

*Министерство общего и профессионального образования  
Российской Федерации*

*Томский государственный университет*

## **СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Материалы Международного семинара  
и Республиканской школы молодых ученых

*Томск, 31 марта – 4 апреля 1999 года*

## **STRUCTURAL ANALYSIS IN GEOLOGICAL RESEARCH**

Reports from International science meeting  
and Republic School of young scientists

*Tomsk, March 31 - April 4, 1999*

**Tomsk 1999**

# Структура пластического излома в оливине как индикатор межслоевого скольжения в ультрамафитах гг. Северной-Зеленой (Кузнецкий Алатау)

Т.С. КРАСНОВА, И.Ф. ГЕРТНЕР

*Тамский государственный университет, Тамск, Россия*

## Введение

Зерна оливина в "альпинотипных" гипербазитах постоянно обнаруживают признаки внутрикристаллического пластического излома, т.е. структуры кинк-бенд, геометрия которых часто применяется для реконструкции термодинамических условий деформации пород (Raleigh, 1968; Nicolas et al., 1972; Гончаренко, 1989; Чернышов и др., 1997). Подобные структуры мезомасштабного уровня в тонкослоистых толщах образуются на поздних стадиях динамометаморфизма при активном участии хрупких дислокаций надвигового типа (Андерсон, 1990; Родыгин, 1996). По своей кинематической природе они вполне сопоставимы со складками флексурного скольжения (flexure-slip folds) и часто проявляют асимметрию, которая может использоваться при стрейн-анализе и определении направления послыонного смещения (Родыгин, 1996; Hansen, 1971).

Проведенные авторами петроструктурные исследования ультрамафитов гг. Северной-Зеленой (Кузнецкий Алатау) подтвердили связь геометрии кинк-бендов в оливине с развитием кливажа и других признаков межзернового скольжения, что позволяет рекомендовать угол разделения их асимметрии (separation angle) для реконструкции конечного поля напряжений.

## Геологическая характеристика объекта

Ультрамафитовый массив гг. Северной-Зеленой входит в состав Кузнецко-Алатаусского пояса альпинотипных гипербазитов и представляет собой субмеридианально ориентированное линзовидное тело, формирующее западную ветвь подковообразного офиолитового парагенеза (Гончаренко, 1989; Гертнер и др., 1997). Массив локализован среди наиболее древних в регионе среднепротерозойских терригенно-карбонатных отложений, с которыми имеет повсеместно тектонические контакты. На востоке он граничит с габброидным комплексом офиолитовой ассоциации, формирующим отдельные тектонизированные блоки среди вмещающих отложений. Массив сложен преимущественно дунитами, гарцбургитами и их серпентинизированными разностями. Практически все породы обнаруживают признаки интенсивных пластических деформаций, что подтверждает их принадлежность к метаморфическому комплексу офиолитов.

В результате детального структурно-петрологического картирования установлено концентрически-зональное внутреннее строение ультрамафитового тела, обусловленное развитием синектонической рекристаллизации в его эндоконтактах в процессе многоста-

дийного динамометаморфизма (Гертнер и др., 1996). Метаморфические преобразования на микроуровне выражаются в появлении широкого спектра деформационных микроструктур оливина, иерархические ряды которых отражают последовательное развитие процесса рекристаллизации (Краснова, Гертнер, 1998).

Для целей настоящего исследования были выбраны образцы ультрамафитов с протогранулярным типом микроструктуры, отличающимися наиболее крупными размерами зерен (3-10 мм по удлинению, 2-6 мм по ширине) и широким развитием в оливине структур пластического излома. Данные породы локализованы в осевой части массива и обнаруживают признаки как наиболее ранних (первичных, доконсолидационных), так и последующих синектонических деформаций. Места отбора изученных образцов показаны на Рис. 1.

## Методика исследования

В процессе исследования в ориентированных образцах ультрамафитов с помощью геометрических построений на стереографической сетке Вульфа определялись элементы плоскостной и линейной ориентировки главных породообразующих минералов. Петроструктурный анализ включал статистическую оценку ориентировки главных кристаллографических осей оливина и кинематическую интерпретацию его петроструктурных узоров. Изучение структур пластического излома сопровождалось определением координат векторов трансляции, осей вращения и плоскости скольжения. Асимметрия кинк-бендов выявлялась в случае резкого различия ширины субзерновых доменов по взаимной ориентировке их кристаллографических граней. При этом фиксировались как правосторонние (S-типа), так и левосторонние (Z-типа) флексурные изгибы.

## Основные результаты

В образце гарцбургита (обр. ЗС-6/7а) из северной части массива петроструктурным анализом установлена отчетливая предпочтительная ориентировка оливина по внутреннему строению (Рис. 2, а). Оси [100] концентрируются в сильный максимум (до 12%), который совпадает с первичной минеральной линейностью  $L_0$ , фиксируемой удлинением крупных зерен оливина, ортопироксена и цепочками хромшпинелида. Оси [001] и [010] также формируют плотные максимумы (до 8-10%) с тенденцией поясового рассеивания ортогонально к минеральной уплощенности S. Данный петроструктурный узор предполагает в качестве ведущего механизма деформации породы высо-

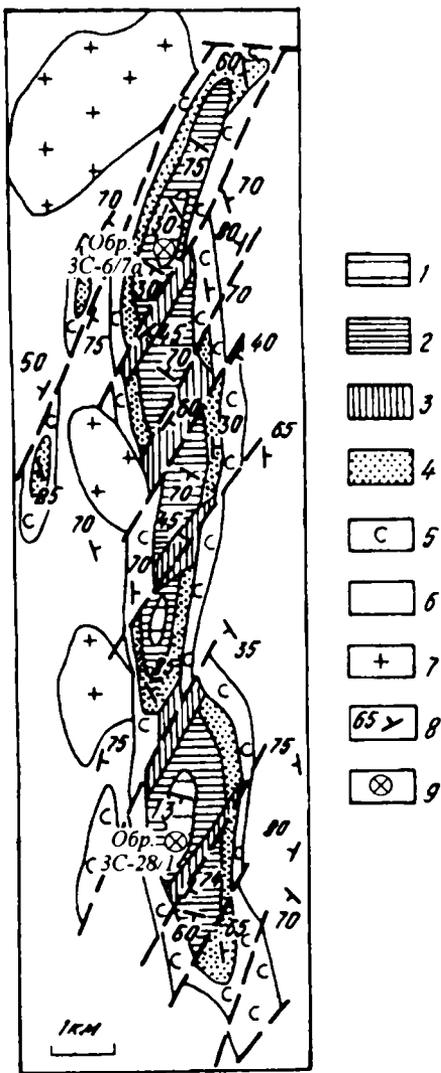


Рис. 1. Схема деформационной зональности массива гт. Северной-Зеленой.

1-4 – типы деформационных микроструктур оливина (1 – протогранулярный; 2 – мезогранулярный, порфирокластовый; 3 – протогранулярно-кливажированный, паркетовидный, псевдоспинифекс; 4 – мозаичный, мозаично-лейстовый, мозаично-паркетовидный); 5 – серпентиниты; 6 – породы обрамления; 7 – гранитоиды; 8 – элементы залегания минеральной уплощенности; 9 – места отбора образцов.

котемпературное трансляционное скольжение в оливине по системе  $\{0kl\}[100]$ . Между тем основная ориентировка оливина осложняется появлением дополнительных максимумов. Локальный максимум осей  $[100]$  совпадает с полосом минеральной уплощенности S. Для  $[001]$  фиксируется поясовое рассеивание в направлении линейности  $L_0$ , а для осей  $[010]$  – в направлении вторичной линейности  $L_1$ , трассируемой удлинением мелких необластов оливина и струйками магнетита. Эти особенности петроструктурного узора связаны с более поздними низкотемпературными деформациями, предполагающими, согласно экспериментальным

и природным наблюдениям (Гончаренко, 1989), преимущественное скольжение в оливине по системам  $(100)[001]$  и  $(100)[010]$ .

Изучение структур пластического излома в оливине показало, что большинство из них обусловлено трансляционным скольжением по высокотемпературной системе  $\{0kl\}[100]$ , однако их пространственная ориентировка отвечает наиболее позднему петроструктурному узору (Рис. 2, б). Полоса границ кинк-бендов субпараллельны локальному  $[100]$ -максимуму и полосе минеральной уплощенности, а их оси внешнего вращения группируются вдоль самой плоскости S. Угол разделения право- и левосторонних изгибов составляет  $22^\circ$  и тяготеет ко вторичной линейности  $L_1$ .

Для образца дунита (обр. 3С-28/1) из южной части массива гт. Северной-Зеленой фиксируется развитие двух взаимно перпендикулярных систем минеральной уплощенности и линейности: 1) реликтовая  $S_0-L_0$ , контролирующая ориентировку крупных индивидов оливина и цепочек хромшпинелида; 2) поздняя  $S_1-L_1$ , которая определяется развитием кливажа, резкой спайности в оливине и струйчатыми агрегатами магнетита. При этом формирование поздней уплощенности нередко полностью затушевывает фрагменты реликтовой системы.

Петроструктурный узор оливина в данной породе (Рис. 3, а) в целом подобен описанному выше. Здесь также фиксируются сильные максимумы концентраций осей  $[100]$ ,  $[001]$  и  $[010]$ , обусловленные высокотемпературным трансляционным скольжением по системе  $\{0kl\}[100]$  при формировании первичной минеральной уплощенности  $S_0$  с линейностью  $L_0$ . Основные максимумы осложняются поясовым рассеиванием, контролируемым низкотемпературными сдвиговыми деформациями при развитии системы кливажа  $S_1-L_1$  (Рис. 3, б). При этом расположение локальных максимумов по отношению к элементам поздней уплощенности предполагает трансляционное скольжение по системе  $(100)[001]$ .

Кинк-бенды в изученном образце, как правило, не пересекаются трещинками кливажа и спайности, что позволяет рассматривать их как сингенетические по отношению к системе  $S_1-L_1$ . Тем не менее, все они возникают вследствие скольжения по системе  $\{0kl\}[100]$ . Полоса границ кинк-бендов группируются вблизи полоса уплощенности  $S_1$ , а оси внешнего вращения рассеиваются вдоль плоскости  $S_1$  (рис. 3, в). Угол разделения право- и левосторонних изгибов составляет  $32^\circ$  и ориентируется симметрично относительно  $L_1$  (т.е.  $L_1$  является биссектрисой этого угла).

### Обсуждение

Использование асимметрии и угла разделения складок флексурного изгиба для определения направления смещения, известное в литературе как метод Е. Хансена, часто практикуется при мезомасштабном картировании тектонических структур. Применение этой методики требует выполнения следующих условий (Hansen, 1971, стр. 50-51): 1) изучаемые складки должны относиться к одному порядку и одной генерации;

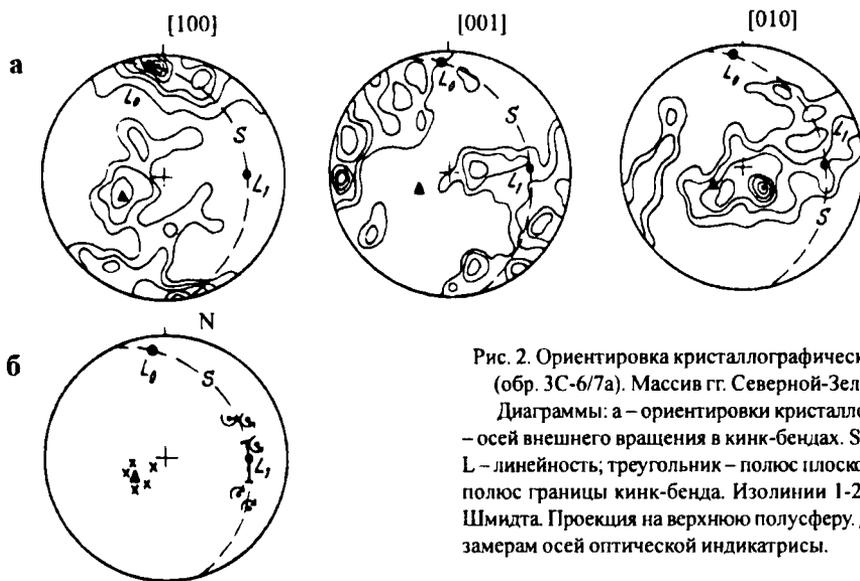


Рис. 2. Ориентировка кристаллографических элементов в гарцбургите (обр. ЗС-6/7а). Массив г. Северной-Зеленой (Кузнецкий Алагау).

Диаграммы: а – ориентировки кристаллографических осей оливина; б – осей внешнего вращения в кинк-бендах. S – минеральная уплощенность, L – линейность; треугольник – полюс плоскости уплощенности, крестик – полюс границы кинк-бенда. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы.

2) они должны иметь близкую пространственную ориентировку, т.е. локализоваться в пределах одного крыла тектонической структуры или между соседними осевыми поверхностями складок более низкого порядка; 3) слои, смятые в эти складки, изначально должны иметь плоскостную ориентировку; 4) в случае вовлечения изучаемых структур в геометрию более высокого ранга, необходимо использовать складки наиболее поздней генерации. Как следствие выполнения этих условий, оси складок (шарниры) обнаруживают общую плоскостную ориентировку параллельно поверхности скольжения, а их угол разделения указывает направление смещения.

Структуры пластического излома в изученных оливинах полностью отвечают перечисленным условиям

и, следовательно, могут быть проанализированы с позиции метода Е. Хансена. Согласно полученным результатам, угол разделения асимметричных кинк-бендов определяет ориентировку вторичной минеральной линейности  $L_1$ , возникающей на поздней (относительно низкотемпературной) стадии деформации протогранулярных ультрамафитов, хотя сами кинк-бенды развиваются преимущественно по высокотемпературной системе трансляционного скольжения  $\{0kl\}[100]$  (Nicolas et al., 1972; и др.) Объяснение этого противоречия уже приводилось в литературе. Например, случаи активизации в оливине трансляционных систем, не типичных для заданного термобарического диапазона деформаций, но благоприятных к внешнему полю напряжений, установлены экспериментально (Togiani,

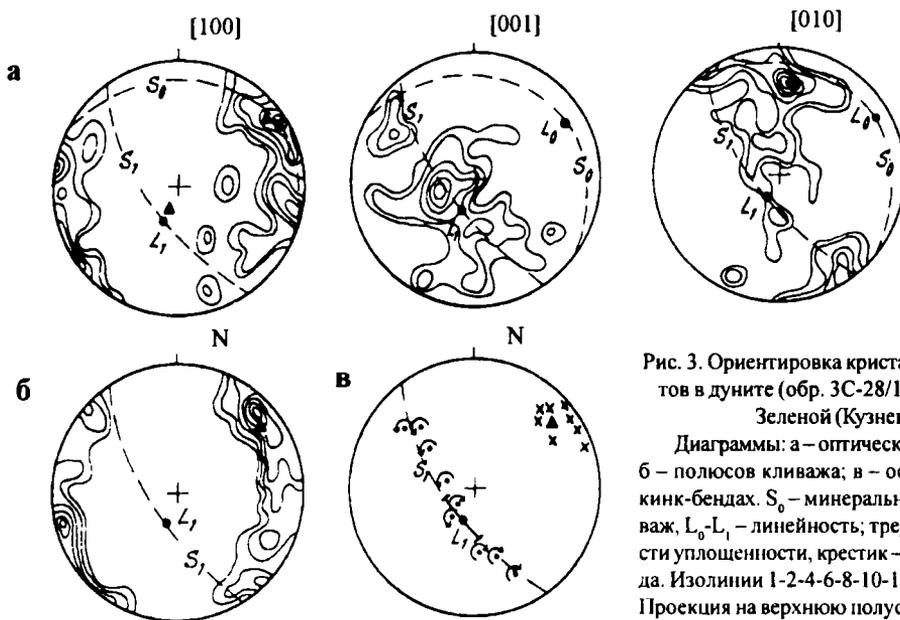


Рис. 3. Ориентировка кристаллографических элементов в дуните (обр. ЗС-28/1). Массив г. Северной-Зеленой (Кузнецкий Алагау).

Диаграммы: а – оптической ориентировки оливина; б – полюсов кливажа; в – осей внешнего вращения в кинк-бендах.  $S_0$  – минеральная уплощенность,  $S_1$  – кливаж,  $L_0$ - $L_1$  – линейность; треугольник – полюс плоскости уплощенности, крестик – полюс границы кинк-бенда. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы.

Karato, 1985) и обнаружены в ультрамафитах расчлененных комплексов (Чернышов и др., 1997).

Кинематическая интерпретация полученных данных с позиций стрейн-анализа в целом увязывается с общей схемой динамометаморфической истории массива. Векторы трансляции кинк-бендов ориентируются, как правило, ортогонально к минеральной уплощенности и плоскости кливажа, фиксируя направление предполагаемого в данной породе максимального стресса ( $\sigma_1$ ). Оси внешнего вращения (шарниры) рассеиваются вдоль плоскостей уплощенности  $S_0$  или  $S_1$ , а угол их разделения определяет положение линейности  $L_1$ , контролирующей пластическое течение вещества и, вероятно, направление минимального стресса ( $\sigma_3$ ). Следовательно, появление кинк-бендов в оливине может рассматриваться как результат межзернового скольжения, которое определяет пластическое течение ультрамафитового субстрата при соосной деформации. При этом, на начальной стадии изменения поля напряжений (обр. ЗС-6/7а) скольжение осуществляется в плоскости первичной минеральной уплощенности  $S_0$ , а на более поздней стадии (обр. ЗС-28/1) – в плоскости кливажа и вторичной уплощенности  $S_1$ . В целом пространственная ориентировка элементов  $S_1$  и  $L_1$  конформна прототектоническим складчатым структурам протогранулярных и порфирокластовых ультрамафитов, которые картируются в осевой части массива гт. Северной-Зеленой. Реставрируемое в них поле палеонапряжений характеризует динамическую обстановку доконсолидационного этапа обдукции офиолитовых блоков вдоль Кузнецко-Алатаусского глубинного разлома (Гертнер и др., 1997).

#### Литература

Андерсон Т.Б. Кинкбанды // Структурная геология и тектоника плит. Т.1. М.: Мир, 1990. С.232-237.

Гертнер И.Ф., Гончаренко А.И., Федорова Н.А., Чернышов А.И. Динамометаморфизм и петроструктурные особенности ультрамафитов массива гор Северной-Зеленой (Кузнецкий Алатау). // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск, 1996. С.101-107.

Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Чернышов А.И. Динамометаморфическая зональность ультрамафитовых массивов северного склона Кузнецкого Алатау // Структурные парагенезы и их ансамбли. Москва, 1997. С.30-32.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, 1989. 400 с.

Краснова Т.С., Гертнер И.Ф. Петрография и минералогия ультрамафитовых массивов гор Северной-Зеленой и Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Проблемы петрологии и минерогении мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. Томск, 1998. С.130-156.

Родыгин А.И. Методы стрейн-анализа. Томск, 1996. 170 с.

Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск, 1997. 160 с.

Hansen E. Strain Facies. Springer-Verlag, 1971. 207 p.

Nicolas A., Bouchez J., Boudier F. Interpretation cinematique des deformations plastique le massif de lherzolite de Lanso (Alpes puemontanes) – comparaison avec d'autres massifs // Tectophysics. 1972. N 10. P.853-876.

Raleigh C.B. Mechanisms of plastic deformation of olivine // Jour. Geophys. Res. 1968. V. 73. N 16. P.5391-5406.

Toriumi M., Karato S.I. Preferred orientation development of dynamically recrystallised olivine during high-temperature creep // J. of Geology. 1985. V. 93. P.407-417.

## **Kink-band structure of olivine as an indicator of intergranular slip in ultramafites of Severnaya-Zelenaya mountains (Kuznetsky Alatau)**

T.S. KRASNOVA, I.F.GERTNER

*Tomsk State University, Tomsk, Russia*

The kinematic role of kink-band structures for the intergranular slip orientation was shown by results of petrofabric investigations in olivines from the ultramafic rocks of Severnaya and Zelenaya mountains. The asymmetry and separation angle of kink-bands in olivine are suggesting as a indicator of plastic flow in ultramafites.