УДК 552.321.6

## МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ АГАРДАГСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТЫВА)

## GSR Teleston

### А.А. Пешков, А.И. Чернышов, К.В. Бестемьянова

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Исследование минералогического состава пород Агардагского массива позволило выявить особенности состава минералов, обусловленные формированием ультрамафитов, их высокотемпературным метасоматическим преобразованием, а также прогрессивным и последующим регрессивным метаморфизмом на уровнях верхней мантии и земной коры, отражающие их мантийно-коровую эволюцию.

Ключевые слова: офиолиты, ультрамафиты, петрография, минералогия, гарибургиты, дуниты.

#### Ввеление

Объектом настоящего исследования является минералогический состав ультрамафитов Агардагского массива, расположенного в юго-восточной части Тывы.

Этот массив на протяжении многих лет неоднократно являлся объектом изучения многих исследователей [Пинус и др., 1955; Пинус, Колесник, 1966; Велинский и др., 1978; Гончаренко, 1989; Котляров, Симонов, 2009; Симонов и др., 2009]. Однако до настоящего времени многие вопросы, связанные с наложенными метаморфическими преобразованиями ультрамафитов, остаются дискуссионными и требуют дальнейшего изучения, что определяет актуальность настоящего исследования.

Основной целью статьи является детальное рассмотрение особенностей минералогического состава ультрамафитов Агардагского массива на основе оригинальных данных микрозондового анализа минералов. Полученные результаты позволили впервые установить эволюционную направленность метаморфогенного преобразования состава исследованных минералов.

## Геологическая характеристика объекта исследования

Агардагский массив приурочен к Агардагской шовной зоне сочленения Сангиленского срединного сиалического массива с раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоной [Гоникберг, 1999].

Он располагается в юго-западной части Южно-Тувинского офиолитового пояса (рис. 1). Массив имеет линзовидную форму и протяженность около 23 км при ширине до 3,2 км и вытянут в северовосточном направлении согласно с региональной структурой [Гончаренко, 1989]. Контакты Агардагского массива часто осложнены проникающими в него тектоническими клиньями кристаллических сланцев, а в зонах экзоконтакта нередко отмечаются отторженцы ультрамафитов. Вмещающие породы представлены кристаллическими сланцами с прослоями известняков, кремнистых и терригенных пород венд-кембрийского возраста [Никитчин, 1969].

Массив преимущественно сложен породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса с преобладанием гарцбургитов, которые претерпели интенсивные пластические деформации [Чернышов и др., 1992]. Дуниты и гарцбургиты часто интенсивно серпентинизированы, вплоть до серпентинитов. В восточной части массива в экзоконтактовых зонах габброидных интрузий встречаются верлиты и клинопироксениты. В массиве среди дунитов и гарцбургитов выявлены многочисленные, небольшие по размерам тела хромититов [Никитчин, 1969].

Вдоль южного эндоконтакта массива в его центральной части проходит зона наиболее активной тектонической переработки. Здесь ультрамафиты представлены рассланцованными антигоритовыми серпентинитами, которые прорываются многочисленными мелкими дайко- и линзообразными телами габбро, габбро-диабазов и плагиогранитов. В пределах этой зоны среди серпентинитов сосредоточено большинство апобазитовых родингитовых тел. В пределах массива неравномерно встречаются линейные тела лиственитов, протяженностью в несколько десятков метров при мощности до нескольких метров, которые тяготеют к зонам трещиноватости и тектоническим контактам с вмещающими толщами [Ойдуп, 1987; Ойдуп, Кужугет, 1989].

© Пешков А.А., Чернышов А.И., Бестемьянова К.В., 2021 DOI: 10.17223/25421379/18/3

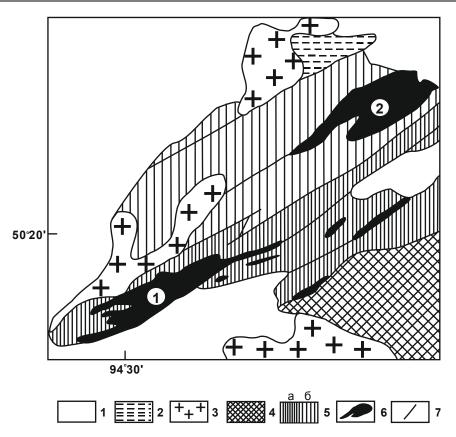


Рис. 1. Геологическая позиция и схема геологического строения Агардагского массива (составлена по материалам [Гоникберг, 1999] с дополнениями авторов)

1 – кайнозойский чехол; 2 – осадочные отложения и средне-кислые вулканиты (O<sub>3</sub>-D); 3 – гранитоиды (O-D); 4 – Сангиленский сиалический массив (R<sub>3</sub>- $\mathcal{C}_1$ ); 5 – Агардагская межблоковая зона (структурные этажи: a – средний кремнисто-базальтоидный, V- $\mathcal{C}_1$ , 6 – верхний туфогенно-карбонатный,  $\mathcal{C}_1$ ); 6 – массивы габброидов и гипербазитов (V- $\mathcal{C}_1$ ): 1 – Агардагский, 2 – Карашатский; 7 – геологические границы и разломы

## Fig. 1. Geological position and scheme of the geological structure of the Agardag massif (compiled from materials [Gonicberg, 1999] with the authors' additions)

1 – cenozoic cover; 2 – sedimentary deposits and medium acid volcanics (O<sub>3</sub>-D); 3 – granitoids (O-D); 4 – Sangilen sialic massif (R<sub>3</sub>- $\mathfrak{C}_1$ ); 5 – Agardag interblock zone (structural levels: a – middle siliceous-basaltoid, V- $\mathfrak{C}_1$ , b – upper tuffaceous-carbonate,  $\mathfrak{C}_1$ ); 6 – massifs of gabbroids and hyperbasites (V- $\mathfrak{C}_1$ ): 1 – Agardag, 2 – Karashat; 7 – geological boundaries and faults

#### Методы исследования

Петрографическое изучение ультрамафитов осуществлялось на поляризационном микроскопе AxioScop 40 фирмы Carl Zeiss.

Химический состав минералов получен на рентгеноспектральном микроанализаторе с электронным зондом на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega II LMU, оборудованном энергодисперсионным спектрометром (с детектором Si (Li) Standard) INCA Energy 350 и волнодисперсионным спектрометром INCA Wave 700 в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ, г. Томск (аналитик К.В. Бестемьянова).

Химический состав оливинов из верлитов и клинопироксенитов, хромшпинелидов из верлитов был заимствован [Лоскутов и др., 1999].

#### Петрографическая характеристика ультрамафитов

Массив преимущественно сложен реститовыми породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса с преобладанием гарцбургитов [Пешков, Чернышов, 2019]. При этом гарцбургиты являются менее деплетированными образованиями, а дуниты, очевидно, - предельно деплетированными. Дуниты и гарцбургиты претерпели интенсивные пластические деформации, что находит отражение в искажении внутренней структуры оливина [Чернышов и др., 1992]. Незначительным распространением пользуются породы верлит-клинопироксенитовой ассоциации, которые являются продуктами клинопироксенизации исходных дунитов и гарцбургитов и которые неоднократно отмечались во многих ультрамафитовых массивах офиолитовых комплексов [Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; **Чернышов** и др., 2020].

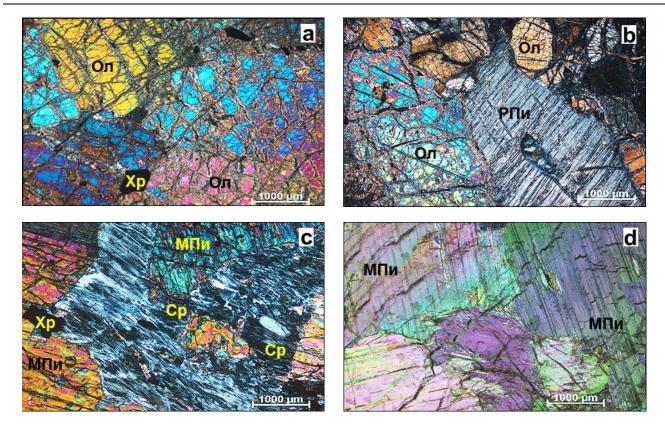


Рис. 2. Породы Агардагского массива

а – дунит (обр. 15027); b – гарцбургит (обр. Аг-56); c – верлит (обр. Аг-6/3); d – клинопироксенит (обр. Аг-6/1). Ол – оливин, РПи – ромбический пироксен, МПи – моноклинный пироксен, Хр – хромшпинелид, Ср – серпентин

Fig. 2. Rocks of the Agardag massif

a – dunite (sample 15027); b – harzburgite (sample Aг-56); c – wehrlite (sample Aг-6/3); d – clinopyroxenite (sample Aг-6/1). Ол – olivine, РПи – rhombic pyroxene, МПи – monoclinic pyroxene, Xp – chromespinelide, Cp – serpentine

**Гарцбургиты** Агардагского массива являются наименее деплетированными мантийными образованиями и представлены относительно свежими и серпентинизированными разностями, нередко переходящими в апогарцбургитовые серпентиниты. Их структура среднезернистая, текстура однородная, реже директивная. Они сложены, главным образом, оливином (~70–85 %), при подчиненной роли энстатита (~15–30 %), в качестве акцессорного минерала отмечается хромшпинелид.

Оливин в гарцбургитах образует субизометричные, иногда вытянутые зерна с плавными и заливообразными границами. Их размер 3–6 мм. Удлиненные зерна нередко обнаруживают предпочтительную ориентировку и отражают направление директивности. Для них характерно однородное погасание. Для пластически деформированных зерен оливина отмечается неоднородное погасание и полосы пластического излома. Зерна оливина обычно разбиты многочисленными хаотичными трещинками, вдоль которых они замещаются петельчатым поперечно-волокнистыми жилками и пластинчатоволокнистыми индивидами лизардита либо хризотилом. При этом для волокон лизардита характерно

отрицательное удлинение, а для хризотила — положительное. Нередко зерна оливина интенсивно замещены более поздними пластинчатыми и чешуйчатыми индивидами антигорита.

Энстатиты наблюдаются в виде субизометричных, ксеноморфных, нередко удлиненных индивидов, которые обнаруживают субпараллельную ориентировку согласно директивности породы. Их размер от 3 до 6 мм. В пластически деформированных индивидах проявляется неоднородное погасание.

Энстатит интенсивно псевдоморфно замещается вторичными минералами (см. рис. 2). Псевдоморфозы сложены баститом, а также микрозернистыми агрегатами оливин-клинопироксен-тремолит-серпентин-магнетитового состава с различными вариациями минералов, вплоть до мономинеральных. Подобное разнообразие псевдоморфного замещения отмечалось в гарцбургитах Оспинского массива [Гончаренко, Чернышов, 1990].

Псевдоморфозы бастита по энстатиту встречаются в серпентинизированных гарцбургитах. Они полностью унаследуют исходную структуру энстатита. В них отчетливо выражена призматическая спайность, они выделяются низкими цветами интерференции.

Погасание прямое, часто неоднородное субблоковое, иногда отмечаются полосы пластического излома.

Клинопироксеновые псевдоморфозы. Процесс замещения начинается обычно с периферии индивидов ортопироксена с возникновением оторочки светло-коричневого скрытокристаллического агрегата клинопироксена. Псевдоморфозы клинопироксена окрашены в светло-бурый цвет и содержат мелкие равномерно рассеянные зерна магнетита, которые концентрируются в агрегаты, образуя тонкие оторочки по краям индивидов. В других случаях псевдоморфозы имеют параллельно-волокнистое строение, обусловленное реликтовой спайностью ортопироксена.

Магнетит-оливин-клинопироксеновые псевдоморфозы отличаются от предыдущих наличием вторичного оливина, мелкозернистый агрегат которого проявляется вдоль реликтовой спайности либо по трещинам. Размер зерен оливина составляет сотые и десятые доли миллиметра. Скопления вторичного оливина обычно насыщены тонкодисперсным магнетитом.

Магнетит-оливиновые псевдоморфозы образуются в результате полной оливинизации клинопироксена. Псевдоморфозы имеют зональное строение, внешняя зона насыщена тонкодисперсным магнетитом, а центральная выполнена гранобластовым агрегатом оливина, импрегнированного магнетитом. Оливин имеет таблитчатую и призматическую форму и располагается вдоль реликтовой спайности.

Магнетитовые псевдоморфозы отличаются обильной насыщенностью псевдоморфоз клинопироксена магнетитом. Среди магнетитовых агрегатов обычно отмечаются мельчайшие зерна вторичного оливина.

**Хромипинелиды** наблюдаются в виде редкой вкрапленности зерен, эвгедральной либо неправильной формы с размерами до 2 мм. В центральных частях зерна хромшпинелидов нередко просвечивают красно-вишневым цветом. Чаще они имеют черный цвет вследствие замещения магнетитом.

Дуниты являются предельно деплетированными образованиями и также представлены как свежими, так и серпентинизированными разностями, вплоть до серпентинитов.

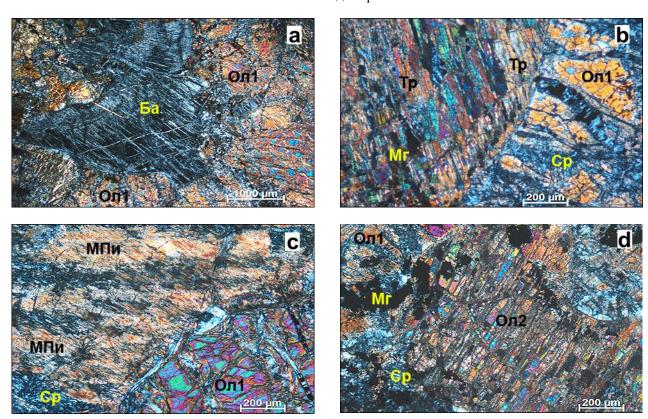


Рис. 3. Псевдоморфные замещения энстатита

а — баститовые (обр. Аг-40/1); b — тремолит-магнетитовые (обр. 15002); c — клинопироксеновые (обр. 15010); d — магнетитоливиновые (обр. 15002). Ол1 — оливин в основной массе, Ол2 — оливин в псевдоморфных обособлениях по энстатиту, Ба — бастит, Тр — тремолит, МПи — моноклинный пироксен, Мг — магнетит, Ср — серпентин

### Fig. 3. Pseudomorphic substitutions of enstatite

a – bastite (sample Ar-40/1); b – tremolite-magnetite (sample 15002); c – clinopyroxene (oбp. 15010); d – magnetite-olivine (sample 15002). O $\pi$ 1 – olivine in the groundmass, O $\pi$ 2 – olivine in pseudomorphic segregations after enstatite,  $\Xi$ 6 – bastite,  $\Xi$ 7 – tremolite, M $\Pi$ 10 – monoclinic pyroxene, M $\Xi$ 7 – magnetite, Cp – serpentine

Структура дунитов обычно средне-, крупнозернистая, иногда отмечается пегматоидная. При рекристаллизации образуется порфирокластовая. Текстура обычно однородная, в участках порфирокластеза отмечается наложенная директивность. Дуниты являются практически мономинеральными породами, содержание оливина составляет ~ 95–100 %, отмечаются акцессорные хромшпинелиды до 5 %.

Оливин в дунитах обычно имеет неправильную либо субизометричную формы зерен с плавными, часто заливообразными границами. Для него характерны значительные вариации размеров от 2 до 10 мм, иногда встречаются пегматоидные разности размером до 30 мм. Зерна оливина обычно имеют однородное погасание. В участках порфирокластеза наблюдаются интенсивные пластические деформации оливина с образованием порфирокластовых и гетерогранокластовых структур, при этом зерна оливина приобретают резко выраженное неоднородное волнистое погасание, появляются многочисленные полосы пластического излома. В участках порфирокластеза образуются удлиненные индивиды, которые ориентируются субпараллельно и отражают наложенную директивность. Вдоль границ деформированных индивидов оливина наблюдаются мозаичные агрегаты мелких зерен, которые образуются в результате синтектонической рекристаллизации. Зерна оливина в дунитах насыщены многочисленными хаотичными мелкими трещинками, которые выполнены петельчатыми поперечно-волокнистыми жилками лизардита либо хризотила. В зонах повышенной трещиноватости по оливину образуются мелкие агрегаты микрозернистых, удлиненных, лучистых и шестоватых зерен антигорита.

**Хромшпинелиды** в дунитах наблюдаются в виде акцессорной вкрапленности зерен размером 0,5—1,5 мм. Они обычно имеют вишнево-красный, красно-бурый, а по трещинкам и периферии — черный цвет, вследствие замещения магнетитом.

**Верлиты** являются высокотемпературными реакционно-метасоматическими образованиями. Они имеют средне-, крупнозернистую структуру. Текстура однородная. Они сложены оливином ( $\sim$ 60 %) и клинопироксеном ( $\sim$  35–40 %), присутствует магнетит (до 5 %).

Оливин в верлитах образует субизометричные, иногда слабо вытянутые зерна. Их размер 3–4 мм, редко до 5 мм. Для пластически деформированных зерен оливина отмечается неоднородное погасание и полосы пластического излома. Зерна оливина в верлитах разбиты хаотичными мелкими трещинками и выполнены петельчатыми поперечно-волокнистыми жилками лизардита.

*Клинопироксен* имеет субизометричную, таблитчатую и неправильную форму зерен размером 2—4 мм. В пластически деформированных индивидах проявляется неоднородное погасание.

**Клинопироксениты** имеют средне-, крупнозернистую структуру. Текстура однородная. Они являются мономинеральными породами. Клинопироксен представлен крупными субизометричными и удлиненными зернами размером 3–7 мм. Они нередко пластически деформированы, что отражается в разной степени неоднородного погасания (см. рис. 3).

## Особенности минералогического состава ультрамафитов

С целью выявления минералогических особенностей ультрамафитов Агардагского массива был проведен микрозондовый анализ. Основное внимание уделялось изучению вещественного состава главных породообразующих минералов: оливинов, хромшпинелидов и пироксенов. Также проведено изучение вторичных высоко-, средне- и низкотемпературных минералов, которые образовались по исходным породообразующим минералам.

### Главные породообразующие минералы.

**Оливин** из гарцбургитов, дунитов и верлитов по химическому составу соответствует форстериту и характеризуется незначительными вариациями железистости (6,98–9,21 % для гарцбургитов, 6,48–8,49 % для дунитов, 6,84–8,08 % для верлитов) (табл. 1). В оливинах из клинопироксенитов резко возрастает количество фаялитовой составляющей (15,89–16,65 %).

При анализе вариационных бинарных диаграмм состава оливинов из ультрамафитов Агардагского массива можно выявить ряд особенностей (рис. 4). На диаграмме SiO<sub>2</sub>—MgO оливины из гарцбургитов образуют обособленное поле, они отличаются увеличением содержания SiO<sub>2</sub> при уменьшении содержания MgO. Наиболее магнезиальные оливины характерны для предельно деплетированных дунитов. В это же поле попадает оливин из верлитов, которые образуются по исходным дунитам в результате клинопироксенизации. Оливины из клинопироксенитов, которые претерпели максимальную клинопироксенизацию, отличаются минимальными содержаниями MgO и незначительным уменьшением SiO<sub>2</sub> по отношению к исходным дунитам.

На диаграмме FeO-MgO фигуративные точки гарцбургитов и дунитов образуют закономерный тренд, который характеризуется увеличением содержаний MgO при незначительном снижении содержаний FeO. Фигуративные точки оливинов из верлитов попадают в поле дунитов и характеризуются близким составом. Оливин из клинопироксенитов образует резко обособленное поле, существенно обогащенное FeO и обедненное MgO.

Для гарцбургитов и дунитов характерны примерно одинаковые содержания NiO, но с большими вариациями в гарцбургитах. Небольшие содержания NiO установлены в клинопироксенитах и минимальные – верлитах (табл. 1).

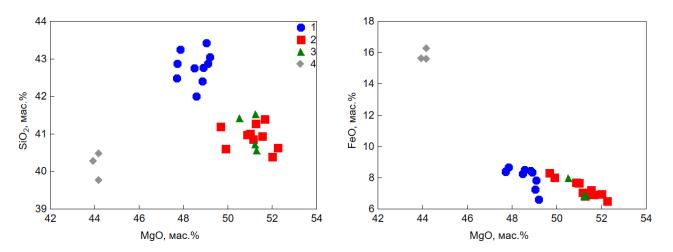
Таблица 1 Химический состав породообразующих оливинов в ультрамафитах Агардагского массива, мас. %

Table 1 Chemical composition of rock-forming olivines in ultramafic rocks of the Agardag massif, wt. %

Образец	SiO <sub>2</sub>	FeO	MgO	NiO	Сумма	Fa
			Гарцбургиты			
A-01	42,48	8,37	47,70	0,42	98,97	8,83
A-02	42,88	8,42	47,71	0,37	99,38	8,92
A-03	42,75	8,25	48,48	0,37	99,85	8,67
A-04	43,25	8,68	47,85	0,44	100,22	9,21
A-05	43,05	6,60	49,19	0,60	99,44	6,98
A-06	42,87	7,85	49,09	0,35	100,16	8,22
A-07	43,42	7,26	49,04	0,35	100,07	7,68
A-08	42,77	8,36	48,89	0,24	100,26	8,74
A-09	42,41	8,44	48,84	0,42	100,11	8,79
A-13	42,00	8,50	48,57	0,43	99,50	8,84
			Дуниты			
15011/3	40,95	7,22	51,54	0,31	100,02	7,25
15011/4	40,40	6,96	51,99	0,43	99,78	6,93
15018	41,20	8,33	49,66	0,40	99,59	8,49
15025/2	40,61	8,04	49,89	0,41	98,95	8,14
15027	40,63	6,50	52,24	0,31	99,68	6,48
1-1-82	41,01	7,67	51,00	0,38	100,06	7,73
1-10/1-82	41,40	6,95	51,65	0,37	100,37	7,02
1-2-82	40,99	7,71	50,85	0,33	99,88	7,77
1-5-82	40,86	7,06	51,14	0,39	99,45	7,12
1-5/2-82	41,28	6,85	51,25	0,37	99,75	6,94
			Верлиты			
54-1-82	40,72	6,80	51,21	н.о.	98,73	6,84
54-1/1-82	41,52	6,92	51,25	н.о.	99,69	7,01
74-82	40,56	6,84	51,28	0,36	99,04	6,87
74/1-82	41,41	7,97	50,51	н.о.	99,89	8,08
		К	линопироксениты			
Ag-3b-97	40,48	16,27	44,19	0,17	101,11	16,65
Ag-3b-97-1	39,77	15,58	44,19	0,17	99,71	15,89
Ag-3b-97-1a	40,28	15,62	43,95	0,16	100,01	16,06

*Примечание*.  $Fa - coдержание фаялитового минала (<math>Fa = Fe/(Fe + Mg) \times 100$ ).

Note. Fa – content of fayalite minal (Fa = Fe/(Fe + Mg)  $\times$  100).



**Рис. 4. Вариационные диаграммы состава оливинов в ультрамафитах Агардагского массива** 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты

Fig. 4. Variational diagrams of olivine composition in ultramafic rocks of the Agardag massif 1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – wehrlites, 4 – clinopyroxenites

**Хромшпинелиды.** На классификационной диаграмме [Павлов, 1949] фигуративные точки хромшпинелидов из ультрамафитов Агардагского массива характеризуются значительными вариациями состава (табл. 2, рис. 5). Хромшпинелиды из гарцбургитов характеризуются минимальными вариациями состава. Их фигуративные точки образуют компактное поле и соответствуют переходным разностям от алюмохромитов к хромитам. Фигуративные точки хромшпинелидов из дунитов попадают в поле хромитов, что, очевидно, связано с дальнейшим возрастанием степени деплетирования в дунитах. Хромшпинелиды из верлитов существенно отличаются от хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов. По своему составу они отвечают субферриалюмохромитам.

Столь значительные отличия хромшпинелидов из верлитов, очевидно, обусловлены процессами клинопироксенизации исходных ультрамафитов. Подобная тенденция изменения состава хромшпинелидов в верлитах в процессе клинопироксенизации была установлена для ультрамафитов Кызыр-Бурлюкского массива на северо-востоке Западного Саяна [Чернышов и др., 2020]. В хромшпинелидах из гарцбургитов и дунитов Агардагского массива характерно постоянное присутствие  $V_2O_5$  (до 0,43 и 0,38 % соответственно) (табл. 2). В хромшпинелидах из верлитов  $V_2O_5$  отсутствует.

При анализе бинарных диаграмм состава хромшпинелидов из ультрамафитов Агардагского массива можно установить ряд особенностей (рис. 6). Фигуративные точки хромшпинелидов из гарцбургитов и дунитов образуют поля, которые часто перекрываются. Такая тенденция, вероятно, обусловлена неравномерной степенью деплетирования гарцбургитов и дунитов. Тогда как фигуративные точки верлитов образуют поля на диаграммах, обособленные от гарцбургитов и дунитов. В пределах этих полей отмечается существенный разброс фигуративных точек. Подобное обособление фигуративных точек хромшпинелидов из верлитов, очевидно, обусловлено неравномерной степенью клинопироксенизации исходных гарцбургитов и дунитов.

**Ортопироксены.** Ортопироксены в гарцбургитах характеризуются высокой магнезиальностью при низкой железистости и глиноземистости (табл. 3). Они представлены энстатитом малоглиноземистого типа (En = 84.87-91.23; Fs = 3.01-8.42, Wo = 1.58-12.11).

Для ортопироксена характерно отсутствие алюминия в шестерной координации, что позволяет предположить их образование при давлениях 4—12 кбар [Малахов, 1983]. По своему составу и расчетным параметрам ортопироксены относятся к метаморфическому типу, сформировавшемуся при температурах 1 050—1 170 °C (рис. 7).

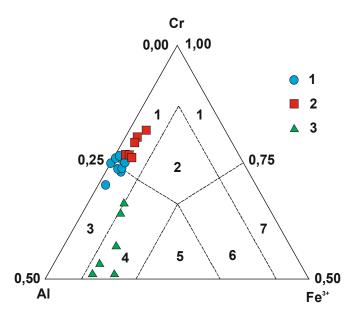


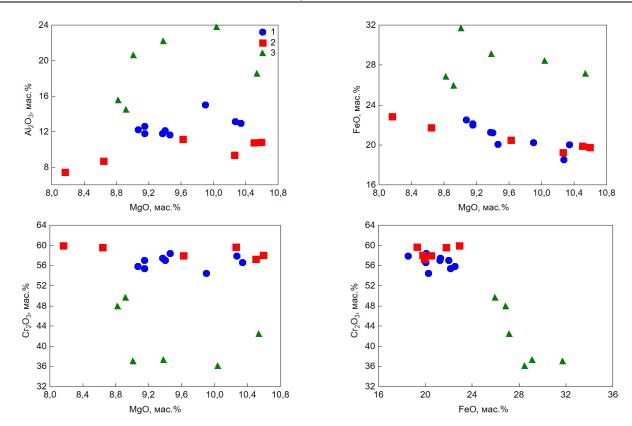
Рис. 5. Классификационная диаграмма состава хромшпинелидов в ультрамафитах Агардагского массива [Павлов, 1949]

Поля: 1 — хромиты, 2 — субферрихромиты, 3 — алюмохромиты, 4 — субферриалюмохромиты, 5 — ферриалюмохромиты, 6 — субалюмоферрихромиты, 7 — феррихромиты
Легенда: 1 — гарцбургиты, 2 — дуниты; 3 — верлиты

# Fig. 5. Classification diagram of the composition of chromespinels in ultramafic rocks of the Agardag massif [Pavlov, 1949]

Fields: 1-chromites, 2-subferrichromites, 3-aluminochromites, 4-subferry alumochromites, 5-ferry alumochromites, 6-subaluminoferrichromites, 7-ferrichromites

Legend: 1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – wehrlites



**Рис. 6. Вариационные диаграммы состава хромшпинелидов в ультрамафитах Агардагского массива** 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – верлиты

Fig. 6. Variational diagrams of chromespinels composition in ultramafic rocks of the Agardag massif 1 – harzburgites, 2 – dunites, 3 – wehrlites

Химический состав хромшпинелидов в ультрамафитах, мас. %

Таблица 2

Table 2

Chemical composition of chromespinels in ultramafic rocks, wt. %

	Chemical composition of chromespiners in utramane rocks, wt. 76									
Образец	Состав	$Al_2O_3$	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	$V_2O_5$	Сумма			
	Гарцбургиты									
A-01		12,59	55,43	22,14	9,15	0,24	99,54			
A-02		12,12	57,09	21,23	9,40	0,45	100,28			
A-03		12,25	55,81	22,51	9,07	0,38	100,00			
A-04	Хромиты	11,79	57,04	22,00	9,15	0,19	100,16			
A-06		11,64	58,40	20,07	9,46	н.о.	99,56			
A-07		12,95	56,65	20,05	10,34	н.о.	99,98			
A-09		11,80	57,45	21,29	9,37	0,17	100,06			
A-05	A HIGHOVE ON HITH	13,13	57,93	18,52	10,27	0,17	100,01			
A-13	Алюмохромиты	15,04	54,51	20,26	9,90	0,38	100,09			
			Дуниты							
15011/3		11,16	57,99	20,49	9,62	0,40	99,66			
15011/4		10,83	58,07	19,78	10,59	0,43	99,70			
15018	Хромиты	8,70	59,59	21,77	8,64	H.O.	98,70			
15025/2	Аромиты	7,47	59,94	22,88	8,16	н.о.	98,45			
15027		10,80	57,30	19,91	10,50	0,23	98,74			
14a-82		9,39	59,73	19,26	10,26	H.O.	98,64			
	Верлиты									
54-83		18,57	42,46	27,14	10,54	н.о.	98,71			
54a-83		20,62	37,06	31,70	9,01	H.O.	98,39			
74-82	Субферри-	14,50	49,65	25,96	8,92	H.O.	99,03			
74a-82	алюмохромиты	15,58	47,93	26,86	8,82	н.о.	99,19			
C-42-83		22,20	37,36	29,11	9,38	н.о.	98,05			
C-42a-83		23,80	36,08	28,45	10,04	н.о.	98,37			

Примечание. н.о. – не обнаружено.

Note. H.o. – not detected.

Таблица 3

### Химический состав пироксенов в ультрамафитах Агардагского массива, мас. %

Table 3 Chemical composition of pyroxenes in ultramafic rocks of the Agardag massif, wt. %

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Сумма	F	Wo	Fs	En
	Клинопироксены											
Аг-6/1-1	диопсид	56,13	2,05	н.о.	2,44	16,00	23,43	100,05	7,88	49,22	4,00	46,78
Аг-6/1-2	диопсид	56,24	0,79	н.о.	3,66	16,43	23,28	100,40	11,11	47,51	5,83	46,66
Аг-6/1-3	диопсид	56,15	1,20	0,36	3,84	15,74	23,63	100,92	12,04	48,69	6,18	45,13
Аг-6/3-1	диопсид	56,57	1,23	0,50	3,55	16,94	22,07	100,86	10,52	45,59	5,72	48,69
Аг-6/3-2	диопсид	56,76	1,33	0,28	3,11	16,03	22,50	100,01	9,81	47,64	5,14	47,23
Аг-6/3-3	диопсид	56,49	2,48	н.о.	3,28	16,46	21,58	100,29	10,05	45,87	5,44	48,69
15002	диопсид	56,81	0,38	0,33	0,45	18,01	23,89	99,87	1,38	48,46	0,71	50,83
15006	диопсид	56,70	н.о.	н.о.	0,24	17,69	24,93	99,56	0,76	50,13	0,38	49,50
15010	диопсид	55,36	0,50	0,31	0,39	18,80	24,92	100,28	1,15	48,50	0,59	50,91
15010б	диопсид	55,62	0,60	0,35	0,40	18,95	22,38	98,30	1,17	45,62	0,64	53,75
A-03	диопсид	55,84	0,51	0,44	0,35	18,74	21,71	97,59	1,04	45,17	0,57	54,26
A-04	диопсид	55,86	н.о.	0,38	0,46	18,31	24,85	99,86	1,39	49,02	0,71	50,27
A-13	диопсид	55,40	0,64	0,66	0,83	18,12	24,11	99,76	2,50	48,25	1,30	50,46
					Ор	топироксе	ны					<u> </u>
15010	энстатит	57,25	0,74	0,47	4,94	35,68	0,92	100,00	7,21	1,69	7,08	91,23
15020/1	энстатит	57,83	1,01	0,59	5,68	34,05	0,83	99,99	8,56	1,58	8,42	90,00
15020/2	энстатит	57,45	н.о.	0,61	5,61	34,09	1,07	98,83	8,45	2,02	8,28	89,70
15020/3	энстатит	57,21	0,99	0,36	5,57	34,48	1,39	100,00	8,31	2,59	8,09	89,32
15025	энстатит	56,94	0,61	н.о.	2,13	33,64	6,68	100,00	3,43	12,11	3,01	84,87

Примечание. F = Fe / (Fe + Mg) × 100; Wo = Ca / (Ca + Fe + Mg) × 100; Fs = Fe / (Ca + Fe + Mg) × 100; En = Mg / (Ca + Fe + Mg) × 100. н.о. – не обнаружено. Диопсид из клинопироксенитов (обр. Aг-6/1-1, Aг-6/1-2, Aг-6/1-3); диопсид из верлитов (обр. Aг-6/3-1, Aг-6/3-2, Aг-6/3-3); вторичный диопсид (обр. 15002, 15006, 15010, 150106, A-03, A-04, A-13).

*Note:*  $F = Fe / (Fe + Mg) \times 100$ ;  $Wo = Ca / (Ca + Fe + Mg) \times 100$ ;  $Fs = Fe / (Ca + Fe + Mg) \times 100$ ;  $En = Mg / (Ca + Fe + Mg) \times 100$ . H.o. – not detected. Diopside from clinopyroxenites (oбp. Ar-6/1-1, Ar-6/1-2, Ar-6/1-3); diopside from wehrlites (oбp. Ar-6/3-1, Ar-6/3-2, Ar-6/3-3); secondary diopside (oбp. 15002, 15006, 15010, 150106, A-03, A-04,A-13).

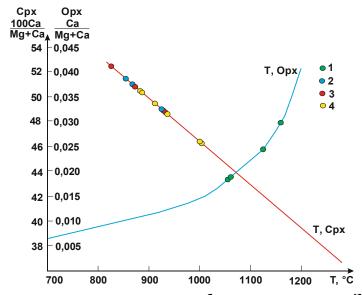


Рис. 7. Номограмма определения температуры образования пироксенов [Малахов, 1983] 1 — ортопироксены; 2 — клинопироксены из верлитов; 3 — клинопироксены из клинопироксенитов; 4 — вторичные клинопироксены

Fig. 7. Nomogram for determining the temperature of pyroxene formation [Malakhov, 1983] 1 – orthopyroxenes; 2 – clinopyroxenes from wehrlites; 3 – clinopyroxenes from clinopyroxenites; 4 – secondary clinopyroxenes

**Клинопироксены.** Породообразующие клинопироксены в верлитах и клинопироксенитах представлены низкожелезистым (2,44–3,84 мас. %) диопсидом (En = 45,13-48,69; Fs = 4,00-6,18; Wo = 45,59-6,18; Wo =

49,22) (см. табл. 3). Низкое содержание  $Al_2O_3$  и отсутствие в исследуемых клинопироксенах алюминия в шестерной координации свидетельствует об образовании при давлениях менее 12 кбар [Малахов,

1983]. Температура кристаллизации клинопироксенов оценивается по отношению Ca / (Mg + Ca) и составляет 820–920 °C (рис. 7).

**Вторичные минералы.** Из вторичных минералов рассмотрены регенерированные оливины, клинопироксены, амфиболы и серпентины.

Регенерированный оливин выявляется в серпентинизированных гарцбургитах и дунитах. Установлены две модификации вторичного оливина. Одна из них наблюдается в серпентинизированной оливиновой массе гарцбургитов и дунитов и представлена небольшими по размерам и неправильными по форме скоплениями очень мелких зерен оливина (менее 0,5 мм). На фоне серпентинизированной оливиновой массы они выделяются свежим обликом и часто насыщены тонкодисперсной вкрапленностью магнетита. При этом состав новообразованного оливина отличается от исходного породообразующего большей магнезиальностью и появлением MnO (табл. 4). Другая модификация вторичного оливина устанавливается в псевдоморфных обособлениях по энстатиту и наблюдается в виде призматических индивидов, ориентированных вдоль его реликтовой спайности. Этот оливин отличается максимальной магнезиальностью по отношению к вторичному оливину в основной массе породы.

Таким образом, выявленные модификации вторичного оливина отличаются большей магнезиальностью по отношению к первичным и относятся к форстеритам с минимальными содержаниями фаялитовой составляющей 2,05-5,20%. В первичных оливинах содержание фаялита составляет 7,96-9,31% (табл. 4). Содержания  $SiO_2$  остаются практически неизменными. Вторичные оливины отличаются также постоянным присутствием в них MnO, который полностью отсутствует в породообразующих оливинах. Отмечается также слабая тенденция увеличения NiO от первичных к вторичным.

Клинопироксены. Вторичные клинопироксены, как и вторичные оливины, являются продуктами преобразования исходных зерен энстатита. Они наблюдаются в псевдоморфных скоплениях по энстатиту обычно совместно с оливином, тремолитом и магнетитом в различных сочетаниях. Зерна клинопироксена обычно имеют призматическую форму и вытягиваются вдоль исходной спайности. Проведено их сравнение с породообразующими клинопироксенами, слагающими верлиты и клинопироксениты.

Из анализа химического состава сравниваемых вторичного и породообразующего пироксенов можно выявить их отличительные особенности (см. табл. 3). Вторичные клинопироксены отличаются возрастанием MgO и, соответственно, En. При этом отмечается уменьшение FeO и, соответственно, F и Fs. Выявляются слабые тенденции уменьшения содержаний SiO<sub>2</sub> и

 $Al_2O_3$ . При этом содержания  $Cr_2O_3$ , CaO и, соответственно, Wo остаются практически неизменными.

Вторичные клинопироксены представлены низкожелезистым (F = 0.24-0.83 mac. %)диопсидом (En = 49,50-54,26; $F_S = 0.38-1.30$ ; Wo = 45.17 -50,13 мас. %) с невысокими содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (менее 1 мас. %) и  $Cr_2O_3$  (до 0,7 мас. %) (табл. 3). Низкое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и отсутствие в исследуемых клинопироксенах алюминия в шестерной координации свидетельствуют об их образовании при давлениях менее 12 кбар [Малахов, 1983]. Температура кристаллизации клинопироксенов оценивается по отношению Ca / (Mg + Ca) и составляет 870-1 000 °C (рис. 7). По отношению к породообразующим клинопироксенам отмечается тенденция возрастания температур их образовании.

Для выявления особенностей состава первичных и вторичных клинопироксенов приводятся бинарные диаграммы (рис. 8). На приведенных диаграммах отчетливо видно, что породообразующие клинопироксены характеризуются меньшими содержаниями MgO по отношению к вторичным. При этом клинопироксены из верлитов и клинопироксенитов отличаются уменьшением содержаний SiO<sub>2</sub> от первых ко вторым и одновременно возрастанием СаО в этом ряду. Среди вторичных клинопироксенов по содержанию SiO<sub>2</sub> и CaO устанавливаются два типа, одни из них по этим элементам близки верлитам и клинопироксенитам, другие заметно отличаются уменьшением SiO<sub>2</sub> и возрастанием CaO. На диаграммах FeO-MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-MgO клинопироксены из верлитов и клинопироксенитов не обнаруживают отличий. При этом вторичные клинопироксены отличаются заметным уменьшением этих элементов по отношению к породообразующим.

Амфиболы. Агрегативные тонкозернистые скопления амфиболов довольно часто замещают исходные зерна энстатита. Согласно классификации [Leake et al., 1997], исследованные амфиболы в ультрамафитах Агардагского массива представлены тремолитом (табл. 5, рис. 9). Тремолиты являются маложелезистыми и малоглиноземистыми.

Серпентины. В дунитах и гарцбургитах оливин часто замещается волокнистым хризотилом и чешуйчатым антигоритом. Хризотил, слагающий петельчатые поперечно-волокнистые жилки в зернах оливина, нередко полностью их замещает. Он отличается низкой железистостью (F = 0.87-1.38) (табл. 6). При этом в процессе серпентинизации железо обособилось в самостоятельную фазу в виде тонкой вкрапленности магнетита, который тесно ассоциирует с хризотилом. Антигорит представляет, очевидно, более позднюю генерацию серпентина, которая накладывается на исходные зерна оливина и хризотиловые агрегаты. При этом антигорит отличается от хризотила большей железистостью (F = 2.46-2.51).

Таблица 4 Химический состав оливинов разных генераций в гарцбургитах Агардагского массива, мас. %

Table 4
Chemical composition of olivines of different generations in harzburgites of the Agardag massif, wt. %

Образец	15002		15006		15	5012	15017/1	
Образец	Первичный	Вторичный-1	Первичный	Вторичный-1	Первичный	Вторичный-2	Первичный	Вторичный-2
SiO <sub>2</sub>	42,55–43,90	43,12–43,33	43,08–44,75	42,48–45,25	42,87–43,28	43,95–45,02	42,59–43,11	43,84–45,10
	43,23	43,23	43,92	43,87	43,08	44,49	42,85	44,47
FeO	7,54–8,13	4,40 <u>–4,91</u>	8,42–8,71	3,64–4,30	7,26–7,83	2,08–2,21	7,45–8,32	1,95–2,13
	7,84	4,66	8,57	3,97	7,55	2,15	7,89	2,04
MnO	н.о.	0,77–0,87 0,82	н.о.	0,39–0,51 0,45	н.о.	0,43–0,71 0,57	н.о.	0,56–0,67 0,62
MgO	47,44–48,83	50,24–51,28	45,98–47,60	50,53-52,35	48,68–49,28	<u>52,09–53,04</u>	48,51–49,54	<u>52,18–53,38</u>
	48,14	50,76	46,79	51,44	48,98	52,57	49,03	52,78
NiO	0,33–0,35	0,32-0,39	0,31-0,43	0,36–0,57	0,30-0,35	0,41–0,45	0,32-0,39	0,42-0,46
	0,34	0,36	0,37	0,47	0,33	0,43	0,36	0,44
Fa	8,19–8,54	4,59–5,20	9,30–9,32	3,88–4,41	7,63–8,28	2,19–2,28	7,78–8,78	2,05–2,19
	8,37	4,90	9,31	4,15	7,96	2,24	8,28	2,12

Примечание. Вторичный-1 — оливин в основной массе; вторичный-2 — оливин в псевдоморфных обособлениях по энстатиту. В числителе — минимальные и максимальные содержания; в знаменателе — средние содержания (количество определений — 9 зерен первичного и вторичного оливина в каждом шлифе); н.о. — не обнаружено. Fa — содержание фаялитового минала (Fa = Fe / (Fe + Mg)  $\times$  100).

Note: Вторичный-1 – olivine in bulk; вторичный-2 – olivine in pseudomorphic segregations after enstatite. The numerator contains the minimum and maximum contents; the denominator contains the average contents (the number of determinations is 9 grains of primary and secondary olivine in each thin section); н.о. – not detected. Fa – content of fayalite minal (Fa = Fe / (Fe + Mg)  $\times$  100).

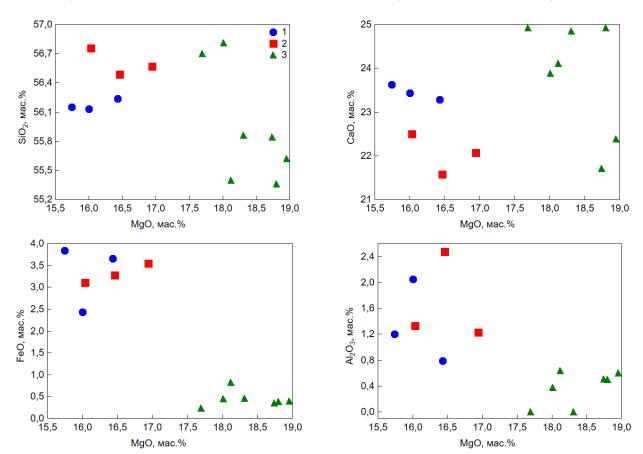


Рис. 8. Вариационные диаграммы составов первичных и вторичных клинопироксенов в ультрамафитах Агардагского массива

Первичные клинопироксены: 1 – верлиты, 2 – клинопироксениты; вторичные клинопироксены: 3 – гарцбургиты

Fig. 8. Variational diagrams of compositions of primary and secondary clinopyroxenes in ultramafic rocks of the Agardag massif

Primary clinopyroxenes: 1 – wehrlite, 2 – clinopyroxenite; secondary clinopyroxenes: 3 – harzburgites

Таблица 5

### Химический состав амфиболов в ультрамафитах, мас. %

Table 5

Chemical composition of amphiboles in ultramafic rocks, wt. %

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	$Al_2O_3$	FeO	MgO	CaO	Сумма
15002	Тремолит	58,16	н.о.	0,51	25,03	13,76	97,46
15025	Тремолит	58,27	0,65	0,46	25,70	11,83	96,91
15025/1	Тремолит	58,02	0,70	0,44	24,95	13,41	97,52
A-06	Тремолит	58,84	0,41	0,56	26,04	12,16	98,01
A-06/1	Тремолит	58,91	0,91	0,58	24,12	13,07	97,59

Примечание. н.о. – не обнаружено.

Note. н.о. – not detected.

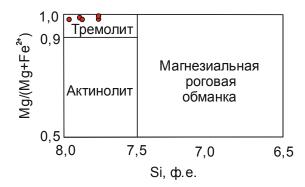


Рис. 9. Состав кальциевых амфиболов на классификационной диаграмме [Leake et al., 1997]

Fig. 9. Composition of calcium amphiboles on the classification diagram [Leake et al., 1997]

Химический состав серпентинов в ультрамафитах, мас. %

Таблица 6

Table 6

Chemical composition	of serpentines i	n ultramafic ı	rocks, wt.	<b>%</b>

Образец	Минерал	SiO <sub>2</sub>	FeO	MgO	Сумма	F
15025/2	хризотил	49,16	0,76	40,05	89,97	1,05
A-01	хризотил	47,09	0,97	40,24	88,30	1,33
A-02	хризотил	48,61	1,04	41,62	91,27	1,38
A-03	хризотил	47,78	0,98	40,04	88,80	1,35
A-04	хризотил	46,74	0,64	40,94	88,32	0,87
A-09	хризотил	47,90	1,00	40,29	89,19	1,37
15011/4	антигорит	50,86	1,87	40,78	93,51	2,51
A-05	антигорит	48,58	1,78	39,60	89,96	2,46

Примечание. F – железистость ( $F = Fe / (Fe + Mg) \times 100$ ).

*Note:*  $F - iron content (F = Fe / (Fe + Mg) \times 100).$ 

## Обсуждение результатов

Агардагский массив сложен преимущественно реститовыми ультрамафитами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, которые представляют собой нижнюю часть офиолитового покрова [Гончаренко, 1989]. Наиболее деплетированными являются дуниты по отношению к гарцбургитам, что отражается в изменении состава оливина и хромшпинелида. От гарцбургитов к дунитам в оливине происходит уменьшение содержаний кремнезема и, соответственно, возрастание его магнезиальности.

При этом от гарцбургитов к дунитам изменяются также составы хромшпинелидов от алюмохромитов к хромитам. По составу энстатита установлено, что формирование исходных гарцбургитов происходило при давлениях 4–12 кбар и температурах 1 050–1 170 °C [Малахов, 1983].

Дуниты и гарцбургиты Агардагского массива прорываются дайковыми телами габброидов. Под их влиянием в результате высокотемпературных метасоматических процессов ультрамафиты в экзоконтактовых зонах даек подвергались неравномерной клинопироксенизации с образованием верлитов и

клинопироксенитов. Подобные процессы клинопироксенизации ультрамафитов являются довольно распространенным явлением среди метаморфических перидотитов офиолитовых комплексов [Гончаренко, 1989; Леснов и др., 2019]. Процессы клинопироксенизации способствовали изменению состава минералов. Установлено, что в верлитах состав оливина соответствует составу дунитов, однако при интенсивной клинопироксенизации в клинопироксенитах просходит существенное увеличение железистости оливина и уменьшение его магнезиальности. Изменяется также состав хромшпинелидов, возрастает их глиноземистость и железистость. При этом их состав соответствуют субферриалюмохромитам. Подобные изменения составов оливина и хромшпинелидов установлены в Кызыр-Бурлюкском массиве в Западном Саяне [Чернышов и др., 2020].

Регрессивная стадия эволюции массива начинается с автосерпентинизации ультрамафитов, главным образом с замещения оливина петельчатым хризотилом, которое сопровождалась «освобождением» железа и обособлением его в самостоятельную фазу в виде тонкодисперсного магнетита. Образовавшийся при этом хризотил характеризуется минимальной железистостью. При этом энстатит в гарцбургитах замещался баститом.

Серпентинизированные ультрамафиты в тектонически активных зонах, способствующих их разогреву, нередко подвергались прогрессивным метаморфическим преобразованиям в виде дегидратации серпентина с образованием регенерированного оливина в серпентинизированной оливиновой массе породы. Новообразованный оливин отличатся по своему составу от исходного породообразующего существенным уменьшением железистости.

На этом этапе псевдоморфозы бастита по энстатиту претерпели прогрессивные метаморфогенные преобразования. Устанавливается следующая последовательность их преобразования. На начальных стадиях отмечается образование игольчатого тремолита в бастите вдоль исходной спайности энстатита. Затем по мере возрастания температуры появляется диопсид длиннопризматической формы, также контролируемый исходной спайностью, и завершается процесс формированием призматического оливина вдоль исходной спайности. При этом новообразованные минералы характеризуются отличительными особенностями своего состава. Тремолит имеет очень высокую магнезиальность. Новоообразованный диопсид также отличается очень высокой магнезиальностью, повышенными содержаниями СаО, низкой железистостью и низкими содержаниями  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . По своему составу они заметно отличаются от состава диопсида в породах верлитклинопироксенитовой ассоциации. Установлено, что вторичный оливин по псевдоморфозам бастита отличается максимальной магнезиальностью по отношению к вторичному оливину в основной массе породы.

На постметаморфическом этапе консолидированные ультрамафиты массива были прорваны гранитоидами, под влиянием флюидов которых они подвергались обширной аллосерпентинизации, способствующей возникновению антигорита, вплоть до образования серпентинитов. При этом антигорит по своему составу отличается большей железистостью по отношению к раннему хризотилу.

#### Заключение

Таким образом, проведенные детальные петрографические исследования ультрамафитов Агардагского массива позволили выявить особенности преобразования минералогического состава, отражающие их мантийно-коровую эволюцию. На мантийном уровне ультрамафиты претерпели неравномерное деплетирование с формированием гарцбургитов и дунитов, при этом дуниты являются предельно рестированными образованиями, что нашло отражение в увеличении магнезиальности оливина и возрастании хромистости хромшпинелидов.

В коровых условиях консолидированные ультрамафиты под влиянием более поздних габброидных интрузий подверглись высокотемпературному метасоматозу, способствующему их клинопироксенизации. В результате сформировались породы верлит-клинопироксенитовой ассоциации. Установлено, что с возрастанием степени клинопироксенизации происходило увеличение железистости оливина и возрастание глиноземистости хромшпинелидов.

В процессе прогрессивного метаморфизма серпентинизированных ультрамафитов в них происходило образование вторичных минералов от среднетемпературных к высокотемпературным. Наиболее хорошо эта последовательность проявляется в эволюционной направленности изменения псевдоморфоз бастита по энстатиту. В них отчетливо прослеживается следующая последовательность образования минералов: тремолит  $\rightarrow$  диопсид  $\rightarrow$  оливин. Отличительными особенностями состава этих минералов является очень высокая магнезиальность.

На заключительном этапе ультрамафиты массива, очевидно, под влиянием более поздних интрузий гранитоидов подвергались интенсивной серпентинизации с образованием антигоритовых серпентинитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В.** Гипербазиты северо-западной части Сангиленского массива // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 14–25.

Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника. 1999. № 3. С. 89–103.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 404 с.

**Гончаренко А.И., Чернышов А.И.** Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск : Издво ТГУ, 1990. 200 с.

Котляров А.В., Симонов В.А. Особенности формирования офиолитов Восточной и Южной Тувы // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 281–284.

**Леснов Ф.П., Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К.** Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитового массивов Республики Тыва. Новосибирск: Гео, 2019. 350 с.

**Лоскутов И.Ю., Ступаков С.И., Симонов В.А.** Петролого-минералогические особенности дунит-гарцбургитового комплекса Агардагской зоны (Юго-Восточная Тува) // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологи офиолитов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. С. 13—23.

**Малахов И.А.** Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 207 с.

**Никитчин П.А.** К вопросу о геологическом строении и хромитоносности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. 1969. Вып. 1. С. 43–47.

Ойдуп Ч.К. Альбитсодержащие апогипербазитовые листвениты Агардагского массива (Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 4. Минералогия, геохимия. Новосибирск: АН СССР, 1987. С. 106–111.

**Ойдуп Ч.К., Кужугет К.С.** О генезисе родингитов Агардагского гипербазитового массива (Тува) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 5. Петрология, минералогия, геохимия. Новосибирск : АН СССР, 1989. С. 100–112.

**Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды Геологического института РАН. 1949. Вып. 103, 91 с.

**Пешков А.А., Чернышов А.И.** Петрография хромитоносных ультрамафитов Агардагского массива (Юго-Восточная Тыва) // Вестник Института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН. 2019. № 6. С. 12—19.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 136 с.

**Савельева** Г.**Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

**Симонов В.А., Котляров А.В., Котов А.Б.** Петрология, геохимия и условия формирования офиолитов Тувы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 80–81.

**Чернышов А.И., Воробьева А.В., Юричев А.Н.** Петрология Кызыр-Бурлюкского мафит-ультрамафитового массива (Северо-Восток Западного Саяна) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2020. Т. 331, № 8. С. 199–207.

**Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К.** Петроструктурная эволюция гипербазитов Агардагского массива (Южная Тува) и ее роль в локализации хромитового оруденения // Вопросы геологии Сибири. 1992. Вып. 1. С. 132—136.

**Leake B.E. et al.** Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Am. Mineral. 1997. V. 82, № 9–10. P. 1019–1037.

#### Авторы:

**Пешков Алексей Александрович,** старший преподаватель, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: peshkov@ggf.tsu.ru

**Чернышов Алексей Иванович,** доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой петрографии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: aich@ggf.tsu.ru

**Бестемьянова Ксения Викторовна**, младший научный сотрудник, лаборатория геохронологии и геодинамики; ассистент, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: best@ggf.tsu.ru

Geosphere Research, 2021, 1, 33–48. DOI: 10.17223/25421379/18/3

#### A.A. Peshkov, A.I. Chernyshov, K.V. Bestemyanova

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

## MINERALOGICAL FEATURES OF ULTRAMAFITS OF THE AGARDAG MASSIF (SOUTH-EASTERN TYVA)

The Agardag massif is composed mainly of restite ultramafic rocks of the dunite-harzburgite banded complex, which is the lower part of the ophiolite cover. The most depleted are dunites relative to harzburgites, which is reflected in changes in the olivine composition. From harzburgites to dunites in olivine, there is a decrease in the contents of silica and, accordingly, an increase in its magnesia. At the same time, the compositions of Cr-spinels from alumochromites to chromites also change from harzburgites to dunites. According to the composition of enstatite, it was established that the initial harzburgites were formed at pressures of 4–12 kbar and temperatures (1 050–1 170 °C).

Dunites and harzburgites of the Agardag massif are cut through by gabbroid dyke bodies. Under their influence, as a result of high-temperature metasomatic processes, ultramafic rocks in the exocontact zones of dikes underwent uneven clinopyroxenization with the formation of wehrlites and clinopyroxenites. Such processes of clinopyroxenization of ultramafic rocks are quite common among metamorphic peridotites of ophiolite complexes. Clinopyroxenization processes contributed to the change in the composition of minerals. It was found that the composition of olivine in wehrlites corresponds to the composition of dunites; however, with intense clinopyroxenization in clinopyroxenites, a significant increase in the iron content of olivine and a decrease in its magnesia occur. The composition of Cr-spinels also changes significantly, and their alumina and iron content increases. Moreover, their composition corresponds to subferrial alumochromites. Similar changes in the compositions of olivine and Cr-spinels were found in the Kyzyr-Burlyuk massif in the Western Sayan.

The regressive stage of the massif evolution begins with serpentinization of ultramafic rocks, mainly with the replacement of olivine by looped chrysotile, which was accompanied by the "liberation" of iron and its separation into an independent phase in the form of finely dispersed magnetite. The resulting chrysotile is characterized by a minimal iron content. At the same time, enstatite in harzburgites was replaced by bastite.

Serpentinized ultramafic rocks in tectonically active zones, contributing to their heating, often underwent progressive metamorphic transformations in the form of serpentine dehydration with the formation of regenerated olivine in the serpentinized olivine rock mass. Newly formed olivine differs in its composition from the original rock-forming one by a significant decrease in iron index.

At this stage, the pseudomorphs of bastite after enstatite underwent progressive metamorphogenic transformations. The following sequence of their transformation is established. At the initial stages, the formation of acicular tremolite in basite along the initial cleavage of enstatite is noted. Then, as the temperature rises, diopside of a long-prismatic shape appears, also controlled by the initial cleavage. And the process ends with the formation of prismatic olivine along the initial cleavage. At the same time, newly formed minerals are characterized by distinctive features of their composition. Tremolite has a very high magnesia. The newly formed diopside is also characterized by a very high magnesia, high CaO contents, low Fe, and low SiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents. In their composition, they differ markedly from the composition of diopside in rocks of the wehlite-clinopyroxenite association. It has been established that secondary olivine, based on bastite pseudomorphs, is characterized by the maximum magnesia in relation to secondary olivine in the groundmass of the rock.

At the post-metamorphic stage, the ultramafic rocks of the massif, apparently under the influence of later intrusions of granitoids, underwent extensive serpentinization, contributing to the intensive formation of antigorite, often before the formation of serpentinites. At the same time, antigorite in its composition is distinguished by a higher iron content in relation to early chrysotile.

Keywords: ophiolites, ultramafic rocks, petrography, mineralogy.

#### References

Velinsky V.V., Vartanova N.S., Kovyazin S.V. *Giperbazity severo-zapadnoy chasti Sangilenskogo massiva* [Hyperbasites of the northwestern part of the Sangilensky massif] // Geology and geophysics. 1978. No 11. pp. 14–25. In Russian

Gonikberg V.Ye. *Rol' sdvigovoy tektoniki v sozdanii orogennoy struktury rannikh kaledonid Yugo-Vostochnoy Tuvy* [The role of strike-slip tectonics in the creation of the orogenic structure of the early Caledonian Southeastern Tuva] // Geotektonika. 1999. No 3. pp. 89–103. In Russian

Goncharenko A.I. *Deformatsiya i petrostrukturnaya evolyutsiya al'pinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites]. Tomsk: Publishing House Tom. University, 1989. 404 p. In Russian

Goncharenko A.I., Chernyshov A.I. *Deformatsionnaya struktura i petrologiya nefritonosnykh giperbazitov* [Deformation structure and petrology of nephrite-bearing hyperbasites]. Tomsk: Publishing house Tom. University, 1990. 200 p. In Russian

Kotlyarov A.V., Simonov V.A. *Osobennosti formirovaniya ofiolitov Vostochnoy i Yuzhnoy Tuvy* [Features of the formation of ophiolites in Eastern and Southern Tuva] // Metallogeny of ancient and modern oceans – 2009. Models of ore formation and assessment of deposits. Miass: IMU UB RAS. 2009. pp. 281–284. In Russian

Lesnov F.P., Kuzhuget K.S., Mongush A.A., Oydup Ch.K. *Geologiya, petrologiya i rudonosnost' mafit-ul'tramafitovogo massivov Respubliki Tyva* [Geology, petrology and ore content of the mafic-ultramafic massifs of the Tyva Republic]. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2019. 350 p. In Russian

Loskutov I.Yu., Stupakov S.I., Simonov V.A. *Petrologo-mineralogicheskiye osobennosti dunit-gartsburgitovogo kompleksa Agardagskoy zony (Yugo-Vostochnaya Tuva)* [Petrological and mineralogical features of the dunite-harzburgite complex of the Agardag zone (South-Eastern Tuva)] // Problems of petrology, mineralogy, geochemistry and geologists of ophiolites. Novosibirsk: Publishing house of SB RAS, 1999. pp. 13–23. In Russian

Malakhov I.A. Petrokhimiya glavnykh formatsionnykh tipov ul'trabazitov [Petrochemistry of the main formation types of ultrabasites]. Moscow: Nauka, 1983. 207 p. In Russian

Nikitchin P.A. *K voprosu o geologicheskom stroyenii i khromitonosnosti Agardagskogo giperbazitovogo massiva* [On the question of the geological structure and chromite content of the Agardag hyperbasite massif] // Materials on the geology of the Tuva ASSR. 1969. V. 1. pp. 43–47. In Russian

Oydup Ch.K. *Al'bitsoderzhashchiye apogiperbazitovyye listvenity Agardagskogo massiva (Tuva)* [Albite-bearing apohyperbasite listvenites of the Agardag massif (Tuva)] // Hyperbasite associations of folded regions. V. 4. Mineralogy, geochemistry. Novosibirsk: AN SSSR, 1987. pp. 106–111. In Russian

Oydup Ch.K., Kuzhuget K.S. *O genezise rodingitov Agardagskogo giperbazitovogo massiva (Tuva)* [On the genesis of rodingites of the Agardag hyperbasite massif (Tuva)] // Hyperbasite associations of folded regions. V. 5. Petrology, mineralogy, geochemistry. Novosibirsk: AN SSSR, 1989. pp. 100–112. In Russian

Pavlov N.V. Khimicheskiy sostav khromshpinelidov v svyazi s petrograficheskim sostavom porod ul'traosnovnykh intruzivov [Chemical composition of Cr-spinels in connection with the petrographic composition of rocks of ultrabasic intrusions] // Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences. 1949. V. 103. 91 p. In Russian

Peshkov A.A., Chernyshov A.I. *Petrografiya khromitonosnykh ul'tramafitov Agardagskogo massiva (Yugo-Vostochnaya Tyva)* [Petrography of chromite-bearing ultramafic rocks of the Agardag massif (Southeastern Tyva)] // Bulletin of the Institute of Geology of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. 2019. No 6. pp. 12–19. In Russian

Pinus G.V., Kolesnik Yu.N. *Al'pinotipnyye giperbazity yuga Sibiri* [Alpine-type hyperbasites of the south of Siberia]. Moscow: Nauka, 1966. 211 p. In Russian

Pinus G.V., Kuznetsov V.A., Volokhov I.M. *Giperbazity Tuvy* [Hyperbasites of Tuva]. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955. 136 p. In Russian

Savelyeva G.N. Gabbro-ul'trabazitovyye kompleksy ofiolitov Urala i ikh analogi v sovremennoy okeanicheskoy kore [Gabbro-ultramafic complexes of the Ural ophiolites and their analogues in the modern oceanic crust]. Moscow: Nauka, 1987. 230 p. In Russian

Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Kotov A.B. *Petrologiya, geokhimiya i usloviya formirovaniya ofiolitov Tuvy* [Petrology, geochemistry and conditions for the formation of ophiolites in Tuva] // Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent). Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2009. V. 2. pp. 80–81. In Russian

Chernyshov A.I., Vorobieva A.V., Yurichev A.N. *Petrologiya Kyzyr-Burlyukskogo mafit-ul'tramafitovogo massiva* (Severo-Vostok Zapadnogo Sayana) [Petrology of the Kyzyr-Burlyuk mafite-ultramafic massif (North-East of the Western Sayan)] // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources. 2020. V. 331. No 8. pp. 199–207. In Russian

Chernyshov A.I., Goncharenko A.I., Kuzhuget K.S., Oydup Ch.K. *Petrostrukturnaya evolyutsiya giperbazitov Agardagskogo massiva (Yuzhnaya Tuva) i yeye rol' v lokalizatsii khromitovogo orudeneniya* [Petrostructural evolution of hyperbasites of the Agardag massif (South Tuva) and its role in the localization of chromite mineralization] // Problems of Geology of Siberia. Tomsk: Publishing house of Vol. University, 1992. V. 1. pp. 132–136. In Russian

Leake B.E., et al. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Am. Mineral. 1997. V. 82. No 9–10. pp. 1019–1037.

#### Author's:

**Peshkov Alexey A.,** Senior Lecturer, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: peshkov@ggf.tsu.ru

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: aich@ggf.tsu.ru

**Bestemyanova Ksenia V.,** Junior Researcher, Laboratory of Geochronology and Geodynamics; Assistant, Department of Mineralogy and Geochemistry, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: best@ggf.tsu.ru