

**РУДНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО
РАССЛОЕННОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ):
СОСТАВ, ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

**Е.В. Пушкарев, С.Л. Вотяков, И.С. Чашухин, Е.В. Кислов,
Ю.В. Щапова, О.Л. Галахова**

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габровый массив один из наиболее крупных и хорошо сохранившихся расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов Северного Прибайкалья, расположенный приблизительно к 70 км

к северу, северо-востоку от Нижнеангарска. Он образует крупное силлоподобное тело, залегающее субсогласно с вмещающими позднепротерозойскими карбонатно-терригенными отложениями осевой части Сыннырской рифтоген-

ной структуры. Массив вытянут в северо-восточном направлении на 26 км при максимальной ширине выходов около 3.5 км и крутом (70-80°) падении на юго-восток. Геологическая позиция и внутреннее строение массива, состав слагающих его пород и характер сопутствующего оруденения, а также генетические модели образования подробно описаны в обширной геологической литературе, в том числе и в последнем монографическом исследовании Е.В.Кислова [1998].

Не останавливаясь на деталях внутреннего строения Йоко-Довыренского массива, отметим, что он состоит из четырех различных горизонтов, снизу вверх: плагиоперидотиты, дуниты, троктолиты, габбро-нориты. Важнейшей особенностью массива является присутствие большого количества ксенолитов вмещающих терригенных и карбонатных пород, превращенных в магнезиальные и известково-магнезиальные скарны, и роговики. Размеры ксенолитов широко варьируют от первых сантиметров до 100-150 м. В их расположении намечается определенная геологическая закономерность. Большая часть апокарбонатных магнезиальных скарнов залегает в верхней части дунитового горизонта, формируя слой, субсогласный с общей структурой массива. Состав и генетические модели образования магнезиальных и других скарнов в Йоко-Довыренском массиве описаны Н.Н.Перцевым и Л.И.Шабыниным [1978], А.А.Ефимовым с соавторами [1986], Е.В.Кисловым [1998], Wenzel et al. [2002] и другими исследователями. Несомненно, что эти скарны принадлежат к малоглубинным и весьма высокотемпературным образованиям, близким по температуре формирования к солидусу магматических пород основного состава.

Согласно последним данным Wenzel et al. [2002], взаимодействие родоначальной для массива пикритобазальтовой магмы с карбонатными породами (доломитами) приводит к ассимиляции этим расплавом кальция и, в результате, к формированию зоны контаминированных ультрамафитов. Эти породы характеризуются необычным составом породообразующих минералов. Оливин становится в них более магнезиальным и высококальциевым, хромшпинелид – более глиноземистым, клинопироксен обогащается кальций-чермакитовым компонентом и приближается по составу к фассаитам. Геохимическим признаком контаминированности пород массива коровым материалом является

высокое начальное отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.710$ [Кислов, 1998]. Именно в зоне развития магнезиальных скарнов и контаминированных ультрамафитов (дунитов и верлитов) в долине ручья Большой нами были обнаружены шлировидные сегрегации хромшпинелидов, размер которых в длину достигал 0.5-1 м, а в ширину 10-20 см.

О присутствии хромитов в дунитах Йоко-Довыренского массива в литературе имеются только краткие упоминания [Кислов, 1998], но отсутствуют данные о составе. Кроме этого, появление хромитов в верхней части дунитового горизонта в области развития магнезиальных скарнов и контаминированных ультрамафитов может указывать, что формирование хромитовых сегрегаций также, каким-то образом, связано с процессами скарнообразования и с контаминацией основной магмы карбонатным веществом. Изучение такого процесса могло бы существенно расширить наши представления о генезисе хромшпинелидов вообще и в расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексах в частности. Остановимся кратко на характеристике вещественного состава хромитовых сегрегаций.

Как было отмечено выше, хромиты образуют небольшие шлиры в верхней части дунитового горизонта, непосредственно над зоной развития ксенолитов магнезиальных шпинель-форстеритовых скарнов. Иногда рядом с хромититами отмечаются дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелида (до 2-5%). Количество хромшпинели в шлирах составляет в среднем 40-60%, остальной объем занимают: оливин, травяно-зеленый клинопироксен, хлорит, нередко отмечается зеленый или зеленовато-бурый гранат уграндитового ряда. Клинопироксен и хлорит часто обрастают зерна хромшпинелида, образуя своеобразные “рубашки” вокруг оксида. По сравнению с мелкозернистым (обычно менее 1 мм) характером глиноземистой шпинели в магнезиальных скарнах, зерна хромшпинелидов в среднем имеют размер 3-4 мм. Отдельные зерна, особенно окруженные силикатными “рубашками”, достигают размеров 5 мм. Хромит имеет идиоморфный габитус и содержит мелкозернистые полиминеральные включения. В проходящем свете хромшпинелиды просвечивают зеленовато-бурым цветом.

По химическому составу рудные хромшпинелиды (ХШ) относятся к пикотитам и хром-

пикотитам и характеризуются преобладанием алюминия над хромом (табл. 1). Сходными особенностями состава обладают акцессорные хромшпинелиды из контаминированных дунитов и верлитов. В противоположность им, акцессорные хромшпинелиды из неконтаминированных дунитов содержат в несколько раз больше хрома по сравнению с алюминием и могут быть классифицированы как алюмохромиты. На всех диаграммах рудные хромиты Йоко-Довыренского массива расположены на линии, соединяющей составы хромитов из неконтаминированных дунитов с составами глиноземистых шпинелей из магнезиальных скарнов (рис. 1).

Оливин из хромитов характеризуется более высокой магнезиальностью ($Mg\#=0.97-0.89$) по сравнению с оливином из неконтаминированных дунитов ($Mg\#=0.87-0.85$) и в несколько раз более высокими содержаниями окиси кальция (до 1.2 %, в среднем около 1%) (рис. 2). От высококальциевых форстеритов из

магнезиальных скарнов они отличаются меньшей магнезиальностью, но практически неотличимы по этим параметрам от оливинов из контаминированных дунитов (табл. 2).

Клинопироксен из цемента хромитов обладает ярким травяно-зеленым цветом. По отношению к хромшпинелиду и оливину клинопироксен является более поздним. Он заполняет интерстиции и образует пойкилокристы с многочисленными включениями более ранних минералов. Пироксен характеризуется высокими содержаниями глинозема (от 6 до 8%), хрома (около или более 1%) и окиси титана (0.5-0.7%) (табл. 2). По содержанию перечисленных элементов он аналогичен клинопироксену из контаминированных дунитов. Неконтаминированные плагиоклазсодержащие дуниты нижней части дунитового горизонта содержат клинопироксен с заметно более низкими концентрациями алюминия, хрома и титана.

Особенности состава минералов из хро-

Таблица 1

Состав сосуществующих хромшпинелей (мас.%) и оливина ($Mg\#$) и результаты расчетов температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода в хромититах Йоко-Довыренского массива

Компоненты	Пе-355	Пе-356	Пе-357	Пе-357а
TiO ₂	0,34	0,34	0,31	0,30
Al ₂ O ₃	45,28	41,88	44,99	45,45
Cr ₂ O ₃	18,53	21,60	20,40	19,40
FeO*	17,23	16,55	15,95	16,70
MnO	0,28	0,30	0,28	0,26
MgO	17,73	18,41	17,57	18,04
Сумма	99,39	99,08	99,48	100,15
Коэффициенты кристаллохимических формул				
Ti	0,007	0,007	0,006	0,006
Al	1,464	1,368	1,458	1,458
Cr	0,402	0,473	0,443	0,418
Fe	0,395	0,384	0,367	0,380
Mg	0,725	0,761	0,720	0,732
Fe ³⁺	0,161	0,155	0,146	0,163
Fe ²⁺	0,235	0,229	0,220	0,217
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,406	0,403	0,399	0,428
Cr/(Cr+Al)	0,22	0,26	0,23	0,22
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,24	0,23	0,23	0,23
Mg# _{Ol}	0,89	0,90	0,90	0,89
T °C	1042	1066	1015	1124
ΔlogfO ₂ FMQ	1,11	1,11	1,08	1,01

Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г.Гмыра). FeO* – все железо в виде FeO. Расчет Fe³⁺ и Fe²⁺ проведен с учетом данных ЯГР-анализа, погрешность для всех обр. не превышает 5-7 %. $Mg\#=Mg/(Mg+Fe)_{Ol}$.

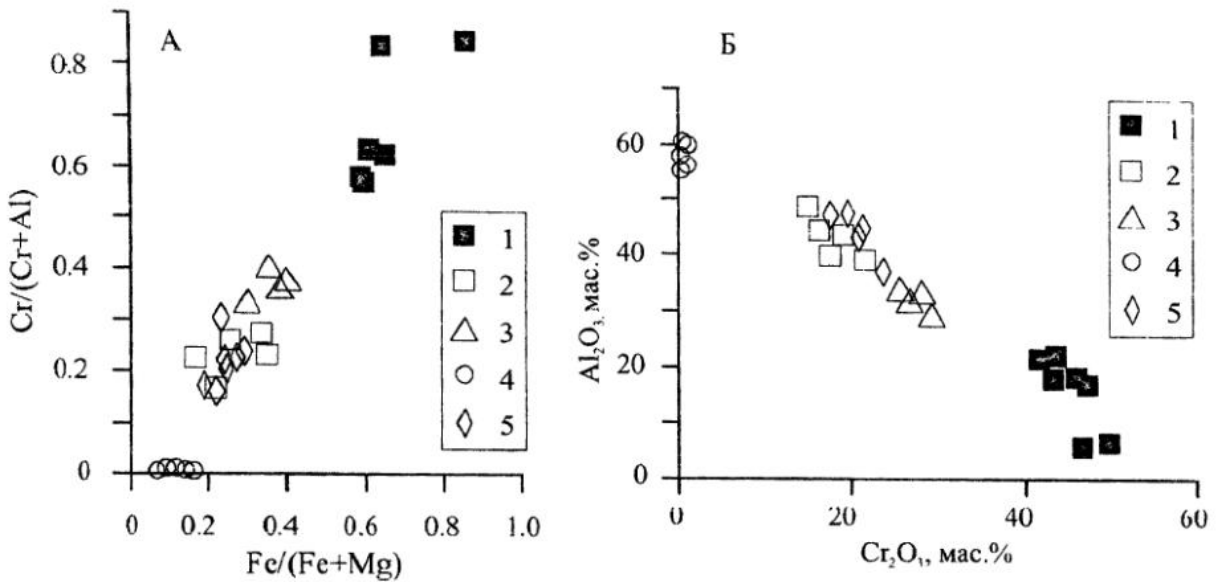


Рис. 1. а) Диаграмма Cr/(Cr+Al)-Fe/(Fe+Mg), б). Диаграмма Al₂O₃-Cr₂O₃ для хромшпинелидов Йоко-Довыренского массива.

1 – неконтаминированные дуниты, 2 – контаминированные дуниты, 3 – верлиты, 4 – магниальные скарны, 5 – хромититы.

Таблица 2

Типичные химические составы клинопироксенов и оливинов из хромититов и контаминированных дунитов Йоко-Довыренского массива (мас.%)

Проба	Пе-356		Пе-357		Пе-357а		Пе-355	
	Срх	Ол	Срх	Ол	Срх	Ол	Ол	Ол
SiO ₂	49,18	41,40	49,20	41,89	49,10	41,12	41,30	41,20
TiO ₂	0,59		0,51		0,60			
Al ₂ O ₃	7,53	0,07	6,65	0,02	7,61	0,00	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	1,12		1,06		1,22			
FeO*	2,92	8,70	2,87	10,12	3,01	9,92	10,57	10,48
MnO	0,15	0,26	0,15	0,29	0,15	0,27	0,27	0,29
MgO	13,22	47,49	13,26	47,53	13,67	47,81	46,33	46,93
CaO	25,37	1,01	25,54	0,95	24,70	0,98	1,14	1,00
Na ₂ O	0,29		0,30		0,28			
Сумма	100,37	98,93	99,54	100,80	100,34	100,10	99,61	99,92
Fe/(Fe+Mg)	0,11	0,09	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11

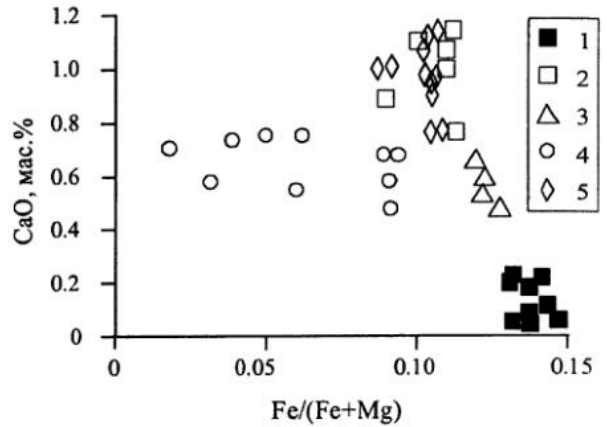
Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик В.Г.Гмыра). FeO* – все железо в виде FeO. Пе-356 – Пе-357а – хромититы, Пе-355 – контаминированные дуниты. Срх – клинопироксен, Ол – оливин.

мититов однозначно указывают на их идентичность с минералами контаминированных карбонатным веществом дунитов, развитых в зоне распространения ксенолитов магниальных скарнов. Различия заключаются только в количественных соотношениях минералов. Отсутствие следов перекристаллизации и структур высокотемпературных деформаций в хромититах и дунитах скорее указывают на особый вид

собирающей кристаллизации хромшпинелидов из контаминированной основной магмы. Отметим, что в распределении содержаний хрома по разрезу дунитовой зоны также намечается определенная закономерность. Нижние неконтаминированные плагиоклазсодержащие дуниты в среднем содержат от 1000 до 2000 г/т Cr. Дуниты центральной части зоны имеют концентрации менее 1000 г/т Cr. И, наконец, верх-

Рис. 2. Диаграмма CaO-Fe/(Fe+Mg) для оливинов Йоко-Довыренского массива.

1 – неконтаминированные дуниты, 2 – контаминированные дуниты, 3 – верлиты, 4 – магнезиальные скарны, 5 – хромититы.



ние дуниты скарновой зоны, сопутствующие им верлиты и ультраосновные породы нижней части троктолитовой зоны содержат от 1500 до 5000 г/т Cr [Кислов, 1998]. Учитывая весьма низкую растворимость CO_2 в расплавах при низком давлении [Кадик, Луканин, 1986] можно рассматривать лишь влияние кальция, как главного контаминирующего агента, на процесс экстракции и переноса хрома и его связывание в кристаллизующемся хромшпинелиде и хромистых силикатах. Напомним, что описанные В.В.Рябовым с соавторами [1996] высокохромистые шпинель-гранат-фассаитовые автореакционные скарны в долеритах Талнахской интрузии содержат рудные концентрации платины. По-видимому, хром и платиноиды активно участвуют в процессах магнезиально-кальциевого метасоматоза в основных и основных породах. Здесь напрашивается некоторая аналогия с хром-платиновой минерализацией в массивах Платиноносного пояса Урала. Как было установлено ранее, сингенетические включения в рудных хромшпинелидах часто содержат хромистый диопсид, кальциевые гранаты, везувиан и другие минералы, определяющие, в целом,

высококальциевый валовой состав большинства включений [Аникина и др, 1999]. По-видимому, роль кальция в платино- и хромитообразовании еще предстоит выяснить в ходе дальнейших исследований.

Для определения условий образования хромититов Йоко-Довыренского массива нами были проведены мессбауэровские исследования хромшпинелидов и квантохимические расчеты, призванные отразить степень ионности структуры хромшпинелида и возможность использования их состава для окситермобарометрических расчетов.

Типичный для четырех изученных проб мессбауэровский спектр монофракции хромшпинелида (XIII) из хромититов Йоко-Довыренского массива при комнатной температуре приведен на рис. 3. Он представляет из себя сложную суперпозицию сильно перекрывающихся

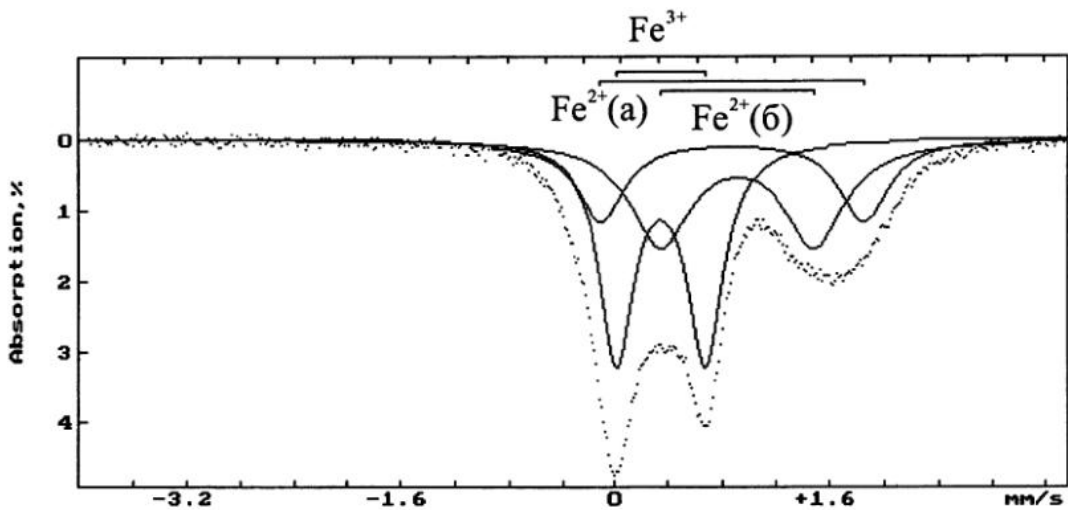


Рис. 3. Спектры ЯГР хромшпинелидов (проба Пе356) из хромититов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габрового массива и их разложение на элементарные составляющие – дублеты, соответствующие ионам окисного и закисного железа. Типичный ЯГР спектр рудного хромшпинелида Йоко-Довыренского массива.

дублетов от разнозарядных ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в парамагнитной составляющей, сикстетов от магнитоупорядоченной фазы не наблюдается. Таким образом, он качественно отличается от спектров, наблюдаемых нами ранее в хромшпинелидах из ультрамафитов Платиноносного пояса Урала и Кондерского дунитового массива (Алданский щит) [Чашухин и др., 2001] и представленных суперпозицией парамагнитной и магнитоупорядоченной составляющих. В исследованных пробах Йоко-Довыренского массива дублетные линии хорошо разрешены, в том числе, дублет от ионов Fe^{3+} относительно высокоинтенсивен и выделяется на спектре четко. Значения параметров ионов Fe^3 (как и Fe^{2+}) типичны для ХШ. Степень окисления железа в пробах варьирует от 39 до 42%, относительная ошибка ее определения не превышает 5-7%.

Химический состав исследованных проб хромшпинелидов из Йоко-Довыренского массива приведен в табл. 1. Степень окисления железа определена по данным мессбауэровской спектроскопии. С учетом относительно низкого содержания в них магнетитового и магнезиоферритового миналов и данных Карабцова с соавторами [1980], при моделировании электронного строения минерала мы ограничились приближением нормальной схемы распределения катионов в шпинелевой решетке. В качестве модельных кластеров в квантово-химических расчетах, следуя [Щапова и др., 2000; Вотяков и др., 2002], были выбраны 51-атомные фрагменты структуры $[^{VI}M^{IV}Fe_n^{IV}Mg_{6-n}^{VI}Cr_m^{VI}Al_{6-m}O_{38}]^{43-}$, $n, m=0+6$ (табл. 3), содержащие центральный октаэдр $^{VI}MO_6$ ($M=Al, Cr, Fe$), координированный шестью тетраэдрами ($^{IV}MgO_4$ и/или $^{IV}FeO_4$) и шестью октаэдрами ($^{VI}AlO_6$ и/или $^{VI}CrO_6$). Катионный состав кластеров (значения n, m) выбирали с учетом содержания миналов в исследованных ХШ – были проанализированы структурные фрагменты шпинелей $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$, $FeAl_2O_4$ и $FeCr_2O_4$. Также были изучены кластеры, описывающие состояние примесных атомов окисного железа в этих миналах, исследованы фрагменты шпинелей промежуточных (природных) составов, моделирующие возможные 20 типов позиций кислорода с различными катионными составами первой координационной сферы (далее $O(^{VI}M_{1-3}, ^{IV}M_4)$, где $^{VI}M_{1-3}=Al, Cr, Fe$ и $^{IV}M_4=Mg, Fe$). Расстояния М-О фиксировались равными 2.09 и 1.82А в окта- и тетрапозициях, соответственно, что отвечает постоянной решетки высокохромистых шпине-

лей 8.12А; искажения структурных полиэдров не учитывали. Величины эффективных зарядов атомов (q) рассчитывали по процедуре [Рыжков, 1998]. Значения q (в единицах заряда электрона e), отражающие пространственную локализацию электронов в атомах, соответствуют используемым в структурной химии понятиям “собственного” или “физического” заряда [Бацанов, 1986] и могут служить мерой ионности химической связи. Количественно степень ионности (СИ) связей М-О определяли как $\epsilon=q/q_{iон}$, где $q_{iон}$ – формальная степень окисления атомов М.

Величины зарядов атомов в чистых миналах и в миналах с примесью окисного железа, приведенные в работе (Вотяков и др., 2002), использованы для оценки средней СИ и суммарного заряда подрешеток образцов хромшпинелидов Йоко-Довыренского массива по формулам: $\langle \epsilon \rangle = 1/3 \sum \epsilon_i x_i$ и $\Delta q = \sum q_i x_i - \sum q_{i0} x_{i0}$. Здесь $\epsilon = 0.68, 0.66, 0.50, 0.64, 0.46$ и $q_i = +1.35, +1.32, +1.50, +1.92, +1.38 e$ – усредненные по миналам значения СИ связей (М-О) и эффективных зарядов катионов М, ($M_1 = ^{IV}Fe, ^{IV}Mg, ^{VI}Cr, ^{VI}Al, ^{VI}Fe$), соответственно; x_i – катионный состав хромшпинелида, ат./форм. ед.; q_{i0} и x_{i0} – заряды (в единицах e) и концентрации (в ат./форм. ед.) 20 различных структурных типов кислорода $O(^{VI}M_{1-3}, ^{IV}M_4)$. Концентрации последних рассчитывались как зависящие от состава пробы вероятности соответствующих катионных конфигураций ($^{VI}M_{1-3}, ^{IV}M_4$) в предположении случайного распределения катионов Cr, Al, Fe в окта- и Fe, Mg в тетрапозициях.

Полученные значения СИ $\langle \epsilon \rangle$ и заряда подрешеток Δq для четырех проб Йоко-Довыренского массива представлены на рис. 4б, в зависимости от железистости образцов (f). Все точки на диаграмме $\langle \epsilon \rangle$ - f , соответствующие ХШ Йоко-Довыренского массива, расположены в поле, ограниченном линиями, связывающими шпинелевые миналы. Ранее [Вотяков и др., 2002] было установлено, что на данной диаграмме выделяются две ветви изменения $\langle \epsilon \rangle$ в зависимости от f . Первую ветвь образуют акцессорные ХШ из альпинотипных пород и высокоалюминиевые образцы из руд. Для них характерно существенное снижение $\langle \epsilon \rangle$ с увеличением f . Вторая ветвь начинается низкожелезистыми высокохромистыми рудными альпинотипными ХШ, а завершается высокожелезистыми образцами из дунитов и хромититов Платиноносного пояса; для них $\langle \epsilon \rangle$ лишь незначительно уменьшается с ростом f . У проб первой

типа существенное уменьшение величины $\langle \epsilon \rangle$ связано, в первую очередь, с увеличением (при росте f) содержания Cr, который формирует более ковалентную связь с кислородом, чем ион Al. Напротив, у проб второго типа соотношение Cr и Al практически не меняется при росте f (рис. 4б), и уменьшение $\langle \epsilon \rangle$ обусловлено замещением Fe→Mg и ростом содержания окисного железа. XIII Йоко-Довыренского массива лежат в поле, соответствующем XIII из альпинотипных пород и высокоалюминиевые образцы из руд.

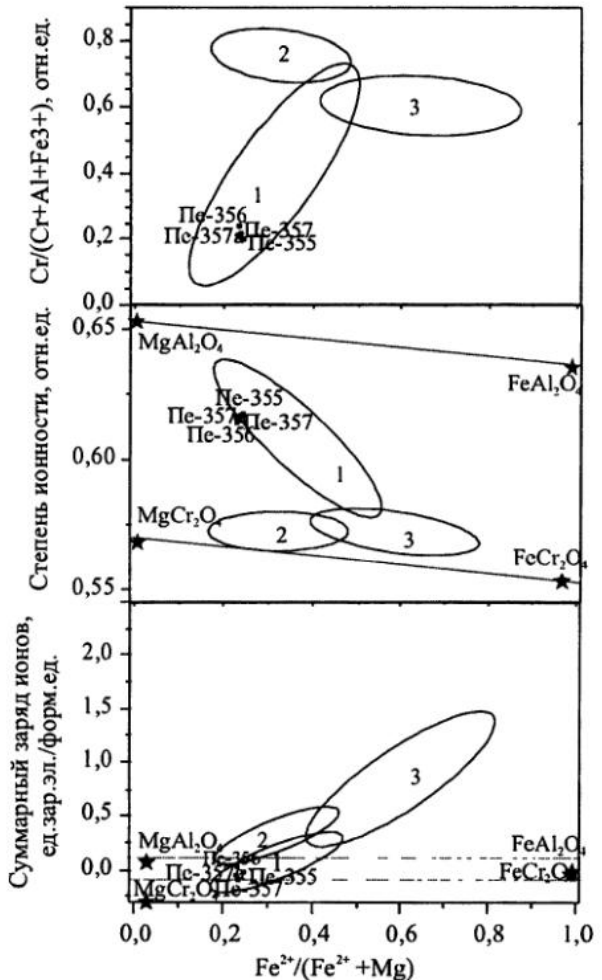
На диаграмме $\Delta q-f$ (рис. 4в) также ранее [Вотьяков и др., 2002] было выделено две основные совокупности проб, отмеченных выше. Значительная часть образцов из ультрамафитов альпинотипных комплексов, а также пробы XIII из Йоко-Довыренского массива укладывается в диапазон погрешности (± 0.1 е/форм.ед.) определения суммарного заряда решетки минерала, что указывает на корректность использованных кластерных моделей. Наоборот, для высокохромистых рудных альпинотипных XIII (а особенно для проб из дунитов и хромитов Платиноносного пояса, а также проб из Кондерского массива), которые характеризуются высокой железистостью (более 50%) и повышенной степенью окисления железа (до 30% и выше), значения $|\Delta q| > 0,1$ е/форм. ед. Отсюда следует, что их корректное описание требует учета в структурных моделях как частичной обращенности структуры, так и возможных отклонений рас-

пределений катионов Cr, Al, Fe в окта- и Fe, Mg в тетрапозициях от статистических с образованием кластеров предраспадного состояния (начальных стадий фазового распада образцов).

Выводы. Выполненные теоретические оценки усредненных значений степени ионности связи для проб хромшпинелидов из хромитов Йоко-Довыренского массива показали незначительные вариации этой величины ($0.620 \pm 0,007$). Установлено, что при использовании расчетных значений эффективных зарядов катионов и кислорода, а также приближения о нормальном, статистическом (случайном) распределении катионов в структуре шпинелей удовлетворяется принцип электронейтральности решетки минерала. Сделан вывод о высокой степени однородности структуры и устойчивости решетки исследованных хромшпинелей, об отсутствии в них предраспадных структур, что существенно отличает их от изученных ранее проб из Кондерского, Нижне-Тагильского и Уктусского массивов. Корректное теоретическое описание структуры последних требует

Рис. 4. Хромистость (а), средняя степень ионности (б) и суммарный заряд анионной и катионной подрешеток (в) хромшпинелидов из хромитов Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габрового массива в зависимости от их железистости $f = \text{IVFe}/(\text{IVFe} + \text{Mg})$.

Поля I-III соответствуют хромшпинелидам из ультрамафитов Урала: I-II – альпинотипные комплексы (массивы Кемпирсайский, Северный, Средний, Узьянский и Южный Крака, Нуралинский, Алапаевский, Салатимский), I – ультрамафиты и хромитовые руды с высокоалюминиевым хромшпинелидом, II – хромитовые руды с высокохромистым хромшпинелидом (Главное рудное поле Кемпирсайского массива, месторождение Б. Башарт массива Южный-Крака, Нуралинский массив); III – дуниты и хромиты Платиноносного пояса (г. Соловьева, Кытлымский, Уктусский массивы). Звездами обозначены шпинелевые миналы MgAl_2O_4 , MgCr_2O_4 , FeAl_2O_4 и FeCr_2O_4 .



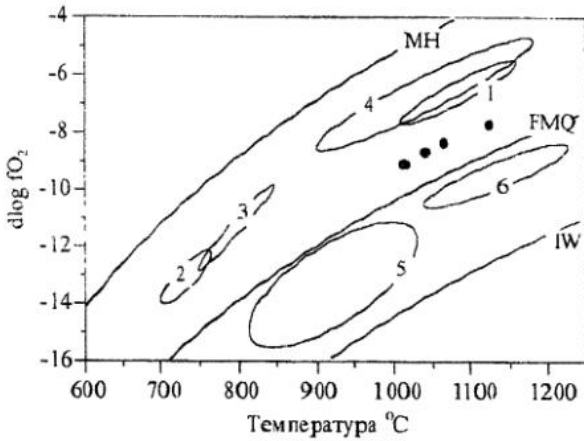


Рис. 5. Зависимость $\log f_{O_2} - T$ для оливин-хромшпинелевых парагенезисов из ультраосновных пород различных генетических типов.

Хромититы Йоко-Довыренского дунит-троктолит-габрового массива (залитые кружки). 1-3 – дуниты Платиноносного пояса Урала: 1 – Нижнетагильский массив, 2 – Йовское тело Кытлымского массива, 3 – Сосновское тело Кытлымского массива; 4 – Кондерский массив, Алданский щит; 5 – перидотиты Бени-Бусера (Ballhaus et al, 1991); 6 – абиссальные перидотиты (Ballhaus et al, 1991).

учета как частичной обращенности их структуры, так и возможных отклонений распределения катионов Fe, Mg, Cr, Al в окта- и тетрапозициях от статистического, т.е. образование кластеров предраспадного состояния (начальных стадий фазового распада образцов

Эти данные были использованы для расчета окситермобарометрических параметров оливин-хромитового равновесия по методике, предложенной ранее [Чашухин и др, 1998, 2002; Вотьяков и др., 1998]. Учитывая, что составы минералов из хромититов практически идентичны составам минералов из контаминированных ультрамафитов, можно с высокой долей вероятности утверждать, что рассчитанные $T-fO_2$ параметры можно распространять и на весь горизонт развития околоскарновых дунитов и верлитов. Результаты этих расчетов отражены на рис. 5. Полученные температура оливин-хромитового равновесия варьируют от 1000 до 1130°C, при фугитивности кислорода примерно на одну единицу логарифма выше буфера FMQ. Приведенные ранее оценки температур образования магнезиальных скарнов [Ефимов и др., 1986], основанные как на устойчивости индикаторных парагенезисов, так и на предельных концентрациях примесных компонентов в пироксенах, также показали весьма высокие температуры, не ниже 900°C. Следовательно, можно с высокой долей надежности утверждать, что парагенезисы хромититов и вмещающих их контаминированных карбонатным веществом дунитов соответствуют условиям субсолидусного равновесия 1100-900°C. Более восстановленный (на 2-3 порядка) характер парагенезиса оливин-хромит в Йоко-Довыренских хромититах по сравнению с хром-платиновыми рудами из уральских дунит-клинопироксенитовых комплексов, свидетельствует о “сухости” первичных распла-

вов и принципиально ином составе магматических флюидов, среди которых существенную роль играют CO, CH₄, H₂ и хлор [Кислов и др., 1997; Кислов, 1998; Konnikov et al, 2000], источником которых могли быть как первичный расплав (хлор), так и вмещающие карбонатные породы (CO, CH₄, H₂). Потенциальная платиноидная продуктивность массива также может быть связана с характером его флюидонасыщенности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты: 01-05-64252, 01-05-64214, 01-05-65184).

Список литературы

Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Вилисов В.А. Состав микровключений в хромшпинелиде, как индикатор генезиса хром-платиноидного орудунения в дунитах Платиноносного пояса Урала. // Ежегодник-1998, Екатеринбург, Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1999, С. 154-160.

Бацапов С.С. Экспериментальные основы структурной химии (справочное пособие). М.: Изд-во стандартов, 1986. 240 с.

Вотьяков С.Л., Чашухин И.С., Уймин С.Г. и др. Окситермобарометрия хромитовосных ультрамафитов (на примере Урала). I. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелевой геотермометрии // Геохимия. 1998. № 8. С. 791-802.

Вотьяков С.Л., Щапова Ю.В., Чашухин И.С. и др. Степень ионности связи металл-кислород в хромшпинелидах по данным квантово-химических расчетов // Докл. РАН, 2002, Т. 383, №2.

Ефимов А.А., Колясников А.А., Маггов В.И. и др. О находке редкой минеральной ассоциации титанфассаит+перовскит в магнезиальных эндоскарнах Довыренского габбро-гипрбазитового массива (Северное Прибайкалье) // Ежегодник-1985. Институт геологии и геохимии УрО АН СССР, 1996. С. 92-94.

Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 97 с.

Карабцов А.Ф., Худоложкин В.О., Урусов В.С. Рентгенографическое исследование распределения катионов по позициям в зависимости от состава шпинелей // *Минерал. журнал.* 1980. № 2. С.24-32.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.

Кислов Е.В., Конников Э.Г., Орсов Д.А. и др. Роль хлора в формировании малосульфидного платинометалльного оруденения Йоко-Довыренского расслоенного массива // *Геохимия.* 1997. № 5. С. 521-528.

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива // *Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях.* М.: Наука, 1978. С. 85-96.

Рыжков М.В. Новый метод вычисления эффективных зарядов на атомах и молекулах, кластерах и твердых телах. *Журнал структурной химии.* 1998. Т. 39. № 6. С. 1134-1140.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Симонов О.Н. и др. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // *Геология и геофизика,* 1996. Т. 37. № 7. С. 60 – 75.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Ефимов А.А. и др. Хромшпинелиды Кондерского дунитового массива (Алданский щит): ЯГР исследование, особенности связи металл-кислород по данным квантово-химических расчетов, приложения для окситермобарометрии ультрамафитов // *Ежегодник-2001. Институт геологии и геохимии УрО РАН,* 2002. С. 147-156.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Пушкарев Е.В. и др. Окситермобарометрия ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // *Геохимия.* 2002. № 8. С. 846-863.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. Окситермобарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала). II. Состояние окисленности ультрамафитов и состав рудообразующих флюидов // *Геохимия.* 1998. № 9. С. 877-885.

Щапова Ю.В., Юрьева Э.И., Рыжков М.В. и др. Квантово-химические расчеты в минералогии: моделирование электронного строения и параметров мессбауэровских спектров. Миасс: Изд-во Института минералогии УрО РАН. 2000. 100 с.

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.

Konnikov E G, Meurer W.P., Neruchev S.S et al. Fluid regim of platinum group elements (PGE) and gold bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, Eastern Siberia, Russia // *Mineralium Deposita.* 2000. V. 35. № 6. P. 526-532.

Wenzel T., Baumgartner L.P., Brugmann G.E. et al. Partial melting and assimilation of dolomitic xenoliths by mafic magma: the Ioko-Dovyren intrusion (North Baikal Region, Russia) // *Journal of Petrology.* 2002. V. 43. N 11. P. 2049-2074.