

УДК 552.321.6:552.164

НЕОДНОРОДНОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ОЛИВИНА В УЛЬТРАМАФИТАХ БАЙКАЛО-МУЙСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Чернышов Алексей Иванович¹,
aich@ggf.tsu.ru

Пугачёва Елена Егоровна²,
pugachevae@tpu.ru

¹ Национальный исследовательский Томский государственный университет,
Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36.

² Национальный исследовательский Томский политехнический университет,
Россия, 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.

Актуальность работы. Постоянно устанавливаемые признаки пластического течения в ультрамафитах предопределили подход к их изучению, как к метаморфическим породам, с применением нетрадиционного метода петроструктурного анализа. Использование этого метода позволяет реконструировать хронологическую последовательность процессов формирования и пластического деформирования ультрамафитов на уровнях верхняя мантия – земная кора, выявить общую направленность структурно-вещественной эволюции и решить ряд актуальных проблем их минерогенеза.

Цель работы: по результатам выявленной микроструктурной неоднородности дунитов и гарцбургитов, типизации их микроструктур, оценки температур оливин-хромшпинелиевых равновесий и петроструктурного анализа оливина предложить сценарий структурной эволюции ультрамафитов Парамского и Шаманского массивов Байкало-Муйского офиолитового пояса на уровнях верхняя мантия – земная кора.

Методы исследования. Детальное петрографическое изучение ультрамафитов проводилось на поляризационном микроскопе AxioScope-40 фирмы Carl Zeiss, что позволило провести микроструктурную типизацию дунитов и гарцбургитов. Их типизация основана на морфологических особенностях оливина и была разработана многими исследователями. Количественная оценка деформационных микроструктур оливина в изученных ультрамафитах проводилась с использованием метода стереометрической металлографии. Микроструктурный анализ оливина является неотъемлемой частью петроструктурного изучения ультрамафитов. Он позволяет установить предпочтительные ориентировки минералов по внутреннему строению, которые, в свою очередь, являются отражением термодинамических условий их пластических деформаций. Вещественный состав оливинов и хромшпинелидов установлен на основании микрорентгеноспектральных определений, выполненных в Институте нефтегазовой геологии и геофизики Сибирского отделения Российской академии наук (г. Новосибирск) на микроанализаторе «Camebax». Расчет температурных равновесий проводился с использованием оливин-хромшпинелиевого геотермометра Фабри по вещественному составу сосуществующих оливина и хромшпинелида.

Результаты. Для дунитов и гарцбургитов Парамского и Шаманского массивов Байкало-Муйского офиолитового пояса на оригинальном материале проведена идентификация деформационных микроструктур оливина. Они объединены в шесть типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфирукластовый, порфиroleйстовый, мозаичный (мозаично-лейстовый) и мозаично-паркетовидный. Пространственное распределение выделенных микроструктур в изученных массивах от центра к периферии характеризуется тенденцией уменьшения размера зерен в породах, показывает возрастание степени их пластического деформирования и отражает динамометаморфическую зональность. Петроструктурный анализ оливина в выделенных микроструктурных типах позволил установить термодинамические условия их реализации. Они фиксируют регрессивную направленность метаморфических преобразований ультрамафитов высокотемпературными пластическими деформациями, синтетектонической рекристаллизацией и вторичной рекристаллизацией отжига в процессе формирования, перемещения и консолидации ультрамафитов в верхней мантии и земной коре. Установленная эволюция микроструктур оливина отражает рубежи многократно наложенных пластических деформаций, которые при благоприятных условиях могут быть определяющими в локализации хромита, хризотил-асбеста, нефрита, жадеита среди ультрамафитов из офиолитовых комплексов.

Ключевые слова:

Офиолиты, ультрамафиты, пластические деформации, дуниты, гарцбургиты, оливин, петроструктурные узоры, хромшпинелид, геотермометр, температурные режимы.

Объектом исследования являются ультрамафиты Парамского и Шаманского массивов, которые представляют фрагменты Байкало-Муйского офиолитового пояса [1], расположенного в северо-восточном Прибайкалье (рис. 1).

Рис. 1. Географическое расположение Парамского и Шаманского ультрамафитовых массивов Байкало-Муйского офиолитового пояса. Массивы: 1 – Парамский, 2 – Шаманский

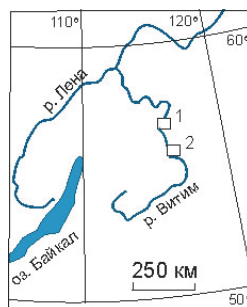


Fig. 1. Geographical location of the Paramsky and Shamansky ultramafic massifs of Baikal-Muya ophiolite belt. Massifs: 1 is Paramsky, 2 is Shamansky

Неоднородность пластического деформирования ультрамафитов

Дуниты и гарцбургиты в обоих массивах пластически деформированы, что является непрямым атрибутом метаморфических перидотитов из офиолитовых комплексов [2–5]. Степень пластического деформирования пород проявлена неоднозначно, что находит отражение в их микроструктурных особенностях. Типизация микроструктур проводилась по морфологическим признакам оливина, согласно

классификации, предложенной французскими петрологами [6]. Микроструктуры оливина объединяются в шесть типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфирокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный (мозаично-лейстовый) и мозаично-паркетовидный (рис. 2), последовательность которых отражает возрастание степени пластического деформирования дунитов и гарцбургитов.

Пространственное распределение выделенных микроструктур в изученных массивах от центра к

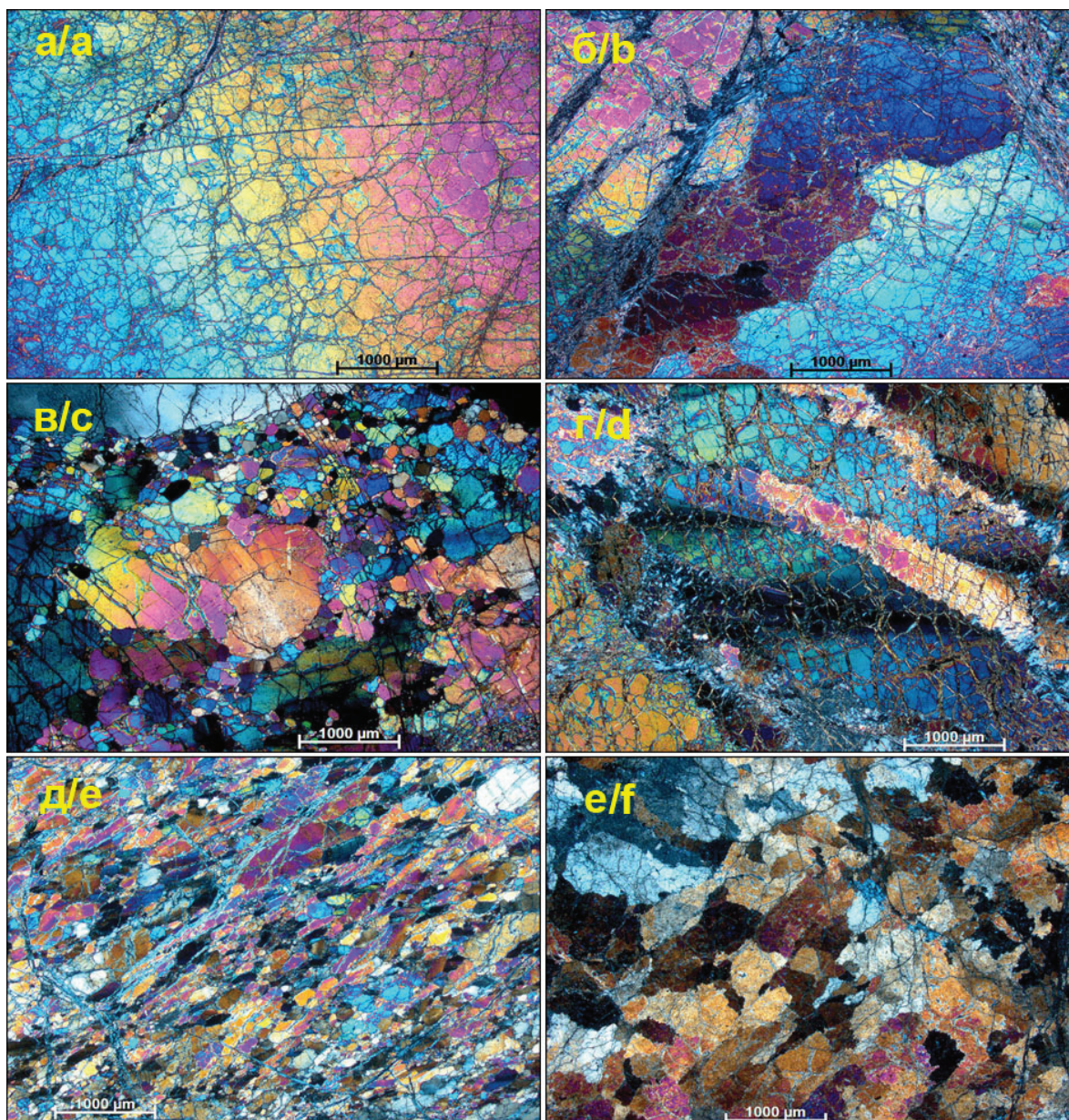


Рис. 2. Микроструктуры пластически деформированных дунитов: а) протогранулярная (обр. Па-26/5); б) мезогранулярная (обр. Па-12/4); в) порфирокластовая (обр. Ш-61/1); г) порфиroleйстовая (обр. Па-31/6); д) мозаично-лейстовая (обр. Па-59/2); е) мозаично-паркетовидная (обр. Па-22/3). Фото с анализатором

Fig. 2. Microstructures of plastically deformed dunites: a) protogranular (sample Pa-26/5); б) mesogranular (sample Pa-12/4); c) porphyroclastic (sample Sh-61/1); d) porphyroclath (sample Pa-31/6); e) mosaic-lath (sample Pa-59/2); f) mosaic-parquet-like (sample Pa-22/3). The pictures are with the analyzer

периферии характеризуется тенденцией уменьшения размера зерен в породах и отражает динамометаморфическую зональность [3, 7].

Протогранулярный тип микроструктуры оливина пользуется незначительным распространением и устанавливается в центральных частях массивов. В этом типе оливин имеет максимальные размеры зерен (от 4–10 до 25 мм) (рис. 2, а). Их форма субизометричная либо слабоудлиненная с округлыми плавными границами, часто сходящимися под углом 120°, что является показателем равновесности этой структуры и ее формирования в твердом субстрате [8]. Протогранулярный оливин отличается незначительной степенью пластических деформаций, которая фиксируется развитием единичных полос излома, возникающих при трансляционном скольжении по системе {0kl}[100], выявленной микроструктурным анализом на Федоровском століке [7]. При этом в соседних ламелях отмечаются минимальные углы (α) между одноименными кристаллооптическими осями. Зерна оливина обычно имеют однородное либо слабоволнистое погасание; обладают минимальной удельной поверхностью; для них характерно отсутствие предпочтительной ориентировки по форме (табл. 1). Такой практически изотропный узор рассматривается как следствие возникновения неориентированной системы, при формировании которой зёрна пространственно равноосны [9].

Мезогранулярный тип микроструктуры имеет значительное распространение среди ультрамафитов изученных массивов. Он возникает на месте пород с протогранулярным типом микроструктуры и образует с ним постепенные переходы. Дуниты и гарцбургиты с мезогранулярным типом имеют гранобластовую микроструктуру (рис. 2, б), возникающую в результате распада крупных неправильных протогранулярных зерен оливина на равновес-

ные индивиды, что находит отражение в увеличении удельной поверхности их зерен (табл. 1). Зерна оливина имеют субизометричную и слабоудлиненную форму, размер в среднем составляет 4–5 мм. Для них отмечается очень слабая степень проявления линейной ориентации. Границы зерен обычно плавно изогнутые либо прямолинейны и часто образуют тройные точки сочленения. Пластические деформации оливина проявляются в наличии полисинтетических полос пластического излома, обусловленных трансляционным скольжением по {0kl}[100], реже по (110)[001] с минимальными углами поворота (α до 12°) [7]. Погасание оливина обычно однородное либо слабоволнистое.

Порфирокластовый тип микроструктуры оливина ультрамафитов пользуется наибольшим распространением. Формирование этой микроструктуры связано с интенсивной синтетектонической рекристаллизацией зёрен прото- и мезогранулярного типов. В результате крупные пластически деформированные порфирокласты оказываются среди мелкозернистого агрегата (рис. 2, в). Возрастные степени пластической деформации пород находят отражение в увеличении удельной поверхности зерен оливина (табл. 1). Порфирокласты оливина с неровными, зазубренными границами имеют субизометричную, чаще удлиненную, линзовидную форму и отличаются заметной степенью линейной ориентации. Размер порфирокласт составляет по длине от 1,5 до 5–7 мм. Порфирокласты оливина обычно интенсивно пластически деформированы, для них характерно отчетливо выраженное неоднородное волнистое погасание и многочисленные полосы излома по системам {0kl}[100] и (110)[001] [7]. Величина угла (α) между одноименными осями в соседних ламелях варьирует весьма существенно (до 20°), по сравнению с этим параметром в прото- и мезогранулярном типах, что свидетель-

Таблица 1. Удельная протяженность границ зёрен оливина (ΣS) и степень их ориентации (α ор. %) в пластически деформированных ультрамафитах

Table 1. Specific length of the olivine grain boundaries (ΣS) and their orientation (α or., %) in the plastically deformed ultramafic rocks

№ обр. Sample No	Тип микроструктуры Type of microstructure	ΣS см/см ²	$\Sigma S_{из}$ см/см ²	$\Sigma S_{ор}$ см/см ²	α ор., % α or., %
		ΣS cm/cm ²	ΣS_{iz} cm/cm ²	ΣS_{or} cm/cm ²	
Па-26/5	Протогранулярный/Protogranular	12,8	–	–	–
Ш-23/1	– " –	14,0	–	–	–
Па-12/4	Мезогранулярный/Mesogranular	27,5	25,9	1,6	5,7
Ш-46/5	– " –	21,6	19,6	2,0	9,3
Па-26/9	Порфирокластовый/Porphyroclastic	38,3	26,1	12,2	33,7
Ш-64/1	– " –	29,4	16,1	13,3	45,2
Па-31/6	Порфиroleйстовый/Porphyrolath	51,9	20,4	31,5	60,7
Ш-43/1	– " –	41,2	18,3	22,9	55,6
Па-2/2	Мозаичный/Mosaic	82,3	50,1	32,2	33,1
Па-59/2	Мозаично-лейстовый/Mosaic-lath	161,1	54,0	107,1	66,5
Па-22/3	Мозаично-паркетовидный/Mosaic-parquet-like	128,1	76,4	51,7	40,4

Примечание. Удельная протяженность границ зерен оливина: ΣS – общая, $\Sigma S_{из}$ – изометричных зерен, $\Sigma S_{ор}$ – линейно ориентированных зерен.

Note. Specific length of the olivine grain boundaries: ΣS – total, ΣS_{iz} – of isometric grains, ΣS_{or} – of linear oriented grains.

стует об условиях неоднородного трансляционно-скольжения при меньших температурах его реализации [10].

Мозаичный агрегат зерен оливина формируется при синтетектонической рекристаллизации по границам крупных индивидов. При этом мозаичные агрегаты часто формируют субпараллельные полосы, ориентированные согласно удлинению порфирокласт. Мелкие рекристаллизованные зерна (необласты) развиваются по границам полос излома. Зерновые границы необласт и границ полос излома сходятся в тройных точках, что является результатом миграции зерновых границ в процессе синтетектонической рекристаллизации, при которой система стремится к термодинамическому равновесию с минимальной межзерновой энергией [11]. Размер рекристаллизованных зерен оливина примерно 0,5 мм; форма обычно субизометричная. Они также постоянно обнаруживают признаки пластической деформации в виде неоднородного волнистого погасания и полос излома по $\{0kl\}[100]$, развивающихся под острым углом (до 20°) к их удлинению.

Порфиroleйстовый тип микроструктуры оливина приурочен к зонам интенсивного пластического течения ультрамафитов. Этот тип микроструктуры обнаруживает сходство с порфирокластовым, от которого отличается более высокой удельной поверхностью зерен оливина и большей степенью ориентации его удлиненных индивидов (рис. 2, з; табл. 1).

Порфирокласты оливина представлены ленточными, удлиненными индивидами, имеющими строгую предпочтительную ориентировку по форме. Их размер по длинной оси составляет 1,5–3,5 мм при ширине 0,5–1,5 мм, отношение длины к ширине – 3/1–5/1 и более. Границы порфирокласт прямолинейные либо с неровными зубренными краями. Многочисленные полосы излома по $\{0kl\}[100]$ обычно ориентируются под углом примерно 45° – 60° к удлинению зерен и часто обнаруживают симметричное, перистое расположение в смежных индивидах по отношению к их удлинению, имеют полисинтетический характер, при этом ширина ламелей составляет 0,1–0,3 мм. Формирование полос излома трансляционным скольжением сопровождается значительными углами поворота вокруг оси вращения (α до 20° и более) с последующим расчленением зерен вдоль границ излома на отдельные индивиды.

Порфирокласты пластически деформированного оливина по краям синтетектонически рекристаллизованы с образованием мелкозернистого агрегата. Рекристаллизованные индивиды имеют эллипсоидальную, удлиненную форму (размером по длине до 1 мм при ширине примерно 0,3 мм) и ориентируются согласно с направлением удлинения крупных порфирокласт; нередко обтекают их с образованием структур будинажа. Оливин в мелкозернистом агрегате сохраняет следы интенсив-

ных пластических деформаций с проявлением неоднородного погасания и полос излома.

Мозаичный тип микроструктуры устанавливается в ультрамафитах из эндоконтактовых частей массивов и является результатом дальнейшего прогрессивного разрушения мезогранулярной и порфирокластовой микроструктур в результате синтетектонической рекристаллизации. Этот тип микроструктуры отличается присутствием мелкозернистого мозаичного агрегата субизометричных и слабоудлиненных зерен оливина (размером около 0,5 мм), в котором устанавливается предпочтительная ориентировка крупных удлиненных индивидов, что отражается в значительной удельной поверхности зерен оливина и существенной степени их ориентации (табл. 1). В оливине постоянно обнаруживается неоднородное погасание и реже полосы излома по системам $\{0kl\}[100]$ и $(110)[001]$.

Разновидностью мозаичного типа является *мозаично-лейстовый*, который отражает максимальную степень пластической деформации ультрамафитов. Этот тип микроструктуры тесно ассоциирует с порфиroleйстовым и приурочен к центральным частям линейных зон интенсивных сдвиговых перемещений. Мозаично-лейстовый тип отличается наличием равномернозернистого агрегата оливина с прямолинейными границами зерен, линзовидной либо лейстовой, ленточной формы (рис. 2, д), со строгой предпочтительной линейной ориентировкой, что отражается в максимальной удельной поверхности и наиболее высокой степени ориентации (табл. 1). Размер зерен по длине составляет до 1 мм, что в 2–3 раза больше их ширины. В оливине постоянно отмечаются волнистое погасание и полосы излома по системе $\{0kl\}[100]$, часто ориентированные симметрично к границам смежных индивидов.

Мозаично-паркетовидный тип микроструктуры оливина пользуется локальным распространением в ультрамафитах Пармского массива и, очевидно, связан с термальным воздействием на ультрамафиты более поздних интрузий габбро. Этот тип микроструктуры встречается локально в ультрамафитах Парамского массива. Формирование паркетовидного типа оливина, очевидно, обусловлено вторичной рекристаллизацией отжига, в результате которого, под влиянием внутренних напряжений, происходит распад пластически деформированных палеобластов оливина на мелкие ненапряженные индивиды и субзерна (необласты), которые имеют субизометричную, слабоудлиненную, призматическую либо неправильную форму (рис. 2, е). Часто наблюдаются постепенные переходы между отдельными индивидами с сохранением контуров исходных протозерен. В мозаичном агрегате отмечается предпочтительная ориентировка удлиненных индивидов оливина. Для оливина этого типа устанавливается значительная удельная поверхность зерен и высокая степень ориентации их границ (табл. 1). Характерной особенностью мелких индивидов паркетовидного оливина является однородное погасание.

Оценка температур оливин-хромшпинелиевых равновесий

Имеющиеся данные по химическому составу сосуществующей пары оливин-хромшпинелид позволяют определять температуры установившихся твердофазовых равновесий в пластически деформированных дунитах и гарцбургитах Парамского и Шаманского массивов. Для этих целей нами был использован геотермометр Фабри [12]. Его преимущество состоит в том, что он фиксирует термальные уровни динамического равновесия, связанного с деформацией и перекристаллизацией пород. Экспериментально установлено, что оливин-хромшпинелиевый термометр фиксирует не температуру образования парагенезиса, а температуру прекращения реакции обмена [13].

Расчет температурных равновесий оливин-хромшпинелиевых парагенезисов в пластически деформированных дунитах и гарцбургитах исследуемых массивов выявил значительные диапазоны их колебаний: от 498 до 868 °С (табл. 2).

Таблица 2. Температуры оливин-хромшпинелиевых равновесий в пластически деформированных ультрамафитах

Table 2. Temperatures of the olivine-chromspinelide equilibria in the plasticity deformed ultramafic rocks

Образец/Sample	M	R	S	Kd	T, °C
Па-26/5	1	1	1	10,29–16,71	748–863
Па-13/2	1	1	2	7,18–15,44	626–863
Па-26/9	1	1	3	6,70–6,77	707–711
Па-31/6	1	1	4	8,48–10,73	817–855
Па-59/2	1	1	5	33,25–36,58	697–715
Па-22/3	1	1	6	74,10–91,98	498–583
Па-31/9	1	2	1	12,11–21,06	686–805
Па-51/7	1	2	2	10,39–16,09	726–829
Па-1/9	1	2	3	7,96–8,00	838–839
Па-55/2	1	2	4	5,98–6,33	801–868
Па-59/3	1	2	6	98,28–109,00	548–571
Ш-26/1	2	1	2	25,16–37,36	612–619
Ш-2/2	2	1	3	23,03–29,94	668–669
Ш-6/1	2	1	4	13,16–44,41	608–754
Ш-41/5	2	1	5	30,26–32,95	635–647
Ш-23/1	2	2	1	13,49–82,17	571–698
Ш-33/6	2	2	3	36,93–103,00	540–636
Ш-1/1	2	2	4	14,63–94,38	567–731

Примечание. Массивы (M): 1 – Парамский (Па), 2 – Шаманский (Ш). Породы (R): 1 – дуниты, 2 – гарцбургиты. Микроструктуры оливина (S): 1 – протогранулярная, 2 – мезогранулярная, 3 – порфиороклатовая, 4 – порфиролейстовая, 5 – мозаично-лейстовая, 6 – мозаично-паркетовидная. Kd – коэффициенты распределения компонентов между сосуществующими оливинами и хромшпинелидами. T, °C – температуры равновесия, по Фабри [12].

Note. Massifs (M): 1 – Paramsky (Pa), 2 – Shamansky (Sh). Rocks (R): 1 – dunites, 2 – harzburgites. Microstructures of olivine (S): 1 – protogranular, 2 – mesogranular, 3 – porphyroclastic, 4 – porphyroblast-like, 5 – mosaic-lath, 6 – mosaic-parquet-like. Kd – coefficients of component distribution between the coexisting olivines and chromspinelides. T, °C – equilibrium temperatures, by Fabries [12].

Температурные вариации оливин-хромшпинелиевых равновесий наиболее отчетливо коррелируются со степенью деформации пород Парамского массива (рис. 3, а). Условно можно выделить три разных температурных режима пластических деформаций.

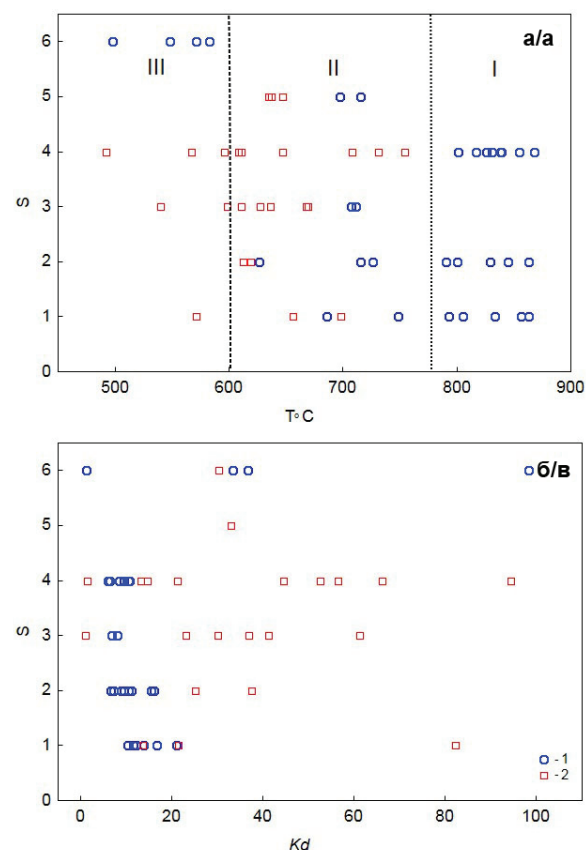


Рис. 3. Зависимость температур оливин-хромшпинелиевых равновесий (T, °C) (а) и коэффициентов распределения (Kd) (б) между сосуществующими оливинами и хромшпинелидами от степени деформации (S) в дунитах и гарцбургитах. I–III – режимы пластических деформаций: I – высоко-, II – средне-, III – низкотемпературные. Массивы: 1 – Парамский, 2 – Шаманский

Fig. 3. Dependence of olivine-chromspinelide balance temperatures (T, °C) (a) and distribution coefficients (Kd) (b) between the coexisting olivines and chromspinelides on the deformation degree (S) in dunites and harzburgites. I–III are the modes of plastic deformation: I is high-, II is middle-, III is low temperature. Massifs: 1 – Paramsky, 2 – Shamansky

Первый (I), наиболее высокотемпературный режим (более 780 °C), выявлен для дунитов и гарцбургитов с прото-, мезогранулярной и порфиролейстовой микроструктурами, претерпевшими пластические деформации главным образом высокотемпературным трансляционным скольжением.

Второй (II), среднетемпературный режим (600–780 °C), является наиболее характерным для дунитов и гарцбургитов с разнообразными типами микроструктур, пластические деформации в кото-

рых осуществлялись как трансляционным скольжением, так и синтетектонической рекристаллизацией. Значительные вариации температур для таких дунитов и гарцбургитов, очевидно, отражают последовательность и незаконченность прекращения реакций обмена между оливинами и хромшпинелидами, обусловленных наложенными регрессивными пластическими деформациями.

Третий (III), низкотемпературный режим (500–600 °C), связан с термальным воздействием на ультрамафиты Парамского массива более поздних интрузий габбро, что фиксируется вторичной рекристаллизацией отжига и образованием мозаично-паркетовидной микроструктуры оливина.

Из анализа величин коэффициента распределения магния и железа (Kd) в сосуществующих оли-

винах и хромшпинелидах (табл. 2, рис. 3, б) следует, что для дунитов Парамского массива, претерпевших наиболее высокотемпературные пластические деформации, величина Kd является минимальной и увеличивается в интенсивно деформированных породах с мозаично-лейстовой микроструктурой. Минимальные вариации этой величины в пределах одного микроструктурного типа оливина в ультрамафитах указывают на то, что метаморфические реакции между оливинами и сосуществующими хромшпинелидами преимущественно были завершены. Однако в дунитах и гарцбургитах Шаманского массива с различными типами микроструктур, а также ультрамафитах с мозаично-паркетовидной микроструктурой, претерпевших рекристаллизацию отжига, величина

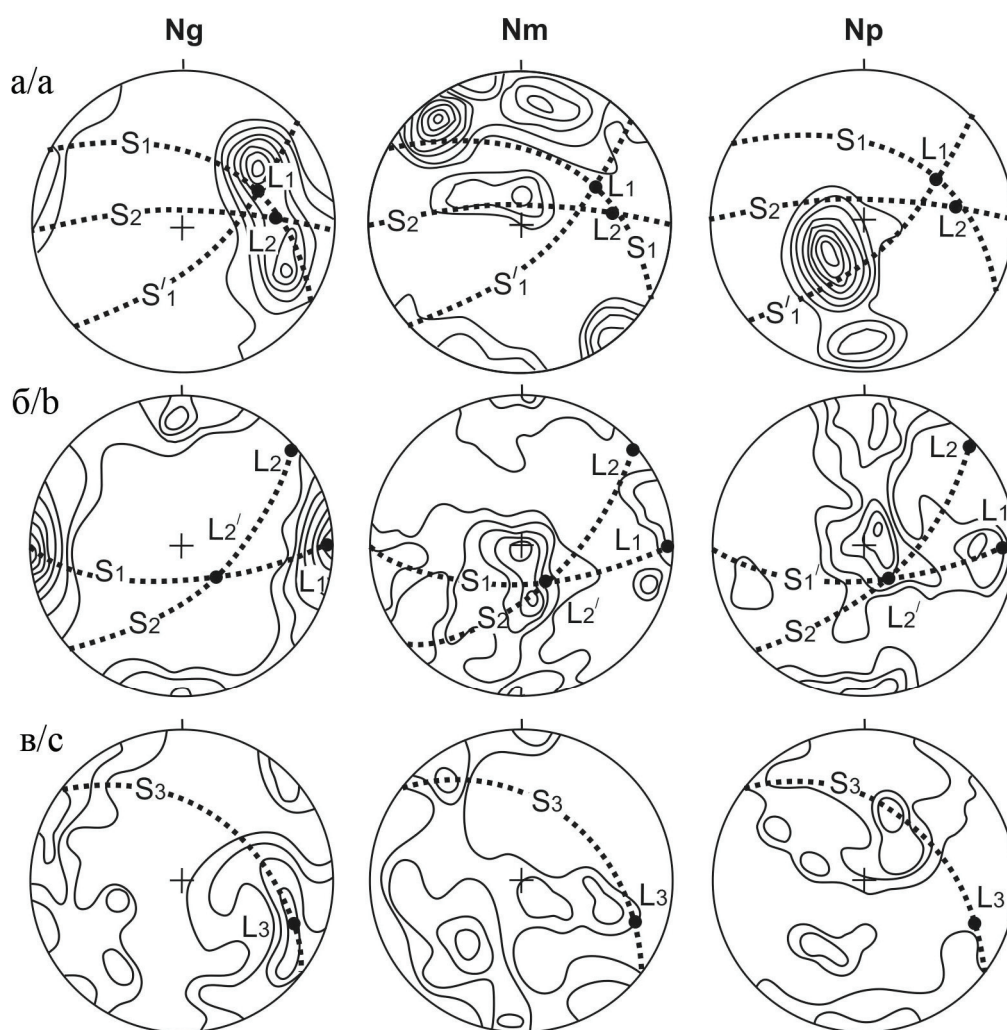


Рис. 4. Петроструктурные узоры оливина в дунитах. Деформационные типы микроструктур оливина: а) протогранулярный (обр. Па-55/4); б) порфиролейстовый (обр. Па-31/6); в) мозаичный (обр. Ш-41/5). Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы. Изолинии 1–2–4–6–8–10–12–14 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскости минеральной уплощенности (S) с линейностью (L)

Fig. 4. Petrofabrics of olivine in dunitites. Deformation types of olivine microstructures: a) protogranular (sample Pa-55/4); b) porphyroblast (sample Pa-31/6); c) mosaic (sample Sh-41/5). The diagrams are based on 100 measurements of optical indicatrix and they are oriented by cardinal points. The projections are on the upper hemisphere; the contour lines 1–2–4–6–8–10–12–14 % are on 1 % of the Schmidt net area; the dotted lines are the planes of mineral flattening (S) with linearity (L)

Kd значительно варьирует и не обнаруживает какой-либо связи со степенью деформации, что, наиболее вероятно, является отражением неравномерности и незавершенности метаморфических реакций между оливинами и хромшпинелидами на уровне среднетемпературного режима пластических деформаций.

Петроструктурный анализ

Ранее установленные петроструктурные узоры оптических ориентировок оливина в дунитах Парамского и Шаманского массивов (рис. 4) позволили установить термодинамические условия пластического деформирования ультрамафитов на уровнях верхней мантии и земной коры [3]. Динамокинематическая интерпретация петроструктурных узоров в выделенных микроструктурных типах пластически деформированных дунитов и гарцбургитах проводилась с использованием данных зарубежных исследователей по экспериментально и природно-деформированным породам и минералам [12, 14–18].

Протогранулярный тип. Петроструктурный узор оливина (рис. 3, а) отражает два этапа пластической деформации дунитов. На первом, мантийном этапе, пластическое деформирование оливина осуществлялось механизмом трансляционного скольжения по наиболее высокотемпературной системе (010)[100], которое, очевидно, происходило при осевой деформации в режиме низкой скорости и высокой температуры. При этом оси Np ориентируются преимущественно вдоль направления сжатия (σ_3), а оси Ng – согласно оси растяжения $\sigma_1 \parallel L_1$ [14]. По экспериментальным данным, наиболее высокотемпературное трансляционное скольжение реализуется при температурах свыше 1000 °C, низком стрессе (10–20 МПа) и медленной скорости ($\epsilon < 10^{-8} \text{ с}^{-1}$) [18]. При высоких температурах ультрамафиты подвергаются первичной статической рекристаллизации отжига [8, 10], способствующей образованию свободных от напряжений крупных зерен протогранулярного оливина.

Второй этап связан с перемещением ультрамафитов в верхние части земной коры. Он сопровождался сдвиговыми пластическими деформациями в условиях понижения температуры (ниже 1000 °C), возрастания напряжений (до 120 МПа) и увеличения скорости ($\epsilon > 10^{-5} \text{ с}^{-1}$) [18]. В результате образовалась новая система уплощенности зерен оливина S_2 и линейность L_2 , которая способствовала усложнению петроструктурного узора оливина. На начальной стадии сдвига происходила активизация системы скольжения в зернах оливина, наследуемой от предыдущего этапа, которая способствовала усилению плотности концентрации исходного Ng-максимума. Последующее возрастание скорости сдвига способствовало активизации новой дополнительной системы скольжения, в результате чего образовался узор с двумя максимумами Ng, симметричными к S_2 и L_2 . На этом этапе

пластическая деформация оливина реализовалась трансляционным скольжением по системе (001)[100] при подчиненной роли синтетектонической рекристаллизации, с образованием локального максимума Np, субнормального к S_2 .

Порфиroleйстовый тип. Оливин имеет сложный узор оптической ориентировки (рис. 3, б), предполагающий два этапа пластической деформации дунитов. На раннем этапе сформировался узор с Ng-максимумом в плоскости минеральной уплощенности S_1 , совмещенным с L_1 . Перпендикулярно к L_1 отмечаются совмещенные пояса осей Nm и Np. Отмечается локальный максимум Np, нормальный к S_1 . Такая ориентировка оливина связана с пластическим деформированием в условиях осевого сжатия, которое реализовалось механизмом трансляционного скольжения по системам (010)[100], {0kl}[100]. Этот этап отвечает формированию протогранулярного оливина.

Последующий этап пластического деформирования дунитов обусловлен сдвиговыми деформациями в плоскости S_1 , что способствовало образованию переориентированной минеральной уплощенности S_2 и L_2 , а также растягиванию Ng-максимума в горизонтальный пояс с двумя сопряженными максимумами, симметричными по отношению к S_2 и L_2 . С возрастанием деформации горизонтальная линейность L_2 частично переориентируется в субвертикальное положение (L_2), совмещенное с Nm-максимумом и с осью внешнего вращения (σ_2). Такой петроструктурный узор с двумя сопряженными максимумами Ng связан с возникновением двух множеств зерен оливина с плоскостями трансляционного скольжения {0kl}[100]. При этом наиболее благоприятно ориентированными являются зёрна с плоскостью скольжения, близкой к плоскости сдвига. Другие индивиды с плоскостью скольжения, нормальной к плоскости сдвига, оказываются неблагоприятно ориентированными, и с возрастанием деформации их доля уменьшается. Одновременно с увеличением степени деформации увеличивается роль синтетектонической рекристаллизации. Наличие многочисленных полос излома в зёрнах оливина указывает на дискретность внутрикристаллического трансляционного скольжения, которое протекало в условиях снижения температур ($T \sim 1000\text{--}750 \text{ °C}$), значительных напряжений (100–120 МПа) и высоких скоростей ($\epsilon > 10^{-5} \text{ с}^{-1}$) [18] в процессе перемещения ультрамафитов в земной коре по глубинным надвигам.

Мозаичный тип. Оптическая ориентировка мозаичного оливина имеет предпочтительную ориентировку (рис. 3, в), при которой наблюдаются максимумы осей Ng, Nm и Np, расположенные ортогонально. Максимум Ng совмещен с L_3 , а максимум Nm ориентирован субнормально к S_3 . Максимумы Ng и Nm растягиваются в совмещенные пояса, субнормальные к максимуму Np. Отмечается концентрация осей Np, ориентированных субнормально к S_3 . Такая оптическая ориентировка мозаичного

оливина, вероятно, образовалась трансляционным скольжением по системе (001)[100] и синтетонической рекристаллизацией. Подобные петроструктурные узоры оливина пользуются заметным распространением в синтетонически рекристаллизованных дунитах и установлены экспериментально [19, 20].

Выводы

Таким образом, ультрамафиты офиолитовых комплексов в процессе мантийно-коровой эволюции претерпели значительные структурно-вещественные преобразования, которые обусловлены главным образом высокотемпературными пластическими деформациями. По составу сосуществующих минералов ультрамафиты изученных массивов относятся к предельно деплетированным ультрамафитам гарцбургитового подтипа. Метаморфические дуниты и гарцбургиты характеризуются значительным разнообразием деформационных микроструктур оливина, которые отражают последовательность их пластических деформаций и объединяются в шесть типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфинокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный (мозаично-лейстовый) и мозаично-паркетовидный.

Согласно нашим исследованиям и с учетом экспериментальных данных, петроструктуры оливина в протогранулярном и мезогранулярном типах сформировались трансляционным скольжением и статической рекристаллизацией отжига при $T > 1000$ °C и более, $\sigma = 10\text{--}20$ МПа, $\varepsilon < 10^{-8}$ с⁻¹ в условиях соосных деформаций на значительных глубинах в верхней мантии [3]. Петроструктуры других

типов оливина образовались трансляционным скольжением и при активной роли синтетонической рекристаллизации в условиях несоосных деформаций в широком интервале температур при возрастающей роли стресса и значительной скорости ($T < 1000$ °C, $\sigma > 100\text{--}120$ МПа, $\varepsilon > 10^{-5}$ с⁻¹). Они отражают перемещение и консолидацию ультрамафитов в земной коре. Паркетовидный тип микроструктуры обусловлен термальным воздействием на ультрамафиты в эндоконтактных частях массивов более поздних интрузий габбро, что нашло отражение в микроструктуре вторичного отжига.

В процессе пластических деформаций пород происходит изменение химического состава породообразующих минералов, обусловленное активным обменом петрогенными элементами между сосуществующими минералами, главным образом оливином и хромшпинелидом. Выявленные температурные равновесия отражают регрессивную направленность метаморфических преобразований оливина и хромшпинелида, которые обусловлены сменой высокотемпературных пластических деформаций среднетемпературными с возрастанием роли синтетонической рекристаллизации. При этом взаимные реакции между оливином и хромшпинелидом часто оказываются незавершенными, что находит отражение в значительных интервалах температурных равновесий между сосуществующими минералами. В дальнейшем в условиях консолидации в земной коре ультрамафиты под влиянием габброидных интрузий подвергались относительно низкотемпературным процессам вторичного отжига.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Орсов Д.А. Геодинамические обстановки и металлогения Саяно-Байкальской горной области // Отечественная геология. – 2013. – № 3. – С. 7–15.
2. Савельева Г.Н., Суслон П.В. Структура и состав мантийных перидотитов на границе с коровыми комплексами офиолитов в массиве Сым-Кеу, Полярный Урал // Геотектоника. – 2014. – Т. 48. – № 5. – С. 347–358.
3. Чернышов А.И. Петроструктурная эволюция оливинов в ультрамафитах Парамского и Шаманского массивов (Байкало-Муйский офиолитовый пояс) // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 11. – С. 121–132.
4. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитоносного массива в Западном Саяне // Геотектоника. – 2013. – № 4. – С. 31–46.
5. Recrystallization Features in Olivine from Dunites of the Tar-lashkinsk Ultramafic Massif: new data from the EBSD analysis of rock-forming grains / A.S. Kulkov, A.I. Chernishov, D.V. Lyshagin, P.A. Tishin // Advanced Materials Research. – 2015. – V. 1085. – P. 319–323.
6. Mercier J.C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenoliths from basalts // J. Petrol. – 1975. – V. 6. – P. 454–487.
7. Пугачева Е.Е. Петрология гипербазитов Шаманского массива (Средневишневская горная страна): автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Томск: Изд-во ТГУ, 1996. – 18 с.
8. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. – М.: Недра, 1980. – 226 с.
9. Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. – М.: Изд-во «Металлургия», 1970. – 376 с.
10. Николя А. Основы деформации горных пород. – М.: Мир, 1992. – 168 с.
11. Michibayashi K., Suzuki M., Komori N. Progressive deformation partitioning and recrystallization of olivine in the lithospheric mantle // Tectonophysics. – 2013. – V. 587. – P. 79–88.
12. Fabries I. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex // Contrib. Mineral. Petrol. – 1979. – V. 69. – № 4. – P. 329–336.
13. Roeder P., Campbell J., Jamieson H. A Re-Evolution of the olivine-spinel geothermometer // Contrib. Mineral. and Petrol. – 1979. – V. 68. – № 3. – P. 325–334.
14. Vauchez A., Tommasi A., Mainprice D. Faults (shear zones) in the Earth's mantle // Tectonophysics. – 2012. – V. 558–559. – P. 1–27.
15. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. – New York: Wiley-Interscience, 1976. – 444 p.
16. Natural olivine crystal-fabrics in the western Pacific convergence region: a new method to identify fabric type / K. Michibayashi, D. Mainprice, A. Fujii, S. Uehara, Yu. Shinkai, Yu. Kondo, Ya. Ohara, T. Ishii, F. Fryer, Sh.H. Bloomer, A. Ishiwatari, J.W. Hawkins, Sh. Ji // Earth and Planetary Science Letters. – 2016. – V. 443. – P. 70–80.

17. Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis / Ed. by H.-R. Wenk. – London: Academic Press, 1985. – 610 p.
18. In situ observation of crystallographic preferred orientation of deforming olivine at high pressure and high temperature / T. Ohuchi, Yu. Nishihara, Yu. Seto, T. Kawazoe, M. Nishi, G. Maruyama, M. Hashimoto, Yu., K.-I. Higo Funakoshi, A. Suzuki, T. Kikegawa, T. Irifune // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. – 2015. – V. 243. – P. 1–21.
19. Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. – 398 с.
20. Piccardo G.B. Evolution of the lithospheric mantle during passive rifting: Inferences from the alpine-Apennine orogenic peridotites // *Gondwana Research*. – 2016. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X16300107> (дата обращения: 20.02.2016).

Поступила 25.02.2016 г.

Информация об авторах

Чернышов А.И., доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии геолого-географического факультета Национального исследовательского Томского государственного университета.

Пугачёва Е.Е., кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геоэкологии и геохимии Института природных ресурсов Национального исследовательского Томского политехнического университета.

UDC 552.321.6:552.164

HETEROGENEITY OF PLASTIC DEFORMATIONS OF OLIVINE IN ULTRAMAFIC ROCKS OF THE BAIKAL-MUYA OPHIOLITE BELT (NORTH-EAST OF BAIKAL)

Alexey I. Chernyshov¹,
aich@ggf.tsu.ru

Elena E. Pugacheva²,
E-mail: pugachevae@tpu.ru

¹ National Research Tomsk State University,
36, Lenin Avenue, Tomsk, 634050, Russia.

² National Research Tomsk Polytechnic University,
30, Lenin Avenue, Tomsk, 634050, Russia.

Relevance of the research. Permanently identified signs of plastic flow in ultramafic rocks predetermined an approach to their study as metamorphic rocks. This approach uses non-traditional method of the petrofabric analysis. This method allows reconstructing the chronological sequence of formation and plastic deformation of ultramafic rocks in the upper mantle-crust, revealing the general trend of structural and matter evolution, and solving a number of urgent problems of the ultramafic mineral genesis.

The aim of the study is to develop a scenario of the structural evolution of the Paramsky and Shamansky ultramafic massifs of the Baikal-Muya ophiolite belt at the upper mantle-crust levels through the dunite and harzburgite microstructural heterogeneity, typing their microstructures, calculating olivine-chromospinelide thermal equilibrium, and olivine petrofabric analysis.

Methods. The detailed petrographic characteristics of ultramafic rocks were performed by the polarizing microscope AxioScope-40 (Carl Zeiss). This study allowed carrying out microstructural typification of dunites and harzburgites. It was based on the morphological features of olivine and it was developed by many researchers. Quantification of deformation microstructures in olivine of ultramafic rocks was studied using the stereometric metallography. Microstructural analysis of olivine is an integral part of the petrofabric study of the ultramafic rocks. It allows determining the preferred orientation of minerals in the internal structure, which in their turn is a reflection of the thermodynamic conditions of their plastic deformation. The olivine and chromospinelide matter composition was determined using micro X-ray spectrum, obtained by microanalyser «Camebax» in the Institute of Petroleum Geology and Geophysics of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (Novosibirsk). The thermal equilibrium was calculated using olivine-chromospinelide Fabry geothermometer on the matter composition of coexisting olivine and chromospinelide.

Results. The research provided the identification of the deformation microstructures of olivine for dunites and harzburgites of the Paramsky and Shamansky ultramafic massifs of the Baikal-Muya ophiolite belt. They are grouped into six types: protogranular, mesogranular porphyroclastic, porphyrolath, mosaic (mosaic-lath), mosaic-parquet-like. The spatial distribution of the allocated microstructures in the studied massifs from the center to the periphery is characterized by reducing the grain size in the rocks. This feature shows the increase in their plastic deformation degree and reflects the dynamometamorphic zoning. The petrofabric analysis of the olivine in the identified microstructural types allowed determining thermodynamic conditions of their realization. These microstructures reflect a regressive trend of metamorphic transformations of the ultramafic rocks by high-temperature plastic deformations, syntectonic recrystallization, and secondary annealing recrystallization in formation, transformation and consolidation in the upper mantle – earth's crust. The identified evolution of the olivine microstructures reflects the limits of repeatedly overlaid plastic deformations, which can be decisive in localization of chromite, chrysotile asbestos, jade, and jadeite within ultramafic rocks of ophiolite complexes under favorable conditions.

Key words:

Ophiolites, ultramafic rocks, plastic deformations, dunite, harzburgite, olivine, petrofabrics, chromospinelide, geothermometer, temperature regimes.

REFERENCES

- Gordienko I.V., Bulgatov A.N., Orsoev D.A. Geodynamic settings and metallogeny of Sayan-Baikal mountain region. *Otechestvennaya geologiya*, 2013, no. 3, pp. 7–15. In Rus.
- Savelyeva G.N., Suslov P.V. Structure and composition of mantle peridotites at the boundary with crustal complexes of ophiolites in the Syumkeu massif, Polar Urals. *Geotectonics*, 2014, vol. 48, no. 5, pp. 3–16. In Rus.
- Chernyshov A.I. Petrostructural signature of olivines of ultramafic rocks of the Paramsky and Shamansky massifs (Baikal-Muya ophiolite belt). *Russian geology and geophysics*, 2005, vol. 46, no. 11, pp. 121–132. In Rus.
- Chernyshov A.I., Yurichev A.N. Petrostructural evolution of ultramafic rocks of the Kalninsky chromite-bearing massif, Western Sayan. *Geotectonics*, 2013, no. 4, pp. 31–46. In Rus.
- Kulkov A.S., Chernyshov A.I., Lychagin D.V., Tishin P.A. Recrystallization features in olivine from dunites of the Tarlaskinsk ultramafic massif: new data from the EBSD analysis of rock-forming grains. *Advanced Materials Research*, 2015, vol. 1085, pp. 319–323.
- Mercier J.C., Nicolas A. Textures, structures and fabrics of upper mantle peridotites, as illustrated by xenolites from basalts. *J. Petrol.*, 1975, vol. 6, pp. 454–487.
- Pugacheva E.E. *Petrologiya giperbazitov Chamanskogo massiva (Srednevitimskaya gornaya strana)*. Dis. Kand. nauk [Petrology of ultrabasic rocks of the Shamansky massif (Srednevitim Highland). Cand. Diss.]. Tomsk, 1996. 18 p.
- Vernon R.H. *Metamorficheskie protsessy* [Metamorphic processes]. Moscow, Nedra Publ., 1980. 226 p.
- Saltykov S.A. *Stereometricheskaya metallografiya* [Stereometric metallography]. Moscow, Metallurgiya Publ., 1970. 376 p.

10. Nicolas A. *Osnovy deformatsii gornykh porod* [Fundamentals of rocks deformation]. Moscow, Mir Publ., 1992. 168 p.
11. Michibayashi K., Suzuki M., Komori N. Progressive deformation partitioning and recrystallization of olivine in the lithospheric mantle. *Tectonophysics*, 2013, vol. 587, pp. 79–88.
12. Fabries I. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from Ultramafic Complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, vol. 69, no. 4, pp. 329–336.
13. Roeder P., Campbell J., Jamieson H. A Re-Evolution of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1979, vol. 68, no. 3, pp. 325–334.
14. Vauchez A., Tommasi A., Mainprice D. Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics*, 2012, vol. 558–559, pp. 1–27.
15. Nicolas A., Poirier J.P. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. New York, Wiley-Interscience, 1976. 444 p.
16. Michibayashi K., Mainprice D., Fujii A., Uehara S., Shinkai Yu., Kondo Yu., Ohara Ya., Ishii T., Fryer F., Bloomer Sh.H., Ishiwatari A., Hawkins J.W., Ji Sh. Natural olivine crystal-fabrics in the western Pacific convergence region: a new method to identify fabric type. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, vol. 443, pp. 70–80.
17. *Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis*. Edited by H.-R. Wenk. London, Academic Press, 1985. 610 p.
18. Ohuchi T., Nishihara Yu., Seto Yu., Kawazoe T., Nishi M., Maruyama G., Hashimoto M., Higo Yu., Funakoshi K.-I., Suzuki A., Kikegawa T., Irifune T. In situ observation of crystallographic preferred orientation of deforming olivine at high pressure and high temperature. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2015, vol. 243, pp. 1–21.
19. Goncharenko A.I. *Petrostrukturalnaya evolyutsiya alpinotipnykh giperbazitov* [Petrostructural evolution of ultrabasic rocks]. Tomsk, Tomsk University Publ., 1989. 398 p.
20. Piccardo G.B. Evolution of the lithospheric mantle during passive rifting: Inferences from the alpine-Apennine orogenic peridotites//Gondwana Research. 2016. Available at: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1342937X16300107> (accessed 20 February 2016).

Received: 25 February 2016.

Information about the authors

Alexey I. Chernyshov, Dr. Sc., professor, Head of the Department, National Research Tomsk State University.

Elena E. Pugacheva, Cand. Sc., associate professor, National Research Tomsk Polytechnic University.