

Научная статья
УДК 552.164
doi: 10.17223/25421379/31/3

ДЕФОРМАЦИИ ИЗЛОМОМ В ПОРОДАХ ХОПСЕКСКОГО УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ ТЫВА)

Алексей Иванович Чернышов¹, Алексей Николаевич Юричев²



^{1,2} Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

¹ aich1953@mail.ru

² juratur@yandex.ru

Аннотация. Объектом изучения является Хопсекский ультрамафитовый массив, располагающийся в западном окончании Западно-Тувинского офиолитового пояса (Республика Тыва). Рассматриваются результаты исследования деформаций изломом дайки микрогаббро, интродуцированной в серпентинитах, и порфирикластового зерна клинопироксена из верлита. Геометрическим анализом установлены динамические условия и количественные оценки продольной и поперечной деформации дайки на макроуровне и зерна клинопироксена на микроуровне. Установленные закономерности деформирования пород и минералов связываются авторами с завершающим этапом пластических деформаций тела массива и фиксируют их переход к хрупким деформациям.

Ключевые слова: Республика Тыва, Хопсекский массив, Западно-Тувинский офиолитовый пояс, ультрамафиты, деформации изломом, геометрический анализ, микроструктурный анализ

Для цитирования: Чернышов А.И., Юричев А.Н. Деформации изломом в породах Хопсекского ультрамафитового массива (Западная Тыва) // Геосферные исследования. 2024. № 2. С. 53–60. doi: 10.17223/25421379/31/3

Original article
doi: 10.17223/25421379/31/3

FRACTURE DEFORMATIONS IN ROCKS OF THE HOPSEKSKY ULTRAMAFIC MASSIF (WESTERN TYVA)

Alexey I. Chernyshov¹, Alexey N. Yurichev²

^{1,2} National Research Tomsk National Research State University, Tomsk, Russia

¹ aich1953@mail.ru

² juratur@yandex.ru

Abstract. The object of study is the Hopseksky ultramafic massif, which is located in Western Tyva and is fragment of the Aktovrak branch of the West-Tuva ophiolite belt. As is known, appearance of rocks of ophiolite association in structures of earth's crust at modern erosional level is associated with their long-term transportation and complex evolutionary history, reflecting specific geological and geodynamic conditions of their formation. The currently observed internal structure and composition of ultramafic massifs are result of superposition of several events that are far apart in time and are caused by different petrological processes. Transportation of ophiolites to surface was carried out in collisional stages, which were accompanied by convergent regime of active oceanic margins with formation of island arcs and accretionary wedges. At these stages, ophiolite sections are intensively reduced, pulled apart, and form large thrust structures, serpentinite mélange, and olistostromes. In modern folded structures, ophiolites are recorded in form of extended belts, structurally controlled by zones of deep faults, which emphasize the collision seams of closure of large paleoceans in folded areas and represent fragments of ancient oceanic crust. West-Tuva ophiolite belt is closely associated with Vendian-Lower Cambrian sedimentary-volcanogenic sequence, together with which it forms island-arc-type ophiolites. The ultramafic and mafic-ultramafic massifs of this belt are fragments of disintegrated ophiolite association and occur as allochthons, tectonic plates, olistoliths, and horizons of ophiolithoclastic conglomerates among melange-olistostrom horizons. They were involved in intense folding, which was accompanied by subhorizontal strike-slips, normal faults, and reverse faults. As result, rocks that make up the ultramafic and mafic-ultramafic massifs, together with rocks of framing, underwent syntectonic deformations, were sheared, and crumpled into folds. Often, along faults, they are divided into blocks, accompanied by shear movements. The article discusses the results of the study fracture deformations of microgabbo dike intruded in serpentinites and porphyroclastic grain of clinopyroxene from wehrlite are considered. Geometrical analysis established dynamic conditions and quantitative estimates of longitudinal and transverse deformations of dike at the macrolevel and clinopyroxene grains at the microlevel. Such deformation of rocks and minerals is associated by authors with final stage of plastic deformations of body of massif and fixes their transition to brittle deformations.

Keywords: Republic of Tyva, Hopseksky massif, Western Tyva ophiolite belt, ultramafites, fracture deformations, geometric analysis, microstructural analysis

For citation: Chernyshov A.I., Yurichev A.N. (2024) Fracture deformations in rocks of the Hopseksky ultramafic massif (Western Tyva). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 2. pp. 53–60. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/31/3

Введение

Хопсекский ультрамафитовый массив расположен в восточной части урочища Хопсек в Западной Тыве и является фрагментом Актовракской ветви Западно-Тувинского офиолитового пояса. Этот пояс тесно ассоциирует с осадочно-вулканогенной толщей венд-нижнекембрийского возраста, совместно с которой формирует офиолиты островодужного типа [Кузнецов, 1991; Зальцман и др., 1996]. Ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые массивы этого пояса представляют собой фрагменты дезинтегрированной офиолитовой ассоциации и залегают в виде аллохтонов, тектонических пластин, олистолитов и горизонтов офиолитокластовых конгломератов среди меланжево-олистостромовых горизонтов [Коробейников, 1981; Перфильев и др., 1987; Щербаков, 1991]. Они вовлекались в интенсивную складчатость, которая сопровождалась субгоризонтальными сдвигами, сбросами и взбросами [Берзин, 1979]. В результате породы, слагающие ультрамафитовые и мафит-ультрамафитовые массивы, совместно с породами обрамления претерпели деформации, были рассланцованы и смяты в складки [Александров, 1979].

В работе рассматриваются результаты исследования деформаций изломом дайки микрогаббро, интродуцированной в серпентинитах, и порфирокластового зерна клинопироксена из верлита. С использованием геометрического анализа выполнена реконструкция динамических условий и количественная оценка продольной и поперечной деформации на макро- и микроуровнях.

Краткая геологическая характеристика и внутренняя структура исследуемого массива

Хопсекский массив располагается в западном окончании Западно-Тувинского офиолитового пояса. Он залегают среди вулканогенно-осадочных образований нижнего кембрия. В плане его обнаженная часть имеет изометричную форму площадью около 4,3 км². Однако с юга, запада и востока массив перекрывают четвертичные отложения мощностью до 100 м, которые не позволяют установить его истинную форму и размеры. По данным магниторазведки предполагается, что его площадь на глубине составляет ~10–12 км² [Агафонов и др., 2005; Государственная..., 2008].

Внутренняя структура Хопсекского массива характеризуется сложным субслоистым строением (рис. 1) и представлена тектонически сочлененными интенсивно рассланцованными аподунитовыми серпентинитами и породами полосчатого верлит-клинопироксенитового комплекса. Свежие дуниты в массиве не встречены. Кроме пород, формирующих субслоистость, здесь также широко представлены жильные разности габбро-диабазов, прорывающие в различных частях массива серпентиниты.

В Хопсекском массиве отмечены сплошные (крайне редко) и различной густоты вкрапленные руды, среди которых отмечаются маковые и рябчиковые полосчатой структуры разности хромититов. Зафиксированы также нодулярные и такситовые разновидности руд. Однако качество руд низкое, и в обнаженной части массива все проявления имеют лишь минералогическое значение [Агафонов и др., 2005].

Распределение минеральной уплощенности в серпентинитах, верлитах и клинопироксенитах массива позволяет выявить два преимущественных направления – субширотное и северо-восточное, отражающие последовательно проявившиеся этапы деформации. Наиболее ранней является субширотная система (S_0), субсогласная с расслоенностью офиолитового разреза, которая подчеркивается уплощенностью зерен клинопироксена (рис. 1). Более поздней, наложенной является минеральная уплощенность северо-восточного простирания S_1 (рис. 1), которая подчеркивается интенсивным рассланцеванием в серпентинитах и зонками хромитовой минерализации и контролирует залегание дайки микрогаббро.

Деформации изломом

В породах массива на макро- и микроуровнях установлены деформации изломом, которые являются объектом нашего исследования [Чернышов, 1999]. В серпентинитах на макроуровне фиксируются структурные формы типа «кинк-бенд» [Родыгин, 1991], которые проявляются в деформации изломом дайковых тел микрогаббро (рис. 1). Геометрический анализ позволил идентифицировать главные элементы изучаемой структуры. Исходное залегание дайки представляется широтным согласно расслоенности офиолитового разреза и минеральной уплощенности S_0 в ультрамафитах. Границы полос излома соответствуют широко представленной в ультрама-

фитах минеральной уплощенности S_1 северо-восточного простирания. Внутри зоны пластического излома простирание дайки северо-западное ($115\text{--}150^\circ$) с вертикальным падением. Ось внешнего вращения

«в» ориентирована вертикально, а ось главного нормального сжимающего стресса $\sigma_3 = \langle c \rangle$ имеет широтное простирание и субгоризонтальную ориентировку (рис. 1).

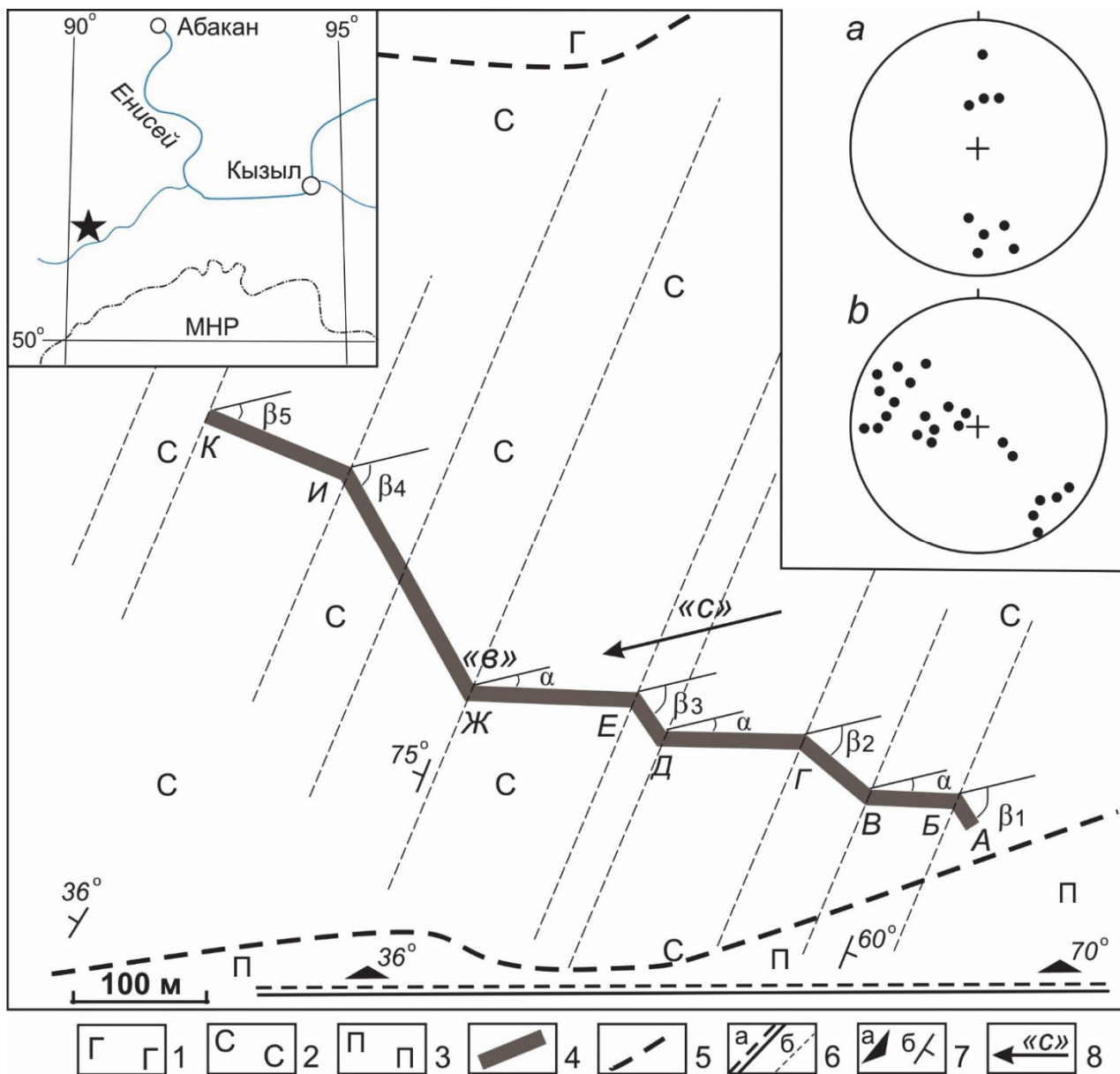


Рис. 1. Деформация изломом дайки микрогаббро, локализованной в серпентинитах Хопсекского ультрамафитового массива Западной Тывы

1 – габброиды; 2 – серпентиниты; 3 – верлиты, клинопироксениты; 4 – микрогаббро; 5 – тектонические границы; 6 – контуры структур: S_0 (а) и S_1 (б); 7 – элементы залегания минеральной уплощенности S_0 (а) и S_1 (б); 8 – ось сжатия «с». На рисунке: «в» – ось внешнего вращения; α – угол вращения между осью сжатия и исходной плоскостью залегания дайки; β – углы между осью сжатия и плоскостями залегания дайки внутри полосы излома. На диаграммах: проекции полюсов минеральной уплощенности S_0 (а) и S_1 (б) на верхнюю полусферу на стереографической (равноугольной) сетке Вульфа. Количество наблюдений: для S_0 – 9, для S_1 – 23. Пространственная ориентация – по сторонам света

Fig. 1. Fracture deformation of microgabbro dike localized in serpentinites of the Hopseksky ultramafic massif of Western Tuva

1 – gabbroides; 2 – serpentinites; 3 – wehrlites, clinopyroxenites; 4 – microgabbros; 5 – tectonic boundaries; 6 – contours of structures: S_0 (a) and S_1 (b); 7 – occurrence elements of mineral flattening S_0 (a) and S_1 (b); 8 – compression axis «c». In figure: «в» – axis of external rotation; α – angle of rotation between axis of compression and initial plane of dike; β – are angles between compression axis and dike occurrence planes inside the fracture band. On diagrams: projections of the poles of mineral flattening S_0 (a) and S_1 (b) onto the upper hemisphere on stereographic (equian-gular) Wulff grid. Number of observations: for S_0 – 9, for S_1 – 23. Spatial orientation – to cardinal points

По результатам геометрического анализа выявлены величины продольной и поперечной деформации, которые определяются по формулам [Громин, 1976]:

$$E_1 = a (\cos \alpha - \cos \beta) / [(a + b) \cos \alpha] \times 100 \%, \quad (1)$$

$$E_s = a (\sin \beta - \sin \alpha) / [(a + b) \sin \alpha] \times 100 \%, \quad (2)$$

где E_1 и E_s – величины продольной и поперечной деформации соответственно; « α » и « β » – углы между главным нормальным напряжением, вызывающим сжатие, и плоскостью слоистости вне полосы излома и внутри этой полосы соответственно; « a » и « b » – величины отрезков слоистости внутри полосы сброса и за ее пределами соответственно.

В нашем случае « α » определяется между осью сжатия « c » и S_1 и соответствует 15° при условии постоянства этой величины во время деформации. Угол « β » изменяется, соответственно, для каждой полосы излома: $\beta_1 = 72^\circ$, $\beta_2 = 55^\circ$, $\beta_3 = 72^\circ$, $\beta_4 = 72^\circ$, $\beta_5 = 37^\circ$. Величина « a » складывается из следующих отрезков: $AB = d = 20$ м, $BG = g = 50$ м, $DE = i = 30$ м, $ЖЗ = l = 150$ м, $ЗИ = m = 90$ м. Величина « b » складывается из $БВ = f = 55$ м, $ГД = h = 100$ м, $ЕЖ = k = 100$ м. Используя формулы (1) и (2) и результаты геометрического анализа, получаем:

$$E_1 = [d (\cos \alpha - \cos \beta_1) + g (\cos \alpha - \cos \beta_2) + i (\cos \alpha - \cos \beta_3) + l (\cos \alpha + \cos \beta_4) + m (\cos \alpha - \cos \beta_5)] / [(d + f + g + h + i + k + l + m) \cos \alpha] \times 100 \%, \quad (3)$$

$$E_s = [d (\sin \beta_1 - \sin \alpha) + g (\sin \beta_2 - \sin \alpha) + i (\sin \beta_3 - \sin \alpha) + l (\sin \beta_4 - \sin \alpha) + m (\sin \beta_5 - \sin \alpha)] / [d + f + g + h + i + k + l + m] \sin \alpha \times 100 \%, \quad (4)$$

Затем, подставляя в полученные формулы необходимые количественные параметры, получаем количественные характеристики продольной деформации $E_1 = 28,9 \%$, а поперечной – $E_s = 128,2 \%$ дайки в зоне серпентинитового меланжа Хопсекского массива.

В южной части массива серпентиниты сменяются породами верлит-клинопироксеновой ассоциации, в которой устанавливаются две системы минеральной уплощенности. Ранняя система (S_0) имеет широтное простирание и совпадает с расслоенностью массива (см. рис. 1, а), а более поздняя пространственно совмещена с уплощенностью псевдоморфоз баститов и струйчатостью хромшпинелида в серпентинитах, имеющей северо-восточное направление (рис. 1, б).

Верлиты и клинопироксениты обнаруживают преимущественно порфирокластовую структуру. Зерна клинопироксена обычно интенсивно пластически деформированы, что проявляется в их неоднородном

погасании и появлении полос пластического излома («кинк-бенд»).

Детальный анализ полос излома в зерне порфирокластового клинопироксена позволил установить динамику их образования (рис. 2).

Как видно из представленных данных, плоскости границ полос излома пространственно совпадают с минеральной уплощенностью S_2 , а ось внешнего вращения (« b » = σ_2) совмещается с осью Nm клинопироксена в полосе излома. Ось сжатия « c » = σ_3 определяется как биссектриса угла между плоскостью границы полосы излома и плоскостью скольжения в ней [Родыгин, 1991] и имеет широтное направление, совпадающее с направлением S_2 , установленным на мезомасштабном уровне в серпентинитах по дайке микрогаббро, деформированной изломом (см. выше). Выявленная ось сжатия на микро- и мезомасштабном уровне ориентирована в субширотном направлении вдоль зоны глубинного надвига. Плоскость скольжения в полосах максимального пластического излома индивидов клинопироксена идентифицируется как (001), а направление скольжения – [100], что указывает на действие механизма внутрикристаллического трансляционного скольжения по системе (001)[100] при низкой температуре ($T = 500^\circ$) и высокой скорости деформации ($\dot{\epsilon} = 10^{-5} \text{ c}^{-1}$) [Raleigh, Talbot, 1967].

Геометрический анализ полос излома в индивиде клинопироксена (рис. 2) позволяет выявить величины его продольной и поперечной деформаций по следующим формулам [Громин, 1976]:

$$E_1 = a (\cos \alpha - \cos \beta) / [(a + b) \cos \alpha] \times 100 \%, \quad (5)$$

$$E_s = a (\sin \beta - \sin \alpha) / [(a + b) \sin \alpha] \times 100 \%, \quad (6)$$

где E_1 и E_s – величины продольной и поперечной деформации соответственно; « α » и « β » – углы между главным нормальным напряжением, вызывающим сжатие, и плоскостью слоистости вне полосы излома и внутри этой полосы соответственно; « a » и « b » – величины отрезков слоистости внутри полосы сброса и за ее пределами соответственно.

В рассматриваемом примере значение « α » определяется между осью сжатия « c » и спайностью клинопироксена S_1 , S_2 , S_3 и составляет 10° при условии постоянства этой величины во время деформации. Угол « β » изменяется, соответственно, для каждой полосы излома: $\beta_1 = 62^\circ$, $\beta_2 = 60^\circ$, $\beta_3 = 54^\circ$, $\beta_4 = 40^\circ$. Величина « a » складывается из следующих отрезков спайности: $БВ = d = 0,48$ мм, $ГД = f = 0,22$ мм, $ДЕ = g = 0,20$ мм, $ЕЖ = h = 0,15$ мм. Величина « b » складывается из $АБ = k = 1,50$ мм, $ВГ = e = 4,05$ мм, $ЖЗ = i = 1,50$ мм.

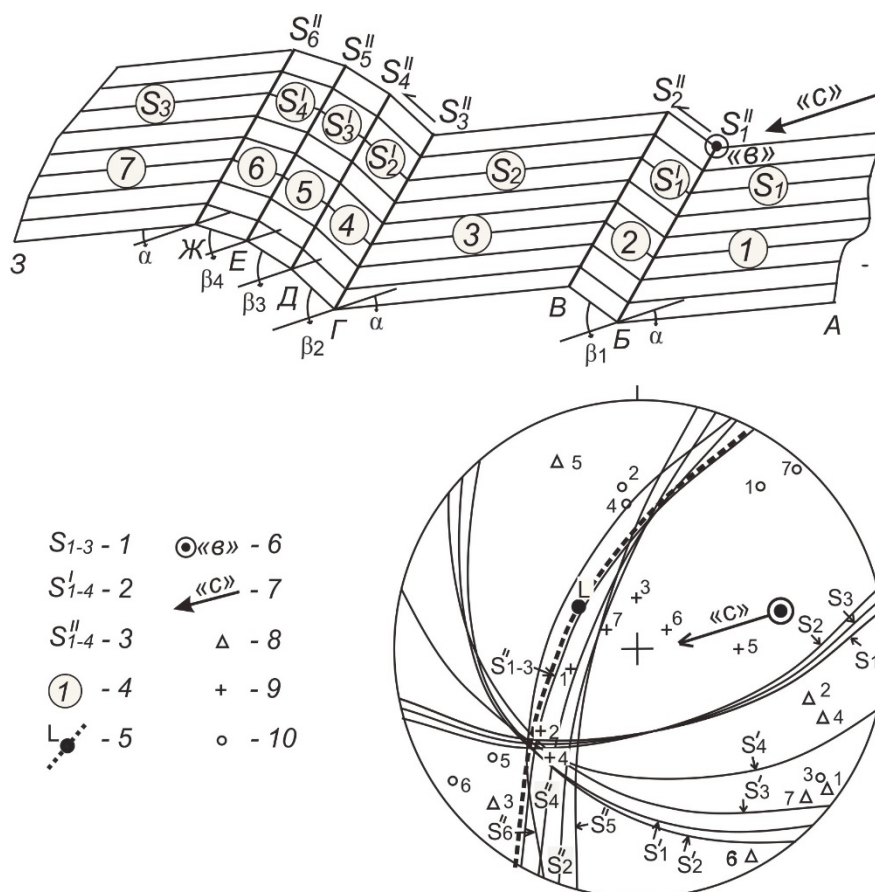


Рис. 2. Стереографическая (равноугольная) проекция на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) порфирокластового зерна клинопироксена из верлита, деформированного пластическим изломом

1 – исходная ориентировка системы спайности (110) (S_{1-3}); 2 – плоскости спайности (011) внутри полосы излома (S'_{1-4}); 3 – плоскости пластического излома S''_{1-4} ; 4 – домены зерна; 5 – плоскость уплощенности зерен клинопироксена S и линейность L; 6 – ось внешнего вращения «в»; 7 – ось сжатия «с»; 8–10 – кристаллооптические оси: 8 – Ng, 9 – Nm, 10 – Np. На рисунке: α – угол между осью сжатия «с» и исходной плоскостью спайности S; β – углы между осью сжатия «с» и плоскостями спайности внутри полосы излома S' . Параметры: AB = k, BB = d, BF = e, ГД = f, ДЕ = g, ЕЖ = h, ЖЗ = i

Fig. 2. Stereographic (equiangular) projection onto the upper hemisphere (Wulff grid) of porphyroclastic grain of clinopyroxene from wehrlite deformed by plastic fracture

1 – initial orientation of cleavage system (110) (S_{1-3}); 2 – cleavage planes (011) inside fracture band (S'_{1-4}); 3 – planes of plastic fracture S''_{1-4} ; 4 – domains of grain; 5 – flatness plane of clinopyroxene grains S and linearity L; 6 – axis of external rotation «v»; 7 – compression axis «c»; 8–10 – crystal optical axes: 8 – Ng, 9 – Nm, 10 – Np. In figure: α – angle between compression axis «c» and initial cleavage plane S; β – angles between compression axis «c» and cleavage planes inside fracture band S' . Parameters: AB = k, BB = d, BF = e, ГД = f, ДЕ = g, ЕЖ = h, ЖЗ = i.

Преобразуя формулы (5) и (6) применительно к полученным результатам геометрического анализа, получаем:

$$E_1 = [d (\cos \alpha - \cos \beta_1) + f (\cos \alpha - \cos \beta_2) + g (\cos \alpha - \cos \beta_3) + h (\cos \alpha + \cos \beta_4) / [(d+f+g+h+k+e+i) \cos \alpha] \times 100 \%, \quad (7)$$

$$E_s = [d (\sin \beta_1 - \sin \alpha) + f (\sin \beta_2 - \sin \alpha) + g (\sin \beta_3 - \sin \alpha) + h (\sin \beta_4 - \sin \alpha) / [d+f+g+h+k+e+i) \sin \alpha] \times 100 \%, \quad (8)$$

Таким образом, вычисленные характеристики продольной деформации E_1 составляют 5,7 %, а поперечной $E_s = 47,7$ %.

Петроструктурный анализ клинопироксена из верлита

Детальный анализ оптической ориентировки зерен клинопироксена, интенсивно деформированных пластическим изломом (рис. 3), позволяет установить два типа петроструктурных узоров, последовательно наложенных друг на друга. Первый тип характеризуется наличием локального максимума Nm, расположенного нормально к минеральной уплощенности S_1 , а оси Ng, Np концентрируются в этой плоскости. Аналогичный тип ориентировки клинопироксена установлен экспериментально [Carter, 1976] в условиях,

когда максимум N_m совмещен с σ_3 , а две другие оси концентрируются в плоскости $\sigma_1 - \sigma_2$. Такая ориентировка создавалась под действием высокотемпературного внутрикристаллического скольжения, сопровождаемого рекристаллизацией отжига, с образованием крупных недеформированных зерен с большеугловыми и плавными границами [Вернон, 1980].

Оптическая ориентировка второго типа возникла на этапе сдвиговых деформаций в плоскости скольжения S_1 и обусловлена высокотемпературным трансляционным скольжением по (100) [001]. Этот тип петроструктуры выражен в трех пространственно совмещенных между собой максимумах осей N_g , N_m , N_p и соответствующих им поясах концентраций. Максимумы этих осей, очевидно, ориентированы параллельно оси внешнего вращения, являющейся осью σ_2 эллипсоида деформации. В условиях понижающейся температуры и увеличения скорости, деформации становятся неоднородными, что

способствовало возникновению многочисленных полос пластического излома и осложнению петроструктурного узора. Образование полос излома в результате неравномерного трансляционного скольжения по (100) [001] в плоскости пластического течения S_1 сопровождалось образованием плоскостей скола, контролирующих минеральную уплощенность S_2 .

На заключительной стадии этого этапа сформировалась минеральная уплощенность S_3 , контролируемая границами полос излома. На протяжении этого этапа ось внешнего вращения σ_2 контролировала распределение осей N_m , что нашло отражение в концентрации их в сильный максимум, совмещенный с минеральной линейностью, являющейся линейностью вращения. Трансляционное скольжение сопровождалось механизмом синтетектонической рекристаллизации, что фиксируется появлением двух максимумов N_p , нормальных к S_2 и S_3 .

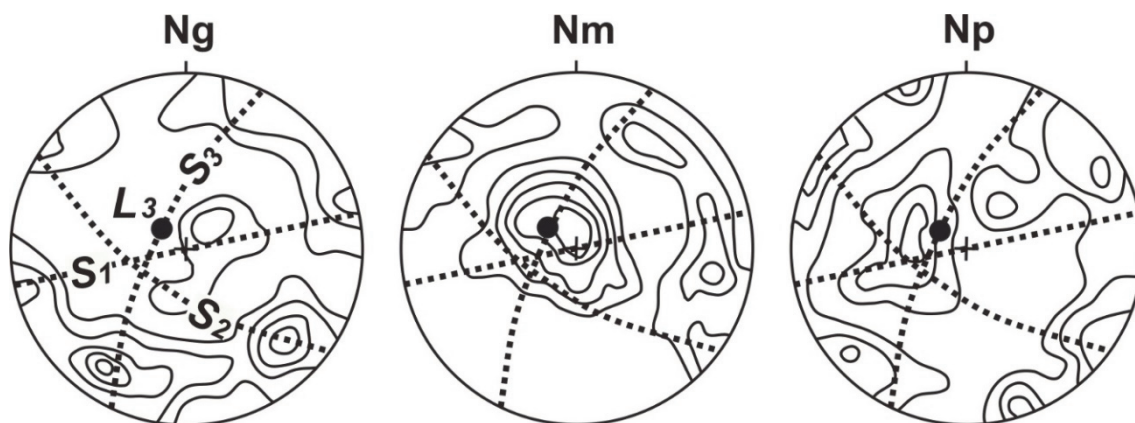


Рис. 3. Диаграммы ориентировки кристаллооптических осей клинопироксена в верлите Хопсекского массива

Изолинии: 1–2–4–6–8–10 на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Диаграммы построены по 100 замерам. Точечные линии – плоскости минеральной уплощенности, L – линейность. Образец X-12/1

Fig. 3. Orientation diagrams of crystal optical axes of clinopyroxene in wehrlite of the Hopseksky massif

Contours: 1–2–4–6–8–10 per 1% Schmidt grid. Projection on upper hemisphere. Diagrams were built on 100 measurements. Dotted lines – planes of mineral flattening, L – linearity. Sample X-12/1

Заключение

Полученная ориентировка клинопироксена из верлита, очевидно, возникла в результате смены высокотемпературного трансляционного скольжения по системе (100)[001] на низкотемпературное (001)[100], а также синтетектонической рекристаллизации [Carter, 1976]. Геометрический анализ полос излома на макро- и микроуровнях в породах Хопсекского массива позволил установить субширотную ориентировку оси макси-

мального сжимающего стресса σ_3 , который способствовал интенсивным горизонтальным сдвиговым перемещениям в структурной плоскости S_1 разреза офиолитов Западной Тувы. Оптическая ориентировка клинопироксена на завершающем этапе деформации формировалась в условиях сдвига. При этом с осью внешнего вращения совмещается субвертикально ось вращения полос пластического излома, проявившихся, по-видимому, на завершающем этапе пластических деформаций и фиксирующих их переход к хрупким деформациям.

Список источников

Агафонов Л.В., Лхамсүрэн Ж., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы. Улан-Батор : Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. 224 с.

Александров Г.П. Структурно-фациальное районирование и история развития зоны сочленения Тувы и Западного Саяна // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1979. С. 3–38.

Берзин Н.А. Меланжево-олистостромовый комплекс в кембрийских отложениях Тувы и Западного Саяна // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979. С. 104–127.

Вернон Р.Х. *Metamorphic processes*. М.: Недра. 1980. 226 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Алтай-Саянская Лист М-46 – Кызыл. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 349 с.

Громин В.И. Полосы излома и их значение в структурной геологии // Геология и геофизика. 1976. № 3. С. 57–65.

Зальцман В.Д., Кокодзеев И.К., Единцев Е.С., Хомичев В.Л., Митинская Т.С., Бабкин А.Н. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Западного Саяна. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 17 с.

Коробейников В.П. Структура и модель развития Барлыкского офиолитового комплекса Тувы // Геология и геофизика. 1981. № 2. С. 62–71.

Кузнецов П.П. Тектогенез внутриконтинентальных офиолитов (на примере Алтай-Саянской складчатой области). Новосибирск, 1991. 28 с.

Перфильев А.С., Симонов В.А., Куренков С.А. и др. Геологическое строение Шатского офиолитового массива // Комплексные геологические исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: Изд-во ИГГиГ СО АН СССР, 1987. С. 97–107.

Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во ТГУ, 1991. 100 с.

Щербakov С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88–101.

Чернышов А.И. Петроструктурный анализ и петрология ультрамафитов различных формационных типов: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Томск, 1999. 528 с.

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

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

References

Agafonov L.V., Lkhamsuren Zh., Kuzhuget K.S., Oidup Ch.K. *Platinonosnost' ul'tramafit-mafitov Mongolii i Tuvy* [Platinum content of ultramafic-mafic rocks of Mongolia and Tuva]. Ulaanbaatar: Mongolian State University of Science and Technology, 2005. 224 p. In Russian

Aleksandrov G.P. *Strukturno-fatsial'noe rayonirovanie i istoriya razvitiya zony sochleneniya Tuvy i Zapadnogo Sayana* [Structural-facies zoning and history of the development of junction zone of Tuva and the Western Sayan] // *Materials on the geology of Tuvunian ASSR*. Kyzyl. 1979. pp. 3–38. In Russian

Berzin N.A. *Melanzhevo-olistostromovyy kompleks v kembriyskikh otlozheniyakh Tuvy i Zapadnogo Sayana* [Melange-olistostrome complex in Cambrian deposits of Tuva and Western Sayan] // *Glavnyye tektonicheskiye komplekсы Sibiri* [Main tectonic complexes of Siberia]. Novosibirsk, 1979. pp. 104–127.

Vernon R.H. *Metamorficheskie protsessy* [Metamorphic processes]. Moscow: Nedra. 1980. 226 p. In Russian

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Mashtab 1 : 1000000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Altaye-Sayanskaya List M-46 – Kyzyl. Ob'yasnitel'naya zapiska. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1000000 (third generation). Series Altai-Sayan Sheet M-46 - Kyzyl. Explanatory note]. St. Petersburg: Cartographic factory of VSEGEI. 2008. 349 p. In Russian

Gromin V.I. *Polosy izloma i ikh znachenie v strukturnoy geologii* [Fracture bands and their significance in structural geology] // *Geologiya i Geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1976. No. 3. pp. 57–65. In Russian

Zaltsman V.D., Kokodzeev I.K., Edintsev E.S., Khomichev V.L., Mitinskaya T.S., Babkin A.N. *Rabochaya korrelyatsionnaya skhema magmaticheskikh i metamorficheskikh kompleksov Zapadnogo Sayana* [Working correlation scheme of igneous and metamorphic complexes of the Western Sayan]. Novosibirsk: SNIIGGiMS. 1996. 17 p. In Russian

Korobeinikov V.P. *Struktura i model' razvitiya Barlykskogo ofiolitovogo kompleksa Tuvy* [Structure and development model of the Barlyk ophiolite complex in Tuva] // *Geologiya i Geofizika* [Russian Geology and Geophysics]. 1981. No. 2. pp. 62–71. In Russian

Kuznetsov P.P. *Tektogenez vnutrikontinental'nykh ofiolitov (na primere Altai-Sayanskoy skladchatoy oblasti)* [Tectogenesis of intracontinental ophiolites (on the example of Altai-Sayan folded region)]. Novosibirsk. 1991. 28 p. In Russian

Perfiliev A.S., Simonov V.A., Kurenkov S.A. *Geologicheskoe stroenie Shatskogo ofiolitovogo massiva* [Geological structure of the Shatsky ophiolite massif] // *Comprehensive geological research of Sangilen (South-Eastern Tuva)*. Novosibirsk: Izd. IGGiG SO AN SSSR. 1987. pp. 97–107. In Russian

Rodygin A.I. *Priznaki napravleniya smeshcheniya pri deformatsii sdviga* [Signs of the direction of displacement during shear deformation]. Tomsk: Publishing House of TSU. 1991. 100 p. In Russian

Shcherbakov S.A. *Ofiolity Zapadnoy Tuvy i ikh strukturnaya pozitsiya* [Ophiolites of Western Tuva and their structural position] // *Geotektonika* [Geotectonics]. 1991. No. 4. pp. 88–101. In Russian

Chernyshov A.I. *Petrostrukturnyy analiz i petrologiya ul'tramafitov razlichnykh formatsionnykh tipov* [Petrostructural analysis and petrology of ultramafic rocks of various formation types]. Dis. ... doc. geol.-mineral. Sciences. Tomsk. 1999. 528 p. In Russian

Carter N.L. Steady state flow of rocks // *Rav. Geophys. and Space Physics*. 1976. V. 14. pp. 301–360.

Raleigh C.B., Talbot J.L. Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside // *Amer. J. Sol.* 1967. V. 265. pp. 151–165.

Информация об авторах:

Чернышов Алексей Иванович, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: aich1953@mail.ru

Юричев Алексей Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: juratur@yandex.ru

*Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.*

Information about the authors:

Chernyshov Alexey Iv., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Head at the Department of Petrography, Geology and Geography Faculty National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: aich1953@mail.ru

Yurichev Alexey N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Petrography, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: juratur@yandex.ru

*Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.
The authors declare no conflicts of interests.*

Статья поступила в редакцию 14.11.2022; одобрена после рецензирования 01.03.2023; принята к публикации 03.06.2024

The article was submitted 14.11.2022; approved after reviewing 01.03.2023; accepted for publication 03.06.2024