

ОКСИТЕРМОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

© 2002 г. **И. С. Чашухин***, **С. Л. Вотяков***, **Е. В. Пушкарев***, **Е. В. Аникина***,
А. Б. Миронов**, **С. Г. Уймин***

*Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН
620151 Екатеринбург, Почтовый пер., 7, e-mail: root@igg.e-burg.su

**Институт минералогии УрО РАН 456301 Миасс

Поступила в редакцию 16.06.2000 г.

С помощью оксидометра Большауза-Берри-Грина, с привлечением данных ЯГР-спектроскопии изучено редокс-состояние дунитов и хромитов Нижнетагильского (дунитовое тело г. Соловьевой) и Кытлымского (Иовское, Косьвинское и Сосновское тела) массивов Платиноносного пояса Урала, а также не входящего в него Уктусского массива. Проведена эмпирическая проверка корректности ряда оливин-хромшпинелевых геотермометров (Рёдера, Фабри и Большауза-Берри-Грина) и предложены поправочные коэффициенты к ним, учитывающие влияние вхождения титана на коэффициент распределения железа и магния между этими фазами. Это позволило привести значения расчетных температур в соответствие с геологическими данными и между разными версиями геотермометров.

Показана термическая история дунитов в процессе становления Платиноносного пояса, включающая формирование автономных дунитовых тел в диапазоне температур 900–1100°C, их последующую интеграцию в дунит-клинопироксенит-габбровые блоки – продукты высокотемпературной аккреции (700–800°C) и образование платиноидного оруденения (700–800°C).

Анализ полученных данных свидетельствует о широких вариациях редокс-состояния изученных образцов дунитов и хромитов. Величина летучести кислорода на 1–4 порядка выше задаваемой буфером FMQ. Наблюдаются пространственные вариации редокс-состояния ультрамафитов в пределах пояса, массива и его отдельного блока (Кытлымский массив). Так, при железистости хромшпинелида 60% и оливина 8% величина летучести кислорода для дунитов г. Соловьевой составляет 2,6, Иовского тела 2,2, Косьвинского тела 3,0, Сосновского тела 2,5, Уктусского массива 1,9 ед. $\log fO_2$ относительно буфера FMQ. Величина летучести кислорода в сингенетичных с дунитами хромититах с фоновыми концентрациями платиноидов практически тождественна вмещающим дунитам, в эпигенетичных платиноносных хромититах – на 1,5–2 порядка выше. Это свидетельствует о существовании геологического разрыва между формированием этих типов хромититов и чрезвычайно окисленном составе флюидов, ответственных за генерацию платиноидного оруденения.

Редокс-состояние ультрамафитов Платиноносного пояса Урала и родственных им пород Уктусского массива значительно более окисленное по сравнению с сублитосферными альпинотипными ультрамафитами – подконтинентальными и субокеаническими и тождественны перидотитам островных дуг. Приведенные материалы с учетом минералого-геохимических данных по базитам и составу платиноидной минерализации позволяют сделать вывод, что становление всего комплекса пород, участвующих в строении пояса и Уктусского массива, проходило в условиях, близких к островодужным.

В последнее десятилетие благодаря развитию оксидометрических методов [1–3] была продемонстрирована индикаторная роль окислительно-восстановительного состояния ультрамафитов при оценке тектонической позиции сложенных ими массивов [1–8]. По величине летучести кислорода (fO_2) альпинотипные перидотиты четко разделились на относительно восстановленные сублитосферные (подконтинентальные и абиссальные) и окисленные надсубдукционные и островодужные; граница между ними в большинстве случаев проходит по буферу фаялит–магне-

тит–кварц (FMQ). Состояние окисленности перидотитов другого формационного типа – дунит-клинопироксенитовой ассоциации – было рассчитано Большаузом с соавторами [3] на примере массивов Аляски – вещественного аналога ультрамафитов Платиноносного пояса Урала. Величина fO_2 составила в среднем +2,5 ед. \log относительно буфера FMQ; по геологическим данным эти перидотиты отнесены к островодужным образованиям.

Настоящая публикация продолжает наши исследования по оксидометрии ультрамафитов. На первом этапе [9] нами по литератур-

ным данным был выполнен анализ состояния окисленности ультрамафитов мира, на втором [10] – получены и проанализированы оригинальные материалы по редокс-состоянию альпинотипных ультрамафитов Урала и связанного с ними хромитового оруденения, были получены первые результаты по окситермобарометрии ультрамафитов широко распространенной на Урале дунит-клинопироксенитовой ассоциации, представленной уникальным Платиноносным поясом.

Цель настоящего исследования – изучение во времени и пространстве эволюции температуры оливин-хромшпинелевого равновесия и редокс-состояния дунит-клинопироксенитовой ассоциации Урала и связанных с ней хромитового и платиноидного оруденения. В качестве примера проанализированы Нижнетагильский и Кытлымский массивы Платиноносного пояса, а также близкий к ним Уктусский массив.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Платиноносный пояс Урала протягивается в меридиональном направлении на более чем 900 км (рис. 1). Он представляет собой вытянутую вдоль 60° восточной долготы цепь из 12 массивов – от Харасюрского на Полярном Урале до Ревдинского – на Среднем. В полных разрезах массивы сложены ассоциацией дунитов, клинопироксенитов, габбро, гранитоидов и аповулканических метаморфитов.

Беспироксеновые ультраосновные породы представлены дунитами, вмещающими небольшие обособления хромитов в виде шлиров и жил. Дуниты развиты неравномерно и в ряде массивов не обнаружены. Известны десять крупных тел дунитов [11]. В ненарушенных тектоникой разрезах дуниты, как правило, отделены от базитов кольцом клинопироксенитов, в разной степени оливин-содержащих.

Согласно последним представлениям А.А. Ефимова, различаются три типа дунитовых тел – интегрированные, автономные и полуавтономные [12]. Первые включены в блоки, сложенные структурно-уравновешенной ассоциацией дунит-клинопироксенит-габбро – продуктом высокотемпературной аккреции (“горячего меланжа”), вторые совместно с клинопироксенитами образуют пространственно оторванные от первых изолированные тела, третьи – полуавтономные – причленены к этим блокам. Нами изучены автономные (Нижнетагильский и Уктусский массивы) и интегрированные (Кытлымский массив) тела.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав хромшпинелидов и части оливинов изучен рентгеноспектральным методом на приборе JXA-5 (ИГГ УрО РАН, аналитик В.Г. Гмыра) и на

приборе Camebax (ГЕОХИ РАН, аналитик Н.Н. Кононкова). Большинство определений железистости оливина проведено иммерсионным методом на приборе ППМ-1 с эталоном оптически чистого брейнерита с погрешностью 0.3–0.5%. Мономинеральные фракции хромшпинелида выделены в тяжелых жидкостях и дочищены под бинокулярным микроскопом.

Степень окисления железа во всех образцах получена на основании данных мессбауэровской (ЯГР) спектроскопии. ЯГР-спектры хромитов получены на временном спектрометре с источником излучения Co-57 в матрице Rh (естественная ширина линии 0.26 мм/с) в режиме постоянных ускорений с пилообразной формой управляющего сигнала. Вывод информации осуществлялся на многоканальный анализатор АИ-1024-95. Измерения проводились при комнатной температуре. Параметры спектров определены при обработке программой Peakfit, в основу которой положен метод наименьших квадратов с известным критерием χ^2 . При этом полагалось, что экспериментальный спектр может быть представлен суперпозицией парциальных спектров (приближение тонкого поглотителя), а форма компонент последних описывается лоренцевой кривой. Детально процедура кристаллохимического анализа состояния ионов железа по ЯГР данным в хромитах описана нами ранее [9]. В настоящей работе использован аналогичный подход. Напомним, что ЯГР-спектры парамагнитных образцов природных хромшпинелидов обрабатывались нами в простейшей модели трех дублетов, соответствующих разнозарядным ионам железа (табл. 1). При разложении полагалось равенство полуширин и интенсивностей низко- и высокоскоростных линий каждого из дублетов. При этом в подавляющем большинстве образцов удалось достичь удовлетворительного согласия расчетных и экспериментальных данных. Дублет с меньшими значениями химического сдвига (IS) и квадрупольного расщепления (QS) приписывался ионам Fe^{3+} (табл. 1). Два дублета с практически равными значениями IS, но различными QS приписаны ионам Fe^{2+} . В отдельных образцах более удовлетворительное согласие расчетных и экспериментальных данных достигалось при аппроксимации ЯГР-спектров суперпозицией одного дублета, соответствующего ионам Fe^{3+} , с тремя или четырьмя дублетами, имеющими практически равные значения IS, но различные значения QS (последние дублеты приписывались ионам Fe^{2+}). При этом данные по степени окисления железа ($\Phi_{ЯГР}$), полученные при расчетах в рамках всех перечисленных моделей, практически совпадают – их различия не превышают 1–1.5%. Они и были использованы при окситермобарометрических расчетах.

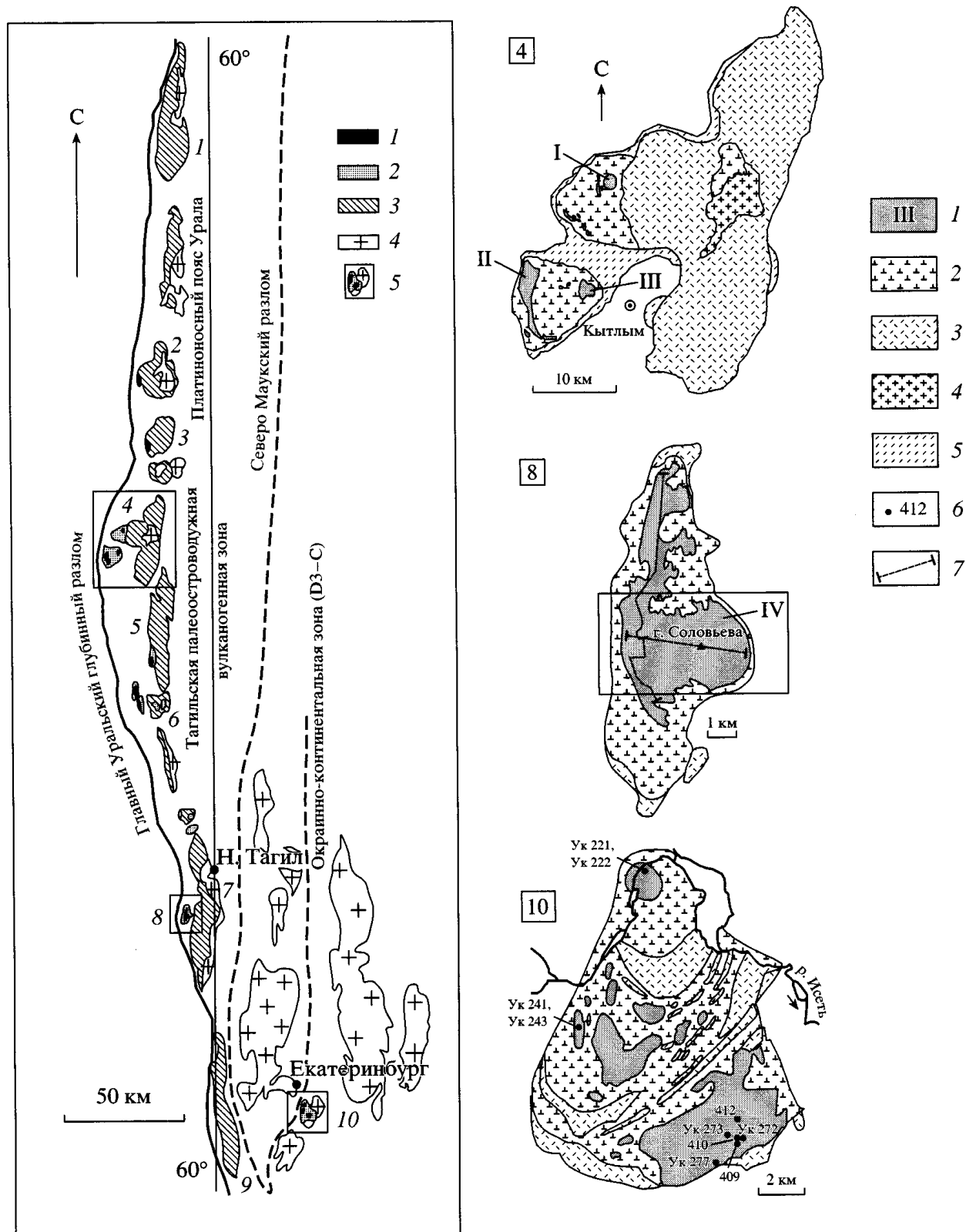


Рис. 1. Положение Кытлымского, Нижнетагильского и Уктусского массивов относительно Платиноносного пояса Урала (слева). 1 – дуниты, 2 – верлиты и клинопироксениты, 3 – габброиды, 4 – гранитоиды, 5 – район расположения изученных массивов. Цифрами на схеме обозначены наиболее крупные и известные массивы Платиноносного пояса Урала: 1 – Чистопский, 2 – Денежкин Камень, 3 – Кумбинский, 4 – Кытлымский, 5 – Павдинский, 6 – Качканарский, 7 – Тагило-Баранчинский, 8 – Нижнетагильский, 9 – Ревдинский, 10 – Уктусский.

Справа приведены геологические схемы Кытлымского (4), Нижнетагильского (8) и Уктусского (10) массивов. 1 – дуниты, 2 – верлиты и клинопироксениты, 3 – габброиды, 4 – гранитоиды, 5 – кытлымиты, 6 – места отбора и номера проб, 7 – линии геологических профилей. Римскими цифрами на схемах обозначены дунитовые тела, изображенные в более крупном масштабе на рис. 2. Кытлымский массив: I – Иовское, II – Сосновское, III – Косьвинское, IV – Соловьевогорское дунитовое тело Нижнетагильского массива.

Таблица 1. Параметры спектров ЯГР хромшпинелидов из дунитов и хромититов Платиноносного пояса Урала

Номер	Параметры иона Fe ³⁺				Параметры иона Fe ²⁺ (а)				Параметры иона Fe ²⁺ (б)			
	IS	QS	Г	S	IS	QS	Г	S	IS	QS	Г	S
663	0.58	0.51	0.31	36.4	1.07	0.91	0.57	54.2	1.01	1.57	0.28	9.3
682	0.62	0.49	0.24	30.2	1.08	1.01	0.63	59.6	1.06	1.74	0.28	10.2
684	0.58	0.50	0.25	32.1	1.10	1.11	0.66	66.0	1.14	1.89	0.29	1.8
689	0.63	0.44	0.36	34.6	1.10	0.77	0.47	33.0	1.02	1.55	0.44	32.3
746	0.65	0.49	0.27	41.6	1.15	0.95	0.49	43.8	1.11	1.71	0.34	14.5
750	0.59	0.50	0.26	34.2	1.10	0.94	0.57	53.7	1.06	1.71	0.31	12.1
828	0.60	0.57	0.25	31.4	1.10	0.71	0.30	19.9	1.11	1.31	0.56	48.6
31/1	0.48	0.55	0.31	30.8	1.04	0.87	0.52	49.6	1.06	1.51	0.39	19.7
31/2	0.50	0.49	0.30	36.9	1.03	0.87	0.50	47.9	0.97	1.62	0.35	15.2
34	0.58	0.53	0.33	36.3	1.13	0.85	0.50	46.8	1.11	1.48	0.39	16.9
35	0.55	0.54	0.31	32.8	1.07	0.70	0.46	39.8	1.08	1.38	0.40	27.4
47	0.48	0.56	0.31	30.7	1.01	0.66	0.33	18.4	1.01	1.28	0.54	51.0
a-19a	0.48	0.42	0.29	29.4	1.10	0.66	0.50	47.7	0.94	1.56	0.34	22.9
8855	0.59	0.49	0.30	29.5	1.11	0.84	0.49	48.3	1.06	1.62	0.39	22.2
8861	0.58	0.49	0.34	34.4	1.08	0.72	0.51	55.6	1.04	1.41	0.30	10.0
8863	0.57	0.50	0.29	24.4	1.10	0.90	0.53	54.7	1.06	1.64	0.36	20.9
8864	0.58	0.49	0.32	26.4	1.08	0.84	0.48	45.7	1.03	1.56	0.43	27.8
8868	0.58	0.52	0.30	26.4	1.09	0.91	0.57	57.6	1.07	1.67	0.35	16.0
КТ-344	0.52	0.48	0.35	43.8	1.04	0.88	0.53	37.9	1.01	1.60	0.45	18.3
КТ-349	0.46	0.53	0.28	36.1	0.97	0.88	0.56	46.3	0.93	1.79	0.39	17.6
КТ-352	0.58	0.58	0.29	31.8	1.11	1.07	0.51	60.0	1.09	1.85	0.24	8.2
КТ-356	0.50	0.53	0.26	33.5	1.04	1.05	0.58	64.1	1.03	1.89	0.23	2.4
КТ-358	0.43	0.50	0.32	11.6	0.96	1.09	0.59	20.7	0.99	1.84	0.22	1.1
КТ-385	0.55	0.52	0.35	34.7	1.09	0.98	0.57	53.1	1.07	1.74	0.35	12.2
КТ-386	0.54	0.47	0.31	29.3	1.07	0.90	0.54	47.5	0.99	1.64	0.41	23.2
КТ-387	0.52	0.52	0.29	36.2	1.03	0.97	0.50	50.5	0.89	1.77	0.30	13.3
УК-221	0.63	0.46	0.29	32.5	1.15	0.86	0.46	37.6	1.09	1.64	0.46	29.8
УК-222	0.43	0.47	0.24	7.4	1.01	1.00	0.46	11.4	0.96	1.94	0.42	12.7
УК-241	0.52	0.51	0.27	32.0	1.07	1.04	0.50	56.7	1.10	1.85	0.29	11.3
УК-243	0.42	0.53	0.28	21.4	0.95	0.96	0.54	54.9	0.92	1.75	0.39	23.7
УК-272	0.59	0.50	0.27	27.9	1.12	0.93	0.50	50.4	1.09	1.73	0.37	21.7
УК-273	0.59	0.52	0.32	34.0	1.13	0.93	0.48	41.1	1.11	1.65	0.43	24.9
УК-277	0.50	0.51	0.27	26.2	1.04	0.93	0.54	59.1	1.00	1.73	0.36	14.7
УК-409	0.40	0.52	0.28	21.5	0.94	0.96	0.56	58.6	0.92	1.71	0.39	19.9
УК-410	0.48	0.52	0.30	29.4	1.02	0.91	0.51	47.8	1.00	1.62	0.44	22.8
УК-412a	0.63	0.46	0.30	24.0	1.14	0.91	0.55	51.6	1.09	1.65	0.45	24.4
УК-412б	0.62	0.46	0.28	26.4	1.14	0.91	0.54	51.8	1.09	1.67	0.39	21.8

Примечание. IS – изомерный сдвиг относительно нитропрустида натрия (в мм/с); QS – квадрупольное расщепление (в мм/с); Г – ширина линии (в мм/с); S – площадь соответствующего дублета в спектре (в%).

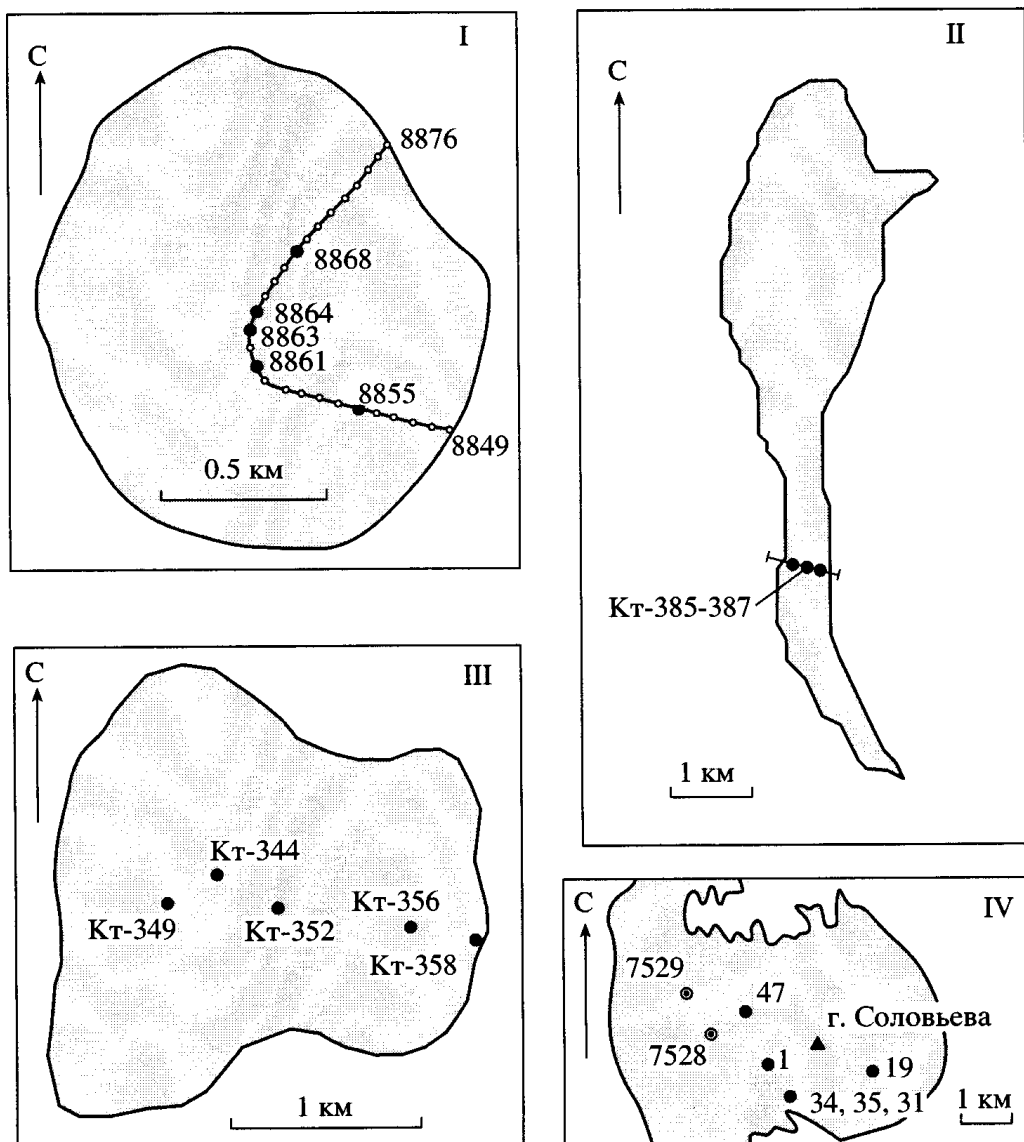


Рис. 2. Схемы отбора проб дунитов и хромититов из Ивовского (I), Сосновского (II) и Косьвинского (III) дунитовых тел Кытлымского массива и дунитов г. Соловьёвой (IV).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Минералого-петрографическая характеристика ультрамафитов

Нижнетагильский массив. Центральную и большую часть Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива занимает Соловьёвогорское тело дунитов – самое крупное в Платиноносном поясе (более 25 км²) – рис. 1, 2. Скважинами дуниты прослежены до глубины 600 м.

Дуниты сложены полигональнозернистым агрегатом оливина и мелкими идиоморфными зёрнами хромшпинелида, приуроченными преимущественно к интерстициям оливина. Степень ранней серпентинизации варьирует от 0 до почти 100%.

Размер зёрна оливина в дунитах непостоянен и варьирует от 0.7 до 3.0 мм. С.А. Кашин обнаружил зёрна, достигающие 7.5 и 9 мм [13]; О.К. Ивано-

вым детально описаны пегматоидные и миароловые дуниты, в которых крупность зёрен оливина достигает нескольких сантиметров [14]. Наиболее однородны мелкозернистые разновидности, при этом чем крупнее средний размер зёрна, тем больше величина его дисперсии. Изучение вариаций размера зёрна оливина в пределах дунитового тела позволяет выделить три группы пород с относительно постоянным средним размером зёрна и величиной его дисперсии: (1) мелкозернистые не-серпентинизированные дуниты, вскрытые скважиной 7529 в интервале глубин 300–470 м (забой) и характеризующиеся наименьшим размером зёрна (0.7–0.8 мм) и самой низкой его дисперсией; (2) серпентинизированные среднезернистые (0.9–1.5 мм) дуниты с повышенной дисперсией величины зёрна; (3) серпентинизированные крупнозернистые дуниты с максимальными вариациями размера зёрна (0.9–3.0 мм). Развитие этих групп дунитов в пространстве, в целом, закономерно [13]. Так, в

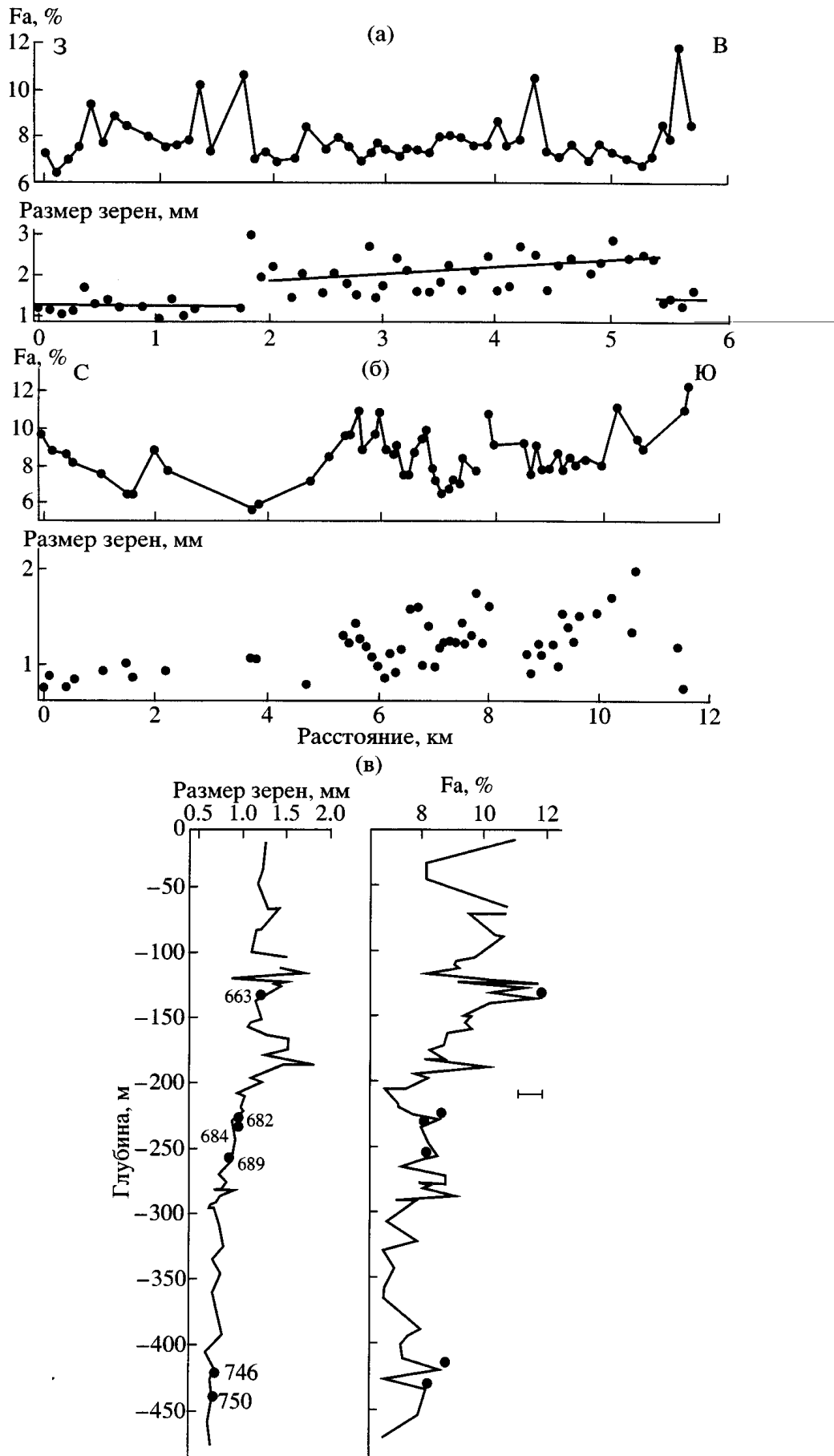


Рис. 3. Вариации среднего размера зерна и железистости оливина в дунитах по широтному разрезу через Нижнетагильский массив.

а – по широтному разрезу через г. Соловьёву (рис. 1); б – по меридиональному разрезу (рис. 1); в – в керне скв. 7529 (рис. 2).

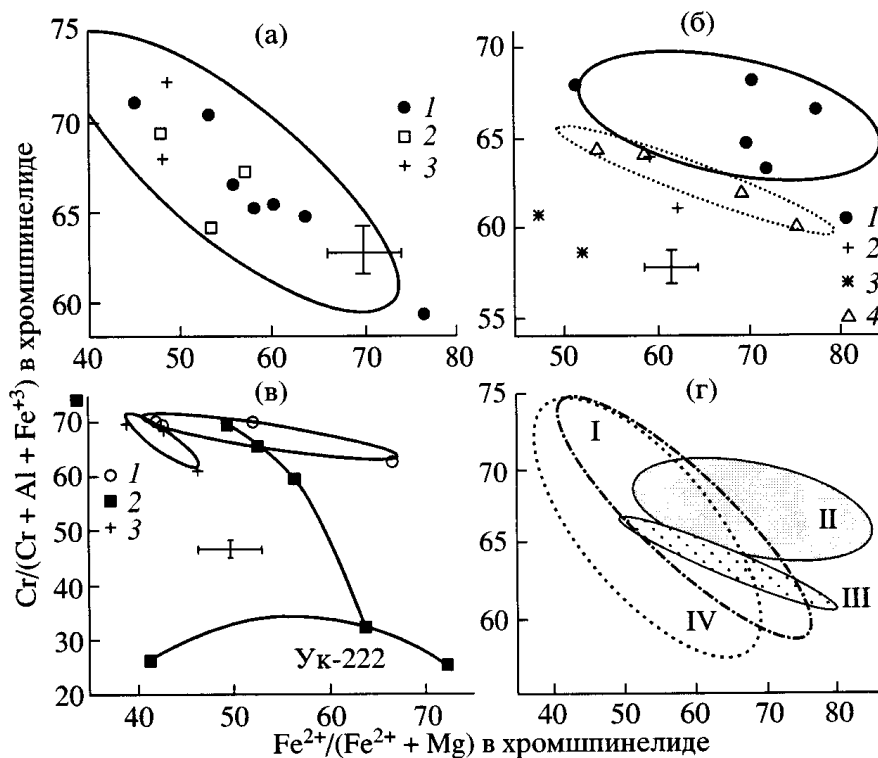


Рис. 4. Состав аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов в дунитах Платиноносного пояса Урала в координатах $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ с учетом данных ЯГР-спектроскопии.

а – Нижнетагильский массив: 1–2 – хромитит-дунитовая серия: 1 – дуниты, 2 – хромититы, 3 – хромититы эпигенетические; б – Кытлымский массив: 1 – Иовское тело, дуниты, 2–3 – Косьювское плечо: 2 – дуниты, 3 – эпигенетические хромититы, 4 – Сосновский Увал, дуниты; в – Уктусский массив: 1–2 – хромитит-дунитовая серия: 1 – дуниты, 2 – хромититы; 3 – метаморфизованные хромититы; г – сопоставление составов хромитит-дунитовых серий массивов: I – Нижнетагильского, II–III – Кытлымского (II – Иовское и III – Сосновское тела), IV – Уктусского.

широтном разрезе через г. Соловьеву западная и самая восточная окраины тела сложены относительно однородными среднезернистыми дунитами, центр тела – крайне неравномерно-зернистыми и в целом более крупнозернистыми, вплоть до пегматоидных разностями (рис. 3а). Близкая картина наблюдается по меридиональному профилю: северная часть до широты вершин Кожурина и Соловьева сложена среднезернистыми дунитами, южная представлена неравномерно-зернистыми породами, в которых среднезернистые фации чередуются с крупнозернистыми (рис. 3б); при этом минимальный размер зерен оливина в южной части равен среднему размеру северной. Верхний интервал кернa скв. 7529 сложен серпентинизированными среднезернистыми породами (рис. 3в). Таким образом, на поверхности серпентинизированные дуниты по гранулометрическому составу слагают разные части массива, которые условно можно назвать краевой и центральной.

Железистость оливина в дунитах варьирует в пределах 5.8–12.2%. В несерпентинизированных разностях она относительно постоянна и составляет $8 \pm 1\%$ (рис. 3в). Существует прямая зависимость между дисперсиями размера зерна оливина и его железистости. В меридиональном профиле обращает внимание закономерное увеличение Fa

к контактам с клинопироксенитами – картина, неоднократно описанная А.А. Ефимовым [15, 16]. Видимая мощность этой градиентной зоны достигает 2–4 км с обоих краев профиля.

Химические составы хромшпинелидов приведены в табл. 2. В координатах “ $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ ”, рассчитанных с учетом данных мессбауэровской спектроскопии, они образуют эллипс, короткая ось которого определяется аналитическими погрешностями, а длинная маркирует обратную зависимость между этими отношениями: по мере увеличения хромистости от 58 до 72% железистость уменьшается от 76 до 45% (рис. 4а).

Хромититы представлены двумя видами – сингенетической и эпигенетической по отношению к дунитам. В первых переход к дунитам постепенен, железистости оливина в цементе хромитовых сегрегаций и вмещающих дунитах практически равны между собой (табл. 2). Эпигенетические хромититы образуют шилы и жилы с резкими контактами, подчеркнутыми узкой промежуточной зоной осветления. В составе цемента этого типа хромититов, преимущественно сложенного колломорфным серпентином и хлоритом, принимают участие богатые кальцием и щелочами минералы – хромдиоксид, хромистые гранаты гроссуляр-андрадитового ряда, кальцит, апатит, хромистый

Таблица 2. Химический состав сосуществующих оливинов и хромшпинелидов дунитов и хромитов Платиноносного пояса Урала

Номер п.п.	Номер образца	Порода	Fa, %	Хромшпинелид, мас. %								
				TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	Fe ³ /Fe	f'', %	Cr'', %
<i>Нижнетагильский массив, крайняя часть</i>												
1	663	Дунит	12.4	0.56	6.87	40.03	45.09	0.60	5.07	0.364	76.04	59.18
2	682	То же	8.7	0.55	9.07	45.28	35.36	0.54	7.95	0.302	63.53	64.59
3	684	То же	8.2	0.41	8.66	48.41	31.91	0.59	9.10	0.321	57.19	67.09
4	689	То же	8.3	0.48	8.83	46.85	32.86	0.52	8.76	0.346	57.92	65.03
5	746	Хромитит	9.0	0.45	8.32	47.86	33.18	0.56	9.52	0.416	53.32	63.93
6	750	Дунит	8.9	0.39	8.82	48.90	31.77	0.48	9.38	0.342	55.57	66.49
7	828	То же	7.3	0.38	8.47	52.09	25.70	0.43	12.06	0.314	45.07	71.11
<i>Нижнетагильский массив, центральная часть</i>												
8	31/1	Дунит пегматоидный	8.5	0.41	8.52	45.32	35.26	0.64	9.09	0.308	60.10	65.20
9	31/2	Хромитит эпигенетичный	4.0	0.43	7.46	48.65	30.59	0.51	11.66	0.369	48.16	67.84
10	34	Хромитит	7.8	0.42	6.90	48.76	29.74	0.55	11.55	0.363	47.93	69.19
11	35	Хромитит эпигенетичный	3.7	0.41	5.78	49.46	30.26	0.51	12.09	0.328	48.56	72.12
12	47	Дунит пегматоидный	7.4	0.32	7.61	50.05	29.86	0.65	10.24	0.307	53.14	70.40
13	a-19a	То же	8.4	0.36	7.02	50.86	33.11	0.64	9.27	0.294	58.59	71.01
<i>Кытльмский массив, Йовская пропась</i>												
14	8855	Дунит	10.5	0.46	6.43	47.77	37.46	0.73	6.29	0.295	70.20	69.18
15	8861	То же	12.2	0.52	4.18	45.78	43.13	0.68	4.61	0.344	77.50	67.61
16	8863	То же	6.5	0.38	11.12	51.71	26.34	0.56	10.70	0.244	51.08	68.87
17	8864	То же	11.4	0.81	9.55	44.60	38.05	0.67	6.07	0.264	72.14	64.20
18	8868	То же	9.8	0.54	8.82	45.42	38.04	0.64	6.72	0.264	70.04	65.64
<i>Кытльмский массив, Косьвинское плечо</i>												
19	Кт-344	Хромитит эпигенетичный		0.72	7.59	41.38	35.93	0.21	10.54	0.438	51.81	59.67
20	Кт-349	Хромитит эпигенетичный		0.70	11.44	45.25	28.80	0.21	11.74	0.361	46.80	61.73

Таблица 2. Окончание

Номер п.п.	Номер образца	Порода	Fa, %	Хромшпинелид, мас. %							f'', %	Cr'', %
				TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	Fe ³ /Fe		
21	Кт-352	Дунит	7.7	0.72	9.31	43.37	37.46	0.64	8.73	0.318	62.15	62.09
22	Кт-356	То же	7.0	0.47	8.45	46.53	35.23	0.68	9.10	0.335	59.10	64.97
23	Кт-358	Хроммагнетит		0.52	4.81	25.37	63.08	0.64	5.40	0.350	80.99	45.39
<i>Кытлымский массив, Сосновский Увал</i>												
24	Кт-385а	Дунит	10.8	0.99	8.60	45.72	38.26	0.63	6.19	0.347	69.37	62.99
25	Кт-385б	То же	10.8	0.94	6.94	40.99	43.44	0.63	5.27	0.347	75.13	60.92
26	Кт-386	То же	8.4	0.60	10.65	47.71	31.42	0.50	8.78	0.293	58.67	65.06
27	Кт-387	То же	7.5	0.52	10.02	49.29	29.31	0.52	9.20	0.362	53.28	65.32
<i>Уктусский массив, Северное дунитовое тело</i>												
28	Ук-221	Хромитит	12.0	0.90	12.22	43.56	33.13	0.58	9.64	0.327	56.48	59.48
29	Ук-222	То же	16.0	1.51	13.22	21.89	50.50	0.33	8.27	0.494 ¹⁾	72.52	40.62
30	Ук-222а	То же		0.37	35.77	21.23	24.62	0.13	15.17	0.230	41.24	28.48
31	Ук-222б	То же		2.45	4.36	17.51	64.34	0.22	4.71	0.667 ¹⁾	71.99	25.30
<i>Уктусский массив, Центральное дунитовое тело</i>												
32	Ук-241	Хромитит	8.6	0.56	11.62	50.31	28.08	0.55	9.60	0.320	52.76	65.22
33	Ук-243	То же	9.5	0.57	11.70	52.99	24.54	0.47	11.00	0.214	49.60	69.73
<i>Уктусский массив, Южное дунитовое тело</i>												
34	Ук-272	Хромитит метаморфизованный	4.3	0.51	11.10	51.97	23.73	0.44	12.80	0.279	42.86	68.81
35	Ук-273	То же	3.1	0.72	12.85	46.76	29.15	0.42	12.44	0.340	46.46	61.20
36	Ук-277	То же	2.7	0.35	12.33	55.61	19.21	0.41	12.35	0.262	39.18	70.11
37	Ук-409	Дунит	7.8	0.48	10.57	50.59	26.52	0.36	10.58	0.215	52.48	69.89
38	Ук-410	То же	10.9	0.65	11.25	45.13	33.40	0.48	6.60	0.294	66.72	62.43
39	Ук-412	То же	8.8	0.44	11.59	52.86	22.09	0.25	11.92	0.282	42.75	68.89

Примечание. Величина отношения Fe³⁺/Fe определена по данным ЯГР-спектроскопии; f' = Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg); Cr'' = Cr''/(Cr + Al + Fe³⁺).

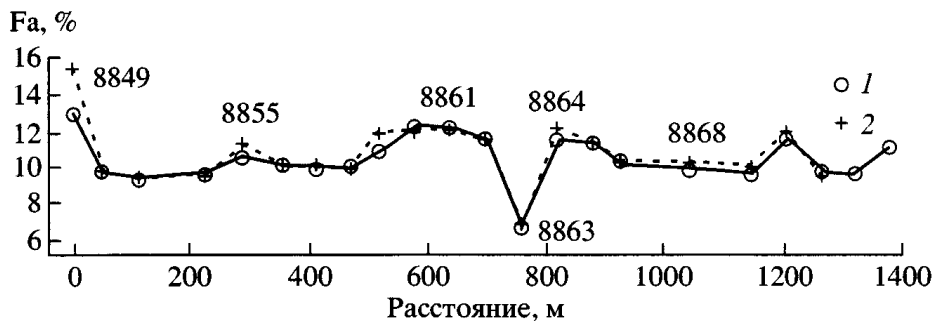


Рис. 5. Вариации железистости оливина в дунитах по разрезу через Иовское тело Кытлымского массива, определенной по микрозондовым (1) и химическим (2) [11] анализам.

паргасит, натриевый хромфлогопит, натрийсодержащий хлорит и др. [17]. Как правило, оливин в цементе отсутствует. Редкие сингенетичные включения оливина в хромшпинелиде обладают низкой железистостью (3.7–4% Fa), коррелирующей с низкой железистостью хромшпинелида (~48%), не выпадающей из общей закономерности состава (рис. 4а). Известные в Нижнетагильском массиве коренные проявления платиноидной минерализации, главным образом, приурочены к эпигенетичным хромититам.

Нами изучены 13 образцов, в том числе 11 из дунит-хромититовой серии (7 из западной и 4 из восточной частей) и два образца эпигенетичного хромитита. Семь образцов отобраны из керна скважин 7528 и 7529, глубины опробования приведены в табл. Местоположение устьев скважин и образцов из них показаны на рис. 2, 3в.

Кытлымский массив. Наиболее крупные тела дунитов интегрированы в Тылай-Конжаковский (Иовское тело) и в Косьвинский (Косьвинское и Сосновское тела) блоки [16] – рис. 1, 2.

Дуниты *Иовского тела* сложены оливином (98–99 об. %), хромшпинелидом (1–2%) и клинопироксеном (доли %), иногда в аксессуарных количествах к ним прибавляется хромистый паргасит. Породы испытали твердопластичную деформацию. Под микроскопом отчетливо различаются две генерации оливина – ранняя, крупнозернистая, и поздняя, мелкозернистая. Первая представлена крупными (до 8 мм в поперечнике) неправильной формы выделениями, осложненными деформационными двойниками и содержит, кроме обычных октаэдрических кристаллов, тонкие (сотые доли мм) шестигранные пластинки хромшпинелида, ориентированные относительно кристаллической структуры оливина. Вторая входит в состав мелкозернистого (0.5–0.8 мм) агрегата, сложенного, помимо оливина, полигональными зернами хромшпинелида, клинопироксена и паргасита, и представляет собой основную массу, в которую погружены изолированные зерна первой генерации; можно утверждать, что первая генерация оливина слагает порфирокласты, вторая – не-

области. Необласти оливина очищены как от октаэдрического, так и от пластинчатого хромшпинелида.

Железистость оливина варьирует от 6.5 до 12.2%. Судя по равенству величин Fa, рассчитанных из данных “мокрой химии” [18] и рентгеноспектрального анализа единичных зерен, состав порфирокластов и необластов оливина одинаков (рис. 5). Значительная разница между этими данными в обр. 8849, отобранного из контакта с клинопироксенитами, обусловлена обильными включениями магнетита в оливине, тонкая дисперсность которого не позволила получить мономинеральную фракцию оливина.

Из дунитов *Иовского тела* были изучены 6 образцов, представляющий весь диапазон вариаций Fa. Составы хромшпинелида в координатах “Cr/(Cr + Al + Fe³⁺) – Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg)” образуют обратную зависимость, заметно более пологую относительно хромшпинелидов г. Соловьевой (рис. 4б, 4г). При одинаковой железистости хромшпинелиды иовских дунитов имеют большую хромистость по сравнению с дунитами других тел Кытлымского массива.

Косьвинское дунитовое тело расположено в 3.5 км к востоку от вершины Косьвинского Камня. Оно обладает более сложной морфологией по сравнению с Иовским телом, но, в целом, близкой к изометричной, с максимальными размерами 2.5 × 2.5 км. Отбор образцов был произведен по субширотному профилю, пройденному по так называемому Косьвинскому плечу, выположенному и хорошо обнаженному восточному отрогу горы (рис. 2). На всем протяжении маршрута дуниты представлены весьма однородными мелко-, среднезернистыми породами (2–5 мм) со средней степенью серпентинизации ~40%. В минеральном составе дунитов, помимо оливина с железистостью 7.7–9.4% и идиоморфного хромшпинелида, постоянно присутствует ксеноморфный интерстициальный клинопироксен и вторичный хлорит. Среди дунитов отмечается большое количество хромитовых шпиров и жил, часть из которых была вскрыта разведочными выработками

при проведении поисковых работ на платину. Согласно принятой в этой работе градации, хромититы также можно разделить на син- и эпигенетические по отношению к дунитам.

Всего нами были изучены 2 образца дунита из центральной части Косьвинского тела, один образец из дунитов с хромтитаномагнетитом в контакте с окружающими клинопироксенитами и два эпигенетических хромитита с сопутствующей платиновой минерализацией (табл. 2, рис. 4б). Хромистость минерала из дунитов по сравнению с ивовскими образцами при одинаковой величине железистости примерно на 5% ниже за счет большего содержания Fe^{3+} . Относительно дунитовых эпигенетических хромшпинелидов характеризуются пониженной величиной железистости и повышенной степенью окисления железа.

Сосновское дунитовое тело является самым крупным в Кытлымском массиве. Оно имеет длину ~9 км и максимальную ширину 2.5 км. Тело приурочено к западной эндоконтактной зоне г. Косьвинский Камень, слагая субмеридиональную структуру Сосновского увала. Предполагается, что оно имеет линзообразную форму и круто падает на восток под углом 50–55°. Через дуниты был пройден субширотный разрез длиной ~1 км в южной (узкой) половине тела. Для данной работы были изучены три образца дунитов, положение которых показано на рис. 2. Дуниты обладают массивной текстурой и средне-, крупнозернистой структурой, весьма выдержанной по разрезу. Степень серпентинизации ~40%. Железистость оливина варьирует от 7.7 до 10.8%. Хромшпинелид представлен мелкими (<1 мм) идиоморфными кристаллами. Помимо указанных минералов в породах постоянно отмечаются интерстициальный клинопироксен и хромпаргасит.

Из Сосновского тела изучены три образца дунита, в одном из них (Кт-385) обнаружены хромшпинелиды заметно варьирующие по составу, колебания которого охарактеризованы двумя анализами, представленными в табл. 2 (обр. Кт-385). В целом, состав хромшпинелидов Сосновского тела практически идентичен хромшпинелидам дунитов Косьвинского тела (рис. 4б).

Уктусский массив. Массив не входит в состав Платиноносного пояса Урала (ППУ). Он расположен у южных окраин г. Екатеринбурга в 50 км к востоку от Ревдинского массива, самого южного из образований ППУ (рис. 1). Уктусский массив представляет собой концентрически-зональное тело грушевидной (зауженной к северу) формы. Площадь массива ~50 кв. км. В его строении принимают участие дуниты, клинопироксениты и габброиды, находящиеся примерно в равных соотношениях. Дунитами сложены три тела (структурных центра): Северное, Центральное и Юж-

ное (рис. 2). Геологическое положение и петрология массива подробно описаны в [19].

Дуниты сложены на 98–99% оливином и 1–2% идиоморфным хромшпинелидом. Клинопироксен отмечается только в приконтактных фациях дунитов с клинопироксенитами. Структура пород сильно варьирует от крупнозернистых порфирукластических и пегматоидных до мелкозернистых эквигранулярных. Степень серпентинизации пород сильно варьирует даже в пределах одного тела, но в среднем по массиву составляет 40%. Широкие закономерные вариации испытывает и железистость пород. В наиболее полных, хорошо сохранившихся разрезах она изменяется от 9–10% в центре тела до 16–17% в краю. Среднестатистическая железистость оливина составляет 11–12%. Для оливинов весьма характерны структуры окислительного распада с образованием дендритовидных или игольчатых включений рудного минерала и дополнительной силикатной (клинопироксеновой?) фазы. Хромшпинелид характеризуется более высокими содержаниями глинозема по сравнению с дунитами ППУ (табл. 2). В железистых фациях дунитов хромшпинелид представлен редко встречающимся в природе алюмоферрихромитом (табл. 2, обр. Ук-222). В ходе охлаждения этот хромшпинелид распадается на две фазы, обогащенную железом – хроммагнетитовую (обр. Ук-222б) и, обогащенную глиноземом – хромпикотитовую (Ук-222а) – рис. 4в. Примерное соотношение продуктов распада твердого раствора, соответственно равно 60 и 40%. Состав первичного хромшпинелида (Ук-222) был получен несколькими способами с удовлетворительной сходимостью результатов: а) химическим анализом валовой пробы, б) сканированием тонких структур распада на рентгеновском микроанализаторе, в) расчетом на основе количественных соотношений и состава фаз распада.

Все изученные хромититы в Уктусском массиве относятся к сингенетическому типу, а часть из них была метаморфизована под воздействием молодых гранитоидных интрузий (табл. 2). В данной работе преимущественно использован материал по самому крупному Южному дунитовому телу. Местоположение изученных образцов показано на рис. 1.

Оливин-хромшпинелевая геотермометрия

Многими исследователями показано, что в ходе охлаждения ультрамафитов, независимо от их формационной принадлежности, между сосуществующими хромшпинелидами и оливинами осуществляются обменные реакции; самым лучшим их выражением является обмен $Mg \longleftrightarrow Fe^{2+}$, в результате которого коэффициент распределения этих элементов увеличивается в пользу хромшпинелида и в итоге снижаются расчетные темпера-

туры оливин-шпинелевого равновесия [20–26 и др.]. Поэтому можно утверждать, что величины этих температур отвечают не образованию ультрамафитов, а становлению сложных ими тел. Есть все основания предполагать постоянство значений “замороженной” температуры в пределах каждого тела независимо от состава оливина и хромшпинелида (прежде всего, их железистости). По нашему мнению, этот вывод служит критерием корректности любого основанного на обменных реакциях геотермометра.

В ряде статей [10, 27, 28] на примере альпийских и платиноносных ультрамафитов, в том числе на дунитах г. Соловьевой, было показано, что результаты оценки температур оливин-хромшпинелевого равновесия, полученные с помощью существующих геотермометров, включая последнюю версию [3], неоднозначны и не отвечают сформулированному выше требованию. Был подтвержден вывод [29] о влиянии вхождения титана в структуру хромшпинелида на коэффициент распределения железа и магния между сосуществующими хромистыми шпинелями и оливином, была проведена эмпирическая количественная оценка этого влияния. Также было показано, что необходимым требованием корректного применения оливин-хромшпинелевых геотермометров является определение степени окисления железа в хромшпинелиде, основанное на данных ЯГР-спектроскопии. В итоге были предложены скорректированные варианты наиболее популярных геотермометров.

Имеющийся в нашем распоряжении новый значительный по объему фактический материал по ультрамафитам Платиноносного пояса Урала позволил проверить правомочность ранее использованных подходов при корректировке известных оливин-хромшпинелевых геотермометров. Сопоставление результатов расчета температур этого равновесия в изученных образцах тремя версиями геотермометров [3, 22, 30] с величиной железистости хромшпинелида показало для всех без исключения геотермометров их четкую обратную связь (табл. 3). Как было отмечено выше, это противоречит геологическим данным. Также на новом фактическом материале подтверждается наличие выявленной нами ранее обратной линейной зависимости температуры этого равновесия от содержания титана в хромшпинелиде (рис. 6). Численно эта зависимость для разных дунитовых тел не одинакова и является постоянной только в контурах конкретного тела, а в случае Соловьевогорского тела – лишь в пределах определенных фаций пород. Причина подобного неоднозначного влияния ионов титана нам не ясна, можно лишь предполагать, что в основе его лежит более сложная, по сравнению с общепринятой, картина

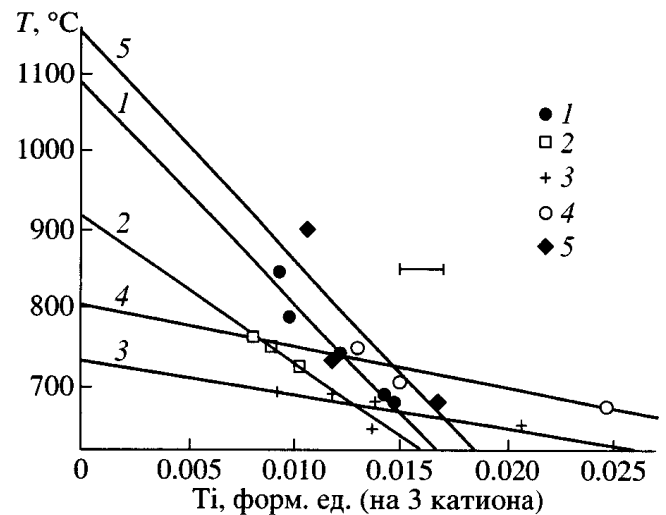


Рис. 6. Значения температур оливин-хромшпинелевого равновесия в ультрамафитах Платиноносного пояса как функция количества титана в хромшпинелиде 1–2 – Нижнетагильский массив: 1 – хромитит-дунитовая серия краевой части, 2 – дуниты центральной части; 3–4 – Кытлымский массив, дуниты: 3 – Иовское тело, 4 – Сосновский Увал; 5 – хромитит-дунитовая серия Уктусского массива. Температура определена по геотермометру [3] без учета титанового члена. Соотношение Fe^{3+} и Fe^{2+} в хромшпинелиде определено по данным ЯГР-спектроскопии.

распределения катионов железа, магния, хрома, алюминия и титана по позициям структуры хромшпинелида, о чем свидетельствует ряд публикаций [31, 32].

Основываясь на полученных данных, нами была проведена корректировка геотермометров [3, 22, 30]. Она выразилась, во-первых, в использовании в расчетах вместо стехиометрической степени окисления железа в хромшпинелиде истинной, рассчитанной из данных ЯГР-спектроскопии, во-вторых в внесении в авторские версии геотермометров дополнительного члена, учитывающего влияние титана на результаты расчета температур. Численно величина последнего значительно больше по сравнению с предложенной авторами геотермометра [3]. Дополнительный член уравнения представляет собой произведение количества ионов Ti в формуле хромшпинелида (в расчете на 3 катиона) на величину эмпирических коэффициентов, рассчитанных из графика (рис. 6) для каждого изученного дунитового тела и приведенных в табл. 4.

Уравнения для определения величин температур оливин-шпинелевого равновесия приняли следующий вид:

Геотермометр Рёдера-Кембелла-Джемисона [22]:

$$T, \text{ } ^\circ\text{C} = [(3480\alpha + 1018\beta + 2400 - 1720\gamma)/(2.23\alpha + 2.56\beta + \ln K_D^* 1.987 - 3.08\gamma - 1.47)] - 273 + kX_{Ti};$$

Таблица 3. Результаты расчета температур оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода в ультрамафитах Платиноносного пояса

Номер п.п.	Номер образца	X_{Ti}	Геотермометры, температура (°C)						$\Delta \log fO_2$ [3]
			Рёдер и др. [22]		Фабри [30]		Больхауз и др. [3]		
			1*	2**	1	2	1	2	
1	663	0.015	510	1060	840	1 130	750	1090	2.9
2	682	0.014	570	1090	830	1 100	770	1080	2.7
3	684	0.010	640	1010	870	1 060	810	1030	2.6
4	689	0.012	620	1080	860	1 110	800	1080	2.8
5	746	0.011	710	1140	950	1 200	880	1160	2.8
6	750	0.010	690	1040	910	1 100	850	1060	2.5
7	828	0.009	830	1110	1000	1 130	950	1110	2.2
	<i>x</i>		650	1070	890	1120	830	1090	2.6
	σ		100	40	60	40	70	40	0.2
8	31/1	0.010	650	830	920	950	840	920	2.7
9	47	0.008	700	830	920	950	860	920	2.6
10	a-19a	0.009	670	800	910	950	850	920	2.5
	<i>x</i>		670	830	910	950	850	920	2.6
	σ		20	1	6	1	10	2	0.1
11	31/2	0.011	550	760	820	800	750	770	4.2
12	35	0.010	580	740	860	780	780	750	4.2
	<i>x</i>		570	750	840	790	770	760	4.2
13	8855	0.012	560	570	820	800	760	750	2.3
14	8861	0.014	500	540	810	810	740	740	2.7
15	8863	0.009	620	620	810	780	760	740	2.1
16	8864	0.021	530	580	780	790	730	740	2.1
17	8868	0.011	530	540	790	760	730	710	2.3
	<i>x</i>		550	570	800	790	740	730	2.3
	σ		40	30	20	20	20	20	0.2
18	КТ-352	0.011	570	570	850	800	780	760	3.1
19	КТ-356	0.012	570	570	840	790	770	740	3.1
	<i>x</i>		640	630	930	870	840	810	3.1
20	КТ-385a	0.025	530	570	790	820	740	780	2.6
21	КТ-3856	0.025	480	640	790	870	730	820	3.0
22	КТ-386	0.015	600	640	810	820	760	780	2.3
23	КТ-387	0.013	600	660	800	860	770	810	2.7
	<i>x</i>		550	630	800	840	750	800	2.7
	σ		60	40	10	20	20	20	0.3
24	Ук-221	0.022	810	1670	1020	1450	950	1450	2.0
25	Ук-222a	0.008	1390	1290	1360	1120	1170	1170	0.5
26	Ук-241	0.014	650	1250	830	1170	790	1180	2.2
27	Ук-243	0.014	790	1330	920	1200	900	1230	1.0
28	Ук-409	0.012	700	1130	870	1080	830	1080	1.7
29	Ук-410	0.017	550	1260	760	1150	710	1170	2.1
30	Ук-412	0.011	850	1280	960	1190	940	1210	1.3
	<i>x</i>		720	1250	880	1160	840	1180	1.7***
	σ		110	60	70	40	90	50	0.5***
31	Ук-272	0.012	600	640	800	770	750	700	2.9
32	Ук-273	0.017	450	530	680	680	630	600	4.4
33	Ук-277	0.008	460	530	630	670	570	600	3.3
	<i>x</i>		500	570	700	710	650	630	3.5
	σ		90	60	90	60	90	60	0.8

* Значения температур по авторским версиям геотермометров [3, 22, 30], согласно которым соотношение Fe^{3+} и Fe^{2+} рассчитано при допущении стехиометрии состава хромшпинелида.

** Откорректированные значения температур с учетом содержания титана в хромшпинелиде, равные $T + k \cdot X_{Ti}$, где T – температура по авторским версиям геотермометров, но с учетом данных ЯГР-спектроскопии, X_{Ti} – количество ионов Ti в формуле хромшпинелидов в расчете на 3 катиона, k – поправочный коэффициент (табл. 4).

*** Без данных по обр. 222a. X – среднееарифметическое значение, σ – среднеквадратичное отклонение.

Таблица 4. Значения эмпирических поправочных коэффициентов k

Дунитовое тело	Порода	Поправочные коэффициенты (k) для геотермометров		
		Редер и др. [22]	Фабри [30]	Больхауз и др. [3]
Гора Соловьева	Хромитит-дунитовая серия	40500	25000	28000
То же	Пегматоидные дуниты	25600	16000	18500
Иовская пропасть	Дуниты	6100	3700	4300
Сосновский Увал и Косьвинское плечо	То же	6800	4050	4900
Уктусский массив	Хромитит-дунитовая серия	43000	24500	29000

Геотермометр Фабри [30]:

$$T, ^\circ\text{C} = [(4250 \cdot \alpha + 1343) / (\ln K_D^0 + 1.825 \cdot \alpha + 0.571)] - 273 + k \cdot X_{\text{Ti}};$$

Геотермометр Больхауза-Берри-Грина [3]:

$$T, ^\circ\text{C} = \{[(6530 + 280 \cdot P + 7000 + 108 \cdot P) \cdot (1 - 2 \cdot Fa) - 1960 \cdot (1 - 2 \cdot f'') + 16150 \cdot \alpha + 25150 \cdot \gamma] / (R \cdot \ln K_D + 4.705)\} - 273 + k \cdot X_{\text{Ti}},$$

где P в GPa, α , β , γ – атомные доли Cr, Al, Fe^{3+} по отношению к их сумме в хромшпинелиде, соответственно, $\text{Cr}'' = \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$ в хромшпинелиде, X_{Ti} – количество ионов Ti в формуле хромшпинелида в расчете на 3 катиона, $f'' = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ в хромшпинелиде; $Fa = \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ в оливине, $\ln K_D = (X_{\text{Mg}}^{\text{Ol}} \cdot f'') / (X_{\text{Mg}}^{\text{Sp}} \cdot Fa)$, $\ln K_D^0 = \ln K_D - 4 \cdot \gamma$, R – газовая постоянная; давление принято равным 1 GPa. Количество ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} рассчитано с учетом данных ЯГР-спектроскопии, величина коэффициента k приведена в табл. 4.

Проведенная корректировка авторских версий геотермометров [3, 22, 30] практически полностью ликвидировало для всех без исключения дунитовых тел зависимость значений температур от железистости сосуществующих минералов и существенно уменьшило дисперсии средних для каждого геотермометра и между разными версиями геотермометров (табл. 3).

Значения температур оливин-хромшпинелевого равновесия (ТОХР) даже после внесения поправок на нестехиометрию и на вхождение титана в структуру хромшпинелида для разных версий геотермометра различны. Средние значения для конкретного объекта варьируют на 70–210 $^\circ\text{C}$, при этом, чем выше ТОХР, тем эта разница меньше. Тем не менее, ряд снижения значений ТОХР для всех геотермометров один и тот же, и с учетом дисперсии можно сделать вывод о природных различиях ТОХР в ультрамафитах изученных массивов. Прежде всего, обращает внимание тождество ТОХР дунитов и сингенетичных с ними хромититов, позволяющее с учетом геологических дан-

ных отнести те и другие к единой серии. Наибольшими значениями ТОХР (1100–1200 $^\circ\text{C}$) характеризуется хромитит-дунитовая серия Уктусского массива. Ультрамафиты массива г. Соловьевой наиболее однородны. Самые высокие величины ТОХР (1050–1150 $^\circ\text{C}$) зафиксированы в мелкозернистых фациях хромитит-дунитовой серии краевой части массива; на 180 $^\circ\text{C}$ ниже температуры крупнозернистых дунитов центральной части; ТОХР эпидунитовых хромититов, с которыми связаны коренные месторождения платины, еще на 70–150 $^\circ\text{C}$ меньше. При этом величины температур этих естественных групп пород не перекрываются как по средним, так и по частным значениям. ТОХР в дунитах всех трех тел Кытлымского массива, различаясь между собой незначительно, на 300 $^\circ\text{C}$ ниже по сравнению с аналогичными породами Соловьевогорского массива. В связи с тем, что вариации железистости хромшпинелида и оливина в дунитах обусловлены их тесной ассоциацией с клинопироксенитами [15, 18, 33] и значения ТОХР не зависят от этих вариаций, эти значения можно распространить на всю хромитит-дунит-клинопироксенитовую серию. Самые низкие значения температур оливин-хромшпинелевого равновесия зафиксированы в продуктах метаморфизма хромитит-дунитовой серии Уктусского массива – они на 500–600 $^\circ\text{C}$ ниже по сравнению с эдуктами и отвечают амфиболитовой ступени.

Окситермометрия ультрамафитов

Расчет величины летучести кислорода проведен нами по оксибарометру Больхауза-Берри-Грина [3], степень окисления железа в хромшпинелидах определена по данным ЯГР-спектроскопии (табл. 2). Погрешность оценки летучести кислорода для единичного определения оценивается нами в ± 0.4 ед. $\log f\text{O}_2$. Температура рассчитана по описанному нами выше модифицированному оливин-хромшпинелевому геотермометру цитированных выше авторов. Давление принято равным 1 GPa. Результаты приведены в табл. 2 и на рис. 7, 8.

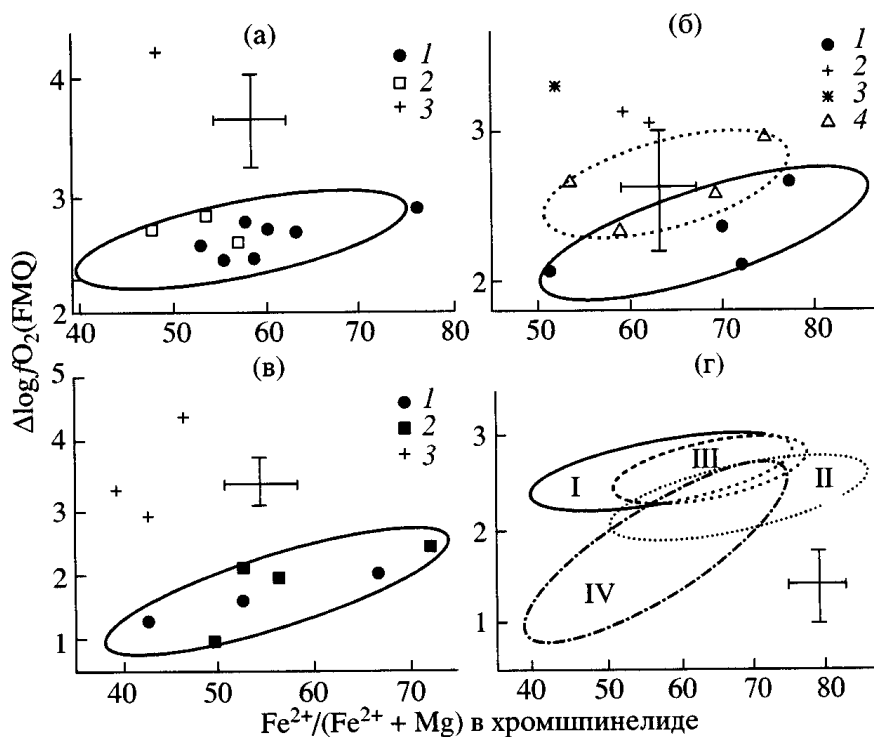


Рис. 7. Летучесть кислорода в ультрамафитах относительно железистости хромшпинелида в массивах: а – Нижнетагильском, б – Кытлымском, в – Уктусском, г – в целом для Платиноносного пояса. Условные обозначения те же, что на рис. 4.

Анализ полученных данных свидетельствует о широких вариациях редокс-состояния изученных образцов дунитов и хромититов. Величина летучести кислорода на 1–4 порядка выше задаваемой буфером FMQ.

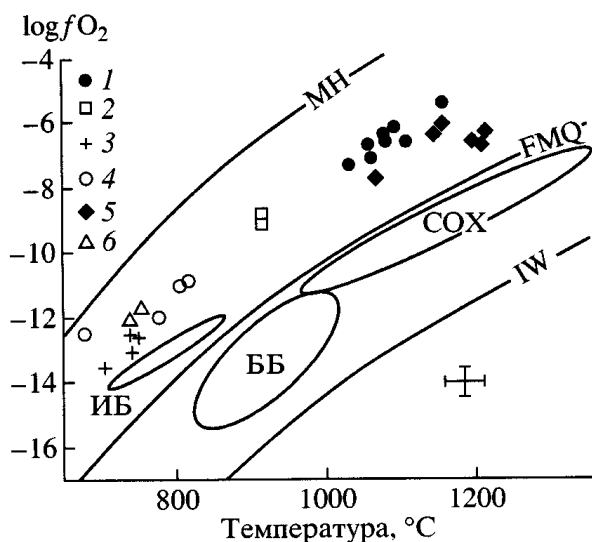


Рис. 8. Зависимость $\log fO_2 - T$ в породах Платиноносного пояса относительно данных по альпийским ультрамафитам известных тектонических обстановок.

Условные обозначения те же, что на рис. 6; 6 – дуниты Косьвинского тела. Эллипсы – гарцбургиты и лерцолиты: ББ – Бени-Бушера [6], СОХ – срединно-океанические хребты [5], ИБ – преддужье Идзу-Бонин [8].

Наблюдаются пространственные вариации редокс-состояния ультрамафитов в пределах пояса, массива и его отдельного блока (Кытлымский массив). Наиболее отчетливо они выражены при сопоставлении летучести кислорода и железистости сосуществующих хромшпинелидов и оливинов. В этих координатах хромитит-дунитовые серии образуют субпараллельные (или близкие к этому) эллипсы с относительно небольшими (соизмеримыми с погрешностью метода) вариациями значений фугитивности кислорода, свидетельствующими о постоянстве редокс-состояния в пределах серий (рис. 7г). Почти одинаковый угол наклона длинных осей эллипсов позволяет для удобства сопоставления рассчитать приведенную к постоянному значению железистости хромшпинелида или сосуществующего оливина величину fO_2 . Так, при железистости хромшпинелида 60% и оливина 8% величина летучести кислорода составляет 2.6, 2.2, 3.0, 2.5, 1.9 ед. $\log fO_2$ относительно буфера FMQ, соответственно, для дунитов г. Соловьевой, Иовского тела, Косьвинского тела, Сосновского тела и Уктусского массива. По аналогии с температурами оливин-хромшпинелевого равновесия можно предполагать, что приведенные значения летучести кислорода характеризуют редокс-состояние хромитит-дунит-клинопироксеновой ассоциации в целом.

Редокс-состояние дунитов краевой и центральной частей массива г. Соловьевой идентично, по-

сле кристаллизации пегматоидных дунитов оно было выровнено в пределах всего дунитового тела.

В Кытлымском массиве совмещены дунитовые тела с разным редокс-состоянием, в том числе и в одном структурном блоке (рис. 7б). Это указывает на аккреционную природу не только массива в целом, но и отдельных его фрагментов, что подтверждается геологическими данными [12]. При этом формирование Тылай-Конжаковского структурного блока произошло в более восстановленных условиях и при несколько меньших температурах по сравнению с Косьвинским. Судя по температуре оливин-хромшпинелевого равновесия, аккреция, приведшая к образованию Косьвинского структурного блока, проходила в изотермических условиях, но с некоторым увеличением fO_2 в восточной части.

Величина летучести кислорода в сингенетических с дунитами хромититах с фоновыми концентрациями платиноидов практически тождественна вмещающим дунитам, а в эпигенетических платиноносных хромититах – на 1.5–2 порядка выше. Это, наряду с данными геотермометрии, свидетельствует о существовании геологического разрыва между формированием этих типов хромититов и чрезвычайно окисленном составе флюидов, ответственных за генерацию платиноидного оруденения.

Редокс-состояние ультрамафитов Платиноносного пояса Урала и родственных им пород Уктусского массива значительно более окисленное по сравнению с сублитосферными альпинотипными ультрамафитами – подконтинентальными, представленными, например, гарцбургит-лерцолитовыми сериями массивов Бени-Бушера, Ронда, Крака [6, 34] и субокеаническими перидотитами СОХ [5]. С этой точки зрения они близки к гарцбургитам островных дуг (например, г. Торисима преддужья Идзу-Бонин, вулкан Мэгата, Япония – [1, 8] и др.) – рис. 8. Как отмечено выше, на островодужную природу вещественных аналогов ультрамафитов Платиноносного пояса – перидотитов Аляски – указал Большауз с соавторами [3]; опубликованные ими значения fO_2 хорошо согласуются с уральскими. Изучение геохимии и минералогии базитов Платиноносного пояса и платиноидной минерализации показало их сходство с островодужными образованиями [35, 36]. Таким образом, приведенные в настоящей работе данные по редокс-состоянию ультрамафитов Платиноносного пояса позволяют сделать вывод, что весь комплекс пород, участвующих в строении пояса и Уктусского массива, и их металлогения имеют природу, близкую к островодужной.

ВЫВОДЫ

1. Проведенная на новом фактическом материале эмпирическая корректировка известных оливин-хромшпинелевых геотермометров, учитывающая влияние титана на коэффициент распределения железа и магния между сосуществующими минералами и реальное соотношение Fe^{3+} и Fe^{2+} , позволила восстановить термическую историю Платиноносного пояса Урала. Она включает формирование в диапазоне 900–1100°C автономных по отношению к габбро дунит-клинопироксенитовых комплексов и их последующую интеграцию совместно с габбро в дунит-клинопироксенит-габбровые блоки – продукты высокотемпературной аккреции (700–800°C). Коренное платиноидное промышленное оруденение возникло, по-видимому, до этапа аккреции, но после формирования пегматоидных дунитов в центральных частях автономных тел (Нижнетагильский массив).

2. Установлены широкие вариации редокс-состояния дунитов и хромититов. Величина летучести кислорода на 1–4 порядка выше задаваемой буфером FMQ. Наблюдаются пространственные вариации редокс-состояния ультрамафитов в пределах пояса, массива и его отдельного блока (Кытлымский массив). При железистости хромшпинелида 60% и оливина 8% величина летучести кислорода в дунитах г. Соловьевой составляет 2.6, Иовского тела – 2.2, Косьвинского тела – 3.0, Сосновского тела – 2.5, Уктусского массива – 1.9 ед. $\log fO_2$ относительно буфера FMQ. Величина летучести кислорода в сингенетических с дунитами хромититах с фоновыми концентрациями платиноидов практически тождественна вмещающим дунитам, в эпигенетических платиноносных хромититах – на 1.5–2 порядка выше. Это свидетельствует о существовании геологического разрыва между формированием этих типов хромититов и чрезвычайно окисленном составе флюидов, ответственных за генерацию платиноидного оруденения.

3. Редокс-состояние ультрамафитов Платиноносного пояса Урала и родственных им пород Уктусского массива значительно более окисленное по сравнению с сублитосферными альпинотипными ультрамафитами – подконтинентальными и субокеаническими и тождественны перидотитам островных дуг. Приведенные материалы с учетом литературных данных по геологии, минералогии и геохимии Платиноносного пояса позволяют заключить, что становление пояса в целом и Уктусского массива проходило в условиях, близких к островодужным.

Авторы благодарны А.А. Ефимову за предоставленные материалы по дунитам Иовского тела и обсуждение результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 98-05-65000, 98-05-64826.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Wood B., Virgo D. Upper mantle oxidation state: ferric iron contents of lherzolite spinel by ^{57}Fe Mossbauer Spectroscopy and resultant oxygen fugacities // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 1277–1291.
2. Wood B., Bryndzia L., Johnson K. Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid speciation // *Science*. 1990. V. 248. № 4953. P. 337–345.
3. 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 // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1991. V. 107. P. 27–40.
4. Canil D., Virgo D., Scarfe C.M. Oxidation state of mantle xenoliths from British Columbia, Canada // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1990. V. 104. P. 453–462.
5. Bryndzia L.B., Wood B. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and C-O-H volatile composition of the Earth's suboceanic upper mantle // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290. P. 1093–1116.
6. Woodland A., Kornprobst J., Wood B. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs // *J. Petrol.* 1992. V. 33. Part 1. P. 203–230.
7. Nasir S. Oxygen thermobarometry of the Semail harzburgite massif, Oman and United Arab Emirates // *European Journal of Mineralogy*. 1996. V. 8. № 1. P. 153–163.
8. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 1577–1618.
9. Вотяков С.Л., Чашухин И.С., Уймин С.Г., Быков В.Н. Окситермобарометрия хромитонесных ультрамафитов (на примере Урала). I. ЯГР-спектрокопия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелевой геотермометрии // *Геохимия*. 1998. № 8. С. 791–802.
10. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. Окситермобарометрия хромитонесных ультрамафитов (на примере Урала). II. Состояние окисленности ультрамафитов и состав рудообразующих флюидов // *Геохимия*. 1998. № 9. С. 877–885.
11. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
12. Ефимов А.А. Горячий меланж как форма сонахождения дунитов, пироксенитов и габбро в Платиноносном поясе Урала // *Материалы Уральской летней минералогической школы-99 "Под знаком платины"*. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 98–101.
13. Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Л.А., Тихомиров К.П. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. М.: ОНТИ НИГРИ-золото, 1956. 113 с.
14. Иванов О.К. Ультрамафические пегматиты пироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 58 с.
15. Ефимов А.А., Иванова Л.П. Метасоматическая зональность в контактах уральских платиноносных дунитов с пироксенитами // *Докл. АН СССР*. 1963. Е. 151. № 6. С. 1424–1427.
16. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 335 с.
17. Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Гарути Дж. и др. Хром-платиноидное оруденение в комплексах Урало-Аляскинского типа: состав и происхождение // *Материалы Уральской летней минералогической школы-99. "Под знаком платины"*. Екатеринбург: УГГА, 1999. С. 62–82.
18. Ефимов А.А. Существует ли в уральских платиноносных массивах первичный дунит // *Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения*. Тр. Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 127. Свердловск, 1977. С. 41–50.
19. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Институт геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2000. 296 с.
20. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrological applications // *Can. J. Earth Sci.* 1967. V. 4. P. 71–103.
21. Tsaritsin E.P. Mineralogical and petrological aspects of olivine-chromspinel paragenesis in hyperbasites // *Rock-forming minerals. Proceeding XI General Meeting IMA*. Novosibirsk. 1978. P. 14–17.
22. Roeder P., Campbell I., Jamieson H. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. V. 68. P. 325–334.
23. Arai S. Dunite-harzburgite-chromite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan // *J. Petrol.* 1980. V. 21. P. 141–165.
24. Henry D., Medaris L. Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in South-western Oregon // *Amer. J. Sci.* 1980. V. 280-A. Part 1. P. 211–231.
25. Peltonen P. Crystallization and reequilibration of zoned chromite in ultramafic cumulates, Vammala Ni-belt, south-western Finland // *Can. Mineral.* 1995. V. 33. P. 521–535.
26. Bedard J.H. A new projection scheme and differentiation index for Cr-spinels // *Lithos*. 1997. V. 42. P. 37–45.
27. Ozawa K. Evaluation of olivine-spinel geothermometry as an indicator of thermal history for peridotites // *Contribs Mineral.* 1983. V. 82. P. 52–65.
28. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Быков В.Н. О корректности некоторых оливин-хромшпинелевых геотермометров // *Ежегодник 1994 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН*. Екатеринбург. 1995. С. 125–129.
29. O'Neill H., Wall V. The olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer, the nickel precipitation curve, and the oxygen fugacity of the Earth's upper mantle // *J. Petrol.* 1987. V. 28. P. 1169–1191.
30. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1979. V. 69. P. 329–336.

31. Guse W., Saalfeld H. X-ray characterization and structure refinement of a new cubic alumina phase (σ - Al_2O_3) with spinel-type structure // Neues Jahrb. Mineral. 1990. H 5. S. 217–226.
32. Nell J., Wood B. High-temperature electrical measurements and thermodynamic properties of Fe_3O_4 – MgCr_2O_4 – FeAl_2O_4 spinels // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 405–426.
33. Царицын Е.П., Фоминых В.Г. Об оливин-хромшпинелидовых парагенезисах в дунитах Платиноносного пояса Урала // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах / Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Вып. 151. Свердловск, 1979. С. 86–94.
34. Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., Быков В.Н. О природе ультрамафитов массивов Крака (Южный Урал) // Ежегодник 1997 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 116–121.
35. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
36. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др. Платина Урала (Платиново-минеральное оруденение и перспективы его освоения) // Горный журнал. Екатеринбург: Уральская горно-геологическая академия, 1994. С. 62–85.