

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СОСУЩЕСТВУЮЩИХ ПАР МИНЕРАЛОВ (СИЛИКАТ-ХРОМШПИНЕЛИД) В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ ХАЛИЛОВСКОГО МАССИВА

А. В. Алексеев, М. В. Чернецкая

Халиловский массив находится в Оренбургской области к западу от г. Орска и принадлежит к главному, Уфалейско-Кемпирсайскому, гипербазитовому поясу Урала. Массив имеет ромбовидную форму с максимальной протяженностью более 13 км и мощностью до 8 км. По тектоническому строению он представляет собой серию блоков, смещенных друг относительно друга по вертикали. При этом рудоносный комплекс обнажается только в центральной части массива, к которой и приурочены все известные месторождения хромититов [4].

Структура рудоносного комплекса достаточно проста. Основная его часть сложена серпентинизированными гарцбургитами, в которых прослеживаются четыре рудоносные зоны, насыщенные жильными телами рудоносных дунитов. Хромититы представлены линзо- и чечевицеобразными телами массивных, реже вкрапленных руд. По составу руды высокохромистые, маложелезистые, вторичные изменения практически отсутствуют. В рудоносном комплексе также присутствуют единичные тела глиноземистых руд, связанных с гарцбургитами, однако они находятся за рамками наших исследований. В целом строение рудных зон и самих хромититов свидетельствует об одноактном, вероятнее всего позднемагматическом их происхождении.

Макроскопически хромититы средне-крупно- и до гигантозернистых. Рудный хромшпинелид субидiomорфный, часто несет включения первич-

ных силикатов (оливина и пироксена). Изучению последних и посвящена данная статья. Всего было отобрано 16 образцов массивных хромититов из нескольких рудных тел. Найденные в шлифах силикаты-включения были описаны и проанализированы на электронно-зондовом микроанализаторе, так же, как и минерал хозяин (хромшпинелид).

Все изученные включения первичных силикатов в хромшпинелиде монофазные и чаще всего представлены одним кристаллом. Очень редко встречались сростки двух-трех кристаллов. Размеры зерен силикатов составляют от 5 до 40 мкм, в среднем около 10 мкм. Практически все включения характеризуются четкими идиоморфными очертаниями, и крайне редко встречаются округлые зерна без признаков граней кристаллов (рис. 1). При этом различия по химическому составу между идиоморфными и ксеноморфными включениями не отмечено. Также в минералах-включениях не отмечалось каких-либо вростков рудных или нерудных минералов: в оливинах отсутствуют магнетитовые или хромшпинелидовые симплектиты, в ортопироксенах не отмечены ламеллы клинопироксена.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучение состава силикатов и хромшпинелидовой матрицы проводилось на рентгеноспектральном электронно-зондовом микроанализаторе

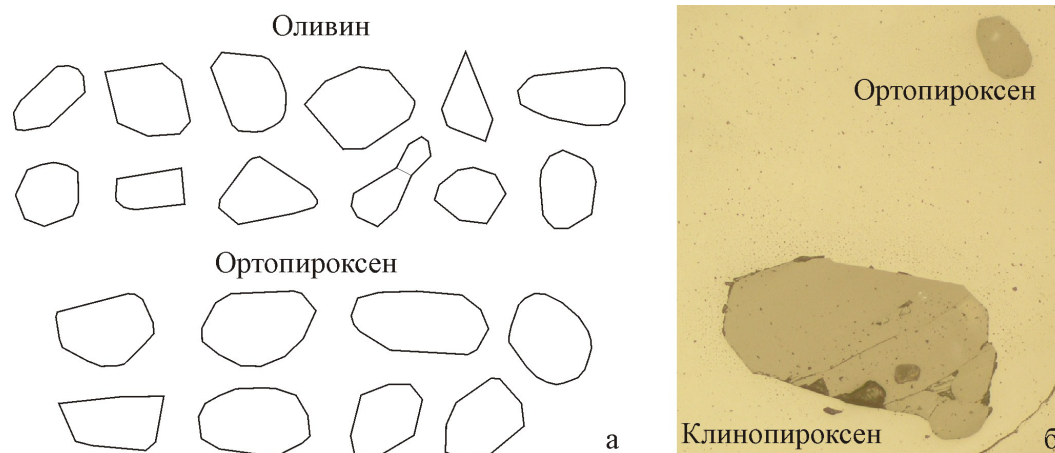


Рис. 1. Формы силикатов включений в хромшпинелидовой матрице (а) и сосуществующие в пределах одного зерна хромшпинелида орто- и клинопироксен (б).

Самеса SX-100 в ГЕОХИ (аналитик Н.Н. Кононкова) и ИГГ УрО РАН (аналитик В.Г. Гмыря). Для изучения зональности минералов-включений, измерения состава проводились в центральной и краевой части зерна силикатов. У минерала носителя состав измерялся в центре зерна и на контакте с каждым из силикатных включений.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Во всех силикатах наблюдается хорошо выраженная зональность по составу – от центра к краю зерна падает железистость минерала (рис. 2), что обусловлено перераспределением компонентов между силикатом и хромшпинелидом. Помимо того, в паре пироксен-хромшпинелид должно наблюдаться перераспределение алюминия в пользу силиката. В нашем случае изменение содержания Al_2O_3 в пироксене очень незначительно, на грани статистической погрешности.

В проанализированных минералах-включениях наблюдается зональность и по содержанию ряда других элементов.

В оливинах от центра к краю возрастет количество Cr (до 0.9%), что объясняется, по-видимому, как влиянием матрицы на результат анализа, так и наличием изоморфизма $Cr^{3+} + Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ [3].

В ортопироксенах от центра к краю падает Cr и Ca, однако эти изменения очень незначительны, на грани статистической ошибки.

Данных по клинопироксенам крайне недостаточно, можно только предполагать, что присутствует падение от центра к краю Mn, Na и K.

По показателю железистости среди ортопироксенов выделяются две “разновидности” – низко- ($f = 4.0-5.0$) и высокожелезистые ($f = 5.5-6.5$). В результате на всех характеристических диаграммах точки составов ортопироксенов распадаются на два несвязанных поля (рис. 3). Известно, что у ортопироксена чем выше температура образования, тем больше в составе кальция и алюминия (при снижении температуры часто возникают распады твердого раствора в виде ортопироксена с ламелями клинопироксена). Как следствие, можно предполагать, что кристаллизация руд шла в достаточно широком(?) температурном диапазоне и возможно, в два этапа.

Есть ли разные группы по железистости у клинопироксена, сказать невозможно из-за недостаточного количества данных. У оливина железистость выдержана в узком диапазоне ($f = 3.0-4.5$).

Весьма интересны соотношения железистости силикатов в пределах одного (или соседних) зерен хромшпинелида. На рис. 4 хорошо видно, что железистость таких “сосуществующих” силикатов взаимозависимы. Для оливина и клинопироксена показатели железистости равны между собой, а для пар оливин-ортопироксен и оливин-клинопироксен

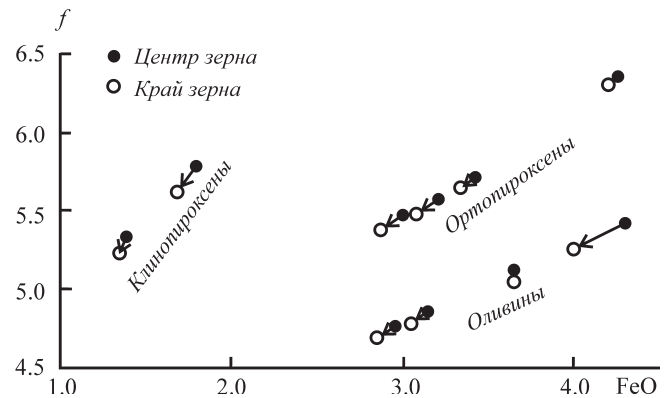


Рис. 2. Изменение железистости в силикатах-включениях от центра к краю.

наблюдается соотношение $\approx 1/1.6$. Ранее В.И. Ваганов [2] построил изотермы распределения Mg и Fe для сосуществующих пар силикатов на основании анализа системы силикат-расплав. Использование этих номограмм в нашем случае некорректно, однако аналогичные соотношения железистости сосуществующих силикатов свидетельствуют, что хромититы имеют магматический генезис.

Хромшпинелиды высокохромистые ($Cr_2O_3 = 55-62\%$), без вторичных изменений ($FeO_{\text{сумм}} = 12-16\%$) и каких-либо следов внутренней неоднородности.

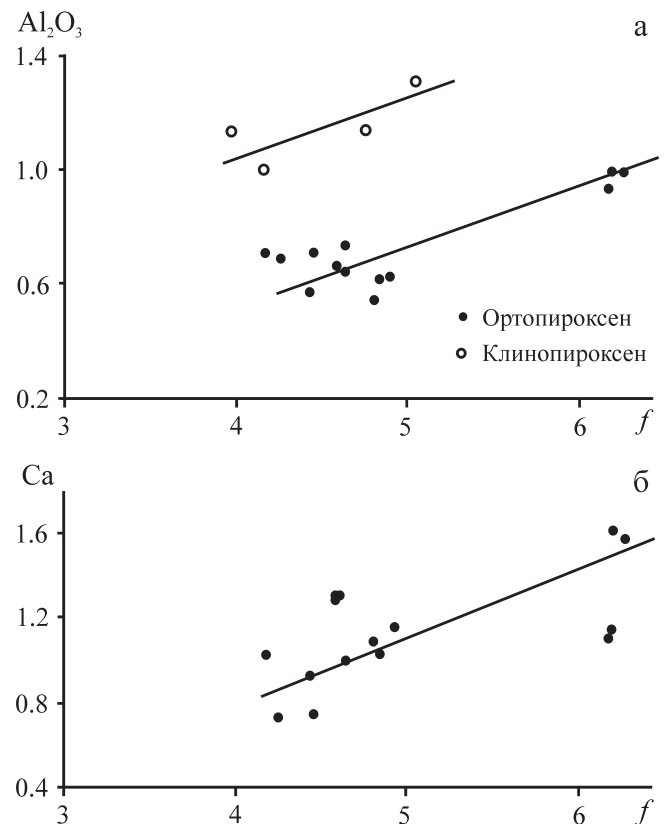


Рис. 3. Зависимость содержания в пироксенах алюминия (а) и кальция (б) от железистости минерала.

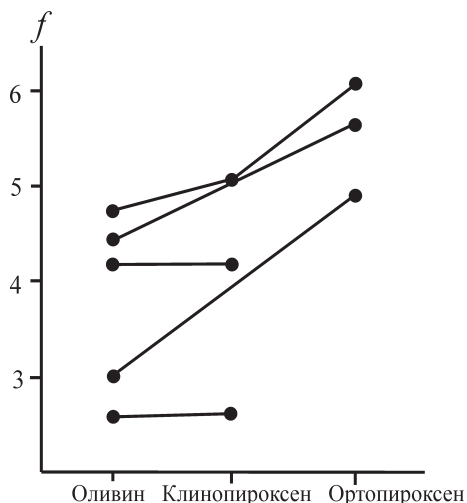


Рис. 4. Зависимость железистости сосуществующих пар силикатов.

В целом наблюдается непрерывный ряд составов от алюмохромита до хромита. Однако, если рассматривать состав хромшпинелида в зависимости от

типа силикатов-включений, то выясняется интересная картина (табл. 1, рис. 5а).

Хромшпинелиды с включениями клинопироксена и железистого ортопироксена характеризуются наименьшей хромистостью состава. Хромшпинелиды с включениями низкожелезистого ортопироксена содержат больше Cr_2O_3 и, наконец, с включениями оливина – наиболее хромистые. Также отличия идут, как видно из табл. 1, по содержаниям Al_2O_3 , MgO и FeO , то есть по всем основным минералообразующим элементам. По концентрациям малых элементов изменения состава не наблюдается, только TiO_2 существенно возрастает в “оливиновой” группе составов, что позволяет предполагать миграцию части титана из хромшпинелида в пироксен.

Более того, если в пределах одной полировки (или даже одного зерна хромшпинелида) встречены разные силикатные включения, то состав хромшпинелида на контакте с ним также статистически различен по основным элементам (рис. 5б). Данный факт уже позволяет говорить о какой-то первичной неоднородности (очевидно, на стадии кристаллизации из расплава) хромититов.

Таблица 1. Составы хромшпинелида в зависимости от типа силикатов-включений

Типы силикатов-включений	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	$FeO_{сумм}$	MnO	MgO
Халиловский массив						
Включения клинопироксена (4 ан.)	0.10	12.38	57.51	13.97	0.19	13.51
Включения железистого ортопироксена (8 ан.)	0.11	13.78	57.11	14.42	0.19	13.49
Включения низкожелезистого ортопироксена (14 ан.)	0.10	10.34	59.61	15.00	0.2	13.49
Включения оливина (17 ан.)	0.16	9.6	62	12.5	0.17	14.2
Алапаевский массив						
Включения оливина (15 ан.)	0.15	12.04	56.85	17.70	0.29	13.07

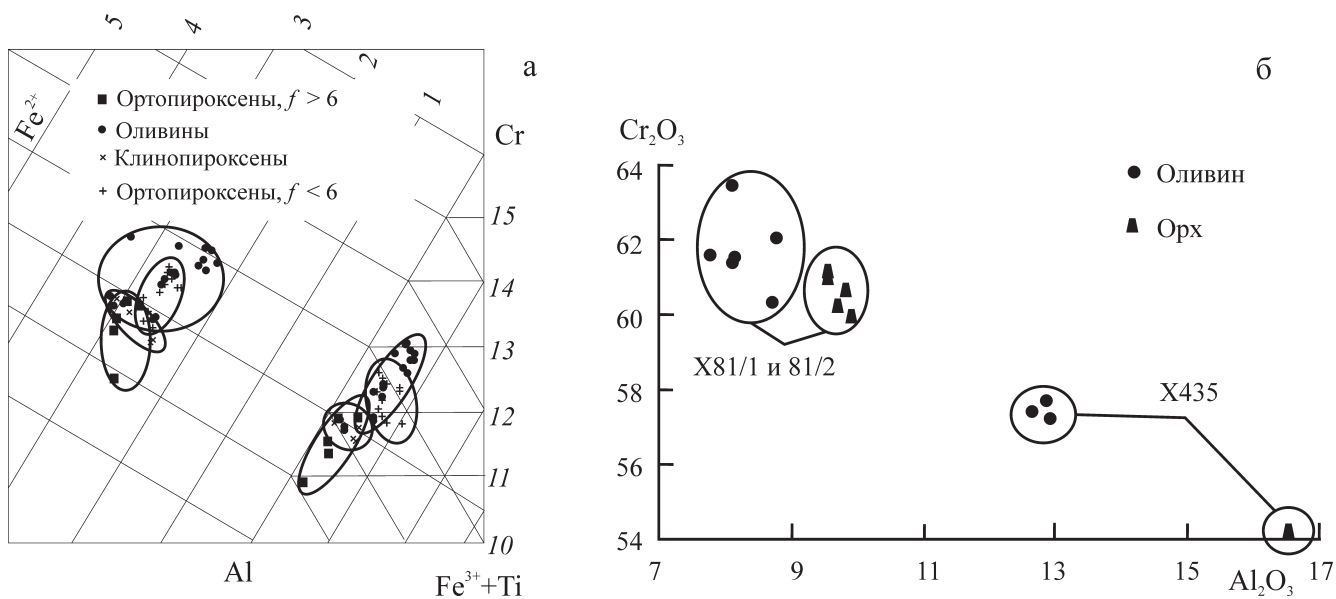


Рис. 5. Изменение состава хромшпинелидов-носителей в зависимости от типа силикатных включений в нем. а – общие данные по всем анализам на диаграмме Н.В. Павлова, б – изменение состава хромшпинелида в пределах одного образца.

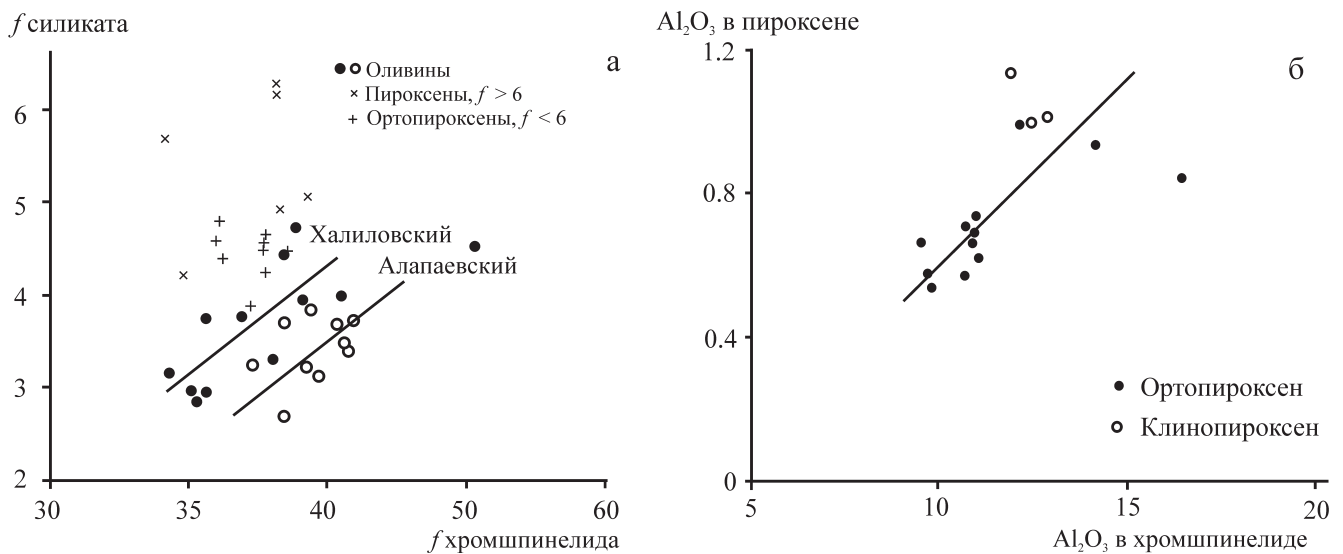


Рис. 6. Зависимость между железистостью сосуществующих хромшпинелида и силиката (а), а также между содержанием в них глинозема (б).

График соотношения железистости в сосуществующих силикатах и хромшпинелидах показывает четкую линейную зависимость (рис. 6а). Значит, коэффициент распределения железа между сосуществующими оливином и хромшпинелидом одинаков во всех изученных образцах. Для пар хромшпинелид-пироксен какой-либо зависимости не отмечается, возможно, из-за недостаточного числа данных. Рост железистости пироксена не коррелируется с таковой в шпинели, однако наблюдается (хотя и неявно) корреляция содержания Al_2O_3 в сосуществующих шпинелид и пироксене (рис. 6б).

Привлечение данных по другим массивам затруднительно, так как другими авторами анализировались как правило не сосуществующие пары в пределах одного зерна, а минералы в пределах одного образца, что искажает картину. Нам ранее были получены аналогичные данные по хромитам Курмановского и Вкрапленного месторождений Алапаевского массива [1]. Они показывает аналогичную зависимость для пары оливин-хромшпинелид, но с более высокой степенью железистости хромшпинелида. При этом в обоих случаях температура формирования руд по термометру O'NWBBG **выдержана в довольно узком диапазоне – 920–1020°C.**

В целом получается достаточно противоречивая картина, интерпретировать которую однозначно затруднительно. Вероятнее всего, получение дополнительных данных позволит более точно выявить зависимости составов сосуществующих минералов. На основании же изложенных данных предполагаем следующие выводы: изученные хромитовые

руды имеют магматический генезис, кристаллизация шла в узком температурном диапазоне (150–200°C); на ранних стадиях кристаллизовался более глиноземистый хромшпинелид с сосуществующим высокожелезистым пироксеном; на заключительных стадиях кристаллизовался более хромистый хромшпинелид с оливином и низкожелезистым пироксеном; в пределах одного образца (и даже одного зерна) хромшпинелида могут присутствовать как ранние, так и поздние генерации.

Работа выполнена при поддержке программы РАН ОНЗ2 “Металлогенетические эпохи и провинции фанерозойских складчатых поясов: закономерности размещения различных типов минеральных месторождений в конвергентных и дивергентных геодинамических обстановках”

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.В. Зональность рудных тел по составу хромшпинелидов // Проблемы минералогии, петрологии и металлогении: мат-лы Научных чтений памяти Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2006. С.44–50.
2. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988. 147 с.
3. 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.
4. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИНГС, 2000. 474 с.