

Е.В. Пушкарев, Е.В. Аникина, Дж. Гарути, Ф. Заккарини, Р. Кабелла

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИДОВ И МИНЕРАЛОВ ЭПГ В ДУНИТАХ УКТУССКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Высокая минералого-петрохимическая однородность дунитов в сериях мантийных тектонитов офиолитовых комплексов, их предельная деплетированность и геохимическая комплементарность с ассоциированными интрузивными и вулканическими породами позволяют рассматривать дуниты как остаточный, наиболее тугоплавкий продукт плавления первичных мантийных субстратов [8]. Сходный механизм формирования дунитов постулируется и для зональных гипербазит-габбровых массивов Урало-Аляскинского типа и платформенных щелочно-ультраосновных комплексов [2], хотя установленные в этих природных объектах закономерности изменения состава пород и минералов в разрезах дунитовых тел рассматриваются некоторыми исследователями как свидетельства их кумулятивного, ортомагматического или иного происхождения* [1, 4, 8, 10].

Изучение Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале позволило получить новую информацию, вступающую в противоречие как с реститогенной гипотезой образования дунитов в комплексах Урало-Аляскинского типа, так и с преувеличенной оценкой роли метасоматических процессов при формировании дунитов "повышенной железнистости" - метадунитов, по А.А.Ефимову, петрохимические особенности которых он связывает с накоплением железа перед фронтом метасоматической пироксенизации дунитов [2].

Уктусский дунит-клинопироксенит-габбровый массив расположен у южных окраин г. Екатеринбурга, занимает площадь около 50 км² оккупируя холмистую возвышенность (Уктусские горы) в междуречье Исети и Патрушихи. Основные сведения о геологии и возрасте массива можно найти в работах [5, 7, 11, 12]. Уктусский массив не входит в состав Платиноносного пояса Урала, цепь массивов которого протягивается в меридиональном направлении примерно в 60 км к западу от Уктуса, но он считается аналогом зональных массивов Урало-Аляскинского типа.

Внутреннее строение массива в первом приближении достаточно простое. Дуниты слагают три тела (структурных центра): северное, центральное и южное, которые окружены оливиновыми клинопироксенитами, реже верлитами и серповидными телами оливиновых- и амфибол-пироксеновых габброидов [5, 11]. В отдельных частях массива вскрываются стратифицированные и полосчатые серии дунит-верлитового и клинопироксенит-тылаит-габбрового состава.

В Уктусском массиве статистически преобладают высокожелезистые дуниты ($f=0,12-0,13$) [11]. Величина $Fe/(Fe+Mg)$ отношения в дунитах и породообразующем оливине сильно варьирует в зависимости от положения точки опробования в разрезе дунитовых тел. Во всех случаях центральные зоны более магнезиальные, чем краевые. Наиболее широкие вариации железнистости установлены в южном дунитовом теле, самом крупном из закартированных в Уктусском массиве, размер которого превышает в попе-

речнике 2 км. Дуниты центральной зоны этого тела имеют железистость 0,09-0,10, а к контактам с клинопироксенитами величина этого отношения возрастает до 0,15-0,16, следовательно, статистическая характеристика железистости оливина в дунитах, хотя и имеет важное значение, не может являться решающей для целей петрогенетической интерпретации, без учета геологического положения дунитов, глубины эрозионного среза и др. Отметим, что градиент увеличения железистости в уктусских дунитах имеет плавную, блюдцеобразную форму, а мощность зоны развития железистых фаций достигает 1 км и более.

Как было отмечено нами ранее [11], содержание СаО в оливине из уктусских дунитов довольно выдержанное, в среднем составляет 0,18% и практически не зависит от его железистости. Напротив, примесь никеля довольно чутко реагирует на изменения его состава и уменьшается от 0,3 до 0,05% NiO с увеличением $Fe/(Fe+Mg)$ в оливине от 0,10 до 0,15. Подобное распределение никеля отвечает закономерностям, установленным для равновесия оливин - расплав основного состава.

Для гипербазитов важнейшими индикаторными минералами их генезиса являются хромшпинелиды [9, 10, 13, 17 и др.]. Акцессорные хромшпинелиды уктусских дунитов представлены непросвечивающими в проходящем свете идиоморфными кристаллами, размером от долей миллиметра до 5 мм. Преимущественно они расположены в межзерновых стыках оливина и реже образуют включения в последнем. Количество акцессорного хромшпинелида в дунитах не превышает одного процента. Практически во всех изученных нами пробах акцессорный хромшпинелид обладает зональностью, заметной даже при небольших увеличениях в отраженном свете. Обычно темно-серое идиоморфное ядро обрастает одной или 2-3 более светлыми, тоже идиоморфными каймами, суммарная мощность которых составляет несколько десятков микрометров. Граница между ядром и каймой резкая. Хромитовые сегрегации - явление чрезвычайно редкое. Шлиры хромшпинелидов, обнаруженные нами в коренных обнажениях либо в керне скважин в северном, центральном и южном дунитовых телах, обычно не превышали по мощности первых сантиметров, а в длину - нескольких десятков сантиметров. Контакты хромитов с вмещающими дунитами бывают резкими (характерно для густовкрапленных руд) либо постепенными (редковкрапленные руды). Химический состав хромшпинелидов Уктусского массива охарактеризован более чем 50 микронзондовыми анализами. В этой статье использованы как уже опубликованные [11], так и новые, оригинальные данные, частично приведенные в табл.1.

Для хромшпинелидов Уктусского массива характерны, с одной стороны, широкие вариации валового состава, которые коррелируются с составом вмещающих их дунитов, а с другой - заметные изменения состава от центра к краям в зональных зернах. Тренды этих изменений, хотя и имеют одну направленность, не всегда строго геометрически совпадают друг с другом. Сразу отметим, что никакой вещественной разницы между акцессорными и рудными хромитами в Уктусском массиве нам обнаружить не удалось. Эта особенность является спецификой массива, свидетельствующей, что и те и другие хромшпинелиды имеют одинаковый генезис, а рудные скопления образовались при механической сегрегации (кумуляции) закристаллизованных фаз.

Состав хромшпинелидов магнезиальных дунитов ($f=0,09-0,10$) соответствует алюмохромитам с $Cr/(Cr+Al)=0,65-0,75$ и $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)=0,5-0,55$. Содержание титана в них варьирует от 0,6 до 1% TiO_2 . Изучение зональных кристаллов показывает, что от центра к краю уменьшается хромистость минерала от 0,75 до 0,65 с одновременным увеличением двухвалентной железистости от 0,5 до 0,7. Абсолютные содержания глинозема от центра к краю зональных зерен слабо увеличиваются при постоянстве хрома либо содержания обоих этих элементов уменьшаются при несколько большей скорости уменьшения хрома. Валовые содержания железа в этом же направлении всегда нарастают. По разрезу дунитовых тел от их центра к краю, параллельно с ростом железистости дунитов, в хромшпинелидах существенно возрастают содержания глинозема от 9-10 до 16-17%, железа от 28 до 50% FeO (суммарного), титана от 1 до 2% TiO_2 , при падении хрома от 45 до 20% Cr_2O_3 . Противоположные тенденции поведения хрома и глинозема приводят к резкому падению $Cr/(Cr+Al)$ отношения до 0,45-0,5 в хромшпинелидах, при незначительном увеличении их двухвалентной железистости. Эволюция состава хромшпинелидов по этому направлению завершается формированием в железистых дунитах ($f=0,15-0,16$) необычных гиперсолвусных ферриалюмохромитов с очень редким для

Химический состав хромшпинелидов и пикроильменита из дунитов
Уктусского массива, мас. %

Компонент	Ук221		Ук193	Ук202		Ук222	Ук222-8	Ук222-10
	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	9,64	9,17	7,42	7,40	5,90	8,85	8,52	8,24
FeO*	33,13	33,28	40,51	51,75	51,98	47,65	52,06	51,93
MnO	0,58	0,13	0,57	1,07	0,43	0,40	0,18	0,09
NiO	не. опр.	0,13	0,09	0,30	0,27	не. опр.	0,22	0,13
TiO ₂	0,90	0,84	1,07	2,04	1,98	1,65	1,45	1,48
Cr ₂ O ₃	43,56	43,01	39,73	20,47	22,82	24,85	20,68	19,71
Al ₂ O ₃	12,22	11,01	11,40	17,55	16,86	14,54	13,01	12,91
Сумма	100,03	97,57	100,79	100,58	100,24	98,41	98,12	94,44
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,52	0,54	0,63	0,63	0,71	0,56	0,58	0,59
Cr/(Cr+Al)	0,70	0,72	0,70	0,44	0,48	0,54	0,52	0,50
X _{Al} ³⁺	23,8	22,0	22,4	33,9	33,2	28,1	27,0	27,0
X _{Cr} ³⁺	56,7	58,0	52,4	26,5	30,0	32,7	29,0	28,0
X _{Fe} ³⁺	19,5	19,0	25,2	39,6	36,8	39,2	45,0	48,0

Компонент	Ук222-1Sp	Ук222-2Sp	Ук222-4Sp	Ук222-1Mt	Ук222-2Mt	Ук222-9Mt	Ук222-11
	9	10	11	12	13	14	15
MgO	16,13	16,73	15,08	4,58	5,48	5,25	14,98
FeO*	22,67	31,50	23,13	68,10	64,51	60,95	22,98
MnO	0,56	0,28	0,09	0,50	0,55	0,22	2,33
NiO	не. опр.	не. опр.	0,03	не. опр.	не. опр.	0,27	не. опр.
TiO ₂	0,36	0,37	0,39	2,83	1,39	2,07	58,52
Cr ₂ O ₃	20,24	20,08	21,90	17,99	17,57	17,15	0,67
Al ₂ O ₃	39,31	29,59	37,16	4,53	7,17	8,32	0,35
Сумма	99,27	98,55	97,78	98,53	96,67	94,23	99,83
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0,31	0,27	0,34	0,76	0,71	0,73	
Cr/(Cr+Al)	0,26	0,31	0,28	0,73	0,62	0,58	
X _{Al} ³⁺	65,5	51,2	64,0	9,5	15,0	19,0	
X _{Cr} ³⁺	22,6	23,3	25,0	25,3	24,7	26,0	
X _{Fe} ³⁺	11,9	25,5	11,0	65,3	60,3	56,0	

Примечание. Рудные хромшпинелиды: Ук(Ук)221, 222; аксессуарные хромшпинелиды: Ук(Ук)193, 202; 3-8 - гиперсольвусные хромшпинелиды: 3-5 - гомогенные из дунитов с эмбриональным распадом хромшпинелидов; 6-8 - гомогенные фазы из хромитов с развитыми структурами распада хромшпинелевого твердого раствора; 9-11 - шпинелевые (обогащенные глиноземом) фазы распада шпинелевого твердого раствора; 12-14 - хроммагнетитовые (обогащенные железом) фазы распада шпинелевого твердого раствора; 15 - пикроильменит из хромитов. FeO* - все железо в виде FeO. X_{Al}³⁺ - доля алюминия в сумме трехвалентных катионов; X_{Cr}³⁺ - доля хрома в сумме трехвалентных катионов; X_{Fe}³⁺ - доля трехвалентного железа в сумме трехвалентных катионов, (рассчитано по стехиометрии); анализы 1,3-6, 9,10,12,13,15 выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики В.А. Вилисов и Т.Я. Гуляева); анализы 2, 7, 8, 11, 14 - на рентгеновском микроанализаторе ARL-SEM-Q в Университете г. Модена (Италия).

природных образований составом (см. табл. 1, ан. 4-10, рисунок). В этих кристаллах обнаруживаются структуры распада твердого раствора, образованные закономерными пластинчатыми, звездчатыми или эмульсионными прорастаниями темно-серой (в отраженном свете), обогащенной глиноземом хромпикотитовой фазы и светлой, обогащенной железом, хромтитаномагнетитовой фазы. По объемным соотношениям преобладает хромтитаномагнетит (до 60%), образующий матрицу. Хром при распаде практически не перераспределяется, и его содержания в гиперсольвусном хромите и фазах распада близки между собой и равны в среднем 17-20% Cr₂O₃. Аналогичные по составу гиперсольвусные хромиты и явления их распада обнаружены нами и в рудных шлирах, также приуроченных к железистым дунитам. Состав нераспавшихся реликтовых участков в этих агрегатах (см. табл.1, ан.6) практически идентичен интегральному составу продуктов распада твердого раствора, определенному с помощью сканирования образца широким электронным пучком на микрозонде (см. табл.1, ан. 7,8).

В высокохромистых и низкохромистых типах рудных хромитовых шлиров нами обнаружены акцессорные пикроильмениты в виде интерстициальных зерен, размером в несколько десятков микрометров, приуроченных к стыкам кристаллов хромита. Содержание окиси магния в них варьирует в пределах 13-16%, что соответствует приблизительно 40-50% гейкилитового минала. По содержанию гейкилита пикроильмениты Уктусского массива соответствуют кимберлитовым, отличаясь от последних повышенными содержаниями марганца (1,5-2% MnO). Помимо высокого магния о гипербазитовом происхождении пикроильменитов свидетельствует значительная примесь хрома (от 1 до 2% Cr₂O₃). В некоторых зернах фиксируются заметные содержания (до 0,2%) пентоксикиниобия. Обнаруженные нами пикроильмениты в хромититах Уктусского массива являются первой находкой высокомагнезиального ильменита в гипербазитах из комплексов Урало-Аляскинского типа. Присутствие пикроильменитов в хромититах, как и высокие содержания титана в последних, не согласуются с представлениями о реститогенном происхождении вмещающих их дунитов, поскольку процессы мантийного деплетирования приводят к резкому обеднению титаном твердого остатка (рестита), что типично, например, для перидотитов офиолитовых комплексов.

Уктусский массив отличается слабым развитием платиноидной минерализации и не сопровождается россыпями, как другие массивы этого формационного типа в Платиновом поясе Урала. Лишь в последнее время появились сообщения о присутствии платиновых минералов в делювиально-ложковых шлиховых пробах и составе микровключений МПГ, выделенных из хромитов [5, 6]. Проведенное нами в полированных шлифах исследование включений МПГ в хромитах позволило выделить две парагенетические ассоциации платиноидов, связанные с разными петрохимическими типами хромитовых сегрегаций. Первая, наиболее ранняя по времени образования ассоциация осмистого иридия и изоферроплатины приурочена к высокохромистым рудам. Осмистый иридий образует гомогенные звёздчатые включения внутри зерен хромшпинелида размером 7-14 мкм (Uk221, Uk6; см. табл. 2). От центра к краю этих зерен заметно нарастает содержание осмия, падают содержания иридия и платины, остальные элементы платиновой группы ведут себя индифферентно. Другие включения в этих же рудах представлены изоферроплатиной размерами до 10 мкм. Зональность в этих зернах проявляется в увеличении от центра к краю содержаний родия и железа и падении - платины. Вторая,

Т а б л и ц а 2

Химический состав минералов платиноидов из хромититов и дунитов
Уктусского массива, мас. %

Минерал	N пробы, размер зерна									
	Uk221 7 мкм		Uk6 14 мкм		Uk221 10 мкм		Uk222 <3 мкм	Uk222 15 мкм	Uk416/31 30 мкм	
	Ir-Os		Ir-Os		Pt-Fe		Pt-Cu-Fe	Ирап-сит	Геверсит	
	центр	край	центр	край	центр	край				
Os	22,84	24,02	16,83	17,87	0,00	0,00	0,26	0,06	0,03	
Ir	66,52	62,06	65,33	59,14	4,22	4,55	4,49	55,40	0,00	
Ru	1,69	1,84	1,84	1,71	0,01	0,00	0,08	0,22	0,01	
Rh	1,32	1,19	2,00	2,13	0,96	1,85	0,43	4,06	0,67	
Pt	5,95	4,63	10,49	7,94	80,55	79,10	53,78	0,00	41,13	
Pd	0,05	0,00	0,08	0,00	0,26	0,00	0,20	0,00	0,00	
Ni	0,00	0,00	0,11	0,00	0,63	0,53	0,04	0,03	0,21	
Fe	0,73	1,14	2,27	2,98	10,60	12,18	2,77	1,43	0,46	
Cu	0,00	0,02	0,00	0,08	0,00	0,00	13,05	0,46	0,00	
S	0,05	0,15	0,03	0,04	0,00	0,00	0,21	10,79	0,07	
As	0,13	0,00	0,00	0,00	0,22	0,07	0,63	23,55	1,09	
Sb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,30	55,29	
Cr*	0,62	1,14	1,50	1,89	1,97	2,32	1,36	0,51	0,00	
Сумма	99,88	96,18	100,47	93,78	99,42	100,6	77,29	100,82	98,96	

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе ARL-SEMQ в Университете г. Модена (Италия). Cr* - примесь хрома как результат влияния хромшпинелевой матрицы на состав включений платиновых минералов. Uk221, Uk6-звёздчатые включения в высокохромистом хромшпинелиде, Uk222-ксеноморфные зерна, образующие сложные сростания ирапсита-туламинита (Pt-Cu-Fe) и самородной меди в ферриалюмохромитах со структурами распада твердого раствора, Uk416/31-геверсит в сростании с миллеритом из серпентинизированных дунитов южного тела.

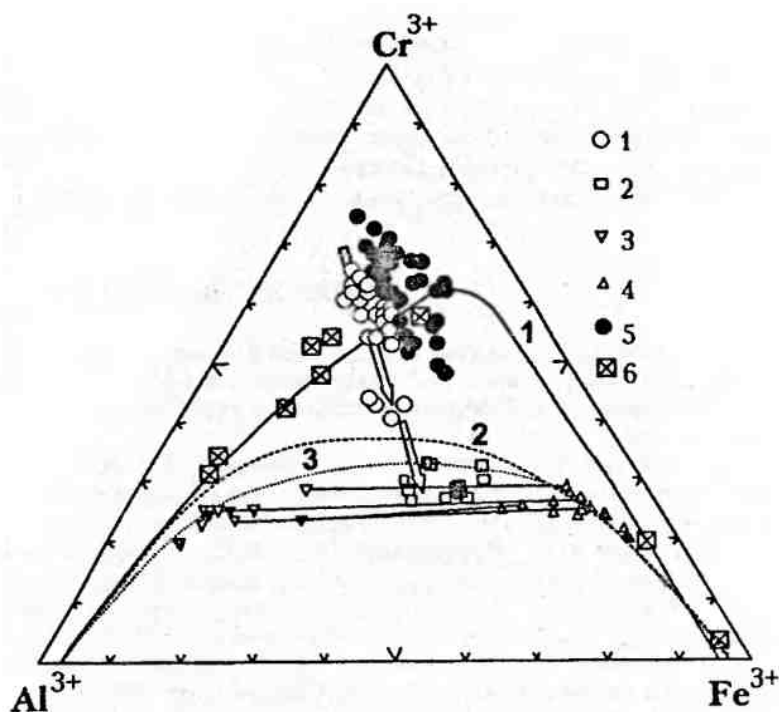
более поздняя ассоциация приурочена к высокожелезистым хромитам, представленным распавшимся гиперсольтвусным ферриалюмохромитом (Ук222). Здесь были обнаружены сложные ксеноморфные сростания самородной меди, ирарита и Pt-Cu-Fe фазы типа туламинита, в различной степени обогащенной либо иридием, либо палладием. Из-за крайне малых размеров зерен этой фазы (<3 мкм) состав, приведенный в табл. 2, можно рассматривать только как полуколичественный. Эти данные показывают, что от ранних к поздним стадиям эволюции хромшпинелидов изменяется и характер связанной с ними платиновой минерализации. Если с высокохромистыми (ранними) рудами ассоциированы Os-Ir и Fe-Pt твердые растворы, то в поздних железистых и титанистых рудах осмий отсутствует, но появляются соединения ЭПГ с мышьяком и сурьмой в парагенезисе с самородной медью. В стадию низкотемпературных преобразований дунитов при серпентинизации образуется геверсит, крупное зерно которого (>30 мкм) в сростании с миллеритом и серпентином было обнаружено нами в южном дунитовом теле (см. табл. 2).

Несмотря на статистически более высокую среднюю железистость ($f=0,12-0,13$), дуниты Уктусского массива, в целом, укладываются в ранг вариаций этого параметра, установленного для дунитов Платиноносного пояса Урала [2, 4, 9]. По данным А.А.Ефимова, образование железистых дунитов (метадунитов) происходит на фронте метасоматической пироксенизации магнезиальных дунитов, за счет разницы в валовых содержаниях железа между дунитами и клинопироксенитами. Доказательством этому, по мнению А.А.Ефимова, служит установленная им в массивах Платиноносного пояса Урала геохимическая зональность в зоне контакта дунит-клинопироксенит [2]. Таким образом, доля железистых ультрамафитов должна коррелироваться с глубиной эрозионного среза или объемными соотношениями дунитов и клинопироксенитов. Заметное преобладание в разрезах клинопироксенитов приводит не только к образованию приконтактовых железистых фаций дунитов, но и к повышению железистости дунитов во всем их объеме. Иллюстрацией этого утверждения может служить Иовское дунитовое тело в Кытлымском массиве на Северном Урале, среднестатистическая железистость которого составляет, по данным А.А.Ефимова, 0,11-0,12 [2]. Этому выводу противоречат: 1) другие материалы А.А.Ефимова, показывающие, что в дунитовых телах даже полутораметровой мощности в центральных зонах сохраняется первичный дунит [2, стр. 46]; 2) данные о составе оливина из дунитов Иовского тела, опубликованные О.К.Ивановым и Н.С.Рудашевским [4], по которым ранг вариаций железистости не выходит за пределы 0,05-0,09, что свидетельствует о нешироком развитии железистых фаций дунитов. По нашим данным, глубина приконтактового диффузионно-метасоматического изменения гипербазитов, обычно не превышает первых сантиметров или метров (десятков метров?). Плавный градиент увеличения железистости от 0,09-0,10 до 0,15-0,16 и почти километровая мощность железистых дунитов в южном блоке Уктусского массива, с нашей точки зрения, противоречат их метасоматическому образованию.

При рассмотрении аналогичных закономерностей пространственного распределения дунитов разной железистости в платформенных дунит-клинопироксенитовых интрузиях (Кондер и др.) высказываются предположения о магматических, кристаллизационно-кинематических причинах этого явления, связанных с дифференциацией ультраосновного расплава при его движении по протяженному каналу [1]. По нашему мнению, состав и характер эволюции оливинов, хромшпинелидов и МПГ в дунитах Уктусского массива дают дополнительные аргументы в поддержку этой модели. Установленная нами для Уктусского массива обратная зависимость хромистости и железистости аксессуарных и рудных хромшпинелидов не отличается от закономерностей, характерных для ультраосновных вулканитов или расслоенных габбро-перидотитовых интрузий и прямо противоположна трендам хромшпинелидов, образующихся при деплетировании мантийных гипербазитов или их метаморфизме [8, 10, 13, 17]. Высокие содержания кальция в оливине и титана в хромшпинелиде также не согласуются с реститогенной природой уктусских дунитов. Эволюция хромшпинелидов проявляется в увеличении абсолютных содержаний железа и глинозема и уменьшении хрома в хромшпинелиде более поздних железистых дунитов (см. рисунок). Этот тип эволюции свидетельствует о преобладающем фракционировании оливина [10], более магнезиального на ранних стадиях и более железистого - на поздних. Характер распределения элементов примесей в железистом оливине не противоречит его кристаллизации из расплава повышенной основности. Высоко

Диаграмма $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$ для составов хромшпинелидов:

1 - рудные и акцессорные хромшпинелиды из дунитов Уктусского массива, 2 - гиперсольвусные ферриалюмохромиты, 3,4 - составы фаз распада твердого раствора: 3 - глиноземистые хромпикотитовые фазы, 4 - железистые хромтитаномagnetитовые фазы; 5 - составы хромшпинелидов из дунитов Платиноносного пояса Урала [4]; 6 - шпинели и хроммагнетиты из метадунитов Денежкина Камня [3]. Цифрами на диаграмме обозначены: 1 - линия сольвуса для метаморфизованных хромитов [16], 2 - линия сольвуса для хромшпинелидов расслоенного перидотит-габбрового комплекса Старе Ранско [19], 3 - линия предполагаемого сольвуса для хромшпинелидов Уктусского массива



температурное образование железистых фаций дунитов подтверждается наличием гиперсольвусных хромшпинелидов необычного состава (см. табл.1 и рисунок), распадающихся на хромпикотитовую и титанхроммагнетитовую фазы с близким объемным соотношением. Примерное положение линии сольвуса для уктусских хромшпинелидов показано на рисунке (линия 3). Точная оценка температуры данного распада затруднена из-за невозможности учета влияния всех компонентов, входящих в систему, но согласно экспериментальным и расчетным данным, описывающим сольвусы системы магнетит-герцинит-хромит и их магнезиальные варианты [15,18], можно предположить, что распад произошел при температуре не ниже $800^{\circ}C$, а с учетом высокой примеси титана (более 2% TiO_2) в хромитах эта температура может оказаться существенно выше. Оценка температуры субсолидусного равновесия хромит-оливиновых пар в дунитах Нижнетагильского массива (Платиноносный пояс Урала) с применением геотермометров, откалиброванных по реальной окисленности хромитов, дает среднюю температуру $1200^{\circ}C$ [14], соответствующую температурам расплавов основного состава. Близкое к уктусскому положение хромитового сольвуса описано для расслоенного габбро-перидотитового комплекса Старе Ранско (Чехия) [19]. Более высокое положение на диаграмме линии сольвуса хромшпинелидов, метаморфизованных при температуре $600^{\circ}C$ [16], косвенно подтверждает наше предположение. Конформно поверхности низкотемпературного сольвуса располагаются составы шпинелей и хроммагнетита, изученных А.А.Ефимовым с соавторами в зоне контакта дунитов с жилой клинопироксенита на Денежкином Камне и образованными, как считают авторы, в результате метасоматического замещения первичного хромита магнетитом при пироксенизации дунита [3]. Явное двухфазное строение этих агрегатов и отсутствие признаков замещения указывают на равновесный характер магнетитовых (хроммагнетитовых) и алюмохромитовых фаз, а соответствие их составов поверхности сольвуса служит доказательством образования в результате распада шпинелевого твердого раствора, но при других условиях и соотношениях фаз, чем в Уктусском массиве.

Приведенные в этой статье данные о составе и характере эволюции оливина, хромшпинелида, пикроильменита и минералов ЭПГ в дунитах Уктусского массива не согласуются с реститогенной природой этих пород. Модели реакционно-метасоматического образования метадунитов [2] противоречат большие объемы железистых дунитов в разрезах геологических тел, образование в дунитах высокотитанистых и глиноземистых хромшпинелидов в ассоциации с пикроильменитом и их зональность, характер распределения элементов примесей в оливине. В качестве альтернативной модели мы предлага-

ем привлечь кристаллизационно-кинематический механизм формирования Уктусского массива, в результате дифференциации и расслоения материнского мафит-ультрамафитового (клинопироксенит-тылаитового?) расплава при его движении по протяженному каналу. Этот механизм логично объясняет зональность дунитовых тел и массива в целом, деформационную историю пород, бескорневой характер дунитов массива, установленный по геофизическим данным.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 95-05-14280 и 96-05-64933).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива / В.Г. Гурович, В.Н. Землянухин, Е.П. Емельяненко, А.С. Каретников и др. М.: Наука, 1994. 170 с.
2. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
3. Ефимов А.А., Потапова Т.А., Воронина Л.К. Химическая эволюция рудного минерала при метасоматическом замещении дунита рудным пироксенитом // Ежегодник-1984 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1985. С. 105-108.
4. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск. 1987. С. 16-35.
5. Иванов О.К. О платиноносности Уктусского ультрамафитового массива // Уральская летняя минералогическая школа-95. Екатеринбург, 1995. С. 3-9.
6. Иванов О.К., Агафонов Л.В. Платиноиды из хромитовых жил Уктусского пироксенит-дунитового массива, Урал // Там же. Екатеринбург, 1996. С.122-125.
7. Калеганов Б.А., Пушкарев Е.В. Калий-аргоновое датирование габброидов Уктусского и Шабровского массивов // Ежегодник-1991 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1992. С.62-64.
8. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. Т. 5. Под ред. О.А.Богатикова. М.: Наука, 1988. 508 с.
9. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука. 1983, 223 с.
10. Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. ун-та, 1989. 222 с.
11. Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я., Пальгуйева Г.В. и др. Дуниты Уктусского массива // Ежегодник-1993 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1994. С.71-80.
12. Пушкарев Е.В., Пучкова А.В. Уктусский гипербазит-габбровый массив (Средний Урал) // Ежегодник-1990 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Свердловск, 1991. С.35-37.
13. Царицын Е.П. Состав акцессорных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 83-95.
14. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитонесных ультрамафитов Урала. Екатеринбург, 1996. 136 с.
15. Cremer V. Mixed crystal formation in system chromite-magnetite-hercynite between 1000-500° C // Neues Jb. Mineral. Abhand. 1969. Bd. 111. S. 184-205.
16. Loferski P.J., Lipin B.R. Exsolution in metamorphosed chromite from the Red Lodge district, Montana // Amer. Mineral. 1983. Vol. 68. P.777-789.
17. Oxide minerals: petrologic and magnetic significance // Reviews Mineralogy. Mineral. Society America. 1991. Vol. 25. 509 p.
18. Sack R.O., Ghiorso M.S. Chromian spinels as petrogenetic indicators: Thermodynamics and petrological applications // Amer. Mineral. 1991. Vol. 76. P. 827-847.
19. Van der Veen H., Maaskant P. Chromian spinel mineralogy of the Stare Ransko gabbro-peridotite, Czech Republic, and its implications for sulfide mineralization // Mineral. Deposita. 1995. Vol. 30. P. 397-407.