

**ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ
НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА**

В.Р. Шмелев, С.С. Десятова

В предыдущей публикации [Шмелев, Десятова, 2002] мы обращались к проблеме формирования структуры зональных комплексов урало-аляскинского типа на примере дунитов Нижнетагильского платиноносного массива, который является реперным, классическим

объектом Платиноносного пояса. Их изучение позволило установить, что в тектонической истории комплекса выделяется не менее двух этапов деформаций. На раннем, постмагматическом, происходило формирование минеральной уплощенности и линейности в обстановке субвертикального пластического течения, при дипироидном подъеме пластичной массы дунита, что фиксируется четкой ориентировкой оси [100] оливина. В дальнейшем эволюция структуры, по-видимому, связана с этапом коллизии и сменой ориентировки поля напряжений. Этот процесс реализовался в обстановке сдвигового течения и проявился в краевой части массива появлением субгоризонтальной линейности и максимума оси [100], близких простиранию контакта. Высокотемпературная пластическая деформация и рекристаллизация сопровождаются направленным изменением типов микроструктур пород: от протогранулярной (с признаками рекристаллизации отжига), через порфирокластическую к мозаичной, с соответственным усложнением ориентировок оливина. К настоящему времени эти материалы дополнились петроструктурными данными по породам клинопироксенитовой каймы, которым и посвящена данная статья.

Клинопироксен, являющийся главным, а иногда и единственным, минералом пироксенитов не пользуется большой популярностью среди специалистов, изучающих структуры. Основная причина этого – трудности технического характера при измерениях (вследствие несовпадения кристаллографических и оптических направлений) и неоднозначность в интерпретации данных.

Закономерности его поведения в процессе пластической деформации изучены несколько хуже, чем для оливина. По данным экспериментальных исследований [Carter, 1976 и др.] клинопироксен подвергается двойниковому (механические двойники подобные двойникам в плагиоклазе) и трансляционному скольжению, которые наряду с рекристаллизацией должны отвечать за его ориентировку. Согласно этим данным, при низких температурах и высоких

скоростях деформации он испытывает двойниковое скольжение по системе (001)[100], а с увеличением температуры и уменьшением скорости деформации двойниковое и трансляционное скольжение по системе (100)[001]. Соответственно, исходя из взаимоотношений линейно-плоскостных элементов в породе и кристаллографических направлений, становится возможным определить действующий механизм ориентировки. При петроструктурном анализе ориентировка кристаллографических направлений определялась дополнительными графическими построениями [Казаков, 1987; Саранчина, Кожеников, 1985] с использованием компьютерной программы.

Клинопироксениты Нижнетагильского массива образуют практически непрерывную кайму вокруг дунитового тела, вдаваясь в него в виде заливов и присутствуя внутри дунитов в виде изолированных линзо- и лентообразных тел (рис.1). Породы детально изучены в петрографическом, минералогическом, химическом и геохимическом отношении [Высоцкий, 1913; Малахов, Малахова, 1970; Иванов, 1997; Ефимов, 1984; Шмелев и др., 1997 и многие другие].

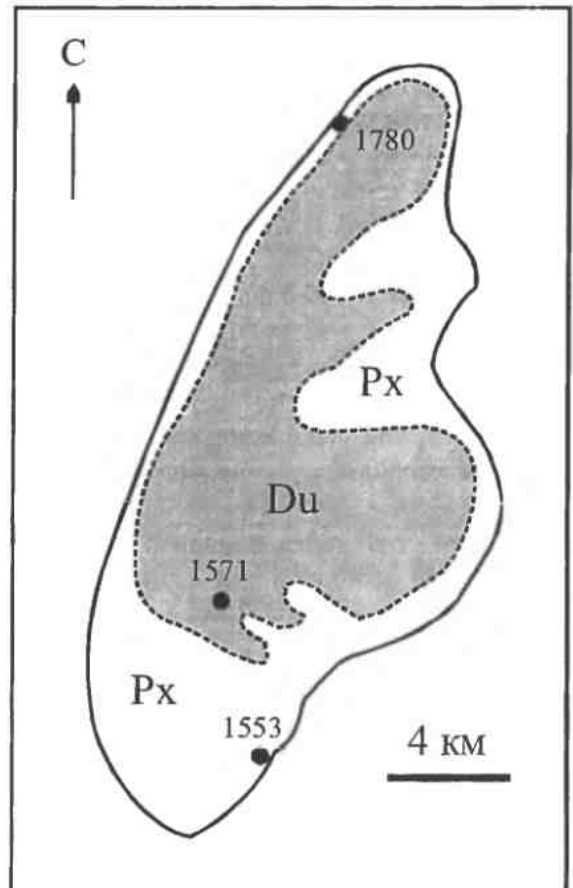


Рис.1. Схема размещения ориентированных образцов в Нижнетагильском массиве.
Du – дуниты, Px – клинопироксениты

Детальное минералогическое изучение этих пород [Шмелев, 2000] показало, что они относятся к низкобарическому классу образований и отличаются от пород расслоенных интрузий и зональных комплексов платформ (Кондерский массив). Закономерные вариации состава клинопироксенов, вариации состава РЗЭ в клинопироксенитах и дунитах склоняют к выводу, что исходно это были магматические образования. В направлении к дунитовому ядру наблюдается смена разновидностей от магнетитовых клинопироксенитов, через обычные клинопироксениты, к оливиновым клинопироксенитам и верлитам. Породы, особенно в оливиновых разновидностях обнаруживают директивную структуру (шлифовидность), которая в целом конформна контакту с дунитовым телом. В безоливиновых разновидностях директивность подчеркивается тонкой плитчатостью (отдельностью). Утверждение, что существует «видимое несовпадение внутренней структуры в дунитах и пироксенитах» [Савельев и др., 2001] представляется в некотором смысле идеализацией конкретной ситуации. При микроскопическом изучении устанавливается, что породы обладают преимущественно неравномернозернистой мозаичной, порфинокластической и мозаично-порфинокластической микроструктурой. Они сложены агрегатом субизометричных нсобластов размером до 1,0мм и вытянутых порфинокластов размером до 2,5мм. В зернах отсутствуют типичные деформационные двойники и двойники роста, но обычно фиксируется волнистое угасание и очень редко признаки полос излома (сброса). Собственно магматические (порфиroidные и др.) структуры, описанные в работе [Савельев и др., 2001], возможно и существуют, но в типичном виде нами не встречены. Клинопироксениты и дуниты краевой зоны очень близки по типу микроструктур и размеру зерен, что свидетельствует о более деформированном состоянии всей краевой зоны массива.

Петроструктурный анализ клинопироксенитов был выполнен для основных типов пород из различных участков массива (рис. 1). В ориентированных срезах определялась ориентировка оптических и кристаллографических направлений, а также уточнялось или устанавливалось положение линейно-плоскостных элементов (минеральной уплощенности зерен, линейности). В результате были построены диаграммы ориентировки, приводимые на рис. 2. К

настоящему времени это первый оригинальный опыт изучения клинопироксенитов Платиноносного пояса Урала.

Магнетитсодержащие клинопироксениты юго-восточного обрамления массива (обн. 1553 в дорожной выемке около п. Первомайский) представлены массивными разновидностями с тремя четко выраженными системами отдельности, в которых отмечаются прослои (полосы) обогащенные оливином. Полосчатость имеет северо-восточное (40°) падение, под углом $55-60^{\circ}$. Пересечение крутопадающей системы отдельности с плоскостью полосчатости дает визуально различимую линейность пересечения. В шлифе порода имеет мозаичную, мозаично-порфинокластическую микроструктуру (средний размер зерен 0.4-0.8мм). В этой матрице отскачутся более крупные и нередко вытянутые (до 1,5мм) порфинокласты. В них, как и в мелких зернах, обычно наблюдается волнистое угасание. Признаки зонального строения и двойники в клинопироксене не отскачутся. Для узора ориентировки (рис. 2) характерно наличие четкого, с высокой (8%) плотностью, максимума осей $Nm=[010]$ и субортональных ему поясов остальных осей в пределах которых также отмечаются локальные максимумы. Максимум ориентирован субнормально плоскости полосчатости и минеральной уплощенности зерен пироксена; статистически в близкой позиции находится и значительная часть полюсов спайности. Определенные в ориентированных срезах два направления линейности (одно из них близко к линейности пересечения) располагаются соответственно возле соответствующих групп локальных максимумов осей $[001]$, $[100]$ и оси Ng . В целом, учитывая подобные взаимоотношения и особенности микростроения породы, ориентировка данного типа обусловлена синтетектонической рекристаллизацией, при которой, как известно, ось $[010]$ ориентируется параллельно направлению сжатия [Carter, 1976 и др.]. Совмещенность линейности с двумя другими кристаллографическими направлениями (при их взаимозаменяемости) может свидетельствовать о реализации такого механизма ориентировки, как внутризерновое скольжение клинопироксена по системам $(100)[001]$ и $(001)[100]$.

Клинопироксениты (безмагнетитовые) северо-западной части массива (обн. 1780, вершина г. Бобровка) располагаются практически на контакте с массивом дунитов, который име-

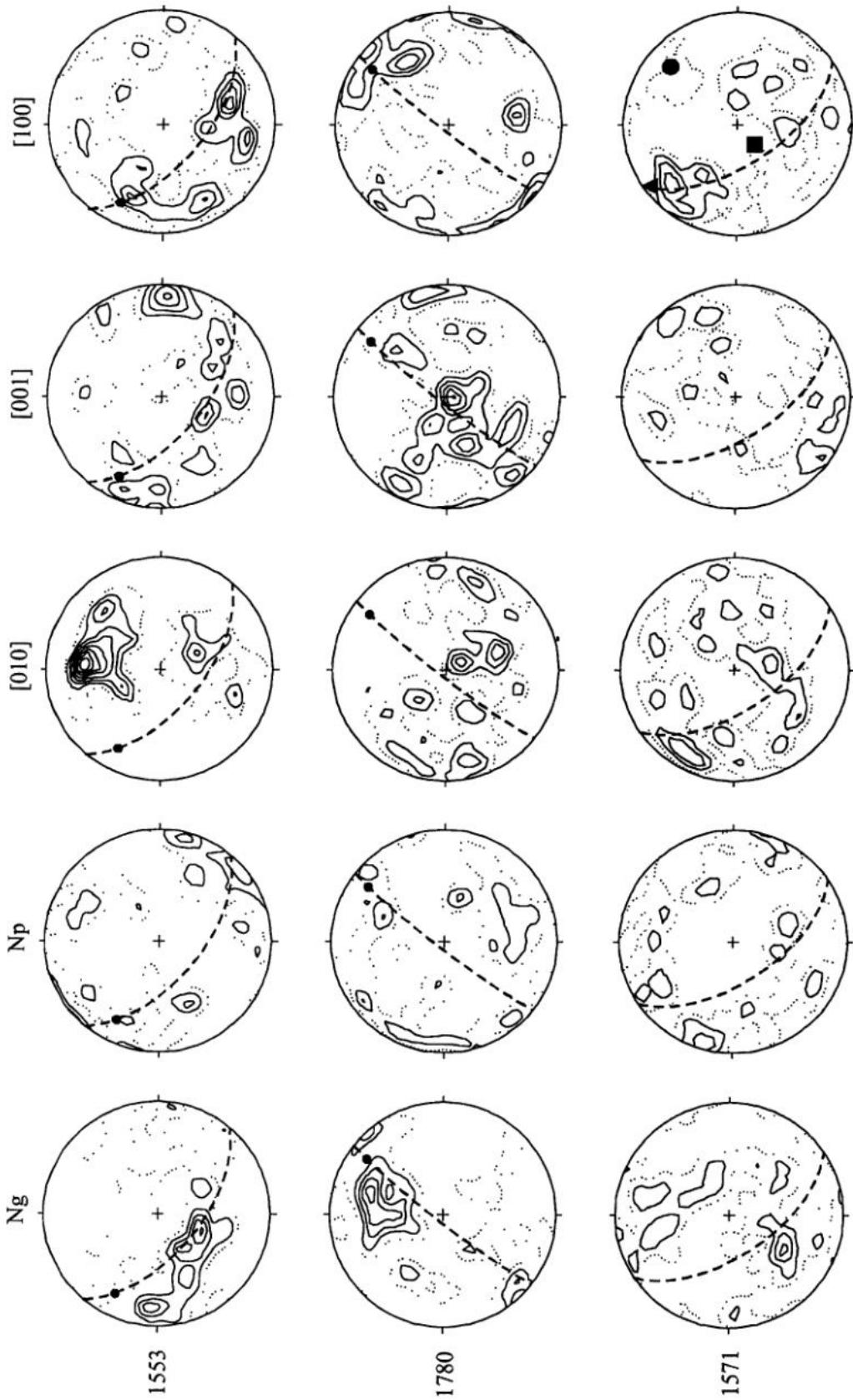


Рис. 2. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы и кристаллографических осей клинопироксена в породах Нижнетагильского массива.

Диаграммы построены в проекции на горизонтальную плоскость (штрих в верхней части – север) по 100 замерам осей в каждом образце. Изолинии 1-2-3-4-5-6-7-8% на 1% сетке Шмидта; проекция на верхнюю полусферу. Изолиния в 1% показана точечным пунктиром. Точечная линия на диаграммах – минеральная уплощенность зерен, заштрихованный кружок – линия. Залитые квадрат, треугольник и круг на диаграмме (обр. 1571) – центр максимума оси [100], [010] и [001] оливина.

ет здесь субмеридиональное северо-восточное простирание. Визуально, в породе фиксируется только поперечная к контакту (аз. пад. 35 и 210°) отдельность. Определенная в ориентированных срезах минеральная уплощенность зерен имеет северо-восточное простирание, а линейность полого погружается в юго-западном направлении (рис.2). В отличие от вышерассмотренного случая клинопироксениты имеют здесь несколько более грубозернистое строение, обусловленное повышенным содержанием крупных зерен. Необласты матрицы имеют средний размер 0,3-0,5мм и менее, а порфирокласты достигают размера 0,7-1,0 x 2,0-2,5мм. В шлифах отмечаются реликтовые участки крупнозернистой протогранулярной структуры. В большинстве зерен фиксируется волнистое угасание. Клинопироксен, в сравнении с обр. 1553, имеет несколько отличный тип узора. Прежде всего, это выражено в существовании субширотного пояса осей [010], с невысокой (до 4%) плотностью концентраций в отдельных максимумах, образуемого вращением вокруг максимума оси Ng и [100] и ориентированного субнормально минеральной уплощенности. Кристаллографические оси [001], [100] образуют максимумы сложной морфологии в плоскости уплощенности. Положение линейности на диаграмме, совпадающей с локальным максимумом оси [100], указывает на роль внутризернового скольжения по системе (001)[100] в формировании данного типа узора; вместе с тем, взаимное расположение максимумов осей не исключает, как и в предыдущем случае, возможность реализации скольжения по (100)[001].

Оливиновые клинопироксениты из линзообразного тела в дунитах южной части массива (обн. 1571, узкоколейка в 1км к западу от ст.Дуниты) представляли для изучения особый интерес, поскольку здесь имелась возможность непосредственно сопоставить ориентировки оливина и клинопироксена. Клинопироксениты обладают отчетливым шпировидно-полосчатым строением с падением в северо-восточном направлении (аз.50°) под углом 60°. Структура пород мозаично-гранобластовая, близкая к равнозернистой с преобладающим размером зерен 0,5-1,0мм. Признаки деформации в виде волнистого угасания проявлены незначительно. Вмещающие дуниты имеют идентичную плоскостную ориентировку, подчеркиваемую шпиромитами хромита. Для них также устанавливается мозаичная структура с размером

необластов около 1мм. В этой матрице отмечаются и более крупные зерна размером до 2-5мм, часть из которых представлена ограниченными удлиненными идиобластами. Ориентировка (на рисунке показаны только статистические максимумы осей) оливина в дунитах очень четкая - субортогонального типа. Она характеризуется наличием максимума осей Ng (с плотностью 12%) наклоненного к плоскости полосчатости и максимума оси Nm субнормального этой плоскости. Такой тип узора возникает в условиях левосторонней сдвиговой деформации, посредством внутризернового скольжения по наиболее низкотемпературной системе скольжения (001)[100] из семейства {0kl}[100]. Ориентировка клинопироксена, в сравнении с оливином, оказалась значительно более слабой (рис.2) с преобладанием размытых поясовых (близких к коническому типу) узоров, ось которых располагается вблизи центра диаграмм. Единственное исключение составляют оси [100], которые образуют на диаграмме два разобщенных максимума концентраций в плоскости полосчатости (минеральной уплощенности). При этом они располагаются примерно под углом 45° к статистическому максимуму [100] оливина, фиксирующему направление пластического течения. В целом, существование максимумов концентраций указывает на наличие ориентировки, вызванной скольжением по (001)[100]. Несовпадение ориентировок [100] оливина и клинопироксена, может быть обусловлено тем обстоятельством, что последний, в силу своей меньшей пластичности и других условий, не смог полностью приспособиться к процессу течения, и не образовал четкой аналогичной ориентировки по внутреннему строению.

Петроструктурное изучение клинопироксенитов Нижнетагильского массива показывает, что они подверглись пластической деформации и рекристаллизации. В ряду от оливиновых клинопироксенитов внутренней зоны к магнетитовым клинопироксенитам внешней зоны, возрастает степень деформации пород и увеличивается содержание новообразованных зерен (необластов). В этом смысле, можно согласиться с мнением о том, что «наиболее равномерно-зернистые разности приурочены к контакту пироксенитов с дунитами» [Савельев и др., 2001, с.27]. В дунитах проявляется аналогичная тенденция, т.е. породы «красвой» фации являются более мелкозернистыми, вследствие проявленной рекристаллизации. В сравнении с оли-

вином дунитов, клинопироксен характеризуются значительно более сложным типом узоров, но, в целом, очевидно, что в указанном ряду происходит смена ориентировок, обусловленных внутризерновым скольжением на ориентировки, за которые ответственна синтетектоническая рекристаллизация. Полученные данные являются по нашему мнению дополнительным подтверждением в пользу формирования структуры зональных комплексов при трансформации магматического диапир-плутона в твердопластичный (solid-state) диапир.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-65219)

Список литературы

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-тагильского района на Урале // Труды Геол. Комитета. Нов.сер. 1913. №62. 694с.

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

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 1997. 488с.

Казаков А.Н. Динамический анализ микро-структурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272с.

Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1970. 167с.

Савельев А.А., Савельева Г.Н., Бабарина И.И., Чаплыгина Н.Л. Тектонические условия расслоения дунит-пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала Нижнетагильского массива // Геотектоника. 2001. №6. С. 20-31.

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

Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник – 1996 ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 89-92.

Шмелев В.Р. К особенностям минерального состава кальциевых гипербазитов Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1999 ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 161-165.

Шмелев В.Р., Десятова С.С. Закономерности преимущественной ориентации оливина в дунитах Нижнетагильского массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 150-154.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geoph. Space Phys. 1976. Vol.14. №3. P. 301-360.