

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ПЛАТИНОНОСНЫХ ХРОМИТИТОВ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО И КЫТЛЫМСКОГО МАССИВОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА ПО ДАННЫМ ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИИ

© 2016 г. Е. В. Пушкарев, И. С. Чащухин, С. Л. Вотяков, А. В. Морозова, А. Б. Миронов

### ВВЕДЕНИЕ

В работах А.Н. Заварицкого [3] и А.Г. Бетехтина [1] приводятся геологические доказательства, которые позволили авторам выделить сингенетический и эпигенетический типы хромитовых сегрегаций в дунитах Платиноносного пояса Урала. Сингенетические хромититы формируются одновременно с вмещающими дунитами при одних и тех же физико-химических параметрах. Наряду с дунитами они испытывают твердопластические деформации, перекристаллизацию и, как правило, имеют плавный переход к ультрамафитам. Эпигенетические хромититы проявляют признаки более позднего образования по отношению к вмещающим ультрамафитам, образуя в них жилы с резкими контактами и зоны брекчий с дунитовыми ксенолитами. Эпигенетические хромититы не несут признаков высокотемпературных твердопластических деформаций и нередко содержат включения или миаролитовые пустоты, заполненные микрокристаллами разных минералов, в том числе гидроксилсодержащими, формирование которых связано с пневматолито-гидротермальной стадией образования хромититов [1]. Все это свидетельствует о том, что образование хромититов данного типа происходит в уже твердых дунитах в относительно низкотемпературных условиях. А.Н. Заварицкий и А.Г. Бетехтин также был установлен эмпирический факт, что сингенетические хромититы не несут сколько-нибудь значительных скоплений минералов платиновой группы, в то время как эпигенетические хромититы часто содержат крупную платину и являются главным источником уникальных платиновых россыпей как на Урале, так и в подобных дунит-клинопироксенитовых ( $\pm$ габбро) массивах других регионов мира. Однако, несмотря на многолетнее изучение состава рудных, силикатных или благороднометалльных минералов проблема генезиса платиноносных хромититов до сих пор остается дискуссионной. Отчасти это связано с тем, что углубленным исследованиям геологических и минеральных особенностей руд, их зональности и условиям образования не уделяется необходимого внимания. По нашему мнению, зональность рудных тел, наряду с их геологическим положением, взаимоотношением с вмещающими породами, составом и

условиями образования, является важнейшей характеристикой, которую необходимо учитывать при интерпретации генезиса руд. Только сравнительно недавно были получены первые данные о зональности платиноносных хромититов в дунитах Нижнетагильского массива Платиноносного пояса Урала по составу рудного хромшпинелида [4]. Было показано, что от краевых к центральным зонам шпиров в хромшпинелиде растут содержания  $MgO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ . В этом же направлении закономерно снижается концентрация  $FeO$ , но возрастает коэффициент окисленности железа, отражая нарастания фугитивности кислорода к центру рудных тел.

Эти исследования согласуются с результатами работ по оценке редокс-условий ( $T-fO_2$ ) оливин-хромитового равновесия в дунитах, сингенетических и эпигенетических платиноносных хромититах [5]. Было установлено, что дуниты и сингенетические хромититы образуют единую дунит-хромититовую серию и характеризуются сходными параметрами температуры и фугитивности кислорода. Эпигенетические, обогащенные платиноидными хромититы формируются при более низких температурах оливин-хромитового равновесия, в интервале  $800-700^\circ C$ , но, главное, они обладают более высокой окисленностью, которая примерно на два порядка превосходит фугитивность кислорода во вмещающих дунитах. При этом надо иметь в виду, что в данной работе редокс-состояние оливин-хромитового равновесия было рассчитано по валовым концентратам хромшпинелидов, выделенных без учета возможной зональности рудных тел.

### ЦЕЛЬ И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Настоящая работа посвящена изучению зональности эпигенетических платиноносных хромититов по данным окситермобарометрии. Для этого нами были выбраны два хорошо изученных хромитовых шпир –  $Pe1129$  – из Нижнетагильского массива и  $Pe906$  – из дунитов Косьювинского тела в Кытлымском массиве, в заметных количествах содержащих минералы группы платины. Хромититы  $Pe1129$  отобраны в восточном борту Александровского карьера и представлены жилой мощностью около 2 см, которая является частью шпирово-

жильного тела с обильными ксенолитами дунитов, протяженностью до нескольких метров при видимой ширине выходов около полуметра. Образец Пе906 был отобран из субвертикального хромитового шлира мощностью около 10 см и видимой протяженностью около 1 м, залегающего на краю шахты в дунитах Косьвинского Камня.

Количество хромшпинелида в обоих рудопроявлениях составляет 50–80%. Размер зерен варьирует от 0.5 до 2–3 мм. Хромшпинелиды Нижнетагильского массива имеют состав  $Cr\# = (Cr/(Cr + Al))$  около 0.82 и величину железистости  $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$  около 0.36. Хромшпинелиды Кытлымского массива более железистые,  $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$  составляет около 0.51. Они характеризуются и более высокими содержаниями глинозема и диоксида титана по сравнению с нижнетагильскими хромитами (табл. 1, 2). Состав силикатного цемента также различается. В цементе шлира из Нижнетагильского массива преобладает серпентин, постоянно встречаются хлорит, хромистый глаголевит, карбонат. В цементе хромититов Пе906 тоже преобладает серпентин, но постоянно отмечаются оливин и хромдиопсид, который в отдельных участках шлира становится преобладающим силикатом.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Из хромитовых шлиров выпилены тонкие пластинки шириной до 3 мм, ориентированные перпендикулярно контактам рудных тел. Из хромититов Пе1129 выпилены три пластинки: две из краевых зон шлира и одна из центра. В образце Пе906 выпилены 8 пластинок, положение которых показано на рис. 1. После дробления пластинок были выделены монофракции хромшпинелида массой 50–60 мг. Для определения соотношения двух- и трехвалентного железа монофракции хромшпинелида изучены методом мессбауэровской спектроскопии на спектрометре СМ2201 в Институте минералогии УрО РАН (Миасс). Исследования проходили при постоянном ускорении в геометрии пропускания при комнатной температуре, эффективная толщина образцов составляла 10 мг/см<sup>2</sup> железа в естественной смеси изотопов, что соответствует приближению тонкого плотителя.

В каждой фракции хромшпинелидов с помощью рентгеновского микроанализатора Cameca SX100 (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург) изучен состав от 5 до 10 зерен хромита, по которым рассчитан средний состав минерала в данном интервале (см. табл. 1, 2). Таким же методом изучен состав оливина, который представлен форстеритом с 3–4% фаялитовой молекулы в Нижнетагильских хромититах и с 4–5% фаялита в Кытлымских хромититах (см. табл. 1, 2). Расчет редокс-условий оливин-хромитового равновесия проводился по уравнению Больхауза–Берри–Грина [7] с

**Таблица 1.** Химический состав хромшпинели и оценки редокс-состояния дунитов и хромититов Нижнетагильского массива

Компонент	Номер образца		
	Пе1129-1	Пе1129-2	Пе1129-3
	Край шлира	Центр шлира	Край шлира
Компоненты, мас. %			
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.41	0.41
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.87	7.86	7.75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.59	53.34	53.56
FeO*	23.58	23.77	23.62
MnO	0.28	0.28	0.29
MgO	12.26	12.49	12.60
NiO	0.11	0.10	0.09
ZnO	0.06	0.02	0.09
Ti	0.010	0.010	0.010
Сумма	98.20	98.33	98.46
Количество ионов в расчете на 3 катиона			
Al	0.309	0.307	0.303
Cr	1.409	1.398	1.403
Fe <sup>3</sup>	0.318	0.300	0.298
Fe <sup>2</sup>	0.338	0.360	0.357
Mg	0.608	0.617	0.622
Cr#, %	82.03	81.99	82.25
F, %	35.76	36.81	36.46
Al/R <sup>3</sup>	0.152	0.153	0.151
Cr/R <sup>3</sup>	0.692	0.697	0.700
Fe <sup>3</sup> /R <sup>3</sup>	0.156	0.150	0.149
Fe <sup>3</sup> /Fe	0.484	0.455	0.455
Fa, %	4	3	4
T, °C	800	700	790
ΔlogfO <sub>2</sub> (FMQ)	3.8	4.4	3.7

Примечания: Cr# = Cr/(Cr + Al) хромшпинели; F = Fe/(Fe + Mg), R = Al + Cr + Fe<sup>3</sup>. Расчеты температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода проведены по [7] с учетом данных мессбауэровской спектроскопии.

использованием реальной доли трехвалентного железа в структуре хромшпинелида и с учетом влияния титана в хромите на оценку температуры этого равновесия [2, 5, 6]. Полученные результаты представлены в табл. 1 и 2 и отражены на рис. 1.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение состава хромшпинелидов по выделенным 3-миллиметровым интервалам вкрест простиранья шлиров выявило несколько интересных особенностей. Во-первых, была установлена значительная дисперсия составов минерала в каждом интервале по Mg, Fe и Cr, достигающая 1.5–2 мас. %, что значительно превосходит аналитическую погрешность определения этих элементов. В зернах хромшпинелида отсутствует зональность, которой можно было бы объяснить наличие этих вариаций. Во-вторых, полученные данные еще раз убедительно подтверждают выводы разных исследователей о том, что составы рудных хромшпинелидов существен-

**Таблица 2.** Химический состав хромшпинели и оценки редокс-состояния дунитов и хромититов Кытлымского массива

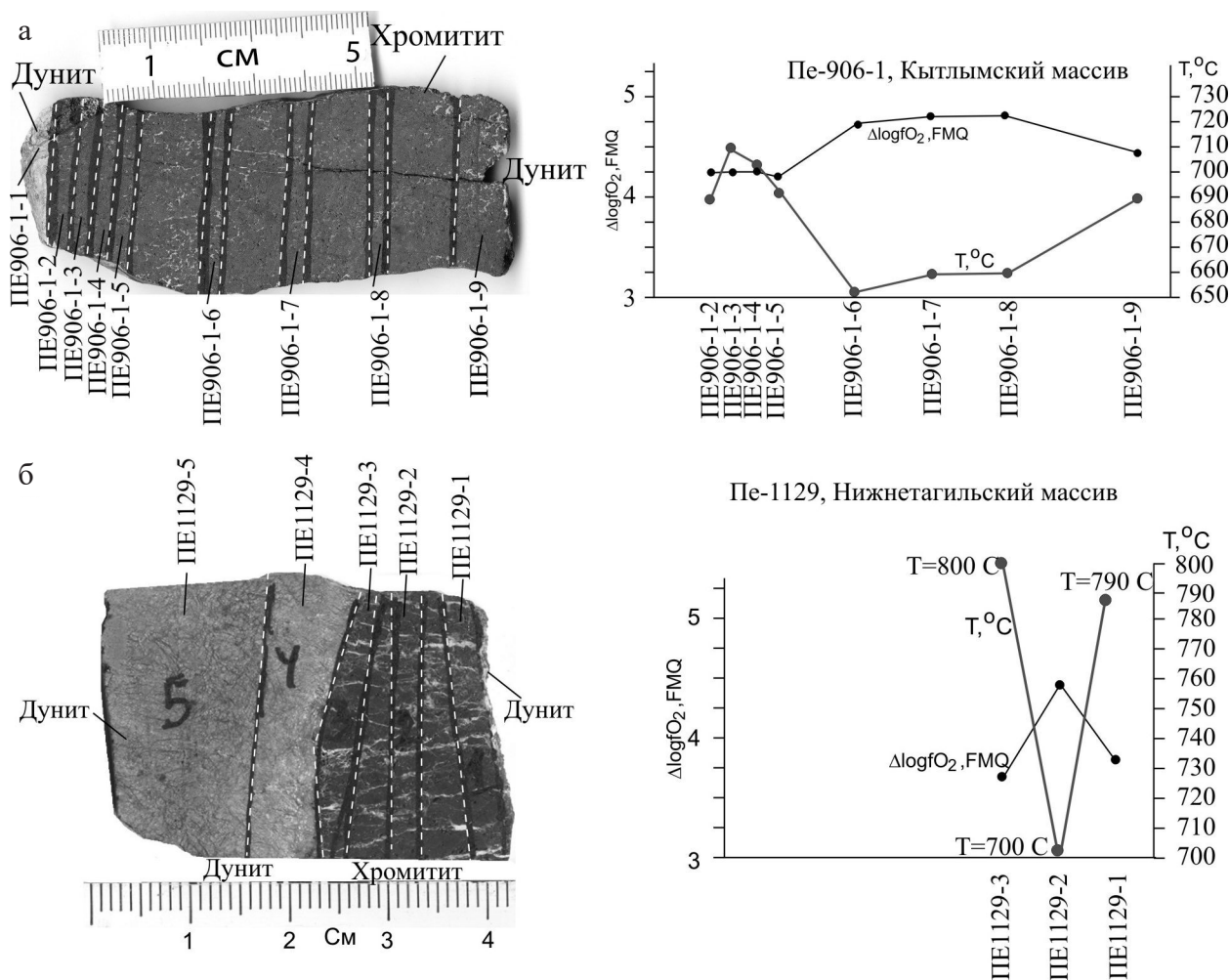
Компонент	Номер образца							
	Пе906-1-2	Пе906-1-3	Пе906-1-4	Пе906-1-5	Пе906-1-6	Пе906-1-7	Пе906-1-8	Пе906-1-9
	Край шлира	Край шлира	Край шлира	Край шлира	Центр шлира	Центр шлира	Центр шлира	Край шлира
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.92	0.93	0.91	0.89	0.92	0.97	0.97
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.13	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.14	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.91	9.30	9.29	9.36	9.29	9.37	9.35	9.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	41.78	41.91	42.15	41.82	42.07	41.84	41.04	40.24
FeO*	34.83	34.88	35.04	33.99	34.16	34.71	35.00	36.38
MnO	0.33	0.33	0.32	0.30	0.28	0.29	0.28	0.29
MgO	9.82	9.88	10.03	9.93	10.10	10.14	9.98	9.37
Сумма	97.82	97.37	97.89	96.43	96.92	97.40	96.76	96.62
Ti	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.008	0.008
V	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004
Al	0.391	0.369	0.367	0.374	0.370	0.371	0.373	0.370
Cr	1.106	1.116	1.116	1.123	1.123	1.111	1.098	1.082
Fe <sup>3</sup>	0.453	0.466	0.455	0.421	0.444	0.459	0.469	0.493
Fe <sup>2</sup>	0.522	0.516	0.526	0.544	0.521	0.516	0.521	0.542
Mg	0.490	0.496	0.500	0.503	0.508	0.508	0.503	0.475
Cr#, %	73.87	75.13	75.26	74.99	75.24	74.97	74.65	74.51
F, %	51.60	51.01	51.26	51.98	50.58	50.43	50.85	53.31
Al/R <sup>3</sup>	0.201	0.189	0.189	0.195	0.191	0.191	0.192	0.190
Cr/R <sup>3</sup>	0.567	0.572	0.576	0.585	0.580	0.572	0.566	0.556
Fe <sup>3</sup> /R <sup>3</sup>	0.232	0.239	0.235	0.220	0.229	0.236	0.242	0.253
Fe <sup>3</sup> /Fe	0.464	0.474	0.464	0.436	0.461	0.471	0.474	0.476
Fa, %	5	5	5	5	4	4	4	5
T, °C	690	710	700	690	650	660	660	690
dlogfO <sub>2</sub>	4.3	4.3	4.3	4.2	4.7	4.8	4.8	4.4

Примечание. Cr# = Cr/(Cr + Al) хромшпинели; F = Fe/(Fe + Mg), R = Al + Cr + Fe<sup>3</sup>. Расчеты температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода проведены по [7] с учетом данных мессбауэровской спектроскопии и влияния вхождения Ti в структуру хромшпинели.

но отличаются от таковых акцессорных хромшпинелидов из вмещающих дунитов [4], то есть система хромит–вмещающий дунит всегда является контрастной и, вероятно, неравновесной (?) по составу хромшпинелида и оливина. В-третьих, по средним поинтервальным составам хромшпинелидов не удалось обнаружить четкой зональности внутри хромититов, которая была ранее установлена в отдельных зернах хромита, отобранных вкрест простирания шпиров в Нижнетагильском массиве по составам индивидуальных зерен [4]. Однако, как было отмечено в этой работе, резкоградиентная зональность проявляется только в небольших по размеру изолированных шлирах. В более мощных шлирах зональность нивелируется, а в отдельных жилах шпирово-прожилковых руд она может не проявляться. Изученный нами в данной работе шпир из Нижнетагильского массива является частью более мощной шпирово-прожилковой зоны, в то время как рудное тело из Кытлымского массива имеет мощность около 10 см и может быть отнесено к крупным телам, так как средняя мощность шпиров обычно составляет 2–3 см [1, 3]. Тем не менее можно констатировать, что выявленные вариации состава хромшпинелида также соответствуют установленной ранее закономерности – росту MgO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и окисленности

железа от краевых к центральным зонам рудных тел и уменьшения в этом направлении содержания FeO.

Используя средние составы хромшпинелидов и данные мессбауэровской спектроскопии, мы рассчитали температуру оливин-хромитового равновесия (ТОХР) и фугитивность кислорода для каждого интервала. По нашим данным (см. рис. 1), от краев хромитовых шпиров к их центру происходит закономерное понижение ТОХР от 690–710 до 650–660°C в хромитите Кытлымского массива и от 790–800 до 700°C в хромитите Нижнетагильского массива. К центру хромитовых шпиров заметно нарастает расчетная фугитивность кислорода от 4.2–4.3 единицы log fO<sub>2</sub> (FMQ) в краю Кытлымского шлира до 4.7–4.8 в его центре. В нижнетагильском хромитите, несмотря на его незначительные размеры, эта разница достигает еще большей величины – 3.7–3.8 ед. log fO<sub>2</sub> (FMQ) в краю и 4.4 ед. в центре. То есть в центре хромитовых шпиров летучесть кислорода примерно в 40–60 раз более высокая, чем в краевых зонах, что может свидетельствовать о накоплении флюида к концу процесса рудообразования. С учетом ранее полученных данных о редокс-условиях оливин-хромитового равновесия в дунитах Кытлымского и Нижнетагильского массивов [5] новые результаты еще раз подтверждают, что платиноносные хромититы форми-



**Рис. 1.** Схема отбора проб методом тонких пластин из хромититов Кытлымского (а) и Нижнетагильского (б) массивов и характер распределения температуры и фугитивности кислорода по мощности рудного тела.

ровались при более высокой фугитивности кислорода, чем вмещающие ультрамафиты. Эти данные убедительно свидетельствуют и об относительно низкотемпературных условиях формирования платиноносных эпигенетических хромититов, и о регрессивном характере процесса хром-платинового рудообразования, который сопровождается снижением температуры и возрастанием окисленности рудообразующей среды, что, вероятно, связано с ростом активности окисленного флюида к концу процесса кристаллизации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 16-05-00508-а и инициативного проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: ОНТИ, 1935. 148 с.
2. Вотяков С.Л., Чащухин И.С., Уймин С.Г., Быков В.Н. Оксидометрия хромитовых ультрамафитов (на примере Урала). I. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелевой геотермометрии // Геохимия. 1998. № 8. С. 791–802.

3. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 108. СПб., 1928. С. 1–51.
4. Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
5. Чащухин И.В., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Миронов А.Б., Уймин С.Г. Оксидометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 2002. № 8. С. 846–863.
6. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. Оксидометрия хромитовых ультрамафитов (на примере Урала). II. Состояние окисленности ультрамафитов и состав рудообразующих флюидов // Геохимия. 1998. № 39. С. 877–885.
7. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–40.