

УДК 321.5 + 553.461 (470.5)

## **Особенности разноглубинного метаморфизма хромита в гарцбургитах альпинотипных массивов Урала**

*Малахов И.А.*

*Институт геологии и геофизики Уральской государственной горно-геологической  
академии (ИГиГ УГГА)*

Проводившееся нами в последние годы детальное изучение состава хромитовых руд из ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации Урала позволило во многом по иному взглянуть на проблему их метаморфизма, имеющего самое непосредственное отношение к оценке их качества и пригодности для нужд металлургической, химической и огнеупорной промышленности. Осуществленная нами в последние годы систематизация минералого-петрографических данных по составу альпинотипных дунит-гарцбургитовых массивов, широко распространенных на Урале, позволила выделить пять главных формационных типов хромитоносных ультрамафитов: Курмановский, находящийся среди дунитов в нижней части ультраосновного разреза и представленный лишь вкрапленным типом руд, Кемпирсайский тип, представленный наиболее крупными скоплениями сплошных и вкрапленных руд и находящийся в перемежающейся зоне дунитов и гарцбургитов и представляющий наиболее важный в промышленном отношении полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс. Еще выше по разрезу располагаются хромитовые руды Кракинского типа, в основном приуроченные к дунитовым жилам и обособлениям в самой нижней части разреза гарцбургитов. Для руд Кракинского типа, к которому принадлежит Халиловский и Катралинский массивы, также как и для Кемпирсайского, характерен высокохромистый состав. Еще выше располагается мощная зона гарцбургитов, слагающая основную часть разреза, где встречаются вкрапленные и сплошные умереннохромистые и глиноземистые руды шлирового типа. Этот формационный тип руд был нами назван Верблюжьегорским по названию одного из промышленных месторождений.

В верхних частях разреза гарцбургитов при метаморфизме иногда формируются так называемые дунит-клинопироксенитовые комплексы Хабаровинского типа, содержащие более железистые, однако весьма высокохромистые сплошные и прожилково-вкрапленные руды. Их образование обычно связано с внедрением более молодых габбро. Подобные комплексы, как Аккермановской в Хабаровинском массиве,



встречаются в Нуралинском массиве (Шерамбайский комплекс), в Алапаевском массиве (Малакаменские вкрапленные хромиты) и в ряде других массивов.

Осуществленное нами микрозондовое изучение рудообразующих хромшпинелидов из ряда хромитоносных ультраосновных массивов на Среднем и Южном Урале показало, что они обладают зональным строением и краевые части их минеральных агрегатов содержат хрома значительно больше, чем центральные, что приводит к своеобразному облагораживанию их качества - с увеличением в них хрома на 5-8 % и частичному увеличению содержания в них двух и трехвалентного железа при одновременном весьма существенном выносе из них алюминия и частично магния [Малахов и др., 2001г.].

Продолжение этих исследований показало, что подобный метаморфизм хромитов фиксируется наиболее часто среди руд в верхней части гарцбургитового разреза и реже – среди нижней его части, а также в хромитах Кракинского типа, располагающихся среди дунитов. Характерно, что если при детальном изучении хромитовых руд из ряда массивов Платиноносного пояса Урала нами устанавливалась определенная зависимость степени вторичных преобразований от текстурных разновидностей хромитов (Малахов и др., 2000г.), то в альпинотипных ультраосновных массивах вторичным преобразованиям подвергаются хромшпинелиды даже в массивных и густовкрапленных рудах. Типичными примерами являются зональные хромшпинелиды Татищевского и Шабровского массивов (таблица 1).

Таблица 1

Состав хромшпинелидов из хромитовых шлиров и жил, располагающихся и подвергшихся метаморфизму в верхней части гарцбургитовой зоны разреза

Массив	Татищевский, месторождение Слава				Шабровский, шлиры в зоне меланжа			
	Густовкрапленная		Массивная		Массивная		Массивная	
№ обр	16		28/1		576/2		2502-K2	
Место	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,28	0,17	0,12	0,00	0,05	0,17	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,71	7,33	24,30	12,55	12,85	6,50	24,26	6,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,54	59,04	45,16	57,55	56,73	65,09	45,28	57,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,78	3,71	1,58	0,89	2,42	1,87	1,79	9,73
FeO	9,09	17,34	14,73	18,52	12,04	16,11	12,91	18,91
MnO	0,19	0,30	0,19	0,41	0,35	0,48	0,13	0,44
MgO	17,54	9,87	13,78	9,95	13,78	11,04	14,91	9,47
Сумма	100,08	97,87	99,91	99,99	98,17	101,14	99,45	102,22
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	0,8	1,1	0,6	0,4	-	0,2	0,6	0,9
Шпинель	43,1	14,7	43,6	24,2	24,5	12,6	43,2	11,9
Магнохромит	34,2	35,4	18,7	24,3	42,0	41,6	24,0	34,8
Хромит	15,5	44,1	35,3	50,0	30,6	43,3	30,1	40,2
Магнетит	6,4	4,7	1,8	1,1	2,9	2,3	2,1	12,1
Основные расчетные параметры, %								
Железистость, FeO/FeO+MgO	22,5	49,6	37,5	51,1	39,8	45,0	32,7	52,8
Хромистость, Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,6	84,4	55,5	75,5	74,8	87,0	55,6	86,3
Доля Fe <sup>3+</sup> в R <sup>3+</sup>	6,5	4,8	1,8	1,1	2,9	2,3	2,1	12,2

Примечание. Все микрозондовые анализы хромшпинелидов выполнены В.Н.Ослоповских.



В дальнейшем было установлено, что подобная метаморфическая зональность характерна лишь для акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из массивов, располагающихся в верхней части мощной зоны распространения гарцбургитов в типовом разрезе альпинотипных ультрамафитов, близ ее перехода к развивающимся выше по разрезу по гарцбургитам вторичным дунит-клинопироксенитовым комплексам, что было установлено, в частности, в Варшавском массиве на Южном Урале. В массивах же, располагающихся в нижних частях гарцбургитовой толщи, подобная зональность в хромшпинелидах или не наблюдается совсем, или проявляется весьма слабо, направленность же процесса изменения при этом остается той же самой (таблица 1).

Интересно отметить, что и в нижней части гарцбургитов иногда удается выявить два направления в характере изменения хромшпинелидов: в пределах однородной породы, в краевых зонах хромшпинелидов изменений практически обычно не происходит, но при наложенных процессах оливинизации – в первую очередь при переходе от гарцбургитовых фаций ультрамафитов к дунитовым, возникают каймы, в которых состав хромшпинелидов становится явно более хромистым. Такой тип изменений был, в частности, выявлен в Халиловском массиве А.В.Алексеевым. По направленности он аналогичен изменениям шпинелей при процессе оливинизации гарцбургитов и формировании на их месте вторичных дунит-клинопироксенитовых комплексов. Есть определенные основания считать, что подобные метаморфические изменения связаны с этапом более поздних их преобразований, связанных с процессами динамометаморфизма и разломной тектоники. Химизм, происходящих изменений хромшпинелидов представлен в таблице 2.

Таблица 2

Состав зональных рудообразующих хромшпинелидов из руд в нижней части гарцбургитового разреза в альпинотипных массивах Урала

Массив Текст. руд № обр	Чураевский				Катралинский			
	Среднезернистая		Массивная		Среднезернистая полосчатая			
	2/5		2/2		3/1		3/2	
Место	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,05	0,02	0,00	0,08	0,05	0,10	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,41	20,50	20,58	20,56	15,80	13,89	16,21	16,89
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,07	47,03	47,27	47,43	54,59	56,04	53,39	53,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29	5,66	5,90	6,07	2,98	2,20	3,27	2,75
FeO	10,97	11,32	11,06	11,19	13,88	16,08	17,11	17,24
MnO	0,26	0,27	0,24	0,22	0,19	0,23	0,22	0,25
MgO	15,65	15,55	15,84	15,84	13,66	11,81	11,77	11,85
Сумма	99,73	100,38	100,89	101,30	101,18	100,29	102,07	102,64
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	0,3	0,2	0,1	0,0	0,3	0,2	0,4	0,3
Шпинель	36,8	36,8	36,7	36,6	29,0	26,2	29,8	30,9
Магнохромит	34,6	34,8	34,7	34,7	34,4	30,2	25,0	23,9
Хромит	21,1	22,8	21,8	21,9	32,8	40,8	41,0	41,8
Магнетит	7,2	6,5	6,7	6,9	3,5	2,6	3,8	3,2
Основные расчетные параметры, %								
Железистость, f	28,2	29,0	28,1	28,4	36,3	43,3	44,9	44,9
Хромистость, Y	60,2	60,6	60,6	60,7	69,9	73,0	68,8	68,0
Доля Fe <sup>3+</sup> в R <sup>3+</sup>	7,3	6,5	6,7	6,9	3,5	2,7	3,9	3,2

Как свидетельствует проведенное нами [Малахов, 1983 г.], и другими исследователями изучение вариации составов хромшпинелидов не только литологическим



составом вмещающих их пород, но и влиянием величины парциального давления кислорода, которая может меняться в весьма широких пределах – в первую очередь в зависимости от температуры их первоначального образования или последующей перекристаллизации - при процессах наложенного метаморфизма.

В связи с этим уместно отметить, что, И.С.Чашухин с коллегами [1996г.], установили принципиальное различие в поведении кислорода при формировании высокохромистого и глиноземистого оруденения в альпинотипных массивах Урала и как следствие различный состав рудообразующих флюидов: для первого – в условиях пониженной фугитивности кислорода (ниже буфера FMQ) и значительной мольной доле во флюиде метана и окиси углерода, а для второго – в условиях повышенной летучести или фугитивности кислорода (выше буфера FMQ) и высокого содержания во флюиде углекислоты.

В свете приведенных данных в таблице 4 становится вполне очевидным, что при одной и той же температуре глиноземистые руды, содержащие повышенное количество шпинелевого минала и изначально образующиеся в верхней мантии при ограниченном парциальном давлении кислорода, в условиях малых глубин земной коры становятся неустойчивыми и при перекристаллизации приобретают более хромистый состав. Еще более активно этот процесс происходил при формировании хромитовых руд среди явно вторичных по происхождению дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных ультрамафитах, обладающих как более хромистым, так и более железистым составом.

Таблица 3

Состав рудообразующих хромшпинелидов из хромитов Халиловского массива по данным А.В.Алексеева и Варшавского массива по данным Д.В.Бурцева

Массив	Халиловский из нижней части гарцбургитового разреза				Варшавский из верхней части гарцбургитового разреза			
	дунит	гарцбургит			преобладающие гарцбургиты		жильные дуниты	
Вмещающие породы								
№ зерен	10	255			15	22	5	13
Место анал.	центр	центр	край	кайма	центральные части зерен			
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,07	0,07	0,07	0,43	0,37	0,15	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,31	17,29	17,84	8,01	20,36	22,19	3,57	14,68
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,84	53,87	54,14	61,33	45,16	43,99	60,26	59,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,66	0,10	1,36	2,43	4,41	4,92	6,74	1,50
FeO	12,45	12,85	11,77	16,26	16,90	15,28	21,80	17,09
MnO	0,25	0,18	0,18	0,66	0,27	0,23	0,45	0,55
ZnO	0,02	0,09	0,09	0,31	0,06	0,09	0,19	0,16
MgO	13,43	13,86	15,07	18,45	11,90	13,30	6,66	6,94
Сумма	99,06	98,31	100,52	99,53	99,48	100,37	99,82	100,27
Главные минеральные составляющие, %								
Ульвошпинель	0,3	0,2	0,2	0,2	1,5	1,3	0,6	0,2
Шпинель	17,9	32,2	32,3	15,8	37,5	39,9	7,3	4,0
Магнохромит	47,4	33,2	36,8	36,3	17,9	20,6	27,3	31,7
Хромит	31,1	34,3	29,1	44,6	37,9	32,5	55,9	49,2
Магнетит	3,3	0,1	1,6	3,1	5,2	5,7	8,9	2,0
Тв. р-р Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	12,9
Основные расчетные параметры, %								
Железистость	34,2	34,2	30,5	46,6	44,3	39,2	64,7	58,0
Хромистость	81,4	67,6	67,1	83,7	59,8	57,1	91,9	95,3
Доля Fe <sup>3+</sup> в R <sup>3+</sup>	3,3	0,1	1,6	3,1	5,3	5,7	8,9	2,2



Таблица 4

Изменение парциального давления кислорода ( $-\lg P_{O_2}$ ) при диссоциации минеральных составляющих хромшпинелидов в условиях различных температур [Robie R.A., Waldbaum D.R. 1968]

Минералы	1700°K	1600°K	1500°K	1400°K	1300°K	1200°K
Шпинель	23,86	26,21	28,88	31,94	35,35	39,26
Герцинит	20,82	22,69	24,82	27,25	30,06	33,33
Магнохромит	20,31	22,22	24,36	26,78	29,55	32,75
Хромит	14,71	16,35	18,18	20,45	22,61	25,32
Магнезиоферрит	12,10	13,58	15,27	17,20	19,30	21,69
Магнетит	9,08	10,12	11,31	12,67	14,23	16,06

Примечание. Величины изменения расчетного парциального давления кислорода нами рассчитаны по величинам  $K_p$  по уравнению Нернста для  $Z_T$  и на основе изменения величины изобарного потенциала в главных минеральных составляющих хромшпинелидов и  $H_2O$  по данным Р.А.Роби и Д.Р.Вальдбаума [Robie R.A., Waldbaum D.R. 1968г.].

Уместно подчеркнуть, что химический состав гарцбургитов в геологическом разрезе альпинотипных ультрамафитов часто является неоднородным: в верхних его частях в нем содержится больше алюминия, что подтверждается, в частности наличием прожилков из энстатитита, отсутствующих в нижней части толщи гарцбургитов. Этим, по-видимому и объясняется присутствие среди метаморфизованных рудообразующих хромшпинелидов некоторых хромитовых тел разновидностей, обладающих нестехиометрическим составом, вследствие наличия в них твердого раствора глинозема, достигающего почти 13 %, как например в зерне № 13 из 11-ой рудной залежи в Варшавском массиве (таблица 3).

В заключение следует отметить, что если в начальные высокотемпературные этапы формирования хромитовых руд в альпинотипных массивах определяющим фактором является состав вмещающих руд пород: в содержащих больше алюминия (свыше 2%  $Al_2O_3$ ) гарцбургитах располагаются глиноземистые и низкохромистые руды, в дунитах же, в среднем содержащих лишь 0,45 % глинозема [Малахов, 1969г.] - высокохромистые хромиты. При этом последующие процессы метаморфизма, происходящие при более умеренной температуре и с участием летучей фазы в островодужный и последующий коллизионный этапы определяют решающее влияние на состав хромитов парциального давления кислорода во флюиде, приводящее к кратко охарактеризованным в работе закономерным составам рудных хромшпинелидов в различных частях геологического разреза. Лишь в заключительные этапы более низкотемпературного и часто водного метаморфизма происходили широко известные процессы магнетитизации хромитовых руд, когда в рудообразующих хромшпинелидах возрастало содержание магнетитовой составляющей и вокруг их зерен образовывались магнетитовые каймы. Подобные процессы в рудах альпинотипных массивов свойственны хромитам Хабарнинского формационного типа, однако, наиболее широко они проявляются в дунитах и хромитах Платиноносного пояса, принадлежащих к самостоятельной дунит-клинопироксенитовой формации Урала, образующейся несколько позднее альпинотипной и уже в иной – субплатформенной геодинамической обстановке.



---

## Литература

1. *Малахов И.А.* Средний состав ультраосновных пород Урала.-В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала.. Тр. П Уральск.пстр.совещ. Том II. Свердлов.: УФАН СССР,1969.
2. *Малахов И.А.* Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М: Наука, 1983. – 223с.
3. *Малахов И.А.* Геологическое и минералого-геохимическое изучение концентрически зональных массивов Платиноносного пояса Урала в связи с оценкой их платиноносности. Отчет по теме. Екатеринбург: УГГГА, 2000 - 98 с.
4. *Малахов И.А.* О проблеме происхождения зональных массивов Урала и содержащихся в них платины и платиноидов. Известия УГГГА. Сер. Геология и геофизика, № 10, 2000
5. *Малахов И.А., Савохин И.В., Бурмако П.Л., Кузнецов В.И.* Влияние процессов метаморфизма и метасоматизма на состав хромшпинелидов в ультрамафитах и хромитах Урала. – Известия Уральской горно-геологической академии. Серия геология и геофизика , 2001 (в печати).
6. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др.* ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. - 136 с.
7. *Robie R.A., Waldbaum D.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K (25°C) and one atmosphere pressure and at higher temperatures - Geol. Surv. Bull., No 1259, Wash., 1968