

направления, как «геохимия твердого тела», а также пониманию процессов «метаморфической дифференциации».

Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246–2019–0078.

Литература

Варюхин В. Н., Пашинская Е. Г., Завдоев А. В., Бурховецкий В. В. Возможности метода дифракции обратно-рассеянных электронов для анализа структуры деформированных материалов. Киев: Наукова думка, 2014. 106 с.

Даниленко В. Н., Миронов С. Ю., Беляков А. Н., Жилиев А. П. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2012. Т. 78. № 2. С. 28–46.

Казаков А. Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.

Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении / Под ред. А. Шварца, М. Кумара, Б. Адамса, Д. Филда (перевод с англ.). М.: Техносфера, 2014. 544 с.

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

Чернышов А. И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 215 с.

Carter N. L. Steady state flow of rocks // *Reviews in Geophysics*. 1976. Vol. 14. P. 301–360.

Demouchy S., Mussi A., Barou F., Tommasi A., Cordier P. Viscoplasticity of polycrystalline olivine experimentally deformed at high pressure and 900 °C // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 623. P. 123–135.

Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // *Geosciences Journal*. 2017. Vol. 21. P. 985–1011.

Kohlstedt D. L., Goetze C., Durham W. B., van der Sande J. B. A new technique for decorating dislocations in olivine // *Science*. 1976. Vol. 191. P. 1045–1046.

Prior D. J., Bestmann M., Halfpenny A., Mariani E., Piazzolo S., Tullis J., Wheeler J. Recrystallization and grain growth in rocks and minerals // *Materials Science Forum*. 2004. Vol. 467–470. P. 545–550.

Wegner M. W., Christie J. M. Chemical etching of dislocations in forsterite // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1976. Vol. 59. P. 131–140.

Р. А. Гатауллин, Н. Р. Минибаев

*Башкирский государственный университет, г. Уфа
sav171@mail.ru*

Минералого-геохимические особенности ультрамафитов Шариповского участка (массив Средний Крака, Южный Урал) (научный руководитель д.г.-м.н. Д. Е. Савельев)

Офиолитовые ультрамафиты широко распространены в складчатом поясе Урала, а их изучение позволяет приблизиться к пониманию процессов дифференциации вещества верхней мантии Земли, поскольку они являются ее фрагментами,

оказавшимися на современной земной поверхности в результате тектонических процессов прошлого [Колман, 1979; Магматические..., 1988]. Целью работы стало изучение петрографических, минералогических и геохимических особенностей ультрамафитов Шариповского участка восточной части массива Средний Крака на Южном Урале.

Шариповский участок размером 2×3 км, представляющий собой фрагмент мантийного разреза офиолитового комплекса, сложен преимущественно перидотитами (оливин 70–85 об. %, ромбический пироксен 10–25 об. %, моноклинный пироксен 2–7 об. %, хромит 0.5–3 об. %) с подчиненным значением дунитов (оливин 95–99 об. %, ромбический пироксен 0–2 об. %, хромит 0.5–5 об. %). В обнажениях и образцах ультрамафитов часто проявлены главные структурные элементы: минеральная сланцеватость (листоватость), выраженная в уплощенности таблитчатых зерен пироксенов, и линейность, определяемая ориентировкой струйчатости хромшпинелидов в плоскости листоватости.

Дуниты образуют как изолированные линзовидно-полосчатые тела среди перидотитов мощностью 1–20 м, так и маломощные полосы (1–50 см) в перидотитах. Они сложены серпентинизированным оливином и акцессорным хромшпинелидом. Наиболее типичная текстура дунита – массивная, структура – петельчатая, содержание серпентина варьирует от 40 до 90 об. %. Хромшпинелид преимущественно характеризуется идиоморфным габитусом, в тонких срезах просвечивает густым красновато-коричневым цветом, размер зерен варьирует от 50 мкм до 1 мм. К дунитам приурочены небольшие тела хромититов, наиболее крупное из которых слагало полностью отработанное месторождение № 33. Его протяженность составляла 50 м при мощности 1.5–2 м и ширине 5–8 м [Савельев и др., 2016].

Для перидотитов более характерна грубозернистая структура, массивная текстура. Фиксируются структуры пластической деформации – неоднородное погасание зерен оливина, изгиб кристаллов ортопироксена. Хромшпинелиды присутствуют в незначительном количестве, в тонких срезах их окраска варьирует от светло-желтой до буровато-коричневой. Ромбический пироксен встречается в виде таблитчатых кристаллов размером 0.15–4 мм. Внутри них часто развиты закономерные вроски (ламелли) моноклинного пироксена. Моноклинный пироксен в перидотитах наблюдается в виде более мелких зерен размером до 2.5 мм. Вторичные изменения пироксенов проявляются в образовании баститовых псевдоморфоз.

Химические составы породобразующих минералов и акцессорных хромшпинелидов типичны для аналогичных минералов офиолитовых комплексов. Состав акцессорных хромшпинелидов значительно варьирует по соотношению Al, Cr, Mg и Fe²⁺ (рис. а, б). Густая окраска связана с большей хромистостью и железистостью, непрозрачные зерна (наиболее богатые хромом и железом) характерны для дунитов. На тройной диаграмме для трехвалентных катионов (Al–Cr–Fe³⁺) проявлен четкий тренд увеличения хромистости и незначительного увеличения в этом же направлении содержания трехвалентного железа. Бинарная диаграмма характеризует соотношение в хромшпинелидах относительной хромистости $Cr\# = Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ и магнезиальности $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{+2})$. На диаграмме наблюдается отчетливый тренд уменьшения магнезиальности минералов с увеличением их хромистости.

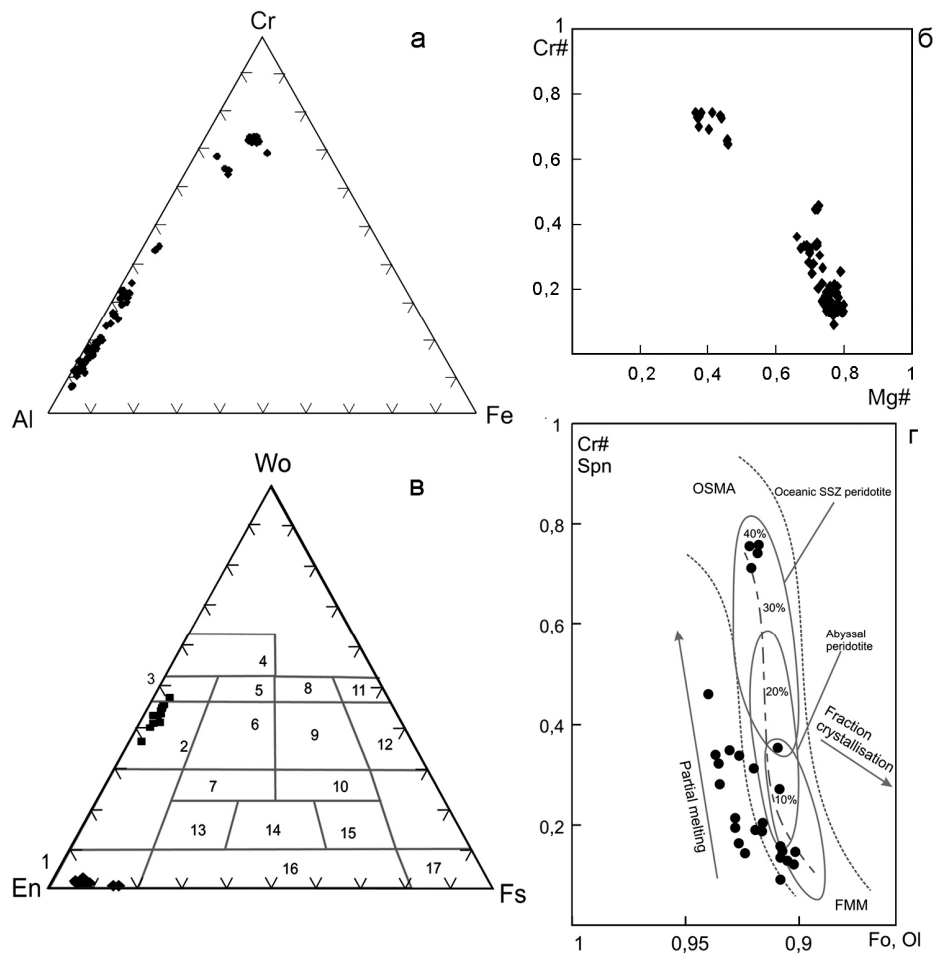


Рис. Особенности состава породообразующих минералов и хромшпинелидов из ультрамафитов Шариповского участка: а, б) составы акцессорных хромшпинелидов на треугольной (а) и бинарной (б) диаграммах; в) состав пироксенов на треугольной диаграмме, поля даны по [Породообразующие..., 1971]; г) диаграмма OSMA для сосуществующих оливинов и хромшпинелидов.

На рис. в: 1 – энстатит, 2 – энстатит-диопсид, 3 – диопсид, 4 – фассаит, 5 – салит, 6 – авгит, 7 – субкальциевый авгит, 8 – ферросалит, 9 – ферроавгит, 10 – субкальциевый ферроавгит, 11 – геденбергит, 12 – феррогеденбергит, 13 – Mg-пижонит, 14 – пижонит, 15 – Fe-пижонит, 16 – гиперстен, 17 – ферросилит, FMM – состав исходного (фертильного) мантийного вещества. На рис. г: OSMA – границы поля составов хромшпинелидов мантийных ультрамафитов; SSZ – надсубдукционные перидотиты; в процентах указаны составы, полученные экспериментах по частичному плавлению в рестилах (соответственно, при 10–20–40% степеней плавления).

Ортопироксены из перидотитов участка соответствуют энстатиту с низкими значениями ферросилитового минала (5.7–8.9 мас. %), возрастая до 15 мас. % вблизи дунитового тела (обр. СК-103-20 и СК-103-22). Клинопироксены попадают в поля

диопсида и эндиопсида (рис. в); величина волластонитового минала изменяется в пределах от 36.5 до 47.5 мас. %, а ферросилитового – в пределах 2.0–4.5 мас. %. Оливин по химическому составу близок к чистой магнезиальной разновидности – форстериту, содержание которого составляет более 90 %. Основная примесь – NiO (до 0.4 мас. %), в одном анализе зафиксирован MnO (0.04 мас. %).

На диаграмме OSMA (рис. г), которая часто используется для определения трендов взаимного изменения состава сосуществующих оливинов и хромшпинелидов, характерных для процессов кристаллизационной дифференциации либо частичного плавления [Johnson, 2012], видно, что фигуративные точки демонстрируют близость к тренду частичного плавления. Вместе с тем, следует отметить, что оливины изученных перидотитов являются магнезиальными, и их составы отклоняются от полей, выделенных по данным экспериментов по частичному плавлению. На всех диаграммах, использованных для отражения составов акцессорных хромшпинелидов, исследованные образцы формируют два контрастных поля. Одно из них расположено в области низкохромистых и высокомагнезиальных шпинелидов, в него попадают минералы из перидотитов. Второе поле расположено в области высокохромистых и железистых составов и характеризует дуниты.

Таким образом, перидотиты и дуниты Шариповского участка массива Средний Крака в ходе становления были подвержены интенсивным пластическим деформациям, признаки которых повсеместно наблюдаются при петрографическом изучении. Все изученные ультрамафиты в той или иной степени подвержены низкотемпературной петельчатой серпентинизации. Исследованные породы демонстрируют закономерные вариации состава акцессорных шпинелидов и оливина. Наиболее глиноземистые и магнезиальные хромшпинелиды характерны для перидотитов с высоким содержанием пироксенов (энстатита и диопсида), а наиболее хромистые и железистые разновидности встречаются в мономинеральных оливиновых породах – дунитах. Наблюдаемые закономерности, скорее всего, связаны с процессами частного плавления и пластического течения в условиях верхней мантии.

Исследования выполнены в рамках государственного задания по теме № 0246–2019–0078.

Литература

- Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е. В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Породообразующие пироксены / Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин. М.: Наука, 1971. 454 с.
- Савельев Д. Е., Белогуб Е. В., Блинов И. А., Кожевников Д. А., Котляров В. А. Петрологические свидетельства синдеформационной сегрегации вещества при образовании дунитов (на примере офиолитов Крака, Южный Урал) // Минералогия. 2016. № 4. С. 56–77.
- Johnson C. Podiform chromite at Voskhod, Kazakhstan // Ph.D. thesis. Cardiff University, 2012. 468 p.