

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ХРОМШПИНЕЛИДА  
В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ РОДОНАЧАЛЬНОЙ МАГМЫ  
БУРАКОВСКО-АГАНОЗЕРСКОГО РАССЛОЕННОГО ПЛУТОНА ЗАОНЕЖЬЯ****Николаев Г.С.***Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, gsnikolaev@rambler.ru*

Раннепротерозойский Бураковско-Аганозёрский базит-ультрабазитовый массив – крупнейший расслоенный интрузив в Евразии. В пределах массива выделены *Краевая группа* и *Расслоенная серия*, в которой снизу вверх сменяются четыре зоны: оливиновых, двупироксеновых, двупироксен-плагиоклазовых и двупироксен-плагиоклаз-магнетитовых кумулатов [1]. Около половины объёма плутона составляют оливиновые кумулаты, что однозначно определяет фазовый состав внедрившейся магмы: родоначальный расплав и интрателлурические кристаллы ОI ( $Fe_{87-88}$ ). В результате исследований *Краевой группы Аб* и *Шб* методом геохимической термометрии были получены оценки состава родоначального расплава (AGL и SHL) [2]. Содержание Cr в родоначальном расплаве оценено в 0,14 вес. %  $Cr_2O_3$ .

Акцессорная хромитовая минерализация массива установлена в породах зон оливиновых, двупироксеновых и нижней части двупироксен-плагиоклазовых кумулатов. Рудная хромитовая минерализация, образующая стратиформную залежь, найдена как на *Аб*, так и на *Шб* плутона. В первом приближении она приурочена к переходу от зоны оливиновых кумулатов к зоне двупироксеновых кумулатов.

На основании петрографического анализа для кристаллов хромшпинелида можно выделить два морфологических типа зёрен: ксеноморфный и идиоморфный. В нижних частях ультраосновной зоны встречаются акцессорные аллотриоморфные зёрна. Идиоморфный хромит развит в верхних 400 м зоны оливиновых кумулатов и составляет первые проценты объёма пород, являясь уже породообразующим минералом. В горизонтах расслоенной серии выше рудной залежи хромит снова становится акцессорной аллотриоморфной фазой. Хромиты первого типа могут быть интерпретированы как индивиды, занимающие интеркумулятивную структурную позицию, а второго – кумулятивную.

Вариации состава интеркумулятивного хромита по разрезу нижней части зоны оливиновых кумулатов характеризуются последовательным увеличением (на протяжении 900 м разреза), а затем уменьшением (на протяжении 700 м) показателя магнезиальности хромшпинелида. Причем он изменяется синфазно с вариациями состава оливина, а, следовательно, и с общей магнезиальностью пород [2]. Трёхвалентные катионы также обнаруживают закономерные вариации. Содержания  $Fe^{3+}$  повторяют тренд изменения Mg#. Соотношения Cr и Al характеризуются большим разбросом. Детальное микронзондовое исследование зерен хромита выявляет широкие вариации их состава в пределах одного шлифа, тогда как в пределах отдельного зерна вариации не превышают погрешность анализа. Свидетельством долгой термической истории пород служат двухфазные алюмохромит-магнетитовые зерна шпинелида как предельный случай обособления фаз спиноподобного распада. Этот факт ставит под сомнение принципиальную возможность получения несмещенной оценки состава отдельного хромитового зерна.

Вариации состава кумулятивного хромшпинелида *Аб* характеризуются незначительными (4-5 номеров) различиями содержаний трехвалентных катионов, тогда как изменения их магнезиальности превышают 20 номеров (от 0,26 до 0,43). В этих породах наблюдается зависимость показателя Mg# от размера зерен: самые магнезиальные составы имеют самые крупные кристаллы. Составы кумулятивного хромшпинелида *Шб* [3] характеризуются значительно большими вариациями. По сравнению с составами кумулятивных хромитов *Аб* они менее хромистые за счет увеличения доли Al и  $Fe^{3+}$ . Обогащение состава хромита Al и  $Fe^{3+}$  согласуется с большей долей интерстициальных минералов в породах *Шб* относительно *Аб* [1].

Для модельных составов AGL и SHL были рассчитаны условия насыщения хромшпинелидом. Расчет проводился по модели SPINMELT [4] для различных содержаний  $Cr_2O_3$  в расплаве: 0,1, 0,14, 0,3 и 0,5 вес. %. Учитывая реальную геологическую ситуацию можно сформулировать дополнительные ограничения на условия кристаллизации хромшпинелида: (1) Присутствие

магнетита в верхних частях разреза плутона позволяет предполагать «умеренно окислительные» условия близкие буферному равновесию вюстит-магнетит ( $WM \pm 0,5$ ). (2) Кумулятивные кристаллы хромита установлены только в верхней части разреза зоны оливиновых кумулатов и отсутствуют в породах зоны дупироксеновых кумулатов. Следовательно, температура появления хромита в кристаллизационной последовательности должна быть ниже температуры оливинового ликвидуса ( $1300^{\circ}\text{C}$ ), но выше температуры выхода расплава на Ol-Aug котектику ( $1174^{\circ}\text{C}$ ). Изоплета  $0,14\% \text{Cr}_2\text{O}_3$ , соответствующая оценке концентрации хрома в родоначальном расплаве, пересекает выделенный вероятный интервал посередине. Это является независимым подтверждением реалистичности данных построений. Приводятся результаты расчёта состава хромита, равновесного AGL и SHL, в зависимости от редокс-условий и содержания хрома.

Для моделирования равновесной кристаллизации составов AGL и SHL в условиях буфера WM использовалась программа PETROLOG-3.0 (2008) [5] с интегрированными уравнениями модели SPINMELT. Для обоих модельных расплавов хромит является вторым минералом в кристаллизационной последовательности, причем расплавы выходят на оливин-хромитовую котектику при фракционировании 2 и 5 % оливина для AGL и SHL, соответственно. Важным результатом моделирования представляется оценка пропорций хромита в котектических смесях, которые составляют 1,4 и 1,0 %, соответственно для AGL и SHL. Это позволяет отвергнуть гипотезу кумулятивного, первично-магматического происхождения рудного хромитового горизонта. Решение проблемы его генезиса, по-видимому, нужно искать в процессах переконцентрации хромита на посткумулятивном этапе становления плутона.

Траектории эволюции составов хромшпинелида на интервале его котектической кристаллизации находятся в стороне от реально наблюдаемых составов кумулятивных кристаллов хромита. Это является ещё одним аргументом в пользу предположения, что хромит теряет свой первично магматический состав за долгую термическую историю интрузива.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00194.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Николаев Г.С., Хворов Д.М. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: I. Геохимическая структура расслоенной серии плутона // Геохимия. 2003. № 8. С. 847-865.
2. Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозёрский расслоенный массив Заонежья: II. Стороеение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712-732.
3. Чистяков А.В., Шарков Е.В. Петрология раннепалеопротерозойского Бураковского комплекса (Южная Карелия) // Петрология, 2008. Т. 16. № 1. С. 66-91.
4. Ariskin A.A., Nikolaev G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: I. Chromian spinels // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 282-292.
5. Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H<sub>2</sub>O on crystallization of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // J. Volcan. Geoth. Res., 2001. V. 110. № 3-4. P. 265-280.