очевидно, отображают локальные особенности их пластической деформации.

Горизонтальные максимумы осей Ng со слабой плотностью, отражающие их ориентировку в северо-западном направлении, пространственно сопряжены с максимумами осей Ng деформированного оливина в гарцбургитах. Они, очевидно, указывают на направление пластического течения дунитов и фиксируют первый этап их деформации, обусловленный трансляционным скольжением в зернах оливина. Их невысокая плотность указывает на подчиненную роль пластически деформированных зерен оливина в дунитах.

Максимумы осей Ng с наибольшей плотностью (10% и более) отражают второй этап пластического течения дунитов. Они фиксируют преимущественное восстание осей Ng в юго-восточном направлении под углами 45° – 75° , которые, очевидно, отражают направление предпочтительного пластического течения (S_2) на этапе вторичной рекристаллизации отжига, сопровождаемом ростом зерен оливина свободных от признаков пластических деформаций. Поясовое распределение осей Nr и Nm в дунитах, нормально максимумам Ng, и наличие максимумов Nr, ориентированных перпендикулярно к плоскости пластического течения (S_2) свидетельствуют об однородном высокотемпературном трансляционном скольжении и сменой систем скольжения к более высокотемпературным от $\{0k1\}[100]$ к $(010)[100]$, в условиях низкой скорости (менее 10^{-6} с $^{-1}$) и субгоризонтального сжатия в направлении ЮЗ-СВ. Трансляционное скольжение в таких условиях сопровождается диффузионной ползучестью, при этом роль последней возрастает в условиях снижения скорости деформации и увеличения температуры свыше 1000°C . При повышенных температурах пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, при которой оптическая ориентировка зерен оливина контролируется, главным образом, внешним сохраняющимся полем напряжения. Этот процесс протекает за счет упругой постепенно уменьшающейся внутрикристаллической энергии. При этом остается высокая межзерновая свободная энергия, способствующая разрастанию свободных от дислокаций зерен за счет поглощения неблагоприятно ориентированных к сжатию и насыщенных дислокациями деформированных индивидов посредством перемещения границ [9, 22]. В результате формируются дуниты с крупнозернистой микроструктурой, плавными и прямолинейными границами зерен оливина, часто сходящимися под углом 120° . Новообразованный, регенерированный оливин отличается отсутствием признаков пластических деформаций и имеет однородное погасание. В условиях осевого сжатия формируются петроструктурные узоры с Nr-максимумом, нормальным

к плоскости пластического течения. При этом упорядоченность узора, очевидно, обусловлена величиной внешнего напряжения, температурой и длительностью процесса.

Третий этап пластического течения фиксируется в интенсивно деформированных порфирикластовых дунитах, образовавшихся по крупнозернистым дунитам. Для них характерно наличие двух максимумов Ng в плоскости S_2 с одним из которых совмещены оси Ng крупных индивидов. Этот максимум отражает направление пластического течения на втором этапе деформации, которое активизировалось на третьем. В условиях сдвиговых деформаций при высоких скоростях ($\epsilon > 10^{-4} \text{ с}^{-1}$) и высоких температурах ($\sim 1000^\circ\text{C}$) пластическое течение осуществлялось вдоль S_2 высокотемпературным трансляционным скольжением (010)[100] и фиксируется максимумом Ng большей плотности. Такая сдвиговая деформация сопровождалась формированием минеральной уплощенности S_3 . При этом неоднородное трансляционное скольжение не успевало реализоваться в одном направлении и поэтому включалось второе направление, которое сопровождалось формированием нового максимума Ng [16, 21].

В рудовмещающих дунитах простирание жилкок хромшпинелидов контролируется плоскостью пластического течения (S_2). Очевидно, что на втором этапе деформации дунитов происходили дальнейшее перераспределение и сегрегация хромшпинелидов в жилковые образования, контролируемых пластическим течением северо-западного направления [12, 17].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили авторам сформулировать следующие выводы:

1. Калнинский массив является фрагментом нижней части Куртушибинского офиолитового пояса и сложен породами полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса. Внутренняя структура массива определяется полосчатостью северо-западного простирания. Среди дунитов Калнинского массива выявляются линейные зоны полосчатых хромититов, согласных с внутренней структурой массива.

2. По минералогическому составу дуниты и гарцбургиты Калнинского массива являются близки аналогичным породам хромитоносного Кемпирсайского массива. Отмеченные незначительные отличия, очевидно, обусловлены термодинамическими условиями их формирования.

3. Для гарцбургитов и дунитов обычно характерны среднее-, крупнозернистые структуры, не-

редко грубозернистые и порфиробластовые. Они в различной степени подвержены пластическим деформациям, что выражается в появлении неоднородного погасания минералов, полос пластического излома и порфирикластезе, обусловленном синтетектонической рекристаллизацией.

4. Проведенный петроструктурный анализ оливина и энстатита в дунитах и гарцбургитах позволил выявить предпочтительные узоры оптических ориентировок этих минералов, которые отражают термодинамические условия и последовательность пластических деформаций ультрамафитов на различных этапах их формирования.

На первом этапе пластическое течение ультрамафитов протекало в условиях осевых деформаций в режиме снижения температур (от 1200°C), низкой и умеренной скорости (менее 10^{-6} с^{-1}) и значительного всестороннего давления (более 10 кбар) в динамически активной зоне, вероятно, в зоне перехода верхней мантии и корневых частей земной коры. Пластические деформации в оливине и энстатите осуществлялись преимущественно трансляционным скольжением по системам (010)[100], {0k1}[100] и (100)[100], соответственно, при подчиненной роли синтетектонической рекристаллизации.

На втором этапе прогрессивного метаморфизма, очевидно, связанного с термическим воздействием на ультрамафиты, вероятно, обусловленным тектоническими процессами, пластическое течение в оливине осуществлялось однородным трансляционным скольжением, преимущественно по (010)[100] в условиях низкой скорости (менее 10^{-6} с^{-1}) при температуре ($\sim 1000^\circ\text{C}$). Трансляционное скольжение в таких условиях сопровождается диффузионной ползучестью, при этом роль последней возрастает в условиях снижения скорости деформации и увеличения температуры свыше 1000°C . При дальнейшем повышении температуры пластические деформации сменяются вторичной рекристаллизацией отжига, которая способствует росту свободных от дислокаций зерен оливина за счет поглощения неблагоприятно ориентированных к сжатию и насыщенных дислокациями деформированных индивидов посредством перемещения границ. В результате формируются дуниты с крупнозернистыми микроструктурами, плавными и прямолинейными границами зерен оливина, часто сходящимися под углом 120° . При этом оптическая ориентировка зерен оливина контролируется, главным образом, внешним сохраняющимся полем напряжения.

На третьем этапе пластическое течение ультрамафитов протекало в условиях интенсивных

сдвиговых деформаций при высоких температурах ($\sim 1000^\circ\text{C}$), при значительных скоростях ($\varepsilon > 10^{-4} \text{ с}^{-1}$) и всестороннем давлении (~ 5 кбар) в процессе перемещения ультрамафитов по зонам глубинных надвигов. Пластическое течение в оливине осуществлялось интенсивным трансляционным скольжением по (010)[100], которое реализовывалось в двух направлениях, преимущественно вдоль плоскости сдвига, а также синтетонической рекристаллизацией, роль которой постоянно возрастала.

5. Дуниты в Калнинском массиве представляют наибольший интерес в связи с их потенциальной рудоносностью. Они являются наиболее деплетированными образованиями дунит-гарцбургитового комплекса. С ними связано хромитовое оруденение, приуроченное к линейным зонам высокотемпературного пластического течения, контролируемого полосчатой внутренней структурой массива. В таких зонах происходило интенсивное рестирование мантийного субстрата, способствующее метаморфической сегрегации хромшпинелидов в рудные линейно-полосчатые тела.

Работа выполнена при частичной поддержке Министерства образования и науки РФ, Соглашения № 8661, № 5.3143.2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 398 с.
2. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. 200 с.
3. Добржиницкая Л.Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектоногенеза. М: Наука, 1989. 288 с.
4. Еханин А.Г., Власов А.В., Заболоцкий А.Д. и др. Новые данные о хромитоносности гипербазитового Калнинского массива (Красноярский край) / Геология и полезные ископаемые Красноярского края // Красноярск: КНИИГиМС, 2008. С. 173–180.
5. Еханин Д.А. Геологическое строение и перспективы рудоносности Калнинского ультрабазитового массива // Разведка и охрана недр. 2010. № 9. С. 24–28.
6. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
7. Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Истомин В.Е. Геохимические свойства и типоморфизм оливинов из гетерогенных ультрамафитовых пород // Геохимия. 2005. № 4. С. 395–414.
8. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 207 с.
9. Никола А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с.
10. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов (ред.). Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.
11. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.
12. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.К., Бажин Е.А. Геология, петрохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
13. Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
14. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 213 с.
15. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 214 с.
16. Чернышов А.И. Петроструктурная эволюция оливинов в ультрамафитах Парамского и Шаманского массивов (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1121–1132.
17. Чернышов А.И. Рудоконтролирующие деформационные структуры в ультрамафитах офиолитовых комплексов / Геология и полезные ископаемые Красноярского края // Красноярск: КНИИГиМС, 2008. С. 206–210.
18. Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника. 2010. № 4. С. 65–86.
19. Щербаков С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1981. № 4. С. 44–56.
20. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М: Наука, 1990. 120 с.
21. Kunze F.R., Ave Lallemant N.G. Non-coaxial experimental deformation of olivine // Tectonophysics. 1981. Vol. 74. P. 1–13.
22. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci. 1973. № 10. P. 853–876.
23. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rock. New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.
24. Preferred orientation in deformed metals and rock: an introduction to modern texture analysis / H.-R. Wenk (ed.). Orlando: Academic Press Inc, 1985. 610 p.

Рецензенты: К.Е. Дегтярев,
Г.Н. Савельева, В.В. Ярмолюк

Petrostructural Evolution of Ultramafic Rocks of the Kalninsky Chromite-Bearing Massif, Western Sayan

A. I. Chernyshov and A. N. Yurichev

Tomsk State University, pr. Lenina 36, Tomsk, 634050 Russia

e-mail: aich@ggf.tsu.ru

Received July 16, 2012

Abstract—The Kalininsky ultramafic massif is a fragment of the lower part of the Kurtushiba ophiolitic belt in the extreme northeastern part of the Western Sayan. The massif is composed largely of rocks making up the dunite–garzburgite banded complex. The northeastern part of the massif is composed mainly of dunite with linear NW-trending chromite-bearing zones, the localization of which is controlled by banding of the dunite–harzburgite complex. Harzburgite and dunite are characterized by inhomogeneous structures and textures caused by nonuniform ductile deformation, which is expressed as heterogeneous extinction, kink bands, and syntectonic and annealing recrystallization. The petrostructural patterns of olivine in harzburgite and dunite provide evidence for three stages of ductile deformation. At the first stage under deep mantle–crustal conditions, the ductile flow of ultramafic rocks developed mainly in a regime of axial compression, high temperature ($>1000^{\circ}\text{C}$), and low velocity ($\epsilon < 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), which was achieved in translational gliding along the (010)[100] and (100)[001] systems in olivine and enstatite, respectively, in combination with a subordinate role of syntectonic recrystallization. As a result, the rocks acquired a medium-grained (mesogranular) microstructure. At the second stage, related to the thermal effect on ultramafics, the ductile flow developed with a low velocity ($\epsilon < 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) and a rising temperature ($>1000^{\circ}\text{C}$). The translational gliding in olivine proceeded largely along (010)[100] and was accompanied by diffusion creep. As the temperature rose, ductile deformation gave way to secondary recrystallization of annealing, which facilitated the growth of olivine grains free of dislocations owing to absorption of individuals oriented adversely relative to the compression axis and deformed grains saturated with dislocations. As a result, dunite and harzburgite with a coarse-grained porphyroblastic microstructure have been formed. The third stage of ductile flow was apparently related to their transport along deep-seated thrust faults under conditions of intense shear deformations at a high temperature ($\sim 1000^{\circ}\text{C}$) and velocity ($\epsilon > 10^{-4} \text{ s}^{-1}$). The ductile flow in olivine was achieved in heterogeneous translational gliding along (010)[100] and accompanied by intense syntectonic recrystallization with the formation of a porphyroblastic microstructure. Chromite mineralization in dunite is controlled by internal banding. Intense ductile flow facilitated the metamorphic separation of linear–banded Cr-spinel segregations. Thus, the results of a petrostructural study shows that ultramafic rocks of the Kalninsky massif, ascending to the upper lithosphere, underwent both axial and shear ductile deformations in the mantle and lower crust, and these deformations controlled chromite mineralization.