

3. Егоров Л. С., Гольдбурт Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Тр. НИИГА.—1961.— Т. 122.—272 с.
4. Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 220—302.
5. Зарайский Г. П., Жариков В. А., Стояновская Ф. М., Балашов В. Н. Экспериментальные исследования биметасоматического скарнообразования.— М.: Наука, 1986.— 231 с.
6. Иванов О. К. Флогопитовые гипербазиты Сарановского массива (Средний Урал) // Тр. Свердловского горного ин-та.— Свердловск, 1976. Вып. 124.— С. 91—98.
7. Иванов О. К. Новый тип апатитового оруденения в концентрически-зональных ультрамафических массивах Урала // Мат-лы к минералогии рудных районов Урала.— Свердловск: УрО АН СССР, 1988.— С. 106—111.
8. Иванов О. К. Концентрически-зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Л.: ЛПИ, 1990.—44 с.
9. Иванов О. К. Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов.— Иркутск, 1990.— С. 70—74.
10. Иванов О. К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала— М.: Наука, 1990.—243 с.
11. Иванов О. К. Новые генетические типы магнезиальных скарнов магматической стадии в связи с ультрамафитами // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук.— СПб, 1992.— С. 132—144.
12. Иванов О. К., Зворская С. А. Новые данные о структуре Качканарско-Гусевогорского габбро-пироксенитового плутона (Урал) // ДАН СССР.—1990.— Т. 313, № 4.— С. 931—935.
13. Иванов О. К., Калеганов Б. А. Калий-аргоновый возраст флогопитовых клинопироксенитов Светлоборского массива // Ежегодник.— Свердловск, 1991. ИГИГ УрО РАН.— Екатеринбург, 1992.— С. 61—62.
14. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии.— М.: Недра, 1965.—771 с.
15. Решитько В. А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // Мат-лы первой научной конф. аспирантов.— Ростов: Ростовский ун-т, 1959.— С. 53—61.
16. Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород.— М.: Наука, 1971.—344 с.
17. Фоминых В. Г., Н. В. Ларина, Л. К. Воронина. Сульфидная минерализация в Кучумском титаномагнетитовом рудопроявлении на Среднем Урале // Ежегодник — 1988 ИГиГ УНЦ.— Свердловск, 1989.— С. 73—75.
18. Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов.— М.: Наука, 1973.—214 с.
19. Шабынин Л. И., Лицарев М. А., Перцев Н. Н., Шмакин Б. М. Шпинелевопироксенитовые породы как метасоматические образования // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд.— М.: АН СССР, 1961.— С. 440—483.
20. Ярош П. Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // ЗВМО.—1980.— № 1.— С. 98—105.

УДК 553.491+470.5

И. А. Малахов, И. В. Савохин, Г. А. Сычева

О ГЕНЕЗИСЕ ПЛАТИНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА (На примере Нижне-Тагильского массива)

Собранный и проанализированный нами обширный фактический материал по геологии Нижне-Тагильского массива, петрографии и геохимии слагающих его ультраосновных пород, ассоциирующих с ними хромитов и приуроченного к ним платинового оруденения позволяет во многом по-новому трактовать вопросы их формирования и происхождения. Вопросы детального изучения и оценки перспектив его рудоносности приобретают особое значение в связи с тем, что Нижне-Тагильский и другие зональные пироксенит-дунитовые массивы Платиноносного пояса являются типоморфными на хромитовый тип металлов платиновой группы (МПГ), среди которых резко преобладает самородная платина, а также иридий.

Данные исследований А. Н. Заварицкого [3], А. Г. Бетехтина [1], С. А. Кашина [5], Л. В. Разина [11, 12] свидетельствуют, что повышенные концентрации платины и ее спутников, в первую очередь иридия, тесно связаны с хромшпинелидами. Поэтому, рассматривая вопрос о месторождениях платины в Нижне-Тагильском и подобном ему массивах, все исследователи акцентируют внимание на выделении среди дунитов хромитовых шлиров, жил и крупных сегрегационных обособлений. Об этом же свидетельствуют обнаружение и разработка с целью получения платины целого ряда коренных месторождений платины в центральной части Нижне-Тагильского массива, в районе г. Соловьевой, включая и наиболее крупное трубообразное тело платиноносных хромитов (Госшахта).

К концу 30-х годов текущего столетия в связи с резким уменьшением числа легко открываемых коренных месторождений платины хромитового типа в пределах Нижне-Тагильского массива интерес к проблеме коренной платины на Урале упал и ее добыча здесь практически прекратилась. Как свидетельствуют результаты исследований, проведенных целым рядом ученых за последние несколько десятилетий, платиноносными являются не только хромиты, но и вмещающие их дуниты. Правда, содержание в них платины и других металлов платиновой группы, по крайней мере, на два порядка ниже, чем в хромитах. Таким образом, платиноносность отдельных участков и зон в пределах дунитовой части массива площадью более 25 кв. км находится в прямой зависимости от количества содержащихся в них хромитовых шлиров и обособлений и, как было установлено ранее проведенными исследованиями, выше всего в центральной части, в пределах г. Соловьевой.

В последние годы в пределах массива в значительных объемах добываются дуниты, используемые для производства форстеритового кирпича, в связи с чем весьма актуальной проблемой является комплексная их переработка, с попутным извлечением МПГ в процессе их переработки.

Таким образом, к числу первоочередных задач относятся вопросы выделения среди дунитов Нижне-Тагильского массива участков и зон, наиболее насыщенных хромитовыми телами, связь их с определенными системами трещин и тектонических нарушений, оценка условий формирования и влияния вторичных процессов метаморфизма на состав и масштабы платинового оруденения.

Геологическое положение и строение Нижне-Тагильского зонального пироксенит-дунитового массива детально рассмотрено в нашей монографии [10]. Расчленение дунитов по крупности с выделением криптозернистых, мелкозернистых, среднезернистых и крупнозернистых фаций было выполнено О. К. Ивановым [4]. Необходимо еще отметить, что как в западной части массива, так и в северной хромитовые шлиры и сегрегации практически отсутствуют, а подавляющее их большинство располагается в центральной части массива, в пределах участка горы Соловьевой.

Тектоника и геолого-структурное положение платинового оруденения

Поскольку платиновое оруденение связано в первую очередь с хромитами, первостепенное значение приобретает вопрос относительно их концентрации и структурного положения, включая связь с определенными направлениями трещин. Максимальная насыщенность хромитовыми шлирами и жилами района г. Соловьевой, находящегося в центральной и наиболее широкой части Нижне-Тагильского массива и практически полное их отсутствие в северной части массива, несомненно определяется различной степенью последующих тектонических дефор-

маций дунитов после их внедрения в вулканогенно-осадочную толщу в западную краевую зону Тагильского погружения.

В соответствии с выполненными нами ранее массовыми замерами трещиноватости в северной и западной частях Нижне-Тагильского массива [10] здесь преобладают трещины северо-восточного простирания и крутого западного падения. Замеры же сланцеватости и кливажа в этих дунитах, непосредственно связанные с тектоническим сжатием массива после его становления, свидетельствуют о явном преобладании среди них субмеридиональных направлений с относительно пологим ($30-50^\circ$) западным или восточным падением.

Выполненные нами специально многочисленные (более 450) замеры трещин отдельности в наиболее хромитосных дунитах горы Соловьевой показали явное преобладание среди них относительно пологих ($40-45^\circ$) трещин субмеридионального ($СВ 5^\circ$) или северо-восточного направления или же практически вертикальных явно северо-западного (300°) направления. В меньшей степени распространены пологопадающие трещины северо-западного простирания, близкого к меридиональному, и вертикальные северо-западного направления (310°). Замеры элементов расланцевания в дунитах в этом районе показали явное преобладание очень пологих ($10-20^\circ$) субмеридиональных направлений, а также северо-западных направлений с почти вертикальным падением.

В связи с тем, что большое количество хромитовых шлиров и жил в настоящее время уже выработано, судить об истинном их простирании можно по их удлинению и замерам контактов. Как свидетельствуют выполненные замеры, большая их часть характеризуется субширотным простиранием. Широко развиты также северо-западные и северо-восточные их простирания при повсеместном относительно крутом падении (свыше 60°).

Интересно отметить, что два рудопроявления хромитов с относительно богатым платиновым оруденением обладают также северо-западным простиранием — около 330° , однако это направление не совпадает с отмеченным направлением подавляющего большинства хромитовых шлиров и жил, генетически связанных с трещинами, оперяющимися основной разлом северо-западного простирания, в окаймлении которого располагается большая группа наиболее крупных горных выработок — наклонных и вертикальных шахт с квершлагами и рассечками.

Состав МПГ и главных петрогенных минералов рудоносных дунитов и хромититов

Выполненное нами опробование средне- и крупнозернистых околорудных дунитов и хромитовых шлиров в районе г. Соловьевой позволило установить широкие пределы колебаний содержаний металлов платиновой группы в проанализированных пробах. Поскольку, как уже отмечалось, содержание МПГ в хромитах значительно выше, чем в дунитах, для повышения точности определения анализировался обогащенный тяжелой фракцией материал черных шлихов, представленный в основном хромшпинелидами. Результаты анализов представлены в табл. 1, а содержания МПГ в исходных дунитах и хромитах, с учетом количества хромита в них, приводятся в табл. 2.

Как следует из приведенных данных, подтверждается общая зависимость увеличения содержания платины и платиноидов от количества содержащегося в породах и рудах хромшпинелидов, однако массивные руды, слагающиеся существенно магнетитальным хромитом, содержат их явно меньше, чем густо- и даже средневкрапленные руды. Интересно также отметить, что металлы платиновой группы обладают различной

подвижностью: в дунитах, где отмечается минимальное содержание МПГ, отношение платины к осмию обычно колеблется от 45 до 165. Столь же низкое это отношение отмечается в хромититах (проба № 16). В бедно- и средневкрапленных рудах оно значительно выше и достигает многих сотен и даже четырех-пяти тысяч.

Соотношение платины с другими платиноидами не дает столь четкую картину, что объясняется присутствием помимо свободной платины,

Таблица 1

Содержание МПГ в хромшпинелидах из дунитов и хромитов
Нижне-Тагильского массива (усл. ед.)

Номер пробы	Название	Содержание МПГ					
		Pt	Os	Ir	Pd	Ru	Rh
1	Дунит	4,1	0,065	0,24		0,02	
2	Дунит	3,15	0,07	0,39		0,02	
3	Дунит	48,8	0,04	2,35		0,10	0,8
4	Дунит	8,2	0,05	3,25	0,15		
5	Дунит	9,05	0,055	0,20		0,11	
6	Бедновкраплен. руда в дунитах	100,95	0,14	25,6	0,9	0,12	0,85
7	»	71,7	0,16	7,25		0,56	1,65
8	»	6,9	0,14	0,7		0,15	
9	»	4,35	0,09	0,8	1,95	0,16	0,75
10	»	6,15	0,10	0,5		0,29	
11	»	15,5	0,07	0,75		0,10	0,75
12	Средневкр. руда в дунитах	34,25	0,08	1,05	0,15	0,05	0,8
13	»	539,5	0,10	6,1	4,25	0,455	5,45
14	»	341	0,07	17,5	1,35	0,055	2,55
15	Густовкр. руда в дунитах	64	0,10	4,6	0,25	0,03	0,4
16	Массивный хромит	2,55	0,05	0,1	0,15	0,11	0,65

в виде изоферроплатины, лишь самородного осмистого иридия. Для всей хромититовой ассоциации в дунитах Нижне-Тагильского массива очень характерно низкое содержание палладия, которое обычно в 100—200 раз ниже содержаний платины. Лишь в одной из бедновкрапленных хромитовых руд оно оказалось повышенным (проба 28). Количество палладия существенно увеличивается и в хромитовых жилах, для которых характерно также повышенное количество родия (табл. 3).

В целом доля платины во всех проанализированных нами пробах и с учетом ранее полученных данных обычно составляет 70—95 % от суммарного содержания МПГ и лишь в одном случае опускается до 54 %.

К числу весьма важных общих закономерностей относится различная крупность индивидов оливина и дунитов массива: в северной и западной частях Нижне-Тагильского массива резко преобладают крупнозернистые и мелкозернистые фации дунитов, в пределах же центральной части массива, на участке горы Соловьевой, широко распространены средне- и крупнозернистые дуниты. Характерно, что крупность зерен относится не только к оливину, но и к сопутствующему ему хромшпинелиду. Однако наиболее крупнозернистые и пегматоидные дуниты обычно содержат пониженное количество хромитовых индивидов, распределенных очень неравномерно.

Таким образом, рассматривая проблему генезиса в массиве платинового оруденения, необходимо непременно иметь информацию о составе главных рудогенных и петрогенных минералов — хромшпинелидов и оливинов.

Как было показано Т. Н. Ирвайном [16], хромшпинелиды, обладающие малой термодинамической прочностью и весьма сложным составом,

Таблица 2

Расчетное содержание МПГ в дунитах и различных типах руд Нижне-Тагильского массива (усл. ед.)

Номер проб п/п	Название	% хромшпинелида	Содержание МПГ в исходной породе или руде					
			Pt	Os	Ir	Pd	Ru	Rh
1	Дунит	1,5	0,06	0,001	0,004		0,0003	
2	»	2,4	0,08	0,002	0,01		0,0006	
3	»	2,3	1,12	0,001	0,054		0,0022	0,018
4	»	0,7	0,06	0,0004	0,023		0,001	
5	»	1,2	0,11	0,0007	0,003		0,0013	
6	Бедновкр. руда в дунитах	8,9	8,98	0,012	2,28	0,08	0,011	0,076
7	»	12,95	9,29	0,021	0,939		0,073	0,214
8	»	11,4	0,79	0,016	0,08		0,017	
9	»	17,2	0,75	0,015	0,138	0,336	0,028	0,129
10	»	5,6	0,35	0,006	0,028		0,016	
11	»	7,8	1,21	0,005	0,059		0,008	0,059
12	Средневкр. руда в дунитах	40,9	14,0	0,033	0,43	0,06	0,018	0,327
13	»	35,1	189,1	0,033	2,14	1,49	0,16	1,913
14	»	20,8	70,93	0,015	3,64	0,28	0,011	0,53
15	Густовкр. руда в дунитах	70,3	45,0	0,074	3,234	0,176	0,021	0,281
16	Массивный хромит	100	2,55	0,05	0,105	0,15	0,105	0,65

могут использоваться в качестве надежного индикатора условий формирования пород и руд и связанного с ними платинового оруденения, имеющего явно эпигенетический характер [1]. Детальное изучение

Таблица 3

Соотношение МПГ в проанализированных пробах хромшпинелидов из пород и руд Нижне-Тагильского массива

Номер проб	Соотношение МПГ				
	Pt/Os	Pt/Ir	Pt/Pd	Pt/Rh	Ir/Os
5	63,1	17,4			3,6
11	45,0	8,1			5,6
33	1220	20,8			58,7
60	164	2,5			65,0
84	164,5	45,2			3,6
22	721,1	3,9	112,2	118,8	182,8
23	434,5	9,9		43,5	43,9
25	47,1	9,4			5,0
28	51,2	5,4	2,2	5,8	9,4
32	61,5	12,3			5,0
53—1	221,4	20,7			10,7
80	428,1	32,6	228,3	42,8	13,1
82	5663	88,4	126,9	99,0	64,2
83	4871	19,5	252,6	133,7	250,0
36	609,5	13,9	256	160	43,8
30	51,0	24,3	17,0	3,9	2,1

состава хромшпинелидов, встречающихся в качестве аксессуарного минерала в дунитах и слагающих многочисленные шилы и жилы, представляет большой интерес и с точки зрения выявления зависимости

между их составом и содержанием МПГ, а также оценки оптимальной температуры формирования зональных массивов. Выполненное нами ранее обобщение составов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов этого массива [10] показало, что состав последних характеризуется повышенной магнезиальностью, что связано с процессами последующего высокотемпературного метаморфизма, сопровождавшегося перераспределением магния и железа между сосуществующими оливином и хромитом и повлиявшего на химизм акцессорных хромшпинелидов [8].

В табл. 4 приводится серия новых анализов хромшпинелидов из дунитов и вкрапленных и массивных руд, обогащенных МПГ, полученных с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора. Здесь же приводится пять новых силикатных анализов хромшпинелидов из вкрапленных и массивных руд, свидетельствующих о большом сходстве с составами из тех же проб, полученных с помощью микрозонда.

Как следует из приведенных величин расчетных параметров составов проанализированных хромшпинелидов, отмечается широкое колебание их железистости — от 41 до 56 %. Интересно отметить, что более железистый состав фиксируется в хромитах из бедновкрапленных руд, а также для более мелкозернистых типов руд, в то время как микрозондовые определения свидетельствуют о явно более магнезиальном составе густовкрапленных и массивных хромитов, не претерпевших сколько-нибудь значительный высокотемпературный метаморфизм. Таким образом, хромшпинелиды с железистостью менее 40 % можно рассматривать как первичные, не сопровождавшиеся последующими изменениями. По этому параметру они вполне аналогичны хромитам из неметаморфизованных руд многих хромитоносных массивов Урала и других регионов. Повышение железистости при подобном метаморфизме хромитов, как правило, сопровождается увеличением содержания окисного железа в их составе, максимально достигающего 15—16 %.

Из приведенных в табл. 4 результатов силикатных и микрозондовых анализов хромшпинелидов выявляется еще одна закономерность в их составе — повышение содержания оксида железа обычно сопровождается соответствующим уменьшением количества оксида хрома при стабильном содержании в них глинозема. Таким образом, повышение содержания нормативного магнетита сопровождается понижением количества магнохромитовой составляющей при постоянстве шпинелевого и хромитового миналов.

Результаты 33 определений состава зерен оливина из тех же проб обычных дунитов и из бедно- и средневкрапленных руд свидетельствуют о типичном для дунитов массива составе — чаще всего они содержат от 8 до 9,5 % нормативного фаялита. Вариации их состава по отдельным пробам приводятся в табл. 5. Вполне надежно судить о составе оливина можно и по их показателям преломления — на основе использования теодолитно-иммерсионного метода В. Г. Фекличева на приборе ППМ-1. Данные 78 замеров состава оливинов из тех же проб свидетельствуют о систематически получаемой расчетной более низкой железистости, которая меньше полученной с помощью микрозонда на величину от половины до двух процентов. Эти расхождения определяются прежде всего тем, что микрозондовые определения состава относятся к центральным частям зерен оливина, а оптические производились для краевых частей. Из сопоставления приведенных данных следует, что во всех случаях, без исключения, мы фиксируем зональное строение с образованием в периферических зонах оливиновых индивидов кайм более магнезиального состава.

Подобная закономерность, когда зональное строение хромитов определяется присутствием в периферических частях зерен более железистого состава, а в оливинах, наоборот, более магнезиального, харак-

Состав хромшпиннеллов из хромитовых руд Нижне-Тагильского массива по данным микрозондового и силикатного анализов

Состав	5	11	22	23	25	28/1	28/2*	30/1	30/2*	32	33/1	33/2
TiO ₂	0,54	0,55	0,43	0,49	0,51	0,37	0,48	0,35	0,36	0,49	0,51	0,34
Al ₂ O ₃	8,93	8,70	7,15	7,58	7,83	8,45	8,76	8,82	8,97	8,20	7,73	7,50
Cr ₂ O ₃	48,44	50,03	51,03	49,83	49,79	52,67	51,54	56,14	54,96	48,25	49,89	52,81
Fe ₂ O ₃	12,55	12,28	14,77	14,13	15,11	11,50	10,92	7,84	7,90	14,85	12,58	12,58
FeO	19,21	19,58	18,86	16,02	16,42	19,44	17,41	15,76	15,83	20,07	16,60	18,29
MnO	0,55	0,46	0,54	0,48	0,46	0,57	0,31	0,39	0,29	0,50	0,49	0,60
MgO	9,00	9,12	9,64	11,00	11,15	9,35	10,43	11,65	11,42	8,73	10,38	9,89
Сумма	99,22	100,72	102,42	99,53	101,27	102,35	99,85	100,95	99,73	101,09	98,18	102,01
<i>Главные расчетные минеральные группировки</i>												
Ульвошпиннелль	1,4	1,4	1,1	1,2	1,3	0,9	1,2	0,9	0,9	1,2	1,3	0,9
Шпиннелль	17,8	17,1	13,9	15,0	15,2	16,4	17,2	17,0	17,5	16,2	15,5	14,6
Магнохромит	27,6	28,3	33,5	40,0	39,5	29,5	34,6	39,8	38,8	27,4	37,1	34,1
Хромит	37,2	37,8	33,1	26,0	25,3	39,0	33,3	32,7	33,0	36,5	29,9	34,9
Магнетит	16,0	15,5	18,4	17,8	18,7	14,2	13,7	9,7	9,8	18,7	16,1	15,6
<i>Основные расчетные параметры</i>												
$f = \frac{100 \cdot \text{FeO}}{\text{MnO} + \text{FeO}}$	54,5	54,6	52,3	45,0	45,2	53,8	48,4	43,1	43,8	56,3	47,3	50,9
$Y = \frac{100 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3}$	78,4	79,4	82,7	81,5	81,0	80,7	79,8	81,0	80,4	79,8	81,2	82,5
$Z = \frac{100 \cdot \text{Fe}_3\text{O}_4}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	16,2	15,7	18,6	18,0	19,0	14,4	13,9	9,7	9,9	18,9	16,3	15,8
Темп. t °C по Фабри	925	925	990	1085	1050	1000	1060	1115	1100	910	1200	—
Темп. t °C по палетке	1005	1105	1080	1100	1090	1040	1080	1155	1150	1000	1200	1185
Средн. t °C	965	1015	1035	1090	1070	1020	1070	1135	1125	955	1200	1185

Состав	36/1	36/2*	50	53-1	53-2/1	53-2/2	53-2/3*	80/1	80/2*	82	83	84
TiO ₂	0,40	0,38	0,41	0,43	0,60	0,47	0,55	0,47	0,40	0,36	0,48	0,60
Al ₂ O ₃	7,74	8,62	9,88	7,39	6,79	6,38	8,10	10,47	8,71	12,39	8,18	9,46
Cr ₂ O ₃	53,98	55,47	51,36	51,39	47,36	49,26	47,58	49,89	53,02	50,27	49,05	47,83
Fe ₂ O ₃	10,98	8,11	10,40	13,64	15,60	16,48	14,66	11,63	9,76	9,30	14,25	11,98
FeO	13,53	14,78	19,00	19,25	18,06	18,85	19,87	14,12	16,68	16,68	17,57	19,41
MnO	0,39	0,24	0,47	0,46	0,47	0,60	0,38	0,39	0,28	0,36	0,43	0,55
MgO	12,56	12,12	9,63	9,36	9,39	9,30	8,71	12,64	10,86	11,38	10,22	8,84
Сумма	98,90	99,72	101,15	101,92	98,27	101,34	99,85	99,61	99,71	101,74	100,18	98,67

Главные расчетные минеральные группировки

Ульвошинель	1,0	1,0	1,0	1,1	1,6	1,2	1,4	1,2	1,0	0,9	1,2	1,5
Шпинель	15,2	16,7	19,2	14,5	13,8	12,6	16,2	20,1	17,1	23,6	16,1	18,9
Магнхромит	47,1	42,8	28,1	31,9	34,4	33,9	27,8	41,4	36,8	31,2	34,8	25,8
Хромит	23,9	29,4	38,8	35,6	30,0	31,5	35,9	23,0	32,9	33,0	30,0	38,4
Магнетит	12,9	10,1	12,9	17,0	20,2	20,8	18,7	14,3	12,2	11,3	17,9	15,3

Основные расчетные параметры

$f = \frac{100 \cdot \text{FeO}}{\text{MgO} + \text{FeO}}$	37,6	40,6	52,5	53,6	51,9	53,2	56,3	38,5	46,3	45,1	49,1	55,2
$Y = \frac{100 \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3}$	82,4	81,2	77,7	82,3	82,4	83,8	79,8	76,2	80,3	73,1	80,1	77,2
$Z = \frac{100 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	13,0	10,2	13,0	17,2	20,5	21,1	19,0	14,5	12,3	11,4	18,1	15,5
Темп. t °C по Фабри	1200	1165	—	960	980	975	930	—	970	1015	1010	—
Темп. t °C по палетке	1200	1185	1140	1165	1175	1175	1185	1220	1105	1150	1180	1100
Средн. t °C	1200	1175	1140	1060	1080	1075	1060	1220	1040	1080	1095	1100

* По данным силикатного анализа (Подская лаборатория Уралгеолкома), остальные по данным микрозонда (Институт геол. и геохим. УрО АН СССР, оператор В. А. Вилисов). В головке таблицы даны номера проб.

Состав оливины в хромитовых рудах и окислительных дунитах Нижне-Тагильского массива

Номер пробы	Центр зерен			Крайняя часть зерен							Понижение железистости в краевой части зерен по сравнению с центром		
	Микрозондовый анализ			Оптический иммерсионно-теодолитный метод									
	определения			определения									
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7		среднее	
5	8,4	8,7	8,55	6,6	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,7	1,9
11	7,5	8,0	7,75	6,6	6,6	6,4	6,3	6,4	6,4	6,4	6,4	6,5	1,3
22	9,2	9,3	9,2	7,0	7,4	7,4	7,5	7,2	7,2	7,2	7,2	7,3	1,9
23	6,8	8,9	7,85	7,2	7,2	7,5	6,8	7,2	7,2	7,2	7,2	7,3	0,6
25	8,9	9,1	9,0	7,2	7,0	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,1	1,9
28	9,3	9,3	9,3	7,5	7,9	7,7	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,6	1,7
32	8,6	8,7	8,65	7,0	7,2	7,2	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	7,1	1,6
36	7,6	7,5	7,55	6,8	7,0	7,2	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	6,9	0,7
40	8,5	8,2	8,35	6,8	6,8	7,0	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,9	1,5
53-1	9,0	9,0	9,0	6,8	7,0	6,6	6,8	6,6	6,6	6,6	6,6	6,8	2,2
53-2	8,5	9,9	9,0	7,9	7,4	7,5	7,4	7,2	7,2	7,2	7,2	7,5	1,5
60	7,6	7,7	7,65	6,8	6,6	6,6	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	0,9
67	7,6	7,5	7,55	6,8	6,8	7,2	6,8	7,0	7,0	7,0	7,0	7,0	0,6
82	7,3	7,3	7,3	6,6	6,8	6,6	6,4	6,4	6,4	6,4	6,4	6,6	0,7
83	7,8	7,8	7,8	7,4	7,5	7,0	7,4	7,9	7,9	7,9	7,9	7,4	0,4

терна для наложенных метаморфических процессов. Поскольку подобный процесс, связанный с понижением температуры и повышением фугитивности кислорода, очень характерен для вкрапленных руд, несущих платиновое оруденение, и пространственно часто совпадает с образованием участков и зон крупнозернистых дунитов, широко распространенных в центральной части Нижне-Тагильского массива, есть все основания рассматривать формирование наложенного платинового оруденения как процесс, сопровождающийся метаморфическими преобразованиями оливин-хромитовых парагенезисов вмещающих их дунитов.

Связь платинового оруденения с хромитами более железистого состава, отличающимися от типично магматических — более магнезиальных и высокохромистых, характерна и для хромитов широко известного Бушвельдского комплекса, характеризующегося уникальной платиноидной рудоносностью. Среди Критической зоны этого расслоенного плутона, сложенной габброидами и гипербазитами, в рифе UG-2, состоящем из платиноносных хромитов, их состав повсеместно весьма железистый и характеризуется минимальным содержанием магния и высоким содержанием оксида железа [6].

Оценка температуры формирования хромитов и платинового оруденения

Существует целый ряд термометров, позволяющих определять температуру кристаллизации ультраосновных пород: один из них — оливин-хромитовый, впервые предложенный Е. Д. Джексоном [2], был нами ранее использован при оценке температуры формирования ультраосновных пород и хромитовых руд, входящих в состав альпинотипных комплексов Урала [8]. Позднее Дж. Фабри [15] был предложен новый термометр для оценки температур образования гипербазитов на основе учета состава оливин-хромитовых равновесий. Однако предложенное им уравнение позволяло достаточно надежно определять лишь нижний предел температуры образования пород и руд, поскольку расчетная температура фиксировала окончание обменных реакций между оливином и хромитом. Таким образом, если относить полученные значения температур к условиям кристаллизации дунитов и хромитовых шпиров и сегрегаций, то они будут явно заниженными.

В качестве характерного примера такого несоответствия можно было бы сослаться на выполненный нами расчет температур оливин-хромитовых равновесий для включений этих минералов в алмазах из кимберлитов. Она составляет 930 °С, т.е. находится явно за пределами оптимальных температур образования алмазов в кимберлитах, определяемого Н. В. Соболевым [14] диапазоном от 1200 до 1400 °С. С учетом этих данных нами была предпринята попытка скорректировать уравнение Фабри, исходя из наиболее вероятной температуры образования подобных включений в алмазах кимберлитов в 1350 °С. В этом случае модернизированное расчетное уравнение оценки температур образования дунитов и хромитов по оливин-хромитовым равновесиям будет иметь вид:

$$T = \frac{6300 \cdot Y_{Cr} + 1343}{\ln K_p + 1,825 Y_{Cr} + 0,571} - 273,$$

где T — расчетная температура кристаллизации в градусах Цельсия, Y_{Cr} — доля хрома среди трехвалентных окислов, а величина K_p характеризует распределение железа и магния между сосуществующими хромитом и оливином.

При этом необходимо иметь в виду, что если повышение доли хрома в хромшпинелидах существенно повышает расчетную температуру оли-

вин-хромитовых равновесий и соответственно температуру кристаллизации этих равновесных минералов, то железистость шпиннелей, напротив, находится в обратной зависимости от температуры их образования. Ранее нами было также показано, что в случае резкого несоответствия масс минералов, между которыми происходили обменные реакции, сопровождающиеся перераспределением магния и железа, изменение их состава происходило неадекватно: состав минерала, которого много в породе или руде, изменяется очень слабо, а при малом содержании — весьма значительно. Характерным примером могут служить дуниты Нижне-Тагильского массива, перекристаллизация которых, сопровождающаяся образованием более низкотемпературных парагенезисов, в очень слабой степени сказывается на составе оливина (понижение железистости в среднем лишь на 1,3 % фаялитовой составляющей), в то время как железистость аксессуарного и бедновкрапленного хромита с 35—40 % повышается до 50—60 %. Напротив, в густовкрапленных массивных рудах при метаморфизме и образовании более низкотемпературных парагенезисов состав хромита остается относительно стабильным, а железистость оливина составляет лишь 3—5 % Fa . Это обстоятельством и объясняется тот факт, что целый ряд образцов платиноносных хромитов массива, проанализированных еще в начале столетия Л. Дюпарком и другими исследователями, как следует из сводки А. Г. Бетехтина [1], обладает существенно магнезиальным составом.

Результаты подобных расчетов температур для платиноносных хромитов с вкрапленным оруденением приводятся в табл. 4. Здесь же приводятся цифры по оценке температуры по специально разработанной и составленной нами палетке [9], базирующейся на данных 70 равновесных пар оливин-хромитовых и оливин-ортопироксеновых равновесий. Поскольку расчетные цифры по модернизированному термометру Фабри были получены с учетом состава краевых зон оливина, их следует рассматривать как нижний температурный предел кристаллизации вкрапленных хромитов. Она колеблется обычно от 925 до 1100 °С. Если учесть, что среди хромшпиннелидов вкрапленных руд совершенно отсутствуют зональные индивидуиды, столь характерные для оливин-антигоритовых парагенезисов в альпинотипных гипербазитах Урала, характеризующихся температурой образования 450—500 °С и обычно принадлежащих к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма [7], то можно считать, что эпигенетическое платиновое оруденение в хромититах Нижне-Тагильского и других зональных массивах Платиноносного пояса Урала, представленное самородной платиной и интерметаллидами МПГ, формировалось в условиях диапазона температур от 900 до 550 °С. При этом выделению платины из кристаллической решетки хромшпиннелидов существенно способствовали наложенные процессы их метаморфизма, попутно приводящие и к повышению их железистости.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А. Г. Платина.— М.— Л.: Изд. АН СССР, 1935.—148 с.
2. Джексон Е. Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стилуотер // Магматические рудные месторождения.— М.: Недра, 1973.
3. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале.— Материалы по общей и прикладной геологии.— М.: Геолком, 1928, вып. 108.—56 с.
4. Иванов О. К., Шилов В. А., Шилова Т. А. Дуниты Нижне-Тагильского массива (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол.—1980.— № 10.— С. 29—45.
5. 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 платины.— М.: ОНТИ НИГРИЗОЛОТО, 1956.— 113 с.

6. Кривцов А. И. Месторождения платиноидов // Итоги науки и техники. Рудные месторождения. Том 18.—М., 1988.—132 с.
7. Малахов И. А. О термодинамических условиях серпентинизации // Проблемы петрологии Урала.—Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973.—С. 38—52.
8. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов.—М.: Наука, 1983.—224 с.
9. Малахов И. А. Хромшпинелиды как модель формирования и потенциальной алмазности кимберлитов Среднего Тимана // Межвуз. сб. Иркутского политехн. ин-та.—Иркутск, 1990.
10. Малахов И. А., Малахова Л. В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР.—Свердловск: УФ АН СССР, 1970. Вып. 83.—166 с.
11. Разин Л. В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудных месторождений.—1968.—№ 6.—С. 10—25.
12. Разин Л. В., Хоменко Г. А. Особенность накопления осмия, рутения и остальных металлов группы платины в хромшпинелидах платиноносных дунитов // Геохимия.—1969.—№ 6.—С. 659—671.
13. Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений.—М.: Недра, 1986.—1986.—360 с.
14. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии.—Новосибирск: Наука, 1974.—263 с.
15. Fabries G. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes.—Contrib. Mineral. and Petrol., 1979, v. 69, N 4, p. 329—336.
16. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 1. Theory.—Canad. G. Earth Sci., 1965, v. 2, N 6, p. 648—672.

УДК 553.896.422.6

А. Г. Бушев, Ю. А. Поленов, Г. Д. Аеров

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖАДЕИТА

Выяснению вопроса жадеитообразования придается большое петрологическое и практическое значение, так как жадеит как дорогостоящее ювелирное сырье широко используется в странах Востока.

Строение месторождений

Жадеит известен в Бирме, США, Китае, Японии, Югославии, Италии, Индонезии и в Советском Союзе в связи с массивами ультраосновных пород в амфиболитовых поясах [4]. Однако крупные месторождения выявлены лишь в Бирме (Таумау, Миенмау и др.) и в Казахстане (Итмурунды) и связаны, согласно Н. Л. Добрецову, с офиолитами третьего типа [4]. Для них характерно развитие таких высокобарических ассоциаций пород, как гранатовых перидотитов и пироксенитов, эклогитов, глаукофансодержащих metabазитов, наличие основных пород эвкриптитового (кальций-глиноземистого) состава со щелочным уклоном и натриевый, реже магнезиальный [9] тип метасоматоза.

Возраст офиолитовых поясов, продуцирующих месторождения жадеита, различен: от каледонского (Лево-Кепельское на Полярном Урале, Борус в Саянах), герцинского (Итмурунды) до мезозойского (месторождения Бирмы, Гватемалы, Мексики, Японии и др.).

Жадеитоносные массивы относятся к габбро-перидотитовой или дунит-гарцбургитовой формации, для которой характерно сложное строение, обусловленное широким распространением различных по составу, но тесно взаимосвязанных между собой пород от ультраосновного до гранитного составов. Преобладающими породами являются гарцбургиты, слагающие 50—60 % объема массивов. В меньшей степени распространены лерцолиты и оливинные лерцолиты, образующие самостоятельные интрузивные образования, а также линзовидные и жильные тела дунитов, горнблендитов, пироксенитов, габбро, диоритов и плагиогранитов. Зональность массивов определяется сменой дунитовых пород, которые