

Министерство образования Российской Федерации
Томский государственный университет

Томская горнодобывающая компания

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 2

*Материалы научной конференции,
посвященной 80-летию со дня рождения
профессора Михаила Петровича Кортусова*

Томск, 28-30 ноября 2001 года

Томск 2001

Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск, 1997. 160 с.

Abalos B. Omphacite fabric variation in the Cabo Ortegal eclogite (NW Spain): relationships with strain symmetry during high-pressure deformation // Jour. Struct. Geol. 1996. Vol. 19. № 5. P. 621-637.

Buatier M., Van Roermund H.L.M., Drury M.R.,

Lardeaux J.M. Deformation and recrystallization mechanisms in naturally deformed omphacites from the Sezia-Lanzo zone; geophysical consequences // Tectonophysics, 1991. Vol. 195. P. 11-27.

Flinn D On folding during three-dimensional progressive deformation // Quart. Jour. of the Geol. Soc. of London, 1962. Vol. 118. № 3. P. 385-428.

Петроструктурная эволюция и динамометаморфизм пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Уктусского массива (Средний Урал)

А.И. ЧЕРНЫШОВ¹, В.Р. ШМЕЛЕВ², Е.А. ГЛАДКОВ¹

¹Тамский госуниверситет, г. Тамск

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Уктусский массив в сравнении с другими габбро-гипербазитовыми массивами Урала лишь сравнительно недавно стал объектом детального геохимического и петро-минералогического изучения (Иванов, 1997; Пушкарев, 2000 и др.). В то же время, специальных структурных исследований на массиве не проводилось, за исключением более ранних тематических и геолого-съёмочных работ Р.Н. Кирьянова, Р.Д. Калугиной (Безман, 1961). Нами изучена внутренняя деформационная структура массива и проведен анализ петроструктурных узоров оливина и клинопироксена в дунитах, пироксенитах и габброидах с целью проследить их эволюцию при формировании массива.

Уктусский массив имеет концентрически-зональное строение. В его составе выделяются три крупных блока, центральные части, которых сложены дунитами, а внешние – габброидами, между которыми в виде реакционной каймы присутствуют верлиты и клинопироксениты (Иванов, 1997). По набору пород, строению и тектонической позиции массив, возможно, является тектонически перемещенным фрагментом Платиноносного пояса Урала (Шмелев, Чернышов, 1997). Последний сопоставим в этом плане с аляскинским поясом Клакван Дьюк, в котором массивы также размещаются в пределах различных формационно-возрастных зон (Mertie, 1976).

В породах массива часто отмечается полосчатость и директивность, подчеркнутая плоскостными и линейными структурными элементами пластического течения. Использование геометрического анализа (Чернышов, 1996; Nicolas, Poirier, 1976) позволило уточнить пространственную ориентировку минеральной уплощенности (foliation-S) и линейности (L) в ориентированных образцах, включая те, где ориентировка не выражена визуально. При этом было

установлено, что трещины кливажа и системы тектонических нарушений нередко унаследуют элементы пластического течения.

В результате пространственного геометрического анализа минеральной уплощенности и линейности в породах массива, нами было показано (Шмелев, Чернышов, 1997), что формирование внутренней деформационной структуры массива, происходило в три последовательных этапа пластического течения.

Первый протометаморфический этап отражает плоскостные структуры широтного простираения с крутым падением (S_1) и субгоризонтальной линейностью (L_1). Эти структуры являются рудоконтролирующими для локализованных среди дунитов мелких тел хромитов, полосчатость в которых ориентирована согласно их залеганию.

Второй этап деформации обуславливает возникновение плоскостных структур северо-восточного простираения (S_2) и минеральной линейности субвертикального погружения. Эти структуры часто наследуются многочисленными тектоническими нарушениями, наиболее крупные из которых расчленяют массив на блоки. Данный этап происходил в обстановке левосторонних сдвиговых дислокаций в зоне меридионального глубинного надвига, контролирующего локализацию массива.

Третий этап, очевидно, является синконсолидационным и, осуществлялся в условиях сочетания правостороннего сдвига и осевых деформаций. В результате сформировались субмеридиональные плоскостные линейные структуры S_3 , конформные к региональным структурам обрамления, которые преобладают в породах западного эндоконтакта массива. При этом минеральная линейность L_3 в породах концентрируется в поясе меридионального простираения.

Выявленная анизотропия массива (на макроуровне) находит отражение в разнообразных микроструктурных типах пород. По морфологическим свойствам оливина и клинопироксена в дунитах, клинопироксенитах, верлитах и габброндах выделяются три основных последовательно образовавшиеся типа микроструктур: *протогранулярный*, *порфирокластовый* и *мозаичный*, отражающих различную степень деформирования пород (Чернышов и др., 1999).

Протогранулярный тип микроструктуры устанавливается в крупнозернистых, наименее деформированных породах. В них оливин и клинопироксен имеют максимальные размеры зерен (4–10 мм, иногда до 25 мм), форма которых субизометричная либо слабо удлиненная с округлыми плавными границами, часто сходящимися под углом 120° , что является показателем равновесности этой структуры и ее формирования в твердом состоянии (Вернон, 1980). Оливин и клинопироксен обычно имеют однородное погасание и отличаются незначительной степенью пластических деформаций, которые проявляются в слабеволнистом погасании и развитии единичных полос излома. Минеральная уплощенность (S_1) и линейность (L_1) определяются субпараллельной ориентировкой удлиненных индивидов оливина, клинопироксена и хромшпинелида.

Порфирокластовый тип микроструктуры оливина пользуется наибольшим распространением в породах Уктусского массива. Его формирование связано с интенсивной деформацией и синтектонической рекристаллизацией зерен протогранулярного оливина и клинопироксена, в результате чего крупные пластически деформированные порфирокласты оказываются среди более мелкозернистого агрегата. Порфирокласты оливина и клинопироксена характеризуются неровными, зубчатыми границами и имеют как субизометричную, так и линзовидную форму с хорошо выраженной предпочтительной ориентировкой (S_2 , L_2) и, часто имеют высокую степень ориентации. В гетерогранобластовом агрегате мелкие зерна (менее 1 мм) имеют неправильную, субизометричную, либо слабо удлиненную форму. Они нередко ориентированы согласно уплощенности порфирокласта оливина (S_2). Зерна оливина и клинопироксена в мозаичном агрегате также постоянно обнаруживают признаки пластической деформации в виде неоднородного волнистого погасания и полос излома, что свидетельствует об их формировании в условиях пластической деформации, осуществляемой механизмами как синтектонической рекристаллизации, так и внутрикристаллическим трансляционным скольжением. Деформационная структура пород с порфирокластовой микроструктурой часто подчеркивается системой трещин кливажа, с которой связан микробудинаж зерен оливина и клинопироксена.

Мозаичный тип микроструктуры является результатом дальнейшего прогрессивного разрушения протогранулярной и порфирокластовой микрострук-

тур в результате синтектонической рекристаллизации. Этот тип микроструктуры характеризуется присутствием мелкозернистого мозаичного, либо гетерогранобластового агрегата субизометричных зерен оливина (размером менее 1 мм) с выраженной предпочтительной ориентировкой удлиненных индивидов, которая нередко, подчеркивается цепочками вытянутых зерен хромшпинелидов (S_2 , L_2). В оливине часто обнаруживается неоднородное погасание и полосы пластического излома.

Выявленные деформационные типы микроструктур оливина и клинопироксена обнаруживают достаточно определенную пространственную локализацию: в северном блоке массива преобладают породы с протогранулярной микроструктурой, в центральном - с порфирокластовой, а в южном - с мозаичной.

Анализ петроструктурных узоров оливина и клинопироксена в породах с различной микроструктурой дает возможность выявить термодинамические условия их формирования.

Дуниты

Протогранулярный тип. Петроструктурное изучение проводилось в образце крупнозернистого дунита из северной части массива. Оливин имеет сложный петроструктурный узор кристаллооптических осей (рис. 1, обр. Ук-33/3). Все три оси Ng, Nm и Np образуют субвертикальные максимумы, пространственно совмещенные с минеральной линейностью L_1 , а также локализируются в горизонтальные пояса, нормально линейности. В поясах отчетливо проявляются совмещенные локальные максимумы осей Ng, Nm и Np, которые располагаются перпендикулярно к уплощенности S. В плоскости минеральной уплощенности S нормально к L_1 наблюдаются совмещенные локальные горизонтальные максимумы осей Ng и Nm. Близкие типы петроструктурных узоров были установлены для протогранулярного оливина в ультрамафитовых массивах Западной Тувы (Гончаренко и др., 1994).

Такой сложный узор оптической ориентировки протогранулярного оливина, вероятно, предусматривает многоэтапность его образования. Формирование петроструктурного узора протогранулярного оливина на раннем этапе, очевидно, обусловлено глубокой высокотемпературной статической рекристаллизацией отжига, которая протекала под структурным контролем внешнего поля напряжения и способствовала разрастанию свободных от напряжений зерен оливина, осуществлявшегося посредством миграции их границ (Вернон, 1980). В результате рекристаллизации отжига сформировалась крупнозернистая протогранулярная микроструктура ненапряженных оливиновых индивидов с плавными, заливообразными границами, сходящимися в тройных точках под углом 120° .

На последующем этапе перемещения в верхние горизонты земной коры происходило усложнение петроструктуры протогранулярных дунитов. Пласти-

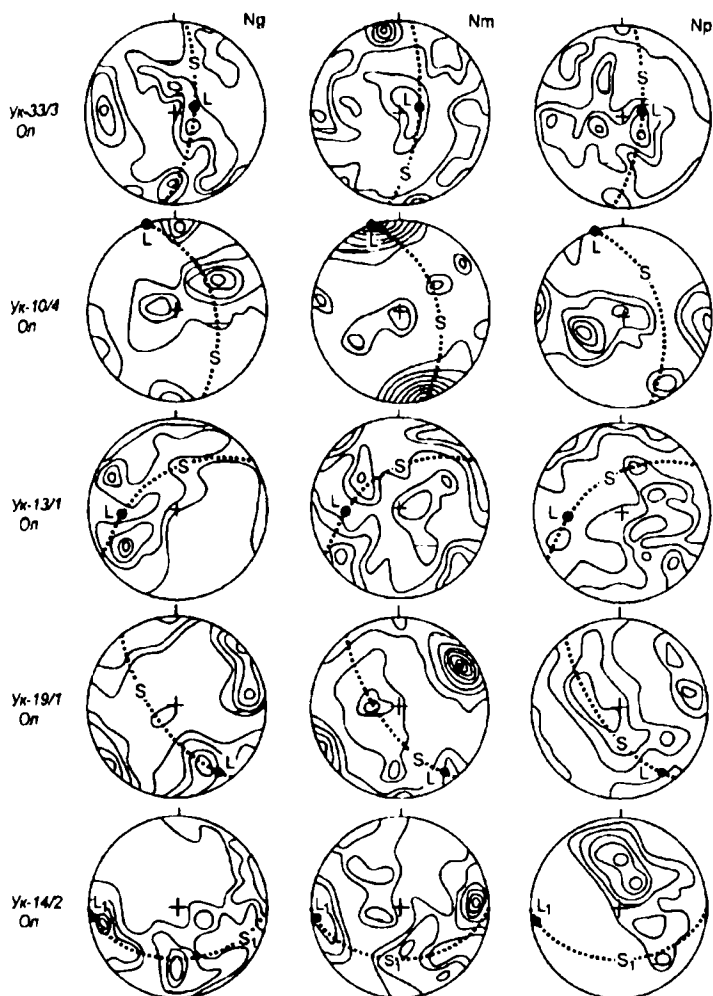


Рис. 1. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина (Ол) в пластически деформированных дунитах и хромитовых рудах

Деформационные типы микроструктур оливина в дунитах: протогранулярный – обр. Ук-33/3; порфирикластовый – Ук-10/4, Ук-13/1; мозаичный – Ук-19/1; в хромитовых рудах: мозаичный – Ук-14/2. Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы минералов. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12-14% на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии на диаграммах – плотности минеральной уплотненности (S) с линейностью (L).

ческие деформации осуществлялись механизмом внутрикристаллического скольжения в результате смены систем трансляции от низкотемпературных к высокотемпературным $(001)[010] \rightarrow (110)[001] \rightarrow \{0k\}\{100\} \rightarrow (010)[100]$, которые реализовались, очевидно, в условиях соосных осевых деформаций, значительного интервала температур ($T \sim 400-1200^\circ\text{C}$), медленной скорости ($\dot{\epsilon} < 10^{-8} \text{ c}^{-1}$), низкого стресса (10-20 МПа) (Грин, 1979; Nicolas et. al., 1973). При этом наличие совмещенных максимумов осей Np, Nm и Ng обусловлено тем, что когда каждая последующая активизация более высокотемпературной системы трансляционного скольжения не смогла уничтожить ранее образованные петрострук-

турные узоры оливина при сохраняющемся в целом направлении пластического течения, фиксируемого субвертикальной минеральной линейностью.

На заключительном этапе консолидации ультрамафитов в земной коре направление пластического течения в экзоконтактовых частях массива, вероятно, сменилось субгоризонтальным вдоль меридиональной структуры пород обрамления. Пластическое течение осуществлялось трансляционным скольжением по системам: $(100)[001]$ и $(110)[001]$ в условиях низких и умеренных температур ($\sim 500-700^\circ\text{C}$), о чем свидетельствует появление горизонтального максимума Nm с высокой плотностью, ориентированного в меридиональном направлении.

Порфирикластовый тип.

Оптические ориентировки оливина в порфирикластовом типе отличаются более строгими петроструктурными узорами двух типов (рис. 1, обр. Ук-10/4; 13/1), характер которых определяются комбинацией осевых и сдвиговых деформаций, с активизацией механизмов трансляционного скольжения и синтетонической рекристаллизации.

Первый тип устанавливается в западном эндоконтакте массива. Он характеризуется наличием сильного горизонтального максимума осей Nm (14%) пространственно совмещенного с линейностью, вблизи которого располагается максимум осей Ng (4%) (рис. 1, обр. Ук-10/4). Оси Ng, Nm и Np также концентрируются нормально к L в совмещенный пояс с

локальными максимумами, при этом ^ S фиксируется сильный максимум осей Np. Формирование петроструктурного узора порфирикластового оливина этого типа, очевидно, осуществлялось в режиме прогрессивной деформации с возрастанием скорости пластического течения. Очевидно, что деформации осуществлялись, главным образом, механизмами трансляционного скольжения по системе $(110)[001]$ и синтетонической рекристаллизацией с вращением субзерен при температурах $J 700^\circ\text{C}$, высоком стрессе $> 100 \text{ МПа}$ и высокой скорости ($\dot{\epsilon} > 10^{-6} \text{ c}^{-1}$) (Грин, 1979; Nicolas et. al., 1973). С возрастанием внешнего напряжения и увеличения температуры дуниты претерпели правосторонние горизонтальные сдвиги.

вые деформации вдоль западного эндоконтакта механизмом трансляционного скольжения по более высокотемпературной системе $\{0kl\}[100]$, с образованием максимума осей Ng, расположенного под острым углом к линейности (по часовой стрелке).

Второй тип петроструктурного узора оливина выявлен в дунитах из южного эндоконтакта массива. Его отличительной чертой является наличие двух локальных максимумов Ng, расположенных симметрично к L и составляющих с ней острый угол $30-45^\circ$ (рис. 1, обр. Ук-13/1), вблизи которых пространственно располагаются локальные максимумы осей Nm. Максимумы осей Ng растягиваются в пояс в плоскости минеральной уплотненности. Субнормально к плоскости уплотненности располагается локальные максимумы Nm и Np. Анализ этого петроструктурного узора предполагает следующую модель его формирования (Чернышов, 2001). С возрастанием температуры и увеличения степени деформации, последовательно с нормалью к минеральной уплотненности совмещаются максимумы Nm и Np, образование которых контролируется системами скольжения $(001)[100]$ и $(010)[100]$, соответственно. В условиях быстрого возрастания скорости деформации и температуры пластическое течение не успевает реализоваться трансляционным скольжением в одном направлении, поэтому активизируется второе, субнормальное первому. При этом одно из направлений является доминирующим и ориентируется, преимущественно, согласно с направлением сдвига северо-восточного простирания, согласно контактовой плоскости массива. Второе направление трансляции располагается под углом, примерно, 75° к плоскости сдвига и наклонено в сторону сдвига и по знаку смещения является противоположным ему. Последовательное увеличение степени деформации с возрастанием угла сдвига до $40-45^\circ$ способствует формированию двух множеств зерен оливина, в которых активные плоскости трансляционного скольжения и многочисленные полосы излома ориентируются симметрично к направлению их удлинения. При этом наиболее благоприятно ориентированными оказываются зерна, в которых плоскости трансляции совпадают с плоскостью сдвига (первое множество), а в неблагоприятном отношении оказываются зерна, в которых плоскости трансляции располагаются субнормально к плоскости сдвига (второе множество). Формирование такого петроструктурного узора оливина, очевидно, осуществлялось при высоких скоростях деформации ($> 10^{-4} \text{ с}^{-1}$), которые способствовали быстрому возрастанию температуры (до 1000° C) в результате внутреннего трения при левостороннем сдвиге северо-восточного простирания.

Мозаичный тип. Дуниты с мозаичной микроструктурой оливина изучались в юго-восточном эндоконтакте массива. В них установлен строгий предпочтительный узор оптической ориентировки оливина (рис. 1, обр. Ук-19/1). Оси Ng локализованы в два горизонтальных максимума, один из которых совме-

щается с L, а другой – $\perp S$. Оси Nm и Np образуют близкие узоры. Часть этих осей образуют максимумы нормальные к S, при этом наиболее высокую плотность имеет максимум Nm (14%). Оба этих максимума растягиваются в горизонтальный пояс с локальными субмаксимумами. Другие оси Nm и Np концентрируются в субвертикальных максимумах, имеющие тенденцию к растягиванию в S.

Такой узор оптической ориентировки образовался, предположительно, в условиях осевого сжатия во время синконсолидационного этапа становления массива. Пластическое течение в дунитах осуществлялось в горизонтальном направлении вдоль юго-восточного контакта массива, и реализовалось, очевидно, механизмами синтектонической рекристаллизации и трансляционного скольжения в оливине. Рекристаллизация протекала путем вращения субзерен с образованием гетерогранобластового мелкозернистого агрегата в условиях умеренных температур ($T \sim 700^\circ \text{ C}$), высоких напряжений ($> 100 \text{ МПа}$) и высокой скорости ($\epsilon > 10^{-6} \text{ с}^{-1}$). Сопутствующее интенсивное трансляционное скольжение осуществлялось по $(100)[001]$ и $(001)[100]$, с преобладанием последней системы.

Мозаичный тип микроструктуры оливина установлен также во вкрапленных полосчатых хромитовых рудах из южного эндоконтакта массива. Оливин обнаруживает строгий петроструктурный узор (рис. 1, обр. 14/2). Оси Ng образуют два максимума концентрации имеющие тенденцию к растягиванию в пояс в плоскости минеральной уплотненности S_1 , пространственно совпадающей с полосчатостью и залеганием хромитового тела. Максимум Ng, с наибольшей плотностью, пространственно совмещается с минеральной линейностью L_1 . Оси Nm образуют узоры близкие ориентировке осей Ng, отличающиеся тенденцией к растягиванию в вертикальный пояс $\perp L_1$. Оси Np также концентрируются в вертикальный пояс $\perp L_1$, с максимумом, перпендикулярным к S_1 .

Формирование такого петроструктурного узора оливина, очевидно, осуществлялось на раннем протометаморфическом этапе. Максимумы осей Ng и Nm, пространственно совмещенные с L_1 , очевидно, фиксируют направление пластического течения в плоскости S_1 . Пластическое течение в дунитах, вероятно, происходило в условиях возрастания температуры и реализовалось сменой систем трансляционного скольжения в оливине от низкотемпературных $(110)[001]$ к высокотемпературным $\{0kl\}[100]$ и $(010)[100]$. Наличие сильного максимума осей Np $\perp S_1$ и тенденция осей Ng и Nm растягиваться в пояс свидетельствуют также об интенсивной синтектонической рекристаллизации оливина. Деформации осуществлялись предположительно в условиях осевого сжатия при $T > 1000^\circ \text{ C}$ и низкой скорости ($\epsilon < 10^{-10} \text{ с}^{-1}$). На этом этапе, очевидно, в результате высокотемпературной метаморфической дифференциации ультрамафитового вещества происходила сегрегация хромшпинелидов в рудные пластовые тела.

Пироксениты

Протогранулярный тип изучался в крупнозернистых пироксенитах (разм. 6-10 мм) вблизи северного окончания массива. Клинопироксен имеет предпочтительную ориентировку, симметричную по отношению к минеральной уплощенности и линейности (рис. 2, Ук-1/1). Все оси, как кристаллооптические Ng, Nm и Np, так и кристаллографические [100], образуют субгоризонтальные пояса, нормальные к L, в которых отмечаются локальные максимумы Nm, Np и [100], расположенные $\perp$ S. Кроме того оси Ng и Nm, формируют максимумы, совмещенные с L, а локальные максимумы осей [001] располагаются по дуге малого круга (радиус 45°), центром которого является L.

Данный петроструктурный узор не имеет однозначной интерпретации. Его образование, вероятно, произошло в результате наложенных соосных деформаций. Наиболее ранний узор, очевидно, отражает преимущественно ориентировку по форме и характеризуется наличием локального максимума Nm, расположенного нормально к минеральной уплощенности

сти S и максимума Ng $\parallel$ L. Аналогичный тип ориентировки клинопироксена установлен экспериментально (Carter, 1976) в условиях, когда максимум Nm совмещен с s_1 , а две другие оси концентрируются в плоскости $s_1 - s_2$. Предположительно, что с возрастанием температур и внешнего напряжения ориентировка клинопироксена определяется внутренним строением, с формированием максимума Np $\parallel$ $s_2 \perp$ S и максимума Nm $\parallel$ s_1 , согласно линейности вращения и сопровождалась рекристаллизацией отжига, с образованием крупных недеформированных зерен с большеугловыми и плавными границами (Вернон, 1980). Наличие максимума [100] $\perp$ S свидетельствует также о высокотемпературных деформациях клинопироксена трансляционным скольжением по (100)[001].

Порфиροкластовый тип. Пироксениты с порфиροкластовой микроструктурой изучались в южной части массива. Выявленные петроструктурные узоры для порфиροкластовых и мелких зерен клинопироксена являются близкими (рис. 2, обр. Ук-8/1). Они характеризуются наличием совмещенных с ли-

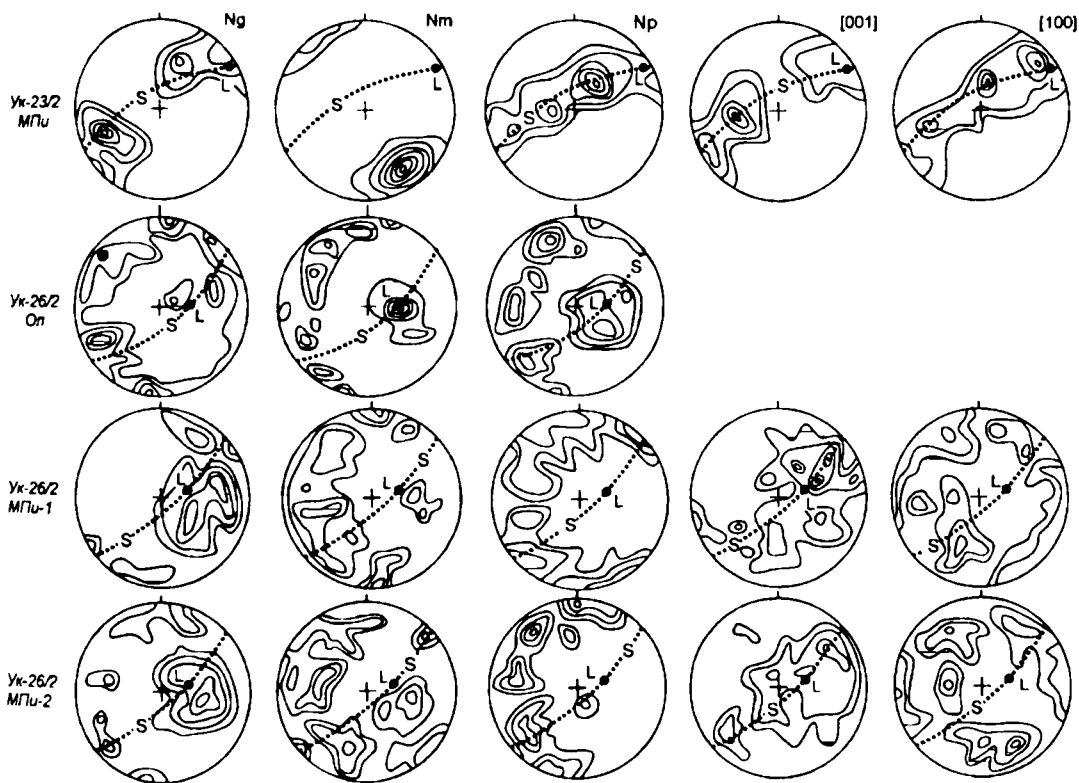


Рис. 2. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина (Ол) и клинопироксена (МПи) в породах верлит-клинопироксенитовой ассоциации и габброидах.

Деформационные типы микроструктур клинопироксена в клинопироксенитах: протогранулярный – обр. Ук-1/1; порфирокластовый – Ук-8/1; мозаичный – Ук-35/1; в габброидах: магматогенный – Ук-23/2; порфирокластовый – Ук-26/2. МПи-1 – порфирокласты, МПи-2 – мозаичный агрегат. Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы и кристаллографических осей минералов. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12% на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии на диаграммах – плоскости минеральной уплощенности (S) с линейностью (L).

нейностью максимумов осей Ng, Nm, [001], а нормально минеральной уплотненности располагаются максимумы осей Nm, Np, [100]. Отличием ориентировки рекристаллизованного клинопироксена является появление локальных максимумов осей [001] L S и [100] || L, а также более выраженного локального максимума осей [001] || L.

По характеру узора оптические ориентировки порфинокластовых зерен клинопироксена близки таковым для протогранулярного клинопироксена, что свидетельствует об единых условиях их образования. Порфинокластез, очевидно, осуществлялся синтетектонической рекристаллизацией, сопровождаемой интенсивным трансляционным скольжением в клинопироксене по двум системам (001)[100] и (100)[001], о чем свидетельствует появление максимумов осей [001] и [001], совмещенных с L. Пластические деформации клинопироксенов такими механизмами протекают в условиях возрастания напряжений при $T=750-1050^\circ\text{C}$ и умеренной скорости $\dot{\epsilon}=10^{-6}\text{с}^{-1}$ (Raleigh, Talbot, 1967). При этом план внешних напряжений, вероятно, остается постоянным на всем протяжении формирования клинопироксенитов.

Мозаичный тип. Пироксениты из северной окрестности массива отличаются очень строгим предпочтительным петроструктурным узором зерен клинопироксена. Оси Ng, Np, [001] и [100] образуют горизонтальные пояса в плоскости минеральной уплотненности, в которых устанавливаются локальные максимумы, совмещенные минеральной линейностью. Нормально к минеральной уплотненности располагаются изометричный максимум Nm с высокой плотностью (10%) и локальный максимум осей [100]. Подобная ориентировка клинопироксена получена экспериментально, когда $Nm \parallel s_2$ (Carter, 1976) и, вероятно, обусловлена синтетектонической рекристаллизацией и, частично, трансляционным скольжением по (001)[100].

Габброиды

Протомагматический тип отмечается в полосчатых сосюритизированных габброидах из центральной части массива, примерно, в 1 км от восточного контакта. Породы имеют порфировидную структуру, в которых вкрапленники сложены клинопироксеном (разм. 1-2 мм), удлинённые индивиды которого ориентируются согласно полосчатости.

Клинопироксен обнаруживает строгий предпочтительный узор (рис. 2, обр. Ук-23/2, МПи). Кристаллооптические и кристаллографические оси Ng, Np, Nm || [010], [100] и [001] концентрируются в совмещенные отчетливые пояса с локальными максимумами в плоскости минеральной уплотненности. При этом максимум осей [100] совмещен с минеральной линейностью, а два локальных максимума осей Ng располагаются симметрично по отношению к максимуму осей [001] под углами 35-45°. Оси Nm образуют изометричный максимум с высокой плотностью 12%, который является нормалью к минеральной

ной уплотненности. Подобные петроструктурные узоры клинопироксена по форме зерен и внутреннему строению были установлены в расслоенных габброидах Гренландии и Шотландии (Brothers, 1964; Fortrey, 1980) и, очевидно, отражают течение магматического расплава в процессе его кристаллизации.

Порфинокластовый тип габброидов изучался в центральной части массива. Порфинокластовые вкрапленники представлены крупными зернами клинопироксена (1-2 мм), а основная масса сложена мелкозернистым агрегатом из плагиоклаза, оливина и клинопироксена. Порода претерпела синтетектоническую рекристаллизацию и имеет хорошо выраженную минеральную уплотненность (гнейсовидность) и субвертикальную линейность, ориентировка которых указывает на деформацию левосторонним сдвигом в зоне глубинного меридионального надвига. При этом L, вероятно, отражает направление внешнего вращения, соответствующего s_2 .

Оливин в габброидах имеет строгий предпочтительный петроструктурный узор (рис. 2, обр. Ук-26/2, Ол). Часть осей Ng, Nm и Np обособляются в совмещенные субгоризонтальные пояса, нормальные к L. При этом перпендикулярно к S в поясах устанавливаются совмещенные локальные максимумы всех трех осей. Другая часть осей Ng, Nm и Np концентрируются в локальные субизометричные максимумы, совмещенные с L с плотностью, соответственно, 2%, 8% и 6%. Полученные петроструктурные узоры клинопироксена для порфинокластовых индивидов (МПи-1) и мелкозернистого агрегата (МПи-2) являются идентичными и близкими петроструктуре оливина (рис. 2, обр. 26/2). С минеральной линейностью совмещены максимумы осей Ng и [001]. Другие оси Nm, Np и [100] обособляются в совмещенные пояса нормально линейности. В поясах отмечаются локальные максимумы $\wedge S$. Подобные типы петроструктурных узоров оливина и клинопироксена пользуются широким распространением в породах кумулятивного комплекса офиолитовой ассоциации Западной Тувы, претерпевших пластические деформации сдвигом (Гончаренко и др., 1994).

Формирование идентичных узоров оптической ориентировки оливина и клинопироксена в габброидах, очевидно, осуществлялось в условиях сдвига и тесно связано с образованием новой минеральной уплотненности северо-восточного простирания, контролируемой системой скалывания. При этом новообразованная субвертикальная линейность, очевидно, является линейностью вращения и одновременно осью внешнего вращения || s_2 (Вернон, 1980; Аронский и др., 1991), которая представляется основным структурным элементом контролирующим создание петроструктурных узоров оливина и клинопироксена. Их петроструктура реализовалась, главным образом, синтетектонической рекристаллизацией с образованием максимумов $Np \wedge S$ как для оливина, так и клинопироксена. Рекристаллизация сопровождалась интенсивным трансляционным скольжением

в оливине по (001)[100], (100)[001] и (100)[010], с преобладанием средней системы, и в клинопироксене по (100)[001]. Условия реализации пластической деформации, в большей мере, соответствуют относительно низким температурам (700°C) при значительных напряжениях (100-120 МПа) в динамически активных зонах верхних частей земной коры.

Выводы

Проведенные нами петроструктурные исследования позволяют утверждать, что, несомненно, первично-магматическую природу имеют только габброиды. Полученные данные свидетельствуют об однонаправленных динамометаморфических преобразованиях всех типов пород массива, которые они претерпели на различных гипсометрических уровнях формирования, перемещения и консолидации. При этом дуниты, вероятно, являются наиболее глубинными. Они претерпели высокотемпературные пластические деформации и рекристаллизацию отжига с образованием крупнозернистой протогранулярной микроструктуры оливина, которые способствовали, в благоприятных случаях, сегрегации хромшпинелидов в рудные тела. Крупнозернистые, протогранулярные верлиты и клинопироксениты также образовались в процессе высокотемпературных деформаций и рекристаллизации отжига. На уровнях перемещения и консолидации с увеличением внешнего напряжения породы массива вовлекались в пластическое течение в условиях сочетания сдвиговых и осевых деформаций, которые сопровождались интенсивными деформациями, осуществляемыми механизмами синтетектонической рекристаллизации и трансляционным скольжением. В результате левостороннего сдвига в зоне глубинного меридионального надвига сформировались дисконформные плоскостные структурные элементы северо-восточного простирания, сопровождаемые порфиорокластом пород. На заключительном этапе консолидации в массиве сформировались конформные структурные элементы, способствующие дальнейшему порфиорокластезу и образованию, в конечном итоге, мозаичных микроструктур. Установленная последовательность микроструктурных особенностей пород отражается также в эволюции петроструктурных узоров оливина и клинопироксена, сформировавшихся в различных термодинамических обстановках.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 01-05-65219).

Литература

Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.В. Тектонофизическая интерпретация микроструктурных диаграмм кварца // ДАН УССР, 1991. № 4. С. 23-41.
Безман Д.Б. Уктуский габбро-пироксенит-дунитовый массив // Путеводитель свердловской экскурсии. Первое уральское петрографическое совещание. Свердловск: УФАН СССР, 1961. С.108-110.

Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980. 226 с.

Гончаренко А.И., Чернышов А.И., Возная А.А. Офиолиты Западной Тувы (строение, состав, петроструктурная эволюция). Томск, 1994. 125 с.

Грин Х.У. Пластичность оливина в перидотитах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 427-447.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232с.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург, 1997. 488 с.

Никола А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с.

Пушкарев Е.В. петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург, 2000. 298 с.

Чернышов А.И. Идентификация плоскостных и линейных структурных элементов в динамометаморфизованных ультрамафитах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, 1996. С. 99-101.

Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность): Учебное пособие. Томск: Чародей, 2001. 214 с.

Чернышов А.И., Шмелев В.Р., Гладков Е.А. Петроструктурная эволюция дунитов Уктусского массива (Средний Урал) // Структурный анализ в геологических исследованиях. Материалы Международного науч. семинара. Томск, ЦНТИ, 1999. С. 163-165.

Шмелев В.Р., Чернышов А.И. Тектоническая позиция и структура Уктусского дунит-пироксенит-габбрового массива (Средний Урал) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Материалы науч. конф. Екатеринбург, 1997. Ч. 2. С. 142-143.

Brothers R.N. Petrographic analyses of Rhum and Skaergaard layered rocks // Jour. Petrol., 1964. V. 5. № 2. P. 255-274.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Physics. 1976, V. 14. № 3. P. 301-360.

Fortrey N.J. Petrofabrics of laminated gabbros from the centers ingenious complex, Ardnamu rock au Scotland // Mineral. Mag., 1980. V. 43. P. 989-994.

Irvine T.N. Petrology of the Duke Island ultramafic complex Southeastern Alaska. The Geological Society of America. Memoir 138, Ontario, 1874. 176 p.

Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci., 1973. ? 10. P. 853-876.

Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks // New York: Wiley-Interscience, 1976. 444 p.

Raleigh C.B., Talbot J.L. Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside. // Amer. J. Sci., 1967. V. 265. P. 151-165.