

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА НА СОСТАВ РУДООБРАЗУЮЩИХ ХРОШПИНЕЛИДОВ ХАЛИЛОВСКОГО АЛЬПИНОТИПНОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

В последние годы в связи с поисками промышленных хромитовых руд на Южном Урале уделяется серьезное внимание минералого-петрографическим и геохимическим исследованиям на Халиловском дунит-гарцбургитовом массиве, располагающемся в той же структурной зоне, что и Кемпирсайский ультраосновной массив, в пределах которого сосредоточено наиболее крупное хромитовое оруденение в мире, пространственно и генетически связанное с одним из наиболее крупных альпинотипных массивов в пределах Уральского региона. Высокохромистые руды на Халиловском массиве были известны еще с 30-х годов прошлого столетия благодаря исследованиям К.К.Станкевича, а затем А.Г.Бетехтина и С.А.Кашина [1,2]. Всего в процессе проведения поисковых и геологоразведочных работ здесь было выявлено более 120 мелких месторождений и рудопроявлений хромитовых руд, в основном сложенных высокохромистыми хромшпинелидами, по составу очень сходными с кемпирсайскими.

Как показали исследования последних лет, рудоносность подобных альпинотипных массивов, в том числе и на Урале, во многом зависит от геодинамики их становления и последующего метаморфизма. Их первоначальное внедрение в пределах всей уральской подвижной зоны происходило в стадию спрединга - в виде перидотитовых тектонитов реститогенного происхождения в нижнем и среднем ордовике и контролировалось Главным Уральским глубинным разломом (ГУГРом) и рядом других региональных разломов в зонах сочленения крупных региональных структур. В последующий субдукционный этап, когда происходило насыщение их летучими, мог происходить процесс их частичного или полного расплавления, сопровождавшийся выносом флюидом, содержащим хлор, хром, железо и ряд других элементов, включая платину и платиноиды, в верхние структурные горизонты ультрамафитовых массивов с образованием хромитовых жил и сегрегаций.

Необходимо в связи с этим отметить, что при образовании подобным путем ультрамафитов и последующим их перемещением в супрасубдукционное пространство, выше зоны Беньофа-Заварицкого, могли возникать явления зональности, когда формировалась своеобразная метасоматическая колонна, верхняя часть которой была представлена в основном гарцбургитами, а нижняя - дунитами, в соответствии с реакцией $(Mg,Fe)_2Si_2O_6 = (Mg,Fe)_2SiO_4 + SiO_2$. Образующийся при этом кремнезем выносился флюидами, состоящими в основном из H_2O , в верхние части массива, где происходило образование энстатитовых жил и гнездообразных тел. Образующийся избыток кремнезема мог также участвовать в процессах низкотемпературной серпентинизации, сопровождаться процессами низкотемпературного окварцевания, а также частично мигрировать за пределы ультраосновной части массива.

Уместно отметить, что значительная часть хрома и большая часть алюминия в гарцбургитах изначально входили в кристаллическую решетку энстатита, а в лерцолитовых фациях альпинотипных ультрамафитов - и в состав диопсида. Наряду с этим существенная часть хрома могла концентрироваться в виде постмагматических сплошных хромитовых шлиров и убого- и бедновкрапленных рудных сегрегаций. Поэтому при образовании метасоматической колонны из гарцбургитов и дунитов одновременно происходила кристаллизация относительно низкохромистых и высокоглиноземистых хромшпинелидов в гарцбургитах и высокохромистых хромшпинелидов в дунитах.

Согласно выполненным нами ранее расчетам [3], на долю силикатного хрома в гарцбургитах альпинотипных массивов Урала приходится около трети от суммарного его содержания, а в составе оксидов, то есть в составе аксессуарных и рудных хромшпинелидов - до 2/3 от суммарного его содержания. По данным же С.В. Москалевой [7], практически весь хром дунитов и пространственно и генетически связанных с ними хромитов первоначально содержался в силикатной форме в гарцбургитах и лерцолитах и перешел в оксидную форму при процессах последующей оливинизации.

Отсюда следует, что рудные хромшпинелиды по существу обладали пневматолит-гидротермальным происхождением и их образование – следствие высокотемпературного метаморфического процесса, связанного с перераспределением хрома и алюминия, а также магния и железа, между силикатами и шпинелями.

В настоящее время в специальной геологической литературе приводится много конкретных данных по расчетным оливин-хромитовым и оливин-энстатитовым равновесиям, позволяющим весьма надежно оценить температуру формирования гарцбургитов, дунитов и ассоциирующих с ними хромитовых руд [4,5,6]. В большинстве случаев она оценивается интервалом от 800 до 1300 °С, причем для сплошных руд чаще устанавливается диапазон более высоких температур, чем для вмещающих их ультрамафитов, что связано с явлениями высокотемпературного диафореза, более интенсивно проявленного в породах, чем в ассоциирующих с ними хромитовых рудах.

Как следует из результатов проведенных исследований, принципиальное различие процессов изменения состава ультраосновных пород и генетически связанных с ними хромитовых руд при магматических и метаморфических процессах заключается прежде всего в том, что в первом случае в условиях регрессивного процесса, то есть при понижении температуры, мы имеем дело с синхронным повышением железистости как у оливинов и энстатитов, так и у хромшпинелидов. При метаморфизме же, по мере понижения температуры, происходил процесс перераспределения магния и железа между оливином и хромшпинелидом, причем последний как в самих ультрамафитах, так и в хромитах становился более железистым, а находящийся с ним в равновесии оливин – более магнизальным. Следует также отметить, что по мере понижения температуры существенно падала емкость кристаллической решетки аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в отношении присутствия в ней целого ряда рассеянных элементов – никеля, кобальта, цинка, титана, ванадия, а также платиноидов, что, в частности устанавливается по данным систематических замеров их микротвердости (результаты приводятся в таблице). Характерно, что при относительно незначительном проявлении процессов метаморфизма наблюдаются относительно слабые колебания величины микротвердости, что связано с появлением в зернах хромшпинелидов зон и участков с неравномерным распределением легирующих элементов, а уж затем происходил интенсивный их вынос. В таких зернах хромшпинелидов обычно наблюдается более четко выраженная зональная картина колебания величины микротвердости. Поскольку состав хромшпинелидов по содержанию главных рудогенных элементов остается практически стабильным, изучение полированных шлифов хромитовых руд в отраженном свете для оценки степени их метаморфизма оказывается малоэффективным.

Что касается часто наблюдаемой зональности в зернах аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов с обрастанием их по периферии каймами вторичного магнетита или титаномагнетита, то такой тип замещения в первую очередь характерен для прогрессивных процессов водного метаморфизма и, в частности, сопутствует столь характерным для альпинотипных ультрамафитов процессам антигоритизации.

Для хромитов Халиловского массива, как и для ряда других ультраосновных массивов Урала, характерен процесс высокотемпературного их метаморфизма, связанный с увеличением в кристаллической их решетке содержания хрома и уменьшения количества алюминия. Для хромшпинелидов из руд, генетически связанных с гарцбургитами, этот процесс обусловлен в первую очередь перераспределением алюминия между шпинелью и ромбическим пироксеном или между шпинелью и амфиболом – с увеличением его содержания в силикатах. Он в принципе аналогичен часто наблюдаемым явлениям перераспределения элементов в более барофильных и высокотемпературных гранатовых перидотитах, где высокоглиноземистая фаза представлена гранатом, а равновесный с ним энстатит содержит очень ограниченное количество глинозема. В шпинелевых же перидотитах – при столь же высоких температурах, но при более умеренных давлениях, алюминий перераспределяется в пироксены или амфиболы, а шпинель становится вследствие этого более хромистой.

Поскольку в дунитах и в ассоциирующих с ними вкрапленных хромитовых рудах подобный процесс из-за отсутствия пироксенов и амфиболов невозможен, во многом определяющим фактором их метаморфизма, по мере понижения температуры, является величина парциального давления кислорода, вследствие чего происходит частичное окисление двухвалентного железа до трехвалентной формы. При этом вследствие несмесимости трехвалентного железа и алюминия, как

хорошо видно на диаграмме [8] Н.В. Павлова, отражающей их состав, значительное количество алюминия мигрирует из кристаллической решетки хромшпинелидов, вследствие чего возрастает их хромистость. В таких хромшпинелидах иногда также отмечаются вторичные хлоритовые каймы по периферии их индивидов, на что в свое время обратил внимание А.Г. Бетехтин [1].

Микротвердость как критерий метаморфизма хромшпинелидов

Имеются серьезные основания считать, что наиболее ранними хромитовыми обособлениями в альпинотипных ультраосновных массивах как на Урале, так и в других складчатых областях, изначально сложенных реститогенными гарцбургитами и соответствующими им по составу тектонитами, были немногочисленные хромитовые шпиры и сегрегации существенно магнезиального и высокоглиноземистого составов. Лишь в дальнейшем, в условиях островодужного режима, происходило формирование дунитов и связанного с ними хромитового оруденения. Именно с этого времени проявлялись процессы метаморфизма, которые приводили к изменению состава акцессорных и рудных хромшпинелидов. Эти изменения могли существенно сказываться на качестве руд, поэтому установление степени метаморфизма и его характера является одной из важных задач в процессе проведения подобных исследований.

Наиболее характерным при процессах метаморфизма является постепенный вынос из зерен хромшпинелидов основных минеральных компонентов (хрома, магния, элементов-примесей) и повышение доли железа, что выражается в последовательно развивающемся процессе замещения по периферии зерен хромшпинелидов вторичным магнетитом. Микроскопически этот процесс виден на средних и поздних стадиях водного метаморфизма, когда зоны замещения хорошо определяются по более высокой отражательной способности. Однако на ранних этапах высокотемпературного метаморфизма, когда уже осуществляется вынос элементов, каймы магнетита практически неопределимы: вариации содержаний главных рудогенных элементов, слагающих хромшпинелиды, были несущественны, отражательная способность, судя по наблюдению под микроскопом, практически не меняется, как и магнитные их свойства. Тем не менее даже на ранних стадиях метаморфизма происходило изменение ряда химических и физических свойств хромшпинелидов, и в первую очередь – их микротвердости, являющейся хорошим индикатором степени и характера метаморфизма хромшпинелидов.

Определение микротвердости производилось на стандартном микротвердомере типа МТМ-3. Его калибровка предварительно осуществлялась по кристаллу каменной соли (галиту). Хотя, согласно инструкции, определение микротвердости необходимо было проводить с грузом 200 г, для того, чтобы можно было осуществлять большее количество замеров при минимальном шаге между замерами и для того, чтобы избежать выкрашивания зерен, определения проводились с грузом 100 г.

Проводимые массовые замеры микротвердости хромшпинелидов в пределах исследуемых зерен в дальнейшем сопровождалась определением их химического состава с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора типа Сатеса (оператор В.Н. Ослоповских). По данным определения химического состава с помощью микрозонда, проведенного в различных частях исследуемых зерен, нетрудно рассчитать на основе количественных соотношений его минеральных составляющих и данных их средней микротвердости по справочнику для каждого из расчетных миналов [8] теоретическую величину микротвердости.

Сопоставление расчетной и средней замеренной микротвердости дает возможность судить о степени проявления наложенных процессов метаморфизма: в практически не измененных зернах хромшпинелидов присутствие даже в небольших количествах легирующих элементов-примесей может существенно повышать величину замеренной микротвердости, поэтому расчетная ее величина оказывается, как правило, меньше замеренной; при слабом проявлении процессов метаморфизма легирующие примеси (цинк, титан, ванадий, платина и платиноиды) выносятся из кристаллической решетки хромшпинелидов в первую очередь, и обе величины близки либо совпадают; и, наконец, при дальнейшем метаморфизме и выносе или при перераспределении основных элементов расчетная характеристика получается более высокой, чем замеренная (из-за нарушения кристаллической решетки хромшпинелида вплоть до аморфного состояния). Следует подчеркнуть, что при интерпретации полученных замеренных и расчетных данных мы имеем дело с их соотношениями, которые мало подвержены ошибкам и более устойчивы.

Для оценки метаморфизма хромшпинелидов Халиловского массива были проведены исследования микротвердости и химического состава в первую очередь массивных и густовкрапленных руд. Уже при визуальном и микроскопическом наблюдениях в рудах отмечаются ряд характерных особенностей: интенсивно проявленные процессы тектонического дробления, в результате чего для многих руд характерны брекчиевидные разнотекстурированные текстуры, микроскопически в таких хромистых шпинелях часто отмечаются магнетитовые каймы и тонкие прожилки магнетита; в ряде аншлифов "совмещены" зерна хромшпинелидов, резко отличающиеся по степени полируемости, при этом какой-либо закономерности в их распределении не выявляется. В последнем случае при микросондовом определении была установлена практически полная идентичность составов разнополируемых зерен, без процессов их магнетитизации.

Результаты полученных данных по замерам микротвердости хромшпинелидов и сопоставление их с расчетными данными приводятся в таблице. Анализ позволил выявить следующие их особенности: в ряде аншлифов (№1, 213/1, 249/1) замеренная микротвердость превышает расчетную, что свидетельствует об отсутствии или слабом проявлении процессов метаморфизма.

В интенсивно дислоцированных рудах (№ 91) или при анализе зерен из зон трещиноватости (№ 208/4) с отчетливыми каймами и прожилками магнетита расчетная величина получается выше замеренной, что свидетельствует о существенном метаморфизме хромшпинелидов. Однако следует учитывать, что в данном случае процессы преобразования осуществлялись более интенсивно из-за дробления и высокой проницаемости хромитовых тел вследствие их тектонической нарушенности.

В случае совмещения зерен разной полируемости (№№ 213/1-1,2) присутствуют оба типа соотношений микротвердости, но магнетитовых кайм у зерна с "метаморфическим" отношением микротвердости не наблюдается, по химическому же составу они идентичны, за исключением вариаций в содержании окисного и закисного железа, что косвенно свидетельствует о проявлении метаморфизма.

Из особенностей проанализированных зерен хромшпинелидов следует также отметить, что индивиды с "метаморфическим" отношением, как правило, ксеноморфны, обладают округлыми очертаниями, даже если они расположены в серпентинитовой матрице. Вероятно, вследствие интенсивного динамометаморфизма зерна, уже подвергшиеся метаморфизму, были "расташены" и перемешаны или включены в менее измененную и более однородную рудную массу.

Следует отметить, что величина микротвердости указывает только на степень метаморфизма, но не свидетельствует об его характере. На рис. 1 и 2 показаны колебания содержания элементов в отдельных зернах по профилям. При этом отчетливо видно, что типы процессов метаморфизма в обоих случаях несколько отличаются:

На рис. 1 представлен первичный высокотемпературный метаморфизм, приведший к выносу из краевых частей зерна алюминия и магния и существенному привносу железа. Поведение хрома неясно, вероятнее всего он инертен, но возможен и его привнос наравне с железом.

На рис. 2 представлен процесс наложенного водного метаморфизма, приводящий к увеличению содержания железа и выносу хрома при инертном поведении магния и алюминия. В данном примере этот тип метаморфизма проявлен в тектонически нарушенных зонах в виде тонких прожилков (толщина их порядка 1 мкм), секущих зерна хромшпинелидов, они хорошо выделяются по более высокому показателю отражения. Следует указать, что в зоне прожилков микротвердость понижается, причем на расстоянии около 10 мкм.

Таким образом, в хромитовых рудах Халиловского массива можно четко диагностировать по меньшей мере два этапа метаморфических преобразований: на первом (высокотемпературном) происходил вынос алюминия и соответственно увеличение концентрации хрома и (на первых порах) магния. Если сравнивать с рудами Кемпирсайского месторождения, то в нашем случае хромшпинелиды обладают высокомагнезиальным составом, не исключено наличие самостоятельных магнийсодержащих минералов, например периклаза. Последующий процесс наложенного водного метаморфизма проявился более локально в нарушенных зонах и привел к увеличению количества железа и сопровождался выносом легирующих элементов и хрома при относительно стабильном поведении алюминия.

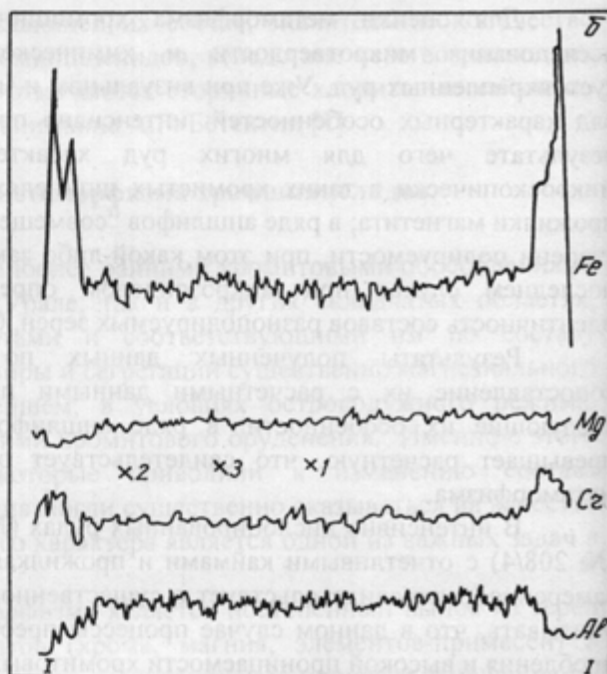
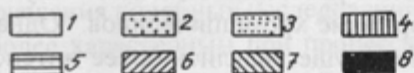
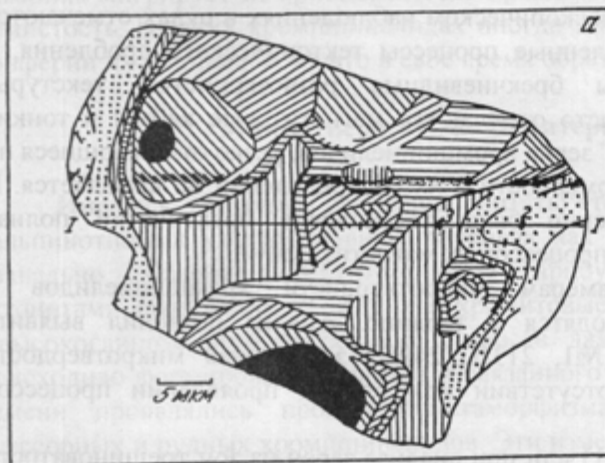


Рис. 1. Изменение микротвердости по площади зерна хромшпинелида из массивных руд (а) и график изменения содержания главных рудогенных элементов по профилю I – I (б). Аншлиф № 91:
Условные обозначения: 1 - <900; 2 – 900-1100; 3 – 1100-1300; 4 – 1300-1400; 5 – 1400-1500; 5 – 1500-1600; 6- 1500-1600; 7 – 1600-1700; 8 - >1700 ед. VHN

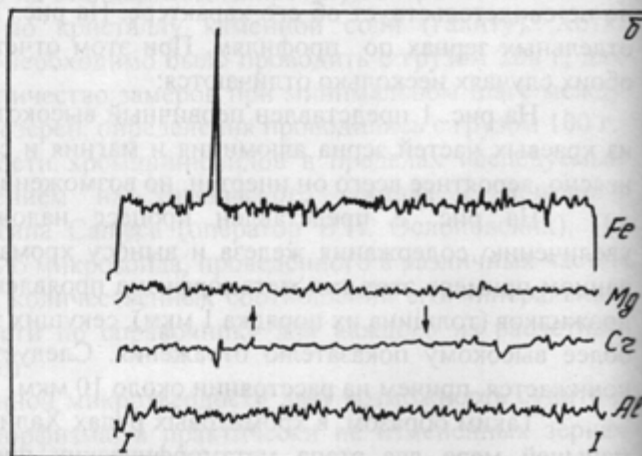
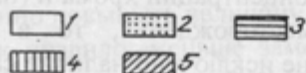
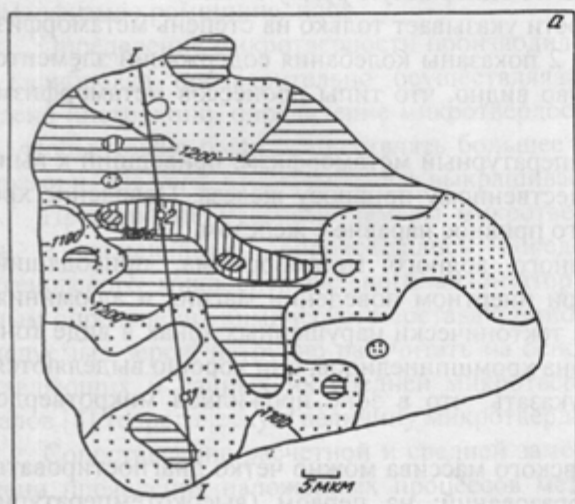


Рис. 2. Изменение микротвердости по площади зерна хромшпинелида из массивных руд (а) и график изменения содержания главных рудогенных элементов по профилю I – I (б). Аншлиф № 208/4:
Условные обозначения: 1 - <1100; 2 – 1100-1200; 3 – 1200-1300; 4 – 1300-1400; 5 – >1400 ед. VHN

Состав и микротвердость хромшпинелидов из массивных руд Халиловского массива

Показатели	91-1	91-2	91-3	208/4	208/4	1-1	1-2	213/1-1-1-1	213/1-1-2	213/1-2-1	213/1-2-2	218/1-1	218/1-2	249/1-1	249/1-2
								2	1	2	1	1	2		
TiO ₂	0.17	0.15	0.18	0.19	0.18	0.10	0.09	0.13	0.12	0.20	0.20	0.10	0.10	0.15	0.17
Al ₂ O ₃	12.40	11.87	12.50	11.38	11.33	12.16	12.98	12.83	12.58	12.48	12.48	14.23	14.31	10.06	10.14
Cr ₂ O ₃	58.63	58.24	57.60	57.39	56.94	59.85	58.73	57.02	57.73	59.00	59.00	55.66	52.22	58.47	59.47
Fe ₂ O ₃	2.83	4.49	4.46	6.10	6.94	2.91	3.55	4.17	4.30	2.07	2.07	3.92	4.39	6.73	5.06
FeO	10.69	9.44	9.23	9.08	8.35	8.30	7.35	9.54	9.26	11.36	11.36	11.11	10.90	8.60	10.00
MnO	0.26	0.22	0.28	0.21	0.20	0.20	0.12	0.20	0.20	0.24	0.24	0.20	0.21	0.20	0.10
ZnO	0.22	0.06	0.00	0.07	0.06	0.05	0.06	0.09	0.11	0.09	0.09	0.10	0.09	0.12	0.03
MgO	15.09	15.97	16.19	16.20	16.68	16.72	17.47	18.37	16.12	14.76	14.76	15.08	15.23	16.33	15.54
Сумма	100.29	99.44	100.44	100.62	100.68	100.29	100.35	102.46	100.42	100.20	100.20	100.40	97.45	100.66	100.51

Пересчет на основные минеральные группировки (миналы)

Ульвошпинель	0.60	0.54	0.64	0.66	0.65	0.36	0.30	0.47	0.41	0.71	0.34	0.34	0.34	0.53	0.60
Шпинель	23.03	21.95	23.01	21.02	20.85	22.36	23.68	23.56	23.18	23.21	26.23	26.23	26.34	18.68	18.92
Магнхромит	47.82	52.74	52.37	54.67	56.84	55.45	56.94	52.49	51.95	46.20	44.09	44.09	44.57	58.00	54.46
Хромит	25.20	19.47	18.74	16.45	13.49	18.41	14.93	18.14	19.40	27.41	24.73	24.73	23.60	14.80	20.00
Магнетит	3.35	5.30	5.24	7.19	8.15	3.42	4.14	5.35	5.06	2.46	4.61	4.61	5.16	7.98	6.03

Основные расчетные параметры

Железистость %	28.5	24.9	24.2	23.9	21.9	21.8	19.1	23.5	24.4	30.2	29.2	29.2	28.6	22.8	26.5
Хромистость %	76.0	76.7	75.6	77.2	77.1	76.8	75.2	75.0	75.5	76.0	72.4	72.4	72.1	79.6	79.7
Доля железа %	3.4	5.3	5.3	7.2	8.2	3.4	4.2	5.4	5.1	2.5	4.6	4.6	5.2	8.0	6.1

Микротвердость, VHN

Расчетная	1410	1393	1400	1370	1370	1415	1420	1405	1405	1416	1420	1420	1417	1356	1369
Расчетная в среднем		1401 (3)		1370 (2)	1370 (2)	1417.5 (2)	1417.5 (2)	1405.5 (2)	1410.5 (2)	1416	1418.5 (2)	1418.5 (2)	1417	1362.5 (2)	1362.5 (2)
Измеренная (число определ.)		1420±280 (48)		1170±95 (69)	1460±100 (36)	1437±65 (75)	1260±110 (87)	1356±70 (191)						1409±153 (76)	

Как неоднократно уже отмечалось, метаморфические изменения хромшпинелидов наиболее отчетливо проявлены в зонах интенсивной дислокационной тектоники, если же рассматривать ненарушенные участки, то степень и характер метаморфизма не определяются визуально под микроскопом или по данным микрозондового анализа. Поэтому единственно надежным критерием в этом случае является изменение физических свойств хромшпинелидов и, в частности, их микротвердости.

Заключение

Детальное изучение состава и микротвердости рудообразующих хромшпинелидов Халиловского массива пространственно и генетически связанных с дунитами, образующими ряд субмеридионально вытянутых полос в поле гарцбургитов, показало, что решающая роль при их образовании принадлежит процессам высокотемпературного метаморфизма.

Как видно из приведенных в таблице данных по их составу, они обладают не просто высокохромистым, а аномально хромистым составом. Содержание триоксида хрома в них достигает почти 60 %, а по ранее полученным данным – даже 65-67 % Cr_2O_3 , что вполне соответствует хромистым шпинелям алмазной субфации в кимберлитах, образующим включения непосредственно в алмазах [5].

Приведенное изучение микротвердости хромшпинелидов в сплошных и густовкрапленных рудах показало, что величина замеренной микротвердости обычно превышает расчетную, что свидетельствует о том, что в целом процессы высокотемпературного метаморфизма, связанные с выносом из кристаллической решетки легирующих элементов, проявляются не столь существенно. Хромшпинелиды, подвергшиеся процессам высокотемпературного метаморфизма, характеризуются чаще всего зональным строением: в “ядрах” присутствуют реликты первичных высокоглиноземистых хромшпинелидов, содержащих повышенное количество шпинелевой составляющей с самой высокой микротвердостью. Однако, поскольку большая их часть слагается магнохромитовой составляющей, обладающей микротвердостью в среднем около 1350 VHN, то в целом такие высокохромистые участки характеризуются более повышенной микротвердостью (см. рис. 1). Наиболее существенно влияние наложенных низкотемпературных процессов метаморфизма фиксируется в рудах, претерпевших процессы наложенного динамометаморфизма (см. рис. 2), сопровождавшегося процессами последующего низкотемпературного их изменения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А.Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР. Т. 2. – М.: Изд-во АН СССР, 1940. – С. 285-339.
2. Бетехтин А.Г., Кашин С.А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1937. – С. 157-245.
3. Малахов И.А. О содержании и формах нахождения хрома в ультрабазитах Урала // Мат-лы I Уральской конф. молодых геологов и геофизиков. – Свердловск: УФ АН СССР, 1967. – С. 27-29
4. Малахов И.А. Закономерности оливин-хромитовых парагенезисов в альпинотипных гипербазитах // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 120-131
5. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983. – 223 с.
6. Малахов И.А., Бурмако П.Л. Температура формирования дунитов и хромитов зональных массивов Урала // Известия УГГГА. Серия: Геология и геофизика. – 1998. – №8. – 1998. – С. 83-88
7. Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитонность. – Л.: Недра, 1974. – 247 с
8. Павлов Н.В. Хромиты Кемпирсайского плутона. – М.: АН СССР, 1968. – 178 с.
9. Справочник – определитель рудных минералов в отраженном цвете / Чвилева Т.Н., Безсмертная М. С., Спиридонов Э. М. и др. – М.: Недра, 1988. – 504 с.