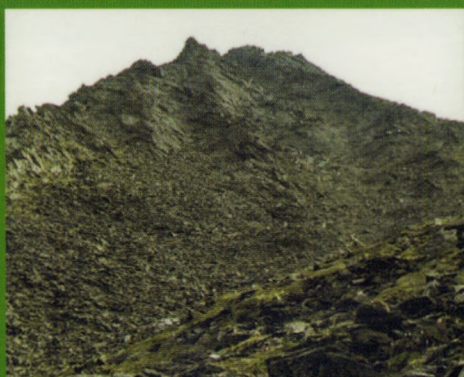
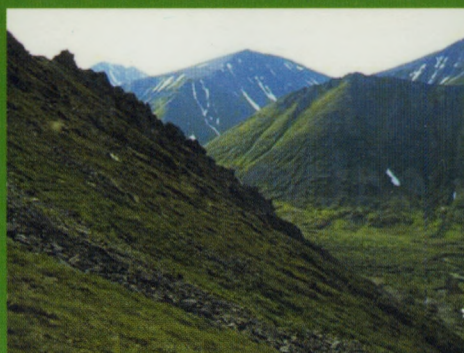
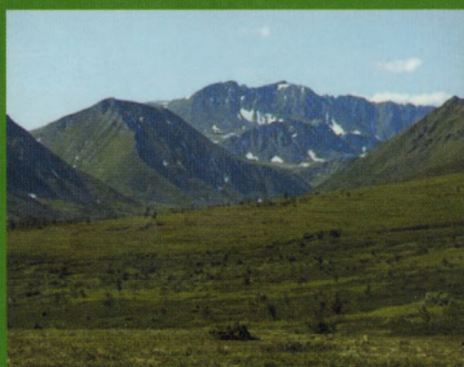
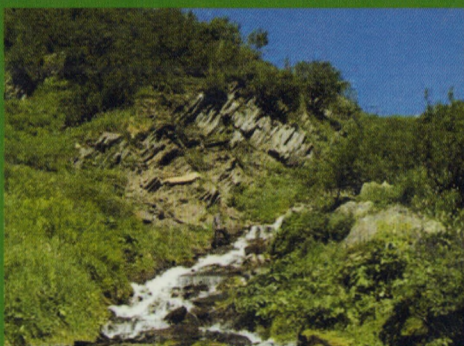


**РАЗВИТИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ
БАЗЫ РОССИИ**



Ю.А. Волченко

ПЛАТИНА УРАЛА

Избранные труды. Том 1

**ЕКАТЕРИНБУРГ
2011**

**Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого**

**Научный совет по проблемам тектоники и геодинамики
Российское минералогическое общество
Уральские отделения**



ПЛАТИНА УРАЛА

**Юрий Алексеевич ВОЛЧЕНКО
Избранные труды
Том 1**

**Екатеринбург
2011**

УДК 553.3

Ю.А. Волченко. Платина Урала. Избранные труды. Т.1. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 453 с.

Книга посвящена памяти крупного исследователя уральских месторождений платиноидов ВОЛЧЕНКО Юрия Алексеевича. Под обложкой собраны избранные опубликованные труды и отчеты, наиболее полно отражающие этапы полувекового научного пути Юрия Алексеевича и раскрывающие наиболее значимые его открытия в области геологии, минералогии и генезиса месторождений и проявлений платиновых металлов Урала.

Последний период жизни Ю.А.Волченко проводил исследования по проектам РФФИ-09-05-12035 офи-м и проекту УрО РАН 09-М-2345-2001 «Освоение недр Земли: инновационное и научно-технологическое развитие горно-металлургического комплекса Урала». В рамках последнего проекта осуществлена подготовка книги к изданию. Предполагается, что избранные труды Ю.А.Волченко будут изданы в 4 томах, первые два из них планируется опубликовать в 2011 году, остальные – когда изменятся действующие правила подготовки книг к печати.

Настоящий том состоит из двух частей: избранные статьи, опубликованные в печати, и производственные отчеты. Все труды структурированы по годам издания, дается ссылка на первоисточник – место и дату первой публикации материала. Данная книга будет полезна широкому кругу читателей, интересующихся проблемами платиноносности.

Отв. редактор. д.г.-м.н. К.С. Иванов
Рецензент. академик В.А. Коротеев

ISBN 978-5-7691-2213-2

©ИГиГ УрО РАН, 2011 г.
©Волченко Ю.А. и соавторы
материалов, 2011 г.

ПАМЯТИ ЮРИЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ВОЛЧЕНКО*

Уральская геология понесла невосполнимую утрату - 30 июня скорпостижно умер ведущий исследователь платиноносности Урала Юрий Алексеевич Волченко.

Ю.А. Волченко родился 13 мая 1937 г. в семье служащих. Отец, А.А. Волченко, был техником-строителем, построившим в Свердловске ряд зданий, сохранившихся до сих пор. Определенное влияние на Юрия Алексеевича в выборе будущей профессии оказала его мать, М.И. Райкова, работавшая геологом петрографической партии Уральской комплексной съемочной экспедиции Уральского геологического управления, и отчим, П.И. Аладинский, возглавлявший экспедицию, а затем назначенный главным геологом управления.

После окончания средней школы Ю.А. Волченко поступил в 1955 г. на геологический факультет Свердловского Горного института им. В.В. Вахрушева, который закончил в 1960 г., получив отличное базовое образование и специальность горного инженера-геолога. По распределению он был направлен в Читинское геологическое управление, где участвовал в работах по геологической съемке и поискам золото-редкометального оруденения. В 1964 г. вернулся на Урал и в течении трех лет работал в поисковых партиях Уральской комплексной съемочной экспедиции. Почувствовав вкус и способности к исследовательской работе, в 1967 г. поступил в очную аспирантуру Института геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР. После ее окончания в 1970 г. зачислен младшим научным сотрудником лаборатории эндогенной металлогении Института геологии и геохимии УФАН СССР, а с 1986 г. и до последних дней был старшим научным сотрудником.

Первая самостоятельная исследовательская работа Ю.А. Волченко датируется 1970 годом - «Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива» (Ежегодник-1969 Института геологии и геохимии УФАН СССР; Свердловск). До последних дней он не выпускал из поля зрения вопросы минералогии, геохимии и металлогении уникального Платиноносного пояса Урала и внес существенный вклад в их решение. Используя индикаторную роль платиноидов, он в соавторстве с другими исследователями обосновал выделение двух типов зональности в базит-гипербазитовых массивах Платиноносного пояса - дунит-клинопироксенит-тылаитовый и ферродунит-клинопироксенит-габбро-норитовый, тем самым предвосхитив доминирующее в настоящее время мнение о гетерогенности базит-гипербазитовых комплексов пояса. Детально изучив геохимию и минералогию платиноидов в окружающих знаменитую Госшахту дунитах на Нижнетагильском массиве, Ю.А. Волченко обнаружил существование отрицательных ореолов платины, позволившее ему предложить флюидно-метасоматическую модель формирования коренных месторождений

* Литосфера. 2010. № 4. С. 173–174.

платины в дунитах Платиноносного пояса - источнике уникальных платиновых россыпей. Несомненной заслугой Юрия Алексеевича является открытие нового на Урале типа платиноидных руд - малосульфидного золото-платино-палладиевого, названного им Баронским.

Параллельно с изучением Платиноносного пояса Ю.А. Волченко исследовал хромитоносность и платиноносность расслоенных интрузий западного склона Урала и на примере хромитовых руд Сарановского месторождения показал их существенно осмий-рутениевую специализацию. Несколько лет он посвятил изучению геохимии и минералогии габбро-диабазов западного склона и установил, что благороднометальное оруденение в них представлено золото-платино-палладиевым типом.

Важные научные и практические результаты были получены Юрием Алексеевичем при изучении геохимии элементов платиновой группы в альпинотипных массивах Урала. На примере массива Рай-Из он впервые в мире установил специализацию высокохромистых руд на тугоплавкие платиноиды - Os, Ru, Ir. В дальнейшем, и на значительно большем материале, этот вывод он подтвердил при изучении уникальных кемпирсайских хромитовых месторождений. В ходе массивованного опробования уральских гипербазитов на элементы платиновой группы им установлена зависимость состава и количественных соотношений платиноидов от состава вмещающих пород и впервые обосновано выделение двух типов распределения платиноидов в альпинотипных ультрамафитах, названных им субхондритовым - в слабо дифференцированных гарцбургит-лерцолитовых сериях и ахондритовым - в дунит-гарцбургитовых комплексах.

Последние годы жизни Юрий Алексеевич посвятил изучению платиноносности колчеданных руд, скарнов, углеродсодержащих черносланцевых толщ и никеленосных кор выветривания. В итоге всех проведенных исследований им был выявлен главный тренд фракционирования платиновых металлов - уменьшение роли тугоплавких платиноидов и повышение роли легкоплавких металлов в ходе развития подвижных систем.

Работы Ю.А. Волченко привели к открытию новых для Урала типов платиноидного концентрирования (нероссыпеобразующих проявлений платиновых металлов в хромитах и титаномagnetитах, медносульфидно-титаномagnetитовых рудах, а также в колчеданах, скарнах и черных сланцах) и позволили обосновать фундаментальные закономерности его размещения в складчатых поясах уральского типа.

Полученные важные результаты позволили Ю.А. Волченко стать ведущим автором Карты платиноносности Урала масштаба 1 : 500 000 (1992 г.), составленной коллективами Института геологии и геохимии УрО РАН и Уралгеолкома.

Юрия Алексеевича всегда отличала практическая направленность исследований, желание довести результаты работы до промышленного использования. Еще будучи молодым специалистом, он стал первооткрывателем редкометального месторождения в Читинской области. Работая в УКСЭ, открыл два перс-

пективных рудопроявления редких металлов. В советский период инициативно работал с производственными организациями по хоздоговорным темам и был одним из главных источников хоздоговорного финансирования Института геологии и геохимии. И в дальнейшем, в постперестроечное время, активно участвовал в многочисленных программах. Обнаружив повышенную платинометальность титаномагнетитовых руд Качканара, хромитовых руд ГРП Сарановского и Кемпирсайского массивов, он вошел в контакт с институтами, занимающимися технологиями извлечения благородных металлов, и включился в разработки методов извлечения.

Работы Ю.А. Волченко давно получили всесоюзное, российское и международное признание. Он - автор более 200 печатных и рукописных трудов, в том числе ряда зарубежных статей, пяти коллективных монографий и двух препринтов. Неоднократно участвовал с докладами на международных и всероссийских съездах и симпозиумах. Разработки Ю.А. Волченко не раз входили в перечень основных достижений Отделения наук о Земле АН СССР. В 1981 г. он был удостоен серебряной медали ВДНХ СССР.

В основе перечисленных успехов лежит тщательность проведенных исследований. Под его руководством в Институте геологии и геохимии УрО РАН был поставлен комбинированный химико-спектральный метод определения платиноидов и золота в породах, минералах, оксидных и сульфидных рудах; точность анализов контролировалась результатами анализов международных стандартов. Зная надежность получаемых в лаборатории результатов, к Ю.А. Волченко неоднократно обращались ученые из других регионов России с предложениями совместного изучения геохимии элементов платиновой группы.

Юрий Алексеевич был увлеченным исследователем и находился на переднем крае изучения платиноносности Урала. Ему всегда не хватало времени, в том числе на подведение итогов в форме диссертационных работ. Тем не менее, исследователи, знавшие его только по публикациям, были уверены в том, что он давно защитил диссертацию на самую высокую научную степень.

С уходом Ю.А. Волченко из жизни закончилась целая эпоха в изучении минералогии, геохимии и металлогении платиновых металлов Урала. Трудно представить, что в ближайшее время, а возможно, и в будущем, появится такой талантливый и упорный исследователь, каким был Юрий Алексеевич, чтобы продолжить комплексное изучение поведения платиноидов на всех этапах развития подвижных поясов.

В заключение следует отметить, что основная ценность накопленного Ю.А. Волченко за 40-летний период фактического материала заключается в огромной аналитической базе по геохимии благородных металлов. К сожалению, в многочисленных, доступных в открытой печати, публикациях Юрия Алексеевича эти данные отсутствуют. Было бы замечательно опубликовать их вместе с привязкой и кратким описанием анализируемых образцов.

Коллеги, друзья.

СОСТАВ ПЛАТИНОИДОВ И ЗОЛОТА ГУСЕВОГОРСКОГО ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)*

Пространственная приуроченность к Гусевогорскому габбро-пироксенитовому массиву богатых, ныне отработанных элювиально-делювиальных платиновых и золото-платиновых россыпей подмечена давно. Большими объемами опробовательских работ, выполненных в процессе детальной разведки Гусевогорского титано-магнетитового месторождения, и более поздними минералого-геохимическими исследованиями установлено повышенное содержание платиновых металлов и золота в рудах и породах массива. По Л.В. Разину и нашим данным, в пироксенитах наряду с платиной в значительных количествах присутствует палладий (до 0,3 г/т и выше), что, вероятно, и позволило ранее некоторым исследователям предполагать в качестве характернейшей особенности существование в этом типе месторождений самородного палладия, палладистой платины и других палладийсодержащих минералов платиновых металлов.

Для исследования состава платиноидов и золота в рудах и породах массива изучен золото-платиновый концентрат, полученный из Гусевогорского титаномагнетитового месторождения. Небольшая часть зерен выделена из протолок; преобладающая часть получена при отсадке хвостов от переработки руд Главной залежи месторождения.

Определение химического состава минералов, характера распределения некоторых элементов внутри минеральных зерен выполнено нами с помощью рентгеноспектрального микроанализатора ЖХА-3А во Всесоюзном институте минерального сырья. У всех выделенных минералов исследованы различные физические свойства: поведение в поляризованном свете, отражательная способность, микротвердость и др. Результаты исследований приведены в табл. 1 и 2.

Помимо установленных ранее и детально изученных нами поликсена, осмистого иридия и самородного золота, впервые в подобном типе месторождений открыты и изучены следующие минералы: $(Ru, Os)_2S_5$, осмий самородный, ферроплатина, медистое золото и электрум. Новое природное соединение рутения и осмия с серой — $(Ru, Os)_2S_5$ — является собственной и, вероятно, единственной минеральной формой вхождения рутения в платиновые руды пироксенитового типа, так же как открытый задолго до этого лаурит RuS_2 для уральских месторождений дунитового типа. Для осмия самородного, открытого как новый минеральный вид в россыпной платине, данная находка в коренном залегании первая. Медистое золото встречено в серпентинитах, что согласуется с данными Рамдора о широком распространении различных соединений меди и золота в этом типе пород.

* Впервые опубликовано в издании: Ежегодник-1969. ИГГ УФАИ СССР. Свердловск, 1970. Изд. УФАИ. С. 188–192.

Таблица 1

Состав и физические свойства минералов платиновых металлов

Минерал	Химический состав, вес %						Отражательная способность в воздухе		Анизотропия, двуотражение	Цвет, оттенок	Микротвердость	
	Pt	Pd	Os	Ir	Fe	Cu	λ , мкм	R, %			Нагрузка Г	$\frac{H_{min} - H_{max}}{H_{ср}}$ кг/мм ²
Поликсен Pt, Fe	85,6	2,0	-	-	10,0	1,1	465	62,2	Ярко-белый	50	$\frac{370,0-537,0}{444,0}$	
	87,3	1,2	-	-	10,0	0,6	551	65,9				
	88,0	1,1	-	-	10,0	1,0	658	68,8				
	90,0	1,0	-	-	9,4	0,6						
	90,5	1,6	-	-	9,6	0,7						
91,3	1,2	-	-	8,4	0,7							
89,0	-	-	2,2	8,4	0,5							
Ферроплатина Pt, Fe	79,0	1,0	-	-	16,0	1,8	465	54,0	Белый	50	$\frac{230,0-340,0}{308,6}$	
	80,0	1,0	-	-	15,0	1,5	551	56,2				
Осмий самородный Os	-	-	98,0	0,78	-	-	465	60,3	Голубой (на фоне поликсена)	20-50	$\frac{390,0-600,0}{449,0}$	
	-	-	98,0	0,80	-	-	551	55,0				
	-	-	98,5	-	-	-	658	50,0				
Сысертскит Os, Ir	-	-	79,0	18,0	-	-	465	62,0(50,9)	Голубовато-серый (на фоне поликсена)	20-50	$\frac{530,0-811,0}{650,0}$	
						551	57,4(45,5)					
						658	56,1(46,9)					

Таблица 1 (окончание)

Состав и физические свойства минералов платиновых металлов

Минерал	Химический состав, вес %							Отражательная способность в воздухе		Анизотропия, двуотражение	Цвет, оттенок	Микротвердость	
	Pt	Os	Ir	Ru	Fe	Cu	S	λ , мкм	R, %			Наг-рузка, Г	$\frac{H_{min} - \max}{H_{ср.}}$ кг/мм ²
Невьян-скит Ir, Os	5,2	22,0	72,0	-	0,6	0,3	-	465	63,8	Слабо анизотропный, не двуотражает	Ярко-белый (на фоне поликисеа)	50-70	533,0-693,0 -666,5 -564,0 -1,3
	-	20,1	-	40,8	-	-	40,7	465 551 658	46,1 44,3 40,7				
	-	25,1	-	32,7	-	-	39,0	465 551 658	49,5 47,9 44,1				
(Ru,Os) ₂ S ₅	-	39,0	-	26,1	-	-	37,0			Изотропный	Серый, с голубым, сиреневым и бледно-фиолетовым оттенком	30-50	1200
	-	39,0	-	26,1	-	-	37,0						
	-	39,0	-	26,1	-	-	37,0						

Таблица 2

Состав и физические свойства минералов группы золота

Минерал	Химический состав, вес %				Отражательная способность в воздухе		Цвет, оттенок	Микротвердость	
	Au	Ag	Pd	Cu	λ , мкм	R, %		Нагрузка, Г	$\frac{H_{min}-H_{max}}{H_{cp.}}$ кГ/мм ²
Самородное золото Au, Ag	90,0	9,2	-	-	465	37,7	Ярко-желтый		$\frac{80,4-97,7}{87,0}$
	85,6	13,3	0,4	-	551	68,5			
	82,5	13,3	0,2	-	658	78,5			
Электрум Au, Ag	82,0	16,8	-	-	465	49,4	Зеленовато-желтый	10-15	$\frac{83,0-96,0}{90,0}$
	75,8	18,4	-	-	551	78,4			
					658	86,8			
Медистое золото Au, Cu	64,0	33,4	-	-	465	47,4	Бледно-желтый	10-15	$\frac{84,6-98,5}{91,0}$
					551	69,5			
					658	80,5			
Медистое золото Au, Cu	97,5	-	-	2,8	465	53,3	Белый, розовато-белый	10-15	$\frac{85,0-124,0}{101,0}$
					551	68,8			
					658	71,7			
Медистое золото Au, Cu	97,5	-	-	2,8	465	33,1	Красновато-розовато-желтый	10-15	$\frac{67,0-82,0}{74,0}$
					551	67,5			
					658	85,5			

Ситовой анализ платины и золота, извлеченных из концентрата, показал, что преобладающая часть платины (74,5 %) представлена средними и мелкими зернами (классы +0,8 – +0,28 мм), а золото (63 %) – мелкими зернами (классы +0,4 – +0,2 мм). Крупное золото (класс +1,25 мм) встречается в значительных количествах – 16,7 %. Среди мелкой и тонкой платины преобладает ферроплатина, а среди мелкого и тонкого золота – электрум.

Полученные данные свидетельствуют о том, что большинство платиновых металлов (Pt, Ir, Os, Ru) образует собственные минералы, в то время как резко преобладающая часть палладия и весь родий рассеяны в виде изоморфной примеси в породообразующих силикатах и рудообразующих ферришпинелидах.

Тождественность минерального и близость химического состава «сырой» коренной платины пироксенитового и дунитового типов уральских месторождений позволяет сделать вывод об одинаковых или близких условиях формирования в них концентрированного платинового оруденения и о неправомерности противопоставления этих типов.

Автор пользуется случаем поблагодарить В.П. Быкова, А.С. Авдоница (ВИМС) О.Е. Юшко-Захарову и С.И. Лебедеву (ИМГРЭ) за консультации и помощь в проведении исследований.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ Fe, Pt И Pd В ПЛАТИНОНОСНЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТАХ УРАЛА*

На примере клинопироксенитов Гусевогорского массива, вмещающих титаномагнетитовое месторождение, предпринята попытка изучить различными методами математической статистики характер связей между железом, платиной и палладием. Полимодальный характер распределения железа, титана и ванадия (1)**, являющихся главными рудогенными компонентами месторождения, и наметившийся глубокий генетический смысл этой полимодальности (2) привели нас к мысли о необходимости и возможности дифференцированного рассмотрения характера поведения платины и палладия в процессе формирования пород и руд.

Полимодальность может быть объяснена проявлением нескольких неоднородных геохимических процессов, поэтому рассмотрение кривых такого типа есть изучение конечных реализаций распределений элементов в определенной геохимической цепи. Смещение либо произвольное разбиение совокупностей, как и суммирование концентраций платиновых металлов, неизбежно привело бы к искажению картины связей в результате изложения различных и разновозрастных геохимических процессов. Учитывая, что железо – ведущий компонент месторождения, на основе почти 1500 химических анализов построена кривая его распределения в рудах и породах самой крупной Главной залежи Гусевогорского месторождения (рис. 1, А).

Кривая имеет трехмодальный характер, однако обособлялась еще одна совокупность с содержанием 40-60 % железа общего, которая из-за малого числа членов оценке не подвергалась. Полимодальная кривая распределения может быть разложена графически (3) на три однородные совокупности, распределение содержаний железа в каждой из которых не противоречит нормальному закону (рис. 1, А). Анализ состава пород, слагающих эти совокупности, подтвердил их определенность и, исходя из установленных условий петро-рудогенеза (2, 4-7) позволил наметить их временную генетическую связь. Первая совокупность (от 4 до 12 % железа) включает оливиновые пироксениты с акцессорной вкрапленностью титаномагнетита, сформировавшиеся на месте инициальных дунитов под воздействием генетически связанных с базальтоидной магмой растворов; вторая (от 10 до 24 % железа) представлена безоливиновыми и оливинсодержащими рудными пироксенитами, закономерно сменявшимися оли-

* Ежегодник-1970, ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1971. Изд. УНЦ. С. 87–91.

** Здесь и далее ссылки на печатные работы, а также оформление списка литературы приводятся в соответствии с оригиналом статьи.

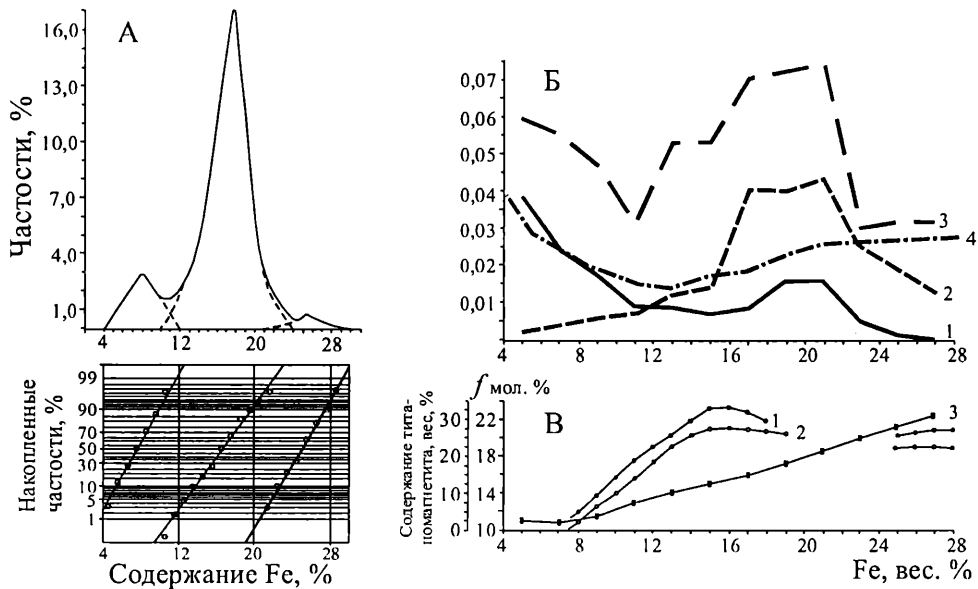


Рис. 1. Зависимость содержаний платины и палладия от вариаций состава пород и руд в Гусевогорском массиве.

А – кривая распределения железа в породах и рудах Главной залежи Гусевогорского месторождения; Б – график изменений средних содержаний Pt, Pd, Pt + Pd по классам железа: 1 – Pt; 2 – Pd; 3 – Pt + Pd; 4 – по В.А.Решитько (8). Pt; Б – изменение железистости сосуществующих оливинов и пироксенов и количество титаномагнетита в различных типах пород и руд Гусевогорского массива: 1 – оливин; 2 – пироксен; 3 – титаномагнетит.

виновые безрудные пироксениты в условиях эволюции базальтоидных растворов в сторону обогащения железом и другими рудогенными компонентами. Породы третьей совокупности (от 21 до 30 % железа) охватывают богатые сегрегационные руды; к ним тяготеют жилы сплошной титаномагнетитовой руды, относящиеся к четвертой совокупности. И те, и другие отвечают стадии позднейшего преобразования руд и пород в локальных зонах.

Последующие усилия сосредоточивались на расшифровке поведения платины и палладия в изменяющихся условиях, отвечающих выделенным стадиям формирования пород и руд. Основываясь на данных пробирного анализа на платину, выполненного в Исковской лаборатории в процессе проведения детальной разведки месторождения, установлен следующий характер поведения платины по стадиям его формирования: в породах первой и третьей совокупностей распределение содержаний не противоречит логнормальной модели; в образованиях же второй совокупности оно аппроксимируется сложным законом распреде-

ления. Неожиданная смена модели распределения в процессе формирования титаномагнетитовых руд не могла быть однозначно истолкована, поскольку не было уверенности в том, что цифровые данные пробирного анализа характеризуют концентрации только одной платины. Поэтому отдельно рассмотрены результаты определений содержаний Pt, Pd, Pt + Pd примерно в 300 пробах, отобранных из Главной залежи месторождения. Пробы анализировались в Полевской химической лаборатории Уральского территориального геологического управления и лаборатории Качканарского горно-обогатительного комбината пробирно-спектральным и пробирно-химическим методами с чувствительностью 0,01-0,05 г/т Pt и Pd. Построенные графики изменений средних содержаний Pt, Pd и Pt + Pd по мере роста содержаний железа сопоставлялись с аналогично построенным В.А. Решитько (8) по данным разведочного опробования графиком Pt – Fe (рис. 1, Б). Оказалось, что левые ветви наших графиков Pt – Fe, Pt + Pd – Fe близки и даже тождественные этой части графика В.А. Решитько при абсолютных значениях содержаний на один порядок меньше. Что касается правой ветви его графика, то она близка таковой графика Pt – Fe и Pt + Pd – Fe также с разницей примерно на порядок в абсолютных значениях. Для исследованных графиков характерно устойчивое снижение содержаний платины по мере увеличения концентраций железа с незначительным ростом первой в области богатых руд (18-22% Fe), и непрерывное аддитивному железу увеличение концентраций палладия с максимумом в том же интервале. Изложенное приводит к выводу о существовании платинового пика в области низких значений содержания Fe (первая совокупность пород) и существенно палладиевого максимума в области высоких содержаний Fe (породы второй совокупности). Необходимо отметить, что установленная взаимозаменяемость платины палладием в течение геологической истории формирования титаномагнетитовых клинопироксенитов тесно увязывается со сменой пироксен-оливиновых парагенезисов с низкой (10-12 мол. %) железистостью оливина и пироксена и акцессорным титаномагнетитом (меньше 5 вес. %) на оливин-пироксеновые с высокой (20-25 мол. %) железистостью сосуществующих минералов и большим количеством (10-20 вес. %) свободного титаномагнетита (рис. 1, В). Становится понятной смена модели распределения, которая может быть удовлетворительно объяснена и заменой одного платиноида другим и возможным изменением форм вхождения платины на разных стадиях рудогенеза.

Выявленные тренды поведения платиноидов оценивались на основе применения более строгого статистического приема – метода сопряженности признаков К. Пирсона (9). Этот метод позволяет ответить на главный вопрос: насколько статистически существенны связи между изучаемыми признаками. Расчетами доказана достоверность связей содержаний палладия и железа и роста встречаемости проб со значащими содержаниями платины при увеличе-

нии размеров зерен минералов в породах и рудах. Эти связи подвергались дальнейшей численной оценке. Так для связи палладий – железо вычислено корреляционное отношение (η), равное 0,50. Не слишком высокая величина η не позволила аппроксимировать кривую центров условных распределений палладия по классам железа аналитической зависимостью. Однако, учитывая трактовку смысла η , данную О. Ланге (10), есть основания предполагать существование значительного числа общих факторов, приведших к взаимосвязи процессов накопления железа и палладия. Далее исследование этой связи представляло попытку загрубленного, но отражающего реальные тенденции в распределении палладия, геологического прогнозирования. С этой целью в таблице распределения Pd – Fe были приняты лишь две градации по палладию: пробы со значимыми содержаниями и «пустые» пробы. Осуществлялся приближенный переход от эмпирических частностей попадания значимых проб по палладию в той или иной класс по железу к их вероятностям. Допускалось чисто теоретически, что для всех 9 интервалов по железу у нас имеются выборки по 100 проб в каждой, и задавался вопрос: какова вероятность встретить в любой из этих выборок задаваемое количество проб (от 5 до 10, от 10 до 15 и т.д.) со значащими содержаниями палладия. Расчет производился с помощью интегральной теоремы Лапласа (11). Рассмотрение ограничений, накладываемых на применение этой теоремы, привело нас к убеждению в возможности ее использования. Градации с наиболее высокими ожидаемыми вероятностями ($\Sigma p_i = 95\%$) для каждого класса по железу нанесены на график. В результате этого намечена ограниченная прогнозная зона изменения количества значащих проб по палладию для всего процесса формирования титаномагнетитовых руд (рис. 2, Б). Наибольшие количества значащих проб ожидаются в интервале с содержаниями 16-22 % Fe. Учитывая, что именно этот интервал характеризуется самыми высокими X палладия, можно сделать вывод, что рудные пироксениты с подобным содержанием железа наиболее перспективны в отношении палладия. Аналогичный подход был использован для прогноза вероятностей появления проб со значимыми содержаниями платины в трех структурных типах клинопироксенитов: тонко-, мелко (до 2 мм), средне (2-5 мм) и крупнозернистом (> 5 мм). Из рассмотрения полученного графика (рис. 2, А) видно, что наряду с резким увеличением количества значащих проб, в перекристаллизованных разностях пород и руд возрастает X платины и уменьшается V, что позволяет считать порфировидные и крупно-гигантозернистые пироксениты более перспективными в отношении Pt образованиями по сравнению с тонко-мелкозернистыми их разностями.

История формирования клинопироксенитов Гусевгорского массива, несущих вкрапленное титаномагнетитовое оруденение, представляет собой длительный многостадийный процесс смены минеральных парагенезисов, в течение

которого изменялись связи железа с платиной и палладием и между последними. Установленная графически обратная связь платины с железом, как и отсутствие палладия, обусловлены в оливиновых пироксенитах их образованием за счет инициальных платиноносных дунитов, содержащих очень низкие концентрации палладия. Перераспределение и частичный вынос платины в ходе этого процесса предопределили, возможно, относительное обогащение ею рудных пироксенитов, содержащих 18-22 % Fe, формирование которых, по имеющимся геологическим данным, происходило на фронте процессов рудообразования. Появление и накопление палладия связано, скорее всего, с процессом формирования титаномагнетитовых руд в условиях его привноса рудообразующими флюидами, генетически связанными с базальтоидным источником. Установленный эффект накопления платины и палладия в перекристаллизованных рудах и породах пропорционально содержаниям этих элементов в перекристаллизуемом субстрате объясняет изменчивость поведения платины и палладия в объектах, слагающих третью и четвертую совокупности.

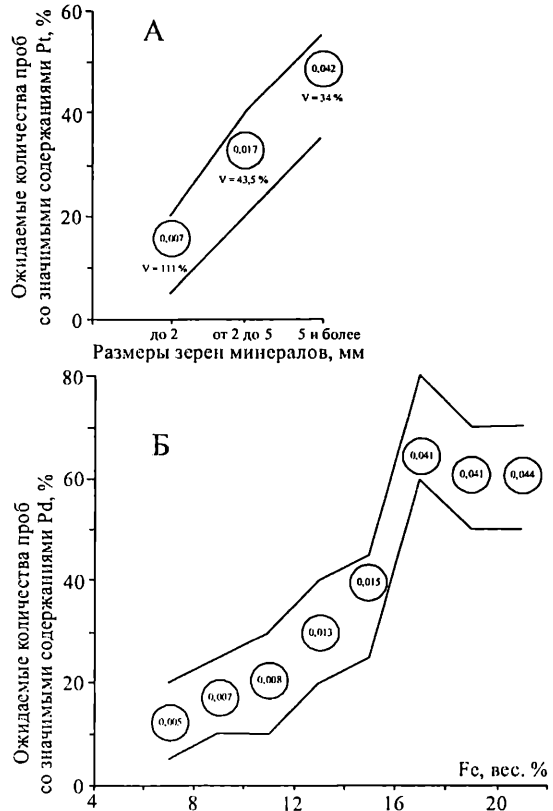


Рис. 2. Наиболее вероятные 95%-ные прогнозные зоны изменений количества значащих проб по платине в зависимости от размеров зерен минералов (А) и палладию в зависимости от содержаний железа (Б).

В кружках – средние арифметические значения Pt, Pd, г/т, по градациям.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Н. Ивченко, П.П.Бастан. Горный ж., № 12, 1965.
2. Д.С. Штейнберг, В.Г.Фоминих. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1967, ч. 96, вып. 2.
3. С.А.Шварц. Приложение математической статистики к анализу процессов коксохимического производства. Харьков, Металлургиздат, 1962.
4. Д.С. Штейнберг. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, вып. 4.

5. Д.С. Штейнберг. Труды Второго Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960.
6. В.Г. Фоминых, П.И.Самойлов, Г.С. Максимов, В.А.Макаров. Пироксены Качканара. Свердловск, 1967 (Урал. фил. АН СССР).
7. А.А.Ефимов. Ежегодник Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1970 (Урал. фил. АН СССР).
8. В.А.Решитько. Изв. высших учебных заведений, Геология и разведка, № 5, 1967.
9. В.Н.Бондаренко. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970.
10. З. Павловский. Введение в математическую статистику. М., «Статистика», 1967.
11. В.Е. Гурман. Введение в теорию вероятностей и математическую статистику. М., «Высшая школа», 1966.

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГУСЕВОГОРСКОГО ГАББРО-ПИРОКСЕНИТОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ) И ПОВЕДЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ И ЗОЛОТА В ХОДЕ ЭТОГО ПРОЦЕССА*

Автор в течение нескольких лет занимался петрологическими и геохимическими исследованиями в связи с решением проблемы платиноносности Гусевогорского массива. В результате проведенного детального картирования в карьере Главной залежи (рис. 1), геологических наблюдений по Западной и Северной залежам Гусевогорского титаномagnetитового месторождения, с учетом данных других исследователей (Решитько, 1959, 1967; Фадеичев, 1961; Фоминых и др., 1967; Ефимов, 1963) установлено, что в истории формирования Гусевогорского массива отчетливо намечается пять последовательных этапов; в большинстве из них оказывается можно выделить и ряд стадий.

Первый этап привел к формированию протоинтрузии (термин А.А. Ефимова, 1963) дунитов выдержанного состава, по-видимому, аналогичных дунитам Светлого и Вересового бора, слагающим западную и северо-западную части Качканарского комплекса. В пределах Гусевогорского массива продукты первого этапа встречаются в виде многочисленных разноразмерных реликтовых участков неправильной, либо пластообразной формы, сложенных сильно серпентинизированными метадунидами и верлитами с минимальной (10-13 мол. %) железистостью оливина и пироксена. Эти участки встречаются исключительно среди оливиновых пироксенитов (см. рис. 1).

Второй этап характеризуется широким проявлением процессов метасоматизма, вызванных воздействием на дунитовую протоинтрузию глубинных флюидов, обогащенных Са, Al, Si, что привело к массовой пироксенизации и образованию на ее месте массива оливиновых пироксенитов с многочисленными реликтовыми участками метадунитов и верлитов. Имевшее при этом место перераспределение железа, содержащегося в дунитах, не могло привести (в чем убеждают несложные расчеты баланса железа) к возникновению крупных участков с промышленной концентрацией, а лишь способствовало повсеместному образованию акцессорной вкрапленности магнетита (1-5, максимально до 10 вес. %) в оливиновых пироксенитах. В статистически установленных границах этого массового процесса (Волченко, Вилесов, 1971) железистость сосуществующих оливина и пироксена варьирует соответственно от 14 до 16 и от 11 до 15 мол. % (рис. 2).

Специфические же черты Гусевогорского массива, как крупнейшего месторождения вкрапленных титаномagnetитовых руд во многом, по-видимому,

* Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972. УНЦ АН СССР. С. 64-68.

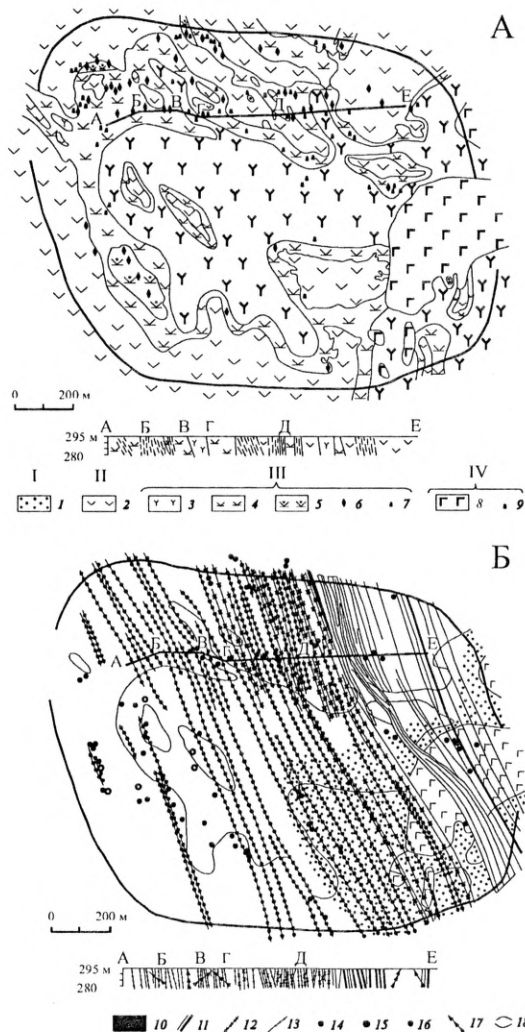


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Главной залежи Гусевогорского месторождения (карьер). Составлена Ю.А. Волченко (с учетом данных В.А. Макарова, В.Г. Фоминых и геологической службы Качканарского ГОКа). а – образования ранних этапов, б – образования поздних этапов.

1 – метадуниты, верлиты; 2 – оливковые пироксениты; 3 – магнетитовые пироксениты; 4 – оливковые магнетитовые пироксениты; 5 – магнетитовые оливиниты, магнетитовые верлиты; 6 – участки с интенсивным проявлением процесса оливинизации; 7 – оливин-титаномангнетитовые жилы; 8 – габброизированные пироксениты; 9 – сегрегационные жилы сплошной титаномангнетитовой руды; 10 – амфиболизированные пироксениты; 11 – серии маломощных сближенных жил андезитов; 12 – серии маломощных сближенных жил олигоклазитов; 13 – жилы и дайки плаггиоаплитов и плаггиопегматитов; 14-16 – участки с интенсивно проявленной сульфидизацией (14), серпентинизацией (15), амфиболизацией (16); 17 – зоны дробления пород; 18 – проектные контуры карьера Главной залежи.

определяется третьим этапом, который характерен качественным изменением процессов метасоматизма. Последнее обусловлено резким изменением состава метасоматирующих флюидов и, возможно, физико-химической обстановки, в которой данные процессы протекали. Все основные особенности третьего этапа связаны с прорывом флюидов, резко обогащенных железом, титаном и ванадием в ряде структурно определенных мест сформировавшегося к тому времени массива оливиновых пироксенитов и образованием среди них, на их месте, огромных участков – залежей, сложенных магнетитовыми пироксенитами (диаллагитами). Заметим, что в отличие от оливиновых пироксенитов они резко обогащены магнетитом (15-20 вес. %) и характеризуются максимальной железистостью сосуществующих оливина и пироксена 22-26 и 18-24 мол. % соответственно (см. рис. 2). Морфология и внутреннее строение таких участков, сложенных магнетитовыми пироксенитами, очень сложны, что определяется их соотношением с образованиями второго (и первого) этапа. Оливиновые пироксениты слагают периферические части рудных залежей и встречаются внутри последних в виде реликтовых пятно-полоскообразных блоков (см. рис. 1). В отличие от данных ряда исследователей (Фоминых и др., 1967; Ефимов, 1963) о постепенности перехода от оливиновых к магнетитовым пироксенитам, нами установлено отсутствие ее, свидетельствующее о дискретности процесса и проявляющееся в образовании на контактах магнетитовых и оливиновых пироксенитов специфических реакционных пород, резко обогащенных магнетитом и оливином – оливиновых магнетитовых пироксенитов (типа косьвитов). Для этих пород характерно устойчивое содержание железа (19-24 %), еще большая, по сравнению с магнетитовыми пироксенитами, обогащенность магнетитом (20-30 вес.%), но несколько пониженная по сравнению с ними железистость сосуществующих оливина и пироксена – 18-21 и 17-19 мол. % соответственно (см. рис. 2). Переход от магнетитовых пи-

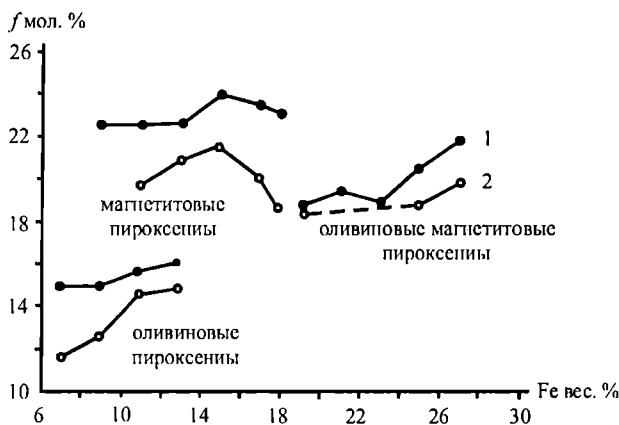


Рис. 2. График зависимости железистости сосуществующих оливинов (1) и пироксенов (2) от общего содержания железа в различных типах пород и руд Гусевгорского массива.

Оливиновые пироксениты – 22 определения; магнетитовые пироксениты – 20 определений; оливиновые магнетитовые пироксениты – 13 определений.

роксенитов к оливиновым магнетитовым пироксенитам происходит постепенно, что прослеживается по плавному возрастанию содержания магнетита и подобному небольшому снижению железистости породообразующих силикатов. Напротив, переход от оливиновых магнетитовых пироксенитов к замещаемым оливиновым пироксенитам резкий, скачкообразный, несмотря на отмечаемое иногда небольшое (от 8 до 10 вес. %) увеличение содержания железа в оливиновых пироксенитах в зоне контакта. Ширина реакционных зон, сложенных оливиновыми магнетитовыми пироксенитами, изменяется от нескольких метров до 10-20-50 м, в единичных случаях до 100-200 м (см. рис. 1). В этих зонах широко развиты процессы высокотемпературного магниевого метасоматоза, приводящие к образованию как многочисленных цепочечных агрегатов, полосовидных и пятнообразных скоплений новообразованного оливина с железистостью 19-22 мол. % (последний часто совместно с титаномagnetитом), так и более крупных разнообразных по форме тел магнетитовых оливинитов и магнетитовых верлитов, которые встречаются именно здесь, среди оливиновых магнетитовых пироксенитов.

Четвертый этап охватывает процессы пострудного преобразования пород Гусевгорского массива под воздействием флюидов, обедненных элементами семейства железа, но обогащенных наряду с кальцием и алюминием летучими компонентами (хлор, сера и др.). Эти флюиды, обогащенные минерализаторами, во многом унаследовали пути проникновения от предыдущего этапа и избирательно использовали благоприятную зону контакта оливиновых и магнетитовых пироксенитов. Для этого этапа характерно массовое проявление процессов габброизации пироксенитов, вплоть до образования пород типа тылаитов и лейкогаббро, формирование широкого ореола амфиболизации на фронте процессов габброизации, интенсивное проявление процессов перекристаллизации с образованием сегрегационных жил – шлиров титаномagnetитовых руд. Абсолютное большинство последних находится либо среди пегматоидных оливиновых магнетитовых пироксенитов, либо в участках оливиновых пироксенитов и магнетитовых пироксенитов, непосредственно примыкающих к этой зоне повышенной проницаемости. С основными процессами четвертого этапа сопряжено формирование разнообразных по составу метасоматических жил (гусевитов, габбро-пегматитов, микрогаббро, анортозитов и др.), а также образование локальных зон интенсивной амфиболизации, серпентинизации и сульфидизации.

Заключительный, пятый, этап в истории формирования Гусевгорского массива связан с внедрением к северу от него интрузии плагиогранитов и формированием Гусевгорского жильного поля, представляющего собой ориентированный штокверк (см. рис. 1). Среди лейкократовых жильных пород, слагающих его, нами выделены (в порядке возрастной последовательности от древних к молодым) следующие разности: андезиниты, олигоклазиты, плагиоаплиты и

плаггиопегматиты, кварц-плаггиоклазовые и кварцевые жилы. Положение в общей истории формирования массива небольших интрузий габбро-норитов, установленных А.А. Ефимовым (Ефимов, 1970), как и магматических жил микрогаббро, требует уточнения, но, по-видимому, время их внедрения близко четвертому этапу.

В предыдущих работах (Волченко, 1970; Волченко, Вилисов, 1971) мы постарались показать тесную связь поведения платиноидов и истории формирования массива и существенное различие геохимических путей платины и палладия в этом процессе. Чрезвычайно важно и интересно, используя прецезионные определения платины, палладия и золота, выявить основные тенденции поведения этих элементов, учитывая установленную этапность формирования массива. С этой целью в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УНЦ АН СССР химико-спектральным методом выполнен анализ 60 проб, охватывающих все типы пород и руд массива (химическое обогащение проб – Л.И. Меттих; спектральное окончание – Л.И. Коленко). Золото в этих пробах определялось активационным методом в лаборатории ядерного анализа Уральского территориального геологического управления (Н.Д. Гутин). Чувствительность определений: платина – 0,0005 г/т; палладий – 0,0005 г/т; золото – 0,0003 г/т. Основные результаты сводятся к следующему. При образовании на месте инициальных платиноносных дунитов массива оливиновых пироксенитов происходит перераспределение платины, содержащейся в первых. Замещение же оливиновых пироксенитов магнетитовыми приводит к заметному выносу платины (что фиксируется пониженным ее содержанием в магнетитовых пироксенитах) и некоторому обогащению ею оливиновых магнетитовых пироксенитов и других пород, сформировавшихся в результате процессов замещения. Процессы четвертого этапа, с одной стороны, содействовали дальнейшему рассеиванию платины (габброизация, амфиболизация и др.), а с другой – привели к некоторому накоплению ее в сегрегационных жилах – шлирах титаномagnetита, что обусловлено установленной высокой (по сравнению с оливином, пироксенитом и другими минералами) концентрирующей способностью ферришпинелидов и предопределило, как минимум, высокую фоновую платиноносность этого типа руд. Лейкократовые жильные породы Гусевых Гор, являющиеся самыми молодыми образованиями массива, не содержат платины в уловимых количествах. Таким образом, устанавливаются два относительных максимума содержания платины, один из которых приурочен к безрудным оливиновым пироксенитам, а другой – к самым богатым рудам (оливиновым магнетитовым пироксенитам и находящимся среди них жилам сплошной титаномagnetитовой руды), которые составляют лишь небольшую часть руд Гусевогорского титаномagnetитового месторождения. Основная же масса руд месторождения характеризуется минимальными и, как оказалось, фоновыми содержаниями платины, т.е. практически не платиноносна. Для палладия, в отличие от платины,

не устанавливается преимущественной концентрации в ранних образованиях массива, что не противоречит данным, полученным ранее О.Е. Юшко-Захаровой (Юшко-Захарова и др., 1970) и нами (Волченко, 1970; Волченко, Вилесов, 1971). Напротив, метадуныты, верлиты, оливковые пироксениты характеризуются близкими и минимальными содержаниями палладия. Появление в заметных количествах и накопление палладия связано с этапом формирования титаномагнетитовых руд, при этом максимальные концентрации палладия приурочены к очень богатым (18-24 % Fe) рудам – оливковым магнетитовым пироксенитам и др. В продуктах четвертого этапа накапливается еще большее количество палладия. В лейкократовых жильных породах он содержится в следовых количествах. Можно говорить о том, что все титаномагнетитовые руды Гусевогорского месторождения вообще, а богатые – в особенности палладиеносны. Однако установленное нами ранее (Волченко, 1970) и подтвержденное Л.В. Разиным (Разин, Юркина, 1971) отсутствие собственно-палладиевых минералов в рудах месторождения ставит под вопрос возможность извлечения палладия из гусевогорских руд. Различие геохимических путей платины и палладия подчеркивается резким изменением величины отношения Pt/Pd в породах и рудах в процессе формирования массива от 20-10 в образованиях первого и второго этапов, до 10-3 в образованиях третьего этапа и до 1 в габброизированных пироксенитах и других породах четвертого этапа.

Поведение золота своеобразно. В породах ранних этапов и титаномагнетитовых рудах оно содержится в близких и очень небольших количествах и целиком рассеяно в пороодо-рудобразующих минералах. Привнос и накопление золота генетически связаны с четвертым этапом, причем максимальные содержания его отмечаются в продуктах заключительных стадий этого этапа, где концентрация золота на два-три порядка выше, чем в протопородах и рудах. Лейкократовые жильные породы содержат золото в тех же количествах, что и образования ранних этапов, однако, внедряясь, они, возможно, играли роль мобилизаторов, поскольку в реакционных каймах около жил содержание золота резко (на два-четыре порядка) увеличивается. Таким образом, на протяжении большей части истории формирования массива золото ведет себя как геохимически малоподвижный элемент. Существенного привноса извне либо локальной концентрации золота в процессе возможного перераспределения в течение первого-третьего этапов не происходило, что и предопределило практически не золотоносный характер гусевогорских титаномагнетитовых руд.

ЛИТЕРАТУРА

Волченко Ю.А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал). – Ежегодник Института геологии и геохимии УФАН СССР 1969 г. Свердловск, 1970.

Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г. Генетическая природа корреляционных связей Fe, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала. – Ежегодник Института геологии и геохимии УФАН СССР 1970. Свердловск, 1971.

Ефимов А.А. Кытлымский платиноносный массив. – Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1, Свердловск, 1963.

Ефимов А.А. О геологической позиции и внутреннем строении Качканарского массива (Платиноносный пояс Урала). – Ежегодник Института геологии и геохимии УФАН СССР 1969 г. Свердловск, 1970.

Разин Л.В., Юркина К.В. Минералы платиновых металлов в рудах Гусевгорского титаномагнетитового месторождения (Средний Урал). – Геология рудных месторождений, 1971, т. 13, № 2.

Решитько В.А. Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале. – Материалы Первой научной конференции аспирантов. Изд-во Ростовского гос. ун-та, 1959.

Решитько В.А. Платиновое оруденение в брахисинклиналиях Качканарского габбро-перидотитового массива на Урале. – Изв. Высших учебных заведений. Геология и разведка, 1967, № 5.

Фадеевичев А.Ф. Качканарский габбро-пироксенитовый массив и связанное с ним титаномагнетитовое оруденение. – Первое Уральское петрографическое совещание. Путеводитель Тагило-Кушвинской экскурсии. Свердловск, 1961.

Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.А. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.

Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Разина И.С., Черняев Л.А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М., «Недра», 1970.

О ПЛАТИНОНОСТИ САРАНОВСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УРАЛА*

Сложный по внутреннему строению Сарановский габбро-гипербазитовый комплекс является самым северным в цепи хромитоносных существенно гипербазитовых массивов Сарановского пояса, протягивающегося в краевой части миогеосинклинальной зоны уральской геосинклинальной системы. По ряду петрохимических и петрологических критериев комплекс был отнесен [1] к производным базальтовой магмы с отчетливо выраженными элементами внутренней дифференциации [2]. В этом смысле он может быть сопоставлен с известными хромитоносными стратиформными комплексами других регионов (Бушвельд, Стиллуотер, Великая Дайка). Новые данные о формационной принадлежности Сарановского комплекса и анализ некоторых особенностей его геохимической и металлогенической специализации позволили авторам прийти к выводу о вероятной перспективности комплекса в отношении платинометаллической минерализации. Поскольку в литературных источниках отсутствовали данные о содержаниях элементов платиновой группы в породах и рудах Сарановского комплекса, для оценки его платиноносности были проведены специальные геохимические исследования. Результаты их позволили сделать предварительный положительный вывод о перспективности сарановских хромитовых руд в отношении платиноидов.

По опорному геохимическому профилю, пройденному в северной части Сарановского комплекса, отобрано около 100 проб, охватывающих все типы пород и руд. Эксплуатируемые рудные пласты (Западное, Центральное и Восточное рудные тела) и вмещающие их дунит-гарцбургиты опробованы непрерывным секционным бороздовым опробованием с длиной секций 0,25-0,5 м. Отобранные пробы проанализированы на содержание платины, палладия, родия, иридия и осмия. Первые четыре элемента определены спектрохимически в исходных навесках весом 1 г по усовершенствованной методике [3]. Осмий определялся в таких же навесках спектрофотометрически по методике [4]. Сопоставление полученных данных с результатами контрольных анализов 7 проб в Казахском институте минерального сырья (спектрохимический метод) и ЦНИГРИ (метод нейтронной активации), показало удовлетворительную сходимость.

Во всех пробах хромитовых руд и во многих пробах вмещающих пород (дуниты, гарцбургиты, ультраосновные пегматиты) установлены платина, палладий, родий, иридий и осмий в заметных, а иногда и значительных количествах. Ведущий элемент – платина, которая в общем балансе платиноидов слагает от

* Ежегодник-1972 ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1973. Изд. УНЦ. С. 161–163.

70-80 до 95 % их суммы. Изменение доли платины в основном связано с вариациями содержания палладия и родия, количество которых заметно увеличивается по разрезу стратифицированной толщи Сарановского комплекса с запада на восток. Иридий и осмий содержатся в небольших неизмеримых количествах и в общем балансе платиноидов играют малую роль. Максимальные концентрации платиноидов содержатся в хромититовых пластах, заключенных в дунит-гарцбургитах стратифицированного тела.

Средний суммарный уровень содержаний платиноидов в рудах достаточно высок и близок для различных хромитовых пластов. Однако внутри отдельных пластов наблюдаются широкие, не связанные с изменением содержаний хрома, вариации концентраций платиноидов со спорадическим увеличением содержаний в 5-10 раз и более по сравнению с минимальными значениями концентраций в рудах. Построенная на основе 45 анализов гистограмма (см. рис. 1) дает некоторое представление о плотности распределения суммы платиноидов в хромитовых рудах Сарановского комплекса. В гипербазитах и габброидах концентрации платиноидов обычно во много раз ниже, чем в хромититах. Формы вхождения платиноидов в руды и породы еще исследуются. Однако уже имеются некоторые данные, свидетельствующие о наличии собственной платиново-метальной минерализации в рудах Сарановского комплекса: а) высокий средний уровень платиноносности руд при неравномерном распределении платиноидов внутри рудных тел; б) характерный высокий уровень концентраций в них таких малых элементов, как никель, кобальт, медь; в) наличие в хромитовых рудах сульфидной минерализации с набором минералов (пирротин, пентландит, халькопирит и др.), которые типоморфны для платиноносных хромититов стратифицированных базальтоидных интрузий, где они часто находятся в сростании с собственными минералами платиновых металлов [5].

В заключении отметим, что при оценке общего уровня платиноносности сарановских руд следует помнить данные о платиноносности хромититов стратиформных интрузий: Великая Дайка (сумма платиноидов) 5-7 г/т; Стиллиуотер – 3,5 г/т; Токэнтин – 2 г/т и т. д. [6, 7]. Установление повышенных концентраций платины, родия, палладия и других металлов платиновой группы в хромитовых рудах и породах Сарановского габбро-гипербазитового комплекса подтвер-

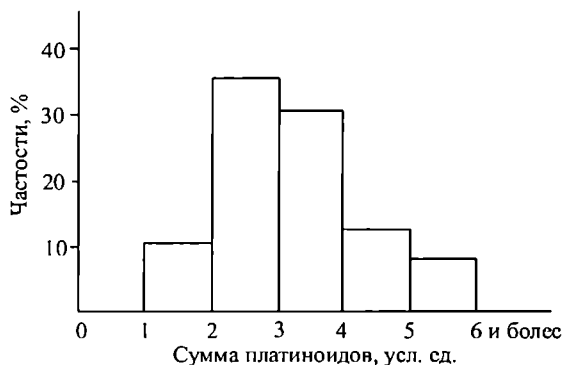


Рис. 1. Гистограмма распределения плотностей суммарных содержаний платиноидов в хромититах Сарановского комплекса (45 анализов).

ждает обоснованность отнесения его к формации стратифицированных базальтоидных интрузий и означает открытие нового для Урала типа платиновых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Д.С. Штейнберг, И.А. Малахов, Г.В. Фоминых. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, ч. 93, вып. 5.

О.К. Иванов. Сарановский магматический комплекс на западном склоне Урала. Автореф. дисс. Свердловск. 1971.

Л.И. Коленко, Л.Н. Ренер, Н.П. Берсенева, Ю.А. Волченко. Труды Восьмого Сибирского совещания по спектроскопии. Иркутск. Изд-во СО АН СССР, 1973.

В.Г. Сильниченко, Ю.В. Долинина. Заводская лаборатория, 1969, № 10.

N.J. Page. Sulfide minerals in the G and Chromitite zones of the Stillwater complex, Montana, Geol. Surv. Prof. paper, 1971, vol. 694.

J. B. Jr. Mertie. Economic geology of the platinum metals, Geol. Surv. Prof. paper, 1969, vol. 630.

R.W. White, J. Motta, V.A. Araujo. Geol. Surv. Prof. paper, 1971, vol. 750-D.

КАЧКАНАРСКИЙ КОМПЛЕКС И ЕГО ТИТАНО-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ*

Качканарский дунит-пироксенит-габбровый комплекс, залегающий среди ордовикско-силурийских вулканогенных толщ Тагильской зоны, расположен в средней части Платиноносного пояса (в 200 км к северу от г. Свердловска). Он вмещает ряд пространственно разобщенных залежей титаномагнетитовых руд, составляющих крупнейшее на Урале рудное поле, часто называемое Качканарской группой титаномагнетитовых месторождений (рис. 2).

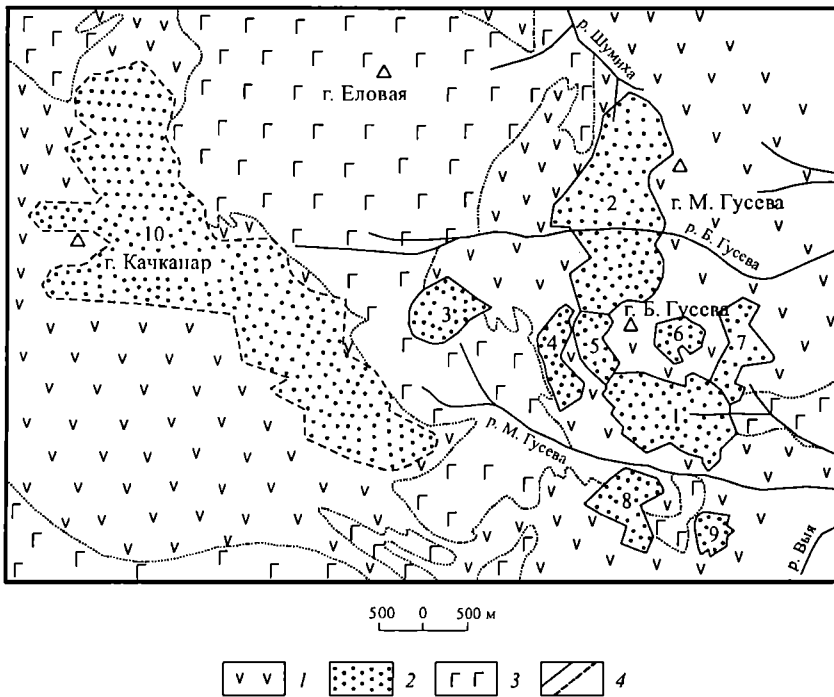


Рис. 2. Схема геологического строения Качканарского рудного поля..

1 – оливиновые пироксениты с участками верлитов и метадунитов, 2 – магнетитовые пироксениты с участками оливиновых разностей руд и оливиновых пироксенитов, 3 – оливиновые, пироксеновые и амфиболовые анортитовые габбро с участками габброизированных гипербазитов и горнблендитов, 4 – границы рудных залежей Гусевогорского и собственно Качканарского месторождений, залежи: (1 – Главная, 2 – Северная, 3 – Западная, 4-6 – Промежуточная, 7 – Восточная, 8 – Южная, 9 – Выйская, 10 – собственно Качканарское месторождение).

* Путеводитель геологических экскурсий к III Уральскому петрографическому совещанию. Свердловск, 1974. Изд. УНЦ. С. 13–21.

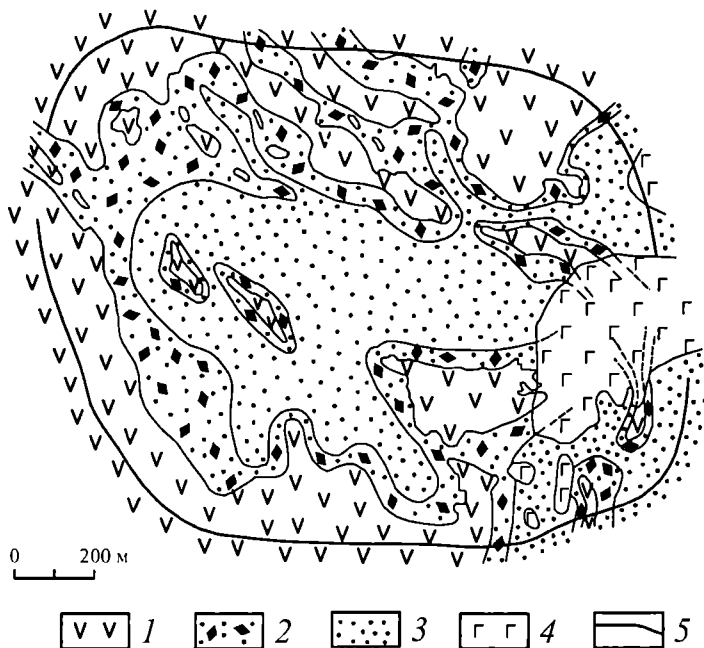


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Главной залежи Гусвогорского месторождения.

1 – оливиновые пироксениты с телами верлитов и метадунитов, 2 – магнетитовые оливиновые пироксениты (с участками магнетитовых верлитов и оливинитов), содержащие прожилковошлировые обособления титаномагнетита, 3 – магнетитовые пироксениты, 4 – амфиболовое анортитовое габбро с участками габброизированных гипербазитов и горнблендитов, 5 – проектные контуры карьера Главной залежи.

Добычные карьеры на Главной, Западной и Северной рудных залежах, а также большое количество других искусственных обнажений, дают на этом объекте прекрасную возможность для ознакомления с положением титаномагнетитового оруденения в гипербазитах и соотношением оруденелых гипербазитов с вмещающими безрудными разностями их, представительный разрез которых демонстрировался ранее на Желтой Сопке и в Кытлымском массиве (маршрут 1).

Исследованиями последних лет установлено (Волченко, Вилесов, 1971; Волченко, 1972; Волченко, Вилесов, Нечеухин, 1974), что Качканарский комплекс сложен четырьмя разновременными породными ассоциациями, одна из которых (1) отвечает исходным гипербазитам, сформированным, как представляется, в подкоровых условиях; две другие (2 и 3) охватывают продукты их прогрессирующего метасоматического преобразования на уровне коры под воздействием базальтоидных источников. Четвертая, наиболее поздняя ассоциа-

ция, представляет собой непосредственно не связанную со становлением Качканарского комплекса геологически самостоятельную группу лейкократовых дайково-жильных образований, так называемых «плагиоклазитов», секущих все типы пород и руд, а также вмещающие комплексы вулканогенные толщи. Все выделенные породные ассоциации обладают индивидуальными геохимическими и металлогеническими особенностями.

Первая породная ассоциация охватывает ряд дуниты-верлиты-оливиновые пироксениты. Полный разрез этих образований, характеризующихся постепенными взаимными переходами, можно наблюдать в западной части Качканарского комплекса (массивы Светлый бор и Вересовый бор). В восточной же части комплекса (Гусевогорский массив) дуниты и верлиты и платиноносная ассоциация здесь представлена почти исключительно крайним членом ряда – оливиновыми пироксенитами. Эти горные породы вскрыты карьерами Главной и других залежей; ими в значительной мере сложены вершины гор Малой и Большой Гусевых. Наиболее полное представление об этом типе пород дает осмотр непрерывного километровой разреза полосчатых и массивных оливиновых пироксенитов по железнодорожной выемке к северу от плотины на р. Вяя.

Оливиновые пироксениты – разномасштабные, иногда крупномасштабные породы полосчатой и массивной текстуры. Для них очень характерна выдержанная на больших площадях строго северо-западная ориентировка грубой и тонкой полосчатости, обусловленной преимущественно полосовидным распределением оливина в породе. Железистость сосуществующих оливина и пироксена в оливиновых пироксенитах соответственно составляет 14-16 и 11-15 мол. %. Постоянно присутствует магнетит в количествах от 1 до 5 вес. %. В этом же разрезе экскурсанты смогут ознакомиться с продуктами позднего преобразования оливиновых пироксенитов и наблюдать секущие их жилы микрогаббро.

Вторая ассоциация, «рудные гипербазиты», распространена среди оливиновых пироксенитов локально в виде зон, охватывающих площади развития титаномагнетитового оруденения. В их состав входят магнетитовые пироксениты,

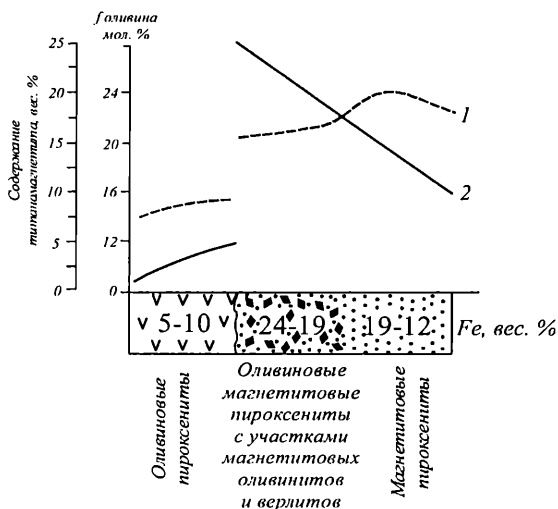


Рис. 4. Обобщенный разрез контакта оливиновый пироксенит-магнетитовый пироксенит.
1 – изменение железистости оливинов, 2 – изменение количества титаномагнетита.

оливиновые магнетитовые пироксениты, магнетитовые верлиты и оливиниты и другие менее распространенные разновидности. Соотношение их с гипербазитами первой ассоциации изучено на примере разреза «оливиновый пироксенит – магнетитовый пироксенит», который будет демонстрироваться экскурсантам в карьере Главной залежи (рис. 3). Установлено, что постепенный переход от магнетитовых к оливиновым магнетитовым пироксенитам, прослеживающийся по плавному возрастанию содержания титаномагнетита (от 10-15 до 20-30 % вес.) и постепенному небольшому снижению железистости силикатов (от 24 до 20 мол. % для оливина и от 21 до 18 мол. % для пироксена) сменяется резким скачкообразным переходом от последних к оливиновым пироксенитам с низкой железистостью силикатов (оливин – 15 мол. %, пироксен – 13 мол. %) и акцессорным титаномагнетитом (1-5 вес. %). Дискретность рассматриваемого разреза по этим параметрам объясняется наличием на контакте магнетитовых пироксенитов с оливиновыми реакционных фронтальных зон богатых (19-24 вес. % железа) титаномагнетитовых руд, обычно содержащих большее или меньшее количество оливина (рис. 4).

Иногда характер перехода осложняется и вуалируется из-за наличия многочисленных пятно-полоскообразных реликтовых блоков оливиновых пироксенитов в зоне контакта. Гипербазиты фронтальных зон и примыкающих к ним участков вмещают подавляющее большинство прожилково-шлировых выделений титаномагнетита и постоянно содержат рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит и др.). Выявленная ступенчатость исследованного разреза свидетельствует, наряду с другими фактами, о бесспорно наложенном на ранние гипербазиты характере титаномагнетитового оруденения.

Магнетитовые пироксениты, являющиеся наиболее широко распространенной разновидью руд, представляют собой монотонные мелко-среднезернистые породы массивной текстуры, состоящая из 75-85 вес. % клинопироксена и 10-20 вес. % титаномагнетита. В акцессорных количествах в рудах постоянно присутствуют ильменит, шпинель, оливин, роговая обманка и другие минералы. Несмотря на кажущуюся простоту состава, вкрапленные малотитанистые ванадийсодержащие руды Качканара – сложные полиминеральные образования. Общее число минералов, установленных к настоящему времени в рудах Качканарской группы месторождений, достигает 40. Исследование состава платиноидной минерализации в рудах на основе представительных технологических продуктов, полученных во время полупромышленных испытаний 1963-1964 и 1972-1973 гг. институтом «Уралмеханобр» и Качканарским ГОКом, позволило выяснить специфику качканарских титаномагнетитов в отношении платиноидного оруденения. В противоположность известным предположениям о преимущественном нахождении платиноидов в рудах Качканара в виде весьма рассеянных самородной платины, палладистой платины и самородного палладия гравитационной крупности установлено, что в титаномагнетитовых рудах пространственно совмещены два разных и неравноценных по распространенности типа

платиноидного оруденения (Волченко, 1970; Волченко и др., 1974): реликтовый метаморфизованный «дунитовый тип», представленный, в основном, железистой платиной гравитационной крупности, и впервые выделенный и широко распространенный в рудах «палладиевый тип», охватывающий широкий спектр сульфидов, арсенидов, антимонидов и теллуридов палладия с резко подчиненным количеством платины, которые образуют тонкие (10-100 мк) выделения, тесно ассоциирующие с халькопиритом, пиритом и другими сульфидами. В результате этих исследований количество известных минералов платиновых металлов в Качканарском комплексе (и Платиноносном поясе в целом) возросло с 5-6 до 20.

Третья породная ассоциация охватывает широко распространенные в Качканарском комплексе апогипербазитовые габброиды и габброизированные гипербазиты, образующиеся в результате наложения на породы обеих рассмотренных выше ассоциаций процессов габброизации, протекавших в условиях, соответствующих верхам амфиболитовой – низам гранулитовой фаций метаморфизма. Выявляющаяся иногда по ряду элементов (железо, магний, платиноиды) характерная геохимическая неоднородность полей габброизированных гипербазитов и апогипербазитовых габброидов позволяет проследить внутри них приближенные контуры границ замещаемых гетерогенных ассоциаций. Большие поля таких метасоматических пироксен-анортитовых и амфибол-анортитовых габброидов, окруженные широким ореолом амфиболитовых гипербазитов, экскурсанты могут наблюдать в восточной части Главной залежи и южной, юго-западной части Западной залежи. Прекрасные скальные обнажения полосчатых оливиновых анортитовых габбро желающих могут посмотреть на юго-западных склонах г. Еловая Грива. Метасоматические габброиды и сопряженные с ними образования содержат устойчиво повышенные концентрации золота, что составляет их геохимическую специфику и дает возможность сделать вывод, что именно с процессами габброизации связаны некоторый принос золота в породы и руды комплекса и образование золотоносных метасоматитов по различным типам гипербазитов.

Формирование наиболее поздней породной ассоциации, объединяющей лейкократовые существенно плагиоклазовые жильные породы, как выяснилось, непосредственно связано с внедрением и становлением небольших интрузий плагиогранитов раннедевонского возраста, расположенных несколько севернее Качканарского комплекса, в излучине р. Ис. Гусевы Горы с их огромными карьерами относятся к тем немногим местам в Платиноносном поясе Урала, где имеется прекрасная возможность для изучения состава, условий образования и демонстрация этих наиболее распространенных жильных пород. Эти образования, известные под общим названием «плагиоклазиты», составляют широкую группу пород, различных по минеральному и химическому составу и последовательно формирующихся в связи с плагиогранитными интрузиями. В зависимости от состава (в порядке возрастной последовательности от древних к молодым) в этой группе выделены три главных типа: андезиниты, олигоклазиты, пла-

гиоаплиты и плагиопегматиты. В карьере Главной залежи будут продемонстрированы соотношение жильных образований, относящихся к разным типам, а также обуславливающая в Гусевогорском жильном поле пространственно-временную зональность в их распределении смена состава и морфологии жил с востока на запад. Рассмотренные лейкократовые жильные породы являются довольно высокотемпературными флюидно-магматическими образованиями, о чем свидетельствуют выявленные на их контактах с пироксенитами зонки скарирования и определенная нами по кварцу «ядер» в плагиопегматитах высокая (~ 500°C) их нижняя температурная граница.

Контакт Качканарского комплекса с вмещающими эффузивами может быть осмотрен в 500-600 м к востоку от виадука при въезде в г. Качканар. Здесь в непрерывном обнажении железнодорожной выемки на протяжении 200-300 м просматривается контакт оливиновых пироксенитов с диабазовыми порфиридами ландовери (?). Непосредственно в контакте с пироксенитами находится зона полосчатых пироксен-плагиоклазовых роговиков мощностью 10-20 м. Далее по разрезу к востоку роговики постепенно переходят в аподиабазовые амфиболиты, которые контактируют с амфиболизированными пироксен-плагиоклазовыми порфиридами лудлова. Зона контакта сильно тектонизирована; в экзо- и эндоконтакте прослеживаются многочисленные зеркала скольжения и жильные образования различного состава.

После завершения геологической экскурсии общей протяженностью около 8 км, участники ее могут ознакомиться с обогатительной фабрикой Качканарского ГОКа и достопримечательностями молодого социалистического города Качканар.

О ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПОРОДНЫХ АССОЦИАЦИЯХ И ТИПАХ ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА*

В настоящее время большинство исследователей признают широкое участие метасоматических процессов в формировании дунит-пироксенит-габбровых комплексов Платиноносного пояса [1-5 и др.]. При различных взглядах на масштаб, последовательность и причины этих явлений авторов объединяет представление о генетическом единстве и непрерывности процессов преобразования исходных гипербазитов. Из этого, естественно, следует вывод о единой метасоматической формации, включающей ряд последовательных фаций от предположительных исходных гипербазитов до габброидов (и анортозитов), связанных между собой постепенными переходами. Последним, по-видимому, обусловлена близость развиваемых на этой основе металлогенических представлений, согласно которым образование месторождений вкрапленных титаномагнетитовых руд связывается с заключительными моментами одного процесса метаморфической дифференциации вещества гипербазитов под воздействием высокотемпературных глубинных флюидов [4, 5] или иных агентов [2], а платиноидная минерализация рассматривается как образование более раннее, чем титаномагнетитовое оруденение.

Новая информация, полученная нами по Качканарскому и Нясьминскому комплексам, в сочетании с опубликованными данными по ряду других объектов Платиноносного пояса позволяет сделать вывод, что в дунит-пироксенит-габбровых комплексах пространственно сочетаются три разные ассоциации, каждая из которых обладает своими металлогеническими особенностями. Намечаются дискретный характер становления дунит-пироксенит-габбровых комплексов и четыре типа платиноидной минерализации, соответствующие разным этапам этого процесса. Объединение статистически близких типов пород в ассоциации проводилось на основе комплекса геологических, минералого-геохимических и статистических критериев, часть которых обсуждена ранее [6, 7]. В Платиноносном поясе выделенные ассоциации встречаются либо совместно, образуя полную метасоматическую колонку, либо разобщенно, что отражает специфику условий становления того или иного комплекса.

Ранняя и наиболее глубинная ассоциация охватывает ряд дуниты-верлиты-оливиновые пироксениты. Единство геологоструктурного положения этой ассоциации в рассматриваемых комплексах подмечено давно. А.А. Ефимовым [4] показано, что в общем виде разрез «дуниты-оливиновые пироксениты» харак-

* Ежегодник-1973 ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1974. Изд. УНЦ. С. 75-80.

теризуется постепенными взаимными переходами со сменой одних равновесных парагенезисов другими, небольшим закономерным изменением количества титаномагнетита и железистости сосуществующих оливинов и пироксенов. Отмечаемая «волна перемещенного железа» в переходной метадунит-верлитовой зоне имеет малые параметры, не искажающие картины метасоматической колонки. Результаты исследований аналогичного разреза на Качканарском комплексе не противоречат этим выводам. Статистический анализ по некоторым информативным элементам (железо, платина, палладий, золото) показал невысокий уровень вариаций их содержаний в дунитах, верлитах и оливиновых пироксенитах и возможность в целом для ассоциации описать характер распределения каждого из них унимодальными кривыми, что предполагает однородность геохимического и геологического полей рассматриваемой ассоциации [8, 9].

Особый интерес вызывает выявленная равномерность распределения концентраций золота в этих типах пород, которая подчеркивается малым коэффициентом вариации (41 %), несмотря на минимальный вес анализировавшихся навесок (0,1-0,2 г). Оценка показала, что распределение содержаний золота не противоречит нормальному закону. Среднее содержание элемента, равное 2,4 мг/т, значительно ниже его известных кларков [11] и сопоставимо с концентрациями золота в гипербазитах рифтовых зон океанов [10]. Согласно высказанным предположениям [12, 13], платиноидная минерализация в пироксенитовых частях платиноносных комплексов должна быть представлена главным образом палладистой платиной и самородным палладием. Однако выполненными в последние годы исследованиями [14, 15] доказана тождественность минерального и сравнительная близость химического состава платиноидной минерализации в дунитах, верлитах и оливиновых пироксенитах. Важно, что и в оливиновых пироксенитах ведущим минералом является не палладистая, а железистая платина, что согласуется с известными выводами [16, 17]. Совокупность изложенных данных позволяет высказать мнение о генетическом единстве пород ассоциации и сделать вывод, что дуниты, верлиты и оливиновые пироксениты сформировались в одинаковых или близких условиях.

Вторая ассоциация, слагающая рудную часть колонки, распространена локально в виде зон, охватывающих площади развития титаномагнетитового оруденения среди широко проявленных ранее гипербазитов. Речь идет о тесно ассоциирующих породах и рудах титаномагнетитовых месторождений (магнетитовые пироксениты, оливиновые магнетитовые пироксениты, магнетитовые верлиты и оливиниты и др.), соотношение которых с гипербазитами первой ассоциации исследовано нами на примере разреза «оливиновый пироксенит-магнетитовый пироксенит». Установлено, что постепенный переход от магнетитовых к оливиновым магнетитовым пироксенитам, прослеживающийся по плавному возрастанию содержаний титаномагнетита (от 10-15 до 20-30 вес. %) и постепенному небольшому снижению железистости силикатов (от 24 до 20 мол. % для оливина и от 21 до 18 мол. % для пироксена) сменяется резким скачкооб-

разным переходом от последних к оливиновым пироксенитам с низкой железистостью силикатов (оливин 15 мол. %; пироксен 13 мол. %) и аксессуарным титаномагнетитом (1-5 вес. %).

Дискретность исследованного разреза подчеркивается наличием на контакте магнетитовых пироксенитов с оливиновыми реакционными фронтальными зонами, сложенными богатыми (19-24 вес. % Fe) обычно оливинсодержащими и оливиновыми титаномагнетитовыми рудами. Иногда характер перехода осложняется и вуалируется из-за многочисленных реликтовых блоков оливиновых пироксенитов в зоне контакта. Рассмотренные гипербазиты фронтальных зон и примыкающих к ним участков вмещают подавляющее большинство шпировых выделений титаномагнетита и содержат рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, халькопирит, пентландит, пирротин и др.).

Гистограммы содержаний железа, платины, палладия и золота в гипербазитах рудной ассоциации также не обнаруживают полимодальности распределения, но (за исключением железа) более резко выраженной асимметрией отличаются от подобных для гипербазитов ранней ассоциации. Это изменение в распределении элементов не случайно, оно тесно связано с процессом рудообразования. Имеются доказательства сопряженности процессов палладия и железа в гипербазитах рудной ассоциации [6], приводящей к возникновению максимальных концентраций палладия в богатых титаномагнетитовых рудах фронтальных зон. Последнее, с учетом чрезвычайно низких концентраций палладия в оливиновых пироксенитах свидетельствует о четкой ступенчатости разреза «оливиновые пироксениты – магнетитовые пироксениты» и по палладию.

Полученные данные о содержаниях платины и золота в гипербазитах рассматриваемой ассоциации допускают предположение о перераспределении этих элементов в процессе замещения маложелезистых минеральных парагенезисов высокожелезистыми. Установленные особенности поведения платины и палладия, а также участки измененных ранних гипербазитов среди установленная специфика их металлогении имеют важное значение для понимания истории становления комплексов и оценки их потенциальной рудоносности. Вполне вероятно, что имеющая черты генетического единства наиболее глубинная ассоциация «дунит-верлит-оливиновый пироксенит» сформирована ниже уровня накопления эвгеосинклинальных комплексов. Все последующие прогрессирующие преобразования ее связаны, по-видимому, уже с собственно геосинклинальным процессом. Возникновение месторождений вкрапленных титаномагнетитовых руд сопряжено, скорее всего, не с перераспределением железа в гипербазитах, а с привнесением его, наряду с гаммой других элементов, из мощных базальтоидных источников. Одно из доказательств этого – присутствие в платиноносных комплексах разных типов платиноидной минерализации: «инициального» дунитового, метаморфизованного дунитового, существенно сульфидного палладиевого в титаномагнетитовых рудах и палладиево-золотого в габброизированных гипербазитах и метасоматических габброидах.

ЛИТЕРАТУРА

- С.В. Москалева. МГК, XXI сессия, докл. советских геологов, проблема 13, 1960.
- С.В. Москалева. В сб. Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
- Д.С. Штейнберг. Труды второго Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960.
- А.А. Ефимов, Л.П. Ефимова. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.
- А.А. Ефимов. В сб. Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов. Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Ю.А. Волченко. В сб. Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.
- Ж. Матерон. Основы прикладной геостатистики. М., «Мир», 1968.
- Л.И. Четвериков. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. Изд-во Воронежского ун-та, 1968.
- Г.Н. Аношин, Е.М. Емельянов. Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5.
- А.П. Виноградов. Геохимия, 1962, № 7.
- А.А. Иванов, Н.В. Лизунов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1944, № 5.
- И.К. Латыш. Труды Горно-геол. ин-та УФААН СССР, 1959, вып. 42.
- Ю.А. Волченко. Ежегодник Института геологии и геохимии УФААН СССР 1969 г. Свердловск, 1970.
- Л.В. Разин, К.В. Юркина. Геология рудных месторождений, 1971, № 2.
- Н.К. Высоцкий. Платина и районы ее добычи, ч. II. М., 1923.
- А.Г. Бетехтин. Платина. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- А.Д. Генкин. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., «Наука», 1968.
- G.A. Kingston. Mineral. mag., 1966, vol. 35.
- В.В. Закруткин. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, ч. 97, вып. I.
- Л.Л. Перчук. Равновесия породообразующих силикатов. М., «Наука», 1970.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГАББРО-ДИАБАЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА*

С широко развитыми на западном склоне Урала ассоциациями габбро-диабазов, объединяемыми на основе ряда критериев в единую трапповую формацию [1], связаны многочисленные сульфидные медно-никелевые рудопроявления [2]. Сведений о распределении и формах нахождения платиноидов в этих образованиях в литературе нет. В связи с тем, что в многочисленных габбро-диабазовых дайках, секущих гипербазиты и хромиты Сарановского габбро-гипербазитового комплекса, ранее нами установлены заметные концентрации палладия и других платиноидов, а также выявлена рассеянная вкрапленность медноникелевых сульфидов, интересно выяснить формы нахождения платиноидов и, в первую очередь, палладия в образованиях этого формационного типа.

Исследована серия полированных штуфов и шлифов, отобранных из различных частей самой крупной габбро-диабазовой дайки Сарановского комплекса — так называемой Большой дайки. Она сложена разнозернистыми, чаще всего мелкосреднезернистыми массивными габбро-диабазами, состоящими на 40 % из слабо амфиболизированного клинопироксена и на 60 % из сосюритизированного основного плагиоклаза ряда лабрадор-битовнит. Акцессорные минералы представлены кварцем, титаномагнетитом и апатитом. Сульфидная минерализация в дайке встречается в виде рассеянной мелкой и тонкой вкрапленности и «ликвационных сульфидных капель» размером до 0,5-1 см. Количество сульфидов изменяется незначительно (в среднем 0,1 вес. %). Сульфидные выделения обычно полифазны и сложены (в порядке относительной распространенности) следующими минералами: пирротином, пентландитом, халькопиритом, пиритом; редко встречаются сульфиды никеля, железа, меди, приближающиеся по составу к минералам группы виоларита.

Платиноидная минерализация установлена в крупных каплевидных сульфидных выделениях, сложенных никелевым пирротином, минералом группы виоларита и халькопиритом. Представлена стибителлуридом палладия, мелкие включения которого встречены в никелевом пирротине в минерале группы виоларита. Сتيبителлурит палладия образует изолированные изометричные зерна желтовато-кремовато-белого цвета размером 5-10 мк, обладающие более высокой, чем у пирротина, отражательной способностью и твердостью, близкой к твердости последнего. Минерал изотропный.

Качественный и полуколичественный анализ состава минерала выполнен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JXA-5. Качественным анализом (с чувствительностью 0,1 вес. %) в минерале установлено присутствие

* Ежегодник-1973 ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1974. Изд. УНЦ. С. 115-116.

пониженных концентраций. Для оценки эмпирических данных в качестве теоретической функции распределения была принята функция Вейбулла, которая во многих случаях дает более удовлетворительные результаты, чем логнормальная (Шиманский, Базанов, 1966). Оценка сравнения по критерию Пирсона χ^2 показала непротиворечивость выборочных данных распределению Вейбулла. Среднее содержание золота в целом по породам поздней ассоциации гипербазитов не отличается от такового в дунитах и оливиновых пироксенитах и составляет 2,3; однако другие параметры распределения отчетливо возрастают: $S=2,3$; $V=100$ %. В изменении характера распределения золота авторы усматривают следующий геохимический смысл. Существенно оливиновые и пироксен-оливиновые парагенезисы с аксессуарным хромшпинелидом или магнетитом сменяются оливин-магнетит-пироксеновым и магнетит-пироксеновыми парагенезисами, в которых широко распространенный титаномагнетит ($\bar{x} < 20$ вес. проц.) содержит заметно пониженные концентрации золота ($\bar{x} = 0,7$) вследствие чего средние содержания золота по отдельным типам пород, содержащим большие или меньшие количества титаномагнетита, резко варьируют (от 0,6 до 3,6). Учитывая некоторое повышение содержаний золота в оливине и пироксене гипербазитов поздней ассоциации, есть основания говорить о перераспределении золота в гипербазитах в процессе смены парагенезисов (без привноса этого элемента извне).

Для понимания причин возникновения аномальных концентраций золота в гипербазитах необходимо рассмотреть характер его распределения в габброизированных гипербазитах и других образованиях, генетически сопряженных с процессом габброизации. Все анортитовые полосчатые габбро, габброизированные гипербазиты, а также серпентинизированные и амфиболизированные гипербазиты с вкрапленностью сульфидов содержат резко повышенные концентрации золота (Волченко, 1972). Средние содержания изменяются от 14,2 до 163,3; максимальные значения достигают 2 300. Авторы считают, что именно с процессом габброизации связаны привнос золота и образование золотоносных метасоматитов по различным типам гипербазитов.

Кривая распределения золота имеет сложный характер, что обусловлено скорее всего наличием двух типов золотоносных метасоматитов (со свободным золотом и без него). Полученные автором данные пока позволяют статистически оценить только одну совокупность, охватывающую метасоматиты без свободного золота. В этом случае для оценки распределения также может быть использована функция Вейбулла, причем степень согласия теоретической и эмпирической кривых очень высока. Среднее содержание золота в этом типе метасоматитов составило 20,9; $S=20$; $V=96$ %. В целом по 8¹ определениям уровень концентрации золота в золотоносных метасоматитах оценивается следующими параметрами: $\bar{x} = 65,2$; $S=258,8$; $V=397$ %.

¹Здесь и далее содержания золота даны в $\eta \cdot 10^{-7}$ %.

Все данные свидетельствуют о низких (кларковых, Виноградов, 1962) концентрациях золота в гипербазитах Платиноносного пояса. Устойчиво низкие концентрации золота во всех минералах сменявших друг друга парагенезисов при образовании ранней и поздней ассоциации гипербазитов свидетельствуют о геохимической инертности золота при становлении дунит-пироксенит-габбровых комплексов. Относительное насыщение золотом гипербазитов связано с заключительным этапом их становления, который характерен массовым проявлением габброизации и других сопряженных процессов. Высокие концентрации золота в гипербазитах Платиноносного пояса не являются первичными, но тесно связаны с процессами преобразования гипербазитов. Фоновая золотоносность титаномagnetитовых руд и габброизированных гипербазитов (как и невысокий уровень золотоносности локальных участков метасоматитов по ранним и поздним гипербазитам) определяются скорее всего бедностью золотом базальтоидного источника, который принимал участие в формировании дунит-пироксенит-габбровых комплексов.

палладия, теллура, сурьмы, висмута и никеля. Количественный состав следующий: Pd = 30; Te = 40; Sb = 8; Bi = 2,5; NiO – 0,5 %. Данные по химическому составу и физическим свойствам позволяют сделать вывод, что выявленный палладиевый минерал является аналогом недавно открытого в Хаутоварском сульфидном медно-никелевом рудопроявлении стибьотеллурида палладия-боровскита Pd₃SbTe₄ [3].

Ранее на Урале теллуристые соединения палладия с медью установлены лишь в самых поздних продуктах метасоматического преобразования исходной (дуниты-верлиты-оливиновые пироксениты) ассоциации платиноносных комплексов. Находки в некоторых базитовых и базит-гипербазитовых ассоциациях Урала специфичной платиноидной минерализации, характерной для геологических комплексов стабилизированных областей, имеют существенное значение для прогнозной оценки рудоносности и выяснения условий их формирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Д.С. Штейнберг. В сб. Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968.
П.С. Прямоносков. Автореф. дисс. Свердловск, 1970.
А.А. Яловой, А.Ф. Сидоров, Н.С. Рудашевский, И.А. Будько. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 4.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ- ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА*

В докладе показано, что возрастающее внимание исследователей к вопросам геохимии золота в гипербазитах объясняется многими причинами и в первую очередь стремлением приблизиться к пониманию вопроса о первоисточниках этого элемента при формировании золоторудных месторождений. Некоторые исследователи (Macgregor, 1951; Моисеенко, Щека и др., 1971) рассматривают гипербазиты различных формаций как основной источник мобилизуемого золота, которое, поступая в растворы, образует в дальнейшем локальные рудные концентрации. Ряд авторов (Борисенко, Усков, 1971; Моисеенко, Щека и др., 1971; Борисенко и др., 1972) подчеркивают аномально повышенную золотосодержательность некоторых гипербазитовых массивов (и даже формаций).

Работы по геохимии золота в уральских гипербазитах (Латыш, 1959; Разин, 1964; Щербаков, 1967; Фоминых и др., 1970; Щека и др., 1971; Борисенко, Усков, 1971; Борисенко и др., 1972) содержат противоречивые данные. Эти работы основаны на результатах пробирного, пробирно-спектрального и отчасти спектрохимического анализов. Данные о нейтронно-активационных определениях золота в гипербазитах Урала отсутствуют.

На примере одного из хорошо изученных комплексов Платиноносного пояса (Качканарского комплекса) авторы сделали попытку на основе большого числа (более 300) прецизионных активационных определений золота рассмотреть характер его распределения в различных типах гипербазитов и поведение в процессе формирования дунит-пироксенит-габбровых комплексов.

Исследования показали, что характер распределения золота различен в одновременных ассоциациях пород, формирующих дунит-пироксенит-габбровые комплексы, и тесно связан с историей становления комплексов. В ранней ассоциации гипербазитов (дуниты, верлиты, оливиновые пироксениты) золото распределено равномерно. Кривая распределения его содержания близка к симметричной и статистически удовлетворительно аппроксимируется нормальным законом. Проверку нормальности вели с помощью критериев d и g_1 (Большев, Смирнов, 1965). Среднее содержание золота в этой ассоциации пород составило $2,4^1$; $S=1$; $V=21$ %. В более поздней ассоциации гипербазитов (магнетитовые пироксениты, оливиновые магнетитовые пироксениты, магнетитовые оливиниты, магнетитовые верлиты), характер распределения золота изменяется. Кривая распределения концентраций имеет резко выраженную положительную асимметрию и эксцессивность, что свидетельствует о преобладающей роли

*В кн. «Геология месторождений полезных ископаемых Урала и новые методы их изучения». М., 1974. С. 99-102.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

Минерализация титаномагнетита, представляющего продукт распада первично однородного твердого раствора железотитановых окислов в магнетите, встречается в породных ассоциациях, формирующихся на разных стадиях развития земной коры (см. табл. 1). В противоположность распространенному мнению об исключительно магматическом происхождении титаномагнетитовых концентраций при дифференциации габбровой магмы, представляется доказанным существование двух генетических групп этих месторождений – магматической и метасоматической, в том числе и среди собственно титаномагнетитовых месторождений.

Ведущим магматическим типом являются сегрегационные месторождения вкрапленных и пластовых руд. Наиболее представительной является, несомненно, Кусинско-Копанская группа на Урале; близки к ним, по-видимому, месторождения Южной Африки и Восточных Саян. Все они связаны со стратифицированными габброидными интрузиями, формирующимися на платформенной стадии. Руды их отличаются высокими содержаниями окиси титана (8-15%), доля которого увеличивается (до 20%) в интенсивно метаморфизованных разностях. В Кусинско-Копанской группе рудные тела известны в ряде массивов, из которых один, Кусинский, сильно метаморфизован, а его рудовмещающие габброиды превращены в ортоамфиболиты. Рудные тела во всех массивах представлены пластовыми залежами с ореолами вкрапленных руд; простираение залежей отвечает элементам стратификации массивов, но не всегда совпадает с текстурными элементами вмещающей породы, что может быть объяснено временным разрывом между кристаллизацией силикатной и рудной составляющей. Руды в неметаморфизованных массивах представлены однородными твердыми растворами или структурами распада начальных стадий, когда ильменит выделяется в магнетите в виде субмикроскопических востков. В сильно метаморфизованных массивах ильменит образует крупные сегрегированные зерна, а часть магнетита, растворяясь, переходит в силикатную форму. Так, в одном детально изученном разрезе Кусинского месторождения количество рудной составляющей в ортоамфиболитах снижается до 1,5 против 7-8 об. % в исходных габброидах. При этом почти вся магнетитовая составляющая поглощается роговой обманкой, а ильменит выделяется в виде самостоятельных зерен. Расчет балансов показывает изохимичность процесса метаморфизма, а состав сосуществующих роговых обманок и плагиоклаза дает температуру 525-675°C.

*Ежегодник-1974, ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1975. Изд. УНЦ. С. 124-126.

Таблица 1

Генетические и промышленные типы титаномагнетитовых месторождений

Геоструктурная область	Стадия развития	Генетический тип	Промышленный тип	Вмещающие комплексы	Месторождения, рудопроявления
Многоосинклиналь	Поздняя	Магматический, ликвационно-сегрегационный	Титаномагнетитовый	Габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы	Мелдвеевское, Кошанское, Юбрышкинское
		Метаморфизованный магматический	Ильменит-титаномагнетитовый	Ортоамфиболиты	Куинское
	Протогеосинклинальная (?)	Аллометасоматический	Титаномагнетитовый	Высокомагнезальные гипербазиты (оливиновые пироксениты, метадуниты и др.)	Мелкие рудопроявления Косвинского, Нижне-Тагильского, Денежкинского массивов
	Поздняя океаническая, островных дуг	Аллометасоматический	Титаномагнетитовый	Высокожелезистые гипербазиты (магнетитовые пироксениты, магнетитовые иерлиты и др.)	Качканарское, Гусово-горское, Конжаковское
		Метаморфизованный аллометасоматический		Горнblendиты	Первоуральское, Выйское

Таблица 1 (окончание)

		Метаморфизованный аллометасоматический	Титаномагнетитовый	Горнблендиты	Пероуральское. Выйское
Островных дуг		Магматический сегрегационный	Титаномагнетитовый	Габбро, габбро-диориты	Малый Куйбас, Давыдовское
		Контактово-метасоматический	Магнетитовый	Пироксен-гранатовые, эпидот-гранатовые, скарны	Горблагодатское
Континентальная		Магнетитовый, титаномагнетитовый		Пироксен-скаполитовые скарны	Качарское, О сокино-Александровское, Давыдовское
		Автометасоматический	Борнит-халькопирит-апатит-титаномагнетитовый	Пироксен-олигоклазовые метасоматиты	Естонинское
Платформа	Поздняя	Автометасоматический	Борнит-ильменит-апатитовый	Габброиды, пироксениты	Волковское, Суроямское
	Рифтогенного растяжения	Магматический, ликвационно-сегрегационный	Титаномагнетитовый	Пироксениты, горнблендиты, эссекситы, монзониты, сиениты	Массальское (Ишимская зона), Крыжинское (В. Саяны)
			Магнетитовый, титаномагнетитовый	Габбро, габбро-нориты, Анортозиты	Бушвельд (Ю. Африка)
				Траппоиды, габбро, габбро-долериты	Приангарская, Восточно-Саянская группы (Сибирь)

Метасоматические титаномагнетиты могут возникать в породных ассоциациях при наличии физико-химических условий, способствующих окислению железа и выделению его в окисной форме, являясь, возможно, частным случаем более обширной группы магнетитовых концентраций [1]. Метасоматический характер одной группы титаномагнетитовых скоплений (контактово-метасоматических, аутометасоматических в габброидах и в ультрабазит-щелочных комплексах) определяется генетической природой всей рудной ассоциации. Сложнее обстоит дело с вкрапленными и сплошными рудами в гипербазитах, в первую очередь – с вкрапленными титаномагнетитовыми рудами качканарского типа, которые до сих пор многими исследователями рассматриваются как магматические образования.

В значительном числе работ, прежде всего на уральском материале, показано широкое участие в формировании разных типов гипербазитов метасоматических процессов. Правда, петрологии склонны связывать формирование всех типов титаномагнетитовой вкрапленности в гипербазитах с метаморфической дифференциацией без привноса железа в рамках единого метасоматического процесса [2, 3].

Выполненные в последние годы детальные исследования на хорошо вскрытом Качканарском рудном поле позволили прийти к выводу о генетическом различии титаномагнетитовой минерализации в оливиновых пироксенитах, слагающих часть метасоматической колонки преобразования дунитов [3], и в магнетитовых пироксенитах, образующих реакционную зону в участках воздействия габброидов на маложелезистые гипербазиты. Соответственно в группе месторождений вкрапленных титаномагнетитовых руд выделяются аутометасоматический и аллометасоматический типы. При этом многочисленные мелкие рудопроявления в маложелезистых гипербазитах ряда массивов Платиноносного пояса действительно генетически связаны с метаморфической дифференциацией вещества, комплементарной процессу формирования глубинной ассоциации «дуниты-верлиты-оливиновые пироксениты» [4].

Геологическое положение крупнейших месторождений вкрапленных руд качканарского типа определяется их приуроченностью к контактам габбро-норитов и маложелезистых гипербазитов. Именно в этих участках широко проявлена дискретно накладывающаяся ассоциация высокожелезистых оруденелых гипербазитов, формирующих колонку «оливиновые магнетитовые пироксениты – магнетитовые пироксениты». Эта зональная колонка обладает многими известными признаками метасоматических образований: закономерной постепенной сменой равновесных минеральных парагенезисов (пироксен-оливин-титаномагнетит), пестротой текстурно-структурного рисунка руд при широком развитии пятнистости, полосчатости и др. Ступенчатость перехода от магнетитовых к оливиновым пироксенитам фиксируется резким уменьшением железистости сосуществующих оливинов и пироксенов (от 20-18 до 15-13 мол. %) и количеств титаномагнетита (от 20-30 до 1-5 вес. %), а также не менее резким пере-

падом концентраций ряда малых элементов (палладия, меди, титана, ванадия и др.). Титаномагнетит выделенных ассоциаций также различается по содержанию ряда компонентов (титана, магния, хрома, ванадия, меди, палладия). Реакционные фронтальные зоны, слагающие внешнюю часть рассмотренной рудной колонки, сложены оливинсодержащими и оливиновыми разностями руд с новообразованным высокожелезистым оливинном, что равно предполагает сброс магния и высокотемпературный магниевый метасоматоз на фронте процессов замещения.

Собственно титаномагнетитовые месторождения как магматического, так и метасоматического типов связаны с габбровой магмой, чем, видимо, и обусловлена конвергентность их признаков. С другой стороны, появление в габбро-гранитной ассоциации кислых дериватов сопровождается преобладанием магнетитовых руд, что характеризует металлогеническую связь геосинклинального рудогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д.С. Штейнберг. Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1953, ч. 82, вып. 4.
2. С.В. Москалева. Сов. геология, 1965, № 5.
3. А.А. Ефимов, Л.П. Ефимова. Кытлымский платиноносный массив. М., «Недра», 1967.
4. Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов, В.М. Нечеухин. Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1973 г. Свердловск, 1974.

Ю.А. Волченко, В.М. Нечухин, А.И. Радыгин, Г.А. Сандлер

НОВЫЙ ТИП ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ГИПЕРБАЗИТАХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ*

Во всех работах, посвященных рассмотрению состава и классификации платиноидного оруденения [1-3 и др.], подчеркивается специализация гипербазитов складчатых поясов на тяжелые платиноиды (Pt, Ir, Os), встречающиеся почти исключительно в виде минералов класса твердых растворов и лишь отчасти интерметаллических и прочих соединений. Этот тип минерализации, широко проявленный в ряде массивов Платиноидного пояса Урала и наиболее полно здесь изученный, получил наименование «уральского типа» [2].

Однако, несмотря на традиционные представления о единообразном, сквозном типе платиновометального оруденения в различных членах габбро-гипербазитовых комплексов Платиноносного пояса, как и аналогичных породных ассоциациях других складчатых поясов, давно подмечена повышенная палладиевость магнетитовых пироксенитов и сопряженных с ними образований [4], что связывалось многими исследователями предположительно с изменением состава заключенной в них самородной платины в сторону обогащения ее палладием, вплоть до образования палладистой платины и самородного палладия [5, 6]. В целом формы нахождения платиновых металлов в оруденелых гипербазитах, слагающих залежи титаномагнетитовых руд в ряде массивов Платиноносного пояса (Гусевогорском, Качканарском, Конжаковском, Баранчинском и др.), были изучены крайне слабо, что единодушно отмечалось всеми исследователями, но единичные находки в них самородных выделений тяжелых платиноидов [5-7] рассматривались, тем не менее, как бесспорное доказательство генетического единства платиноидной минерализации в оруденелых гипербазитах и вмещающих их дунитах, оливиновых пироксенитах и габброидах.

Детальные исследования на хорошо вскрытом и геологически изученном Качканарском габбро-гипербазитовом комплексе, вмещающем Гусевогорское титаномагнетитовое месторождение [8], позволили существенно уточнить геохимическую специализацию высокожелезистых гипербазитов с вкрапленным и сплошным титаномагнетитовым оруденением в отношении платиноидов и установить минеральные формы их нахождения в этом типе образований. Полученные материалы позволили нам сформулировать вывод [9] о полигенном в целом характере платиноидной минерализации в комплексах Платиноносного пояса, обусловленном наличием в породных ассоциациях этих комплексов трех различных типов платиноидного оруденения, в том числе в гипербазитах с титаномагнетитовым оруденением – специфичной сульфидной платино-палладиевой минерализации, что существенно изменяет привычные представления об

* Доклады АН СССР, т. 224, № 1, Москва, 1975. "Наука". С. 182-185.

«уральском типе». Единый процесс преобразования маложелезистых гипербазитов (дунитов, верлитов, оливиновых пироксенитов) и возникновения на их месте высокожелезистых гипербазитов, сопровождающийся формированием титаномагнетитового оруденения и накоплением палладия и протекающий под определяющим влиянием габброидных источников, приводит, как выяснилось, к возникновению очень своеобразного платино-палладиевого оруденения, которое по совокупности признаков представляет собой новый тип, неизвестный до настоящего времени в подобных образованиях других регионов, но по отдельным минералого-геохимическим параметрам сопоставимый с месторождениями платиновых металлов в габброидных и габбро-гипербазитовых комплексах платформ [3, 10, 11].

Выделенный тип минерализации представлен рассеянной в магнетитовых пироксенитах и других разностях оруденелых гипербазитов вкрапленностью разнообразных палладиевых и платиновых сульфидов, арсенидов, антимонидов, теллуридов, а также и самородных сплавов палладия с платиной, медью, ртутью и железом (табл. 1), которые тесно ассоциируют и срastaются с халькопиритом, никелистым пиритом, пентландитом, а также титаномагнетитом. Максимальные концентрации платиноидов приурочены к реакционным фронтальным зонам богатых вкрапленных руд, сложенных оливиновыми магнетитовыми пироксенитами с характерным густовкрапленно-мелкопрожилковым титаномагнетитовым оруденением в несущих, как правило, повышенные количества различных сульфидов железа, меди, никеля. Последнее хорошо согласуется с данными распределения палладия и платины в технологических продуктах обогащения оруденелых гипербазитов, показывающими исключительную концентрацию платины и особенно палладия в коллективном сульфидном концентрате (табл. 2). По общему уровню содержания благородных металлов вкрапленные титаномагнетитовые руды с платиноидной минерализацией рассматриваемого типа относятся к категории бедных. Относительная распространенность в них платиновых металлов характеризуется следующим рядом убывания: Pd, Pt, Os, Rh, Ir, а отношение палладия к платине изменяется от 3 : 1 до 1 : 2-5, но обычно палладий и платина содержатся в примерно равных количествах. Вопреки известным предположениям [12, 13], руды практически не золотосодержащи (0,3–10 мг/т Au), а локально проявленная бедная золоторудная минерализация имеет поздний, явно наложенный характер [9].

Выделения палладиевых и платиновых минералов обычно монофазны, реже состоят из 2-4 зерен различного состава. Размеры отдельных кристаллических зерен и сростков изменяются от 1-5 до 100-200 мкм, но наиболее обычны выделения в 30-70 мкм. В количественном отношении резко преобладают соединения (рис. 1, табл. 1), относящиеся к минеральным разновидностям высокоцита (собственно высокоцит, высокоцит платиновый, железистый, а также установленные качественно рутутный и никелевый высокоциты). Собственно платиновые

минералы содержатся в резко подчиненных количествах (рис. 1) и представлены именно палладиевыми разновидностями (табл. 1), причем «самородная платина» - мелкими и тонкими выделениями палладистой ферроплатины, находящейся в тесном сростании с палладистым и ртутным брэггитом. Для многих из исследованных минералов характерна переменность состава, связанная с наличием кристаллических зерен, обладающих явной или скрытой зональностью. Все платиновые минералы обладают близким набором главных примесных элементов (Fe, Cu, Ni, Hg), но геохимическое своеобразие нового типа минерализации во многом определяется ртутью, повышенные концентрации которой выявлены в представителях почти всех встреченных минеральных видов (табл. 1), позволяя в данных случаях наметить ранее неизвестные ртутные разновидности этих палладиевых и платиновых минералов. Заметим, что общее число встреченных минеральных видов и разновидностей, составляющих минерализацию рассматриваемого типа, приближается к 15, что определенным образом отражает разнообразие среды и условий процесса минералообразования.

Во время проведения лабораторных и полупромышленных испытаний в концентратах, извлеченных из осредненных титаномагнетитовых руд, были встречены лишь единичные зерна сырой платины гравитационной крупности, представленные высокожелезистым поликсеном (табл. 1) в сростании с лауритом, эрликманитом, куперитом и впервые выявленными природными соединениями родия с серой. Эта метаморфизованная самородная платина вполне дунитового типа связана, очевидно, с реликтовыми блоками метадунитов, верлитов и оливиновых пироксенитов, которые в большом количестве встречаются в периферических частях залежей титаномагнетитовых руд.

Выявленный в высокожелезистых гипербазитах с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением существенно высокоцитовый тип платино-палладиевой минерализации формируется, как установлено, в ходе метасоматического преобразования более ранних высокомагнезиальных гипербазитов под влиянием внедряющихся габбро-норитов, чем, по-видимому, и обусловлена сопоставимость данного типа в первую очередь с платиноидной минерализацией руд, свя-

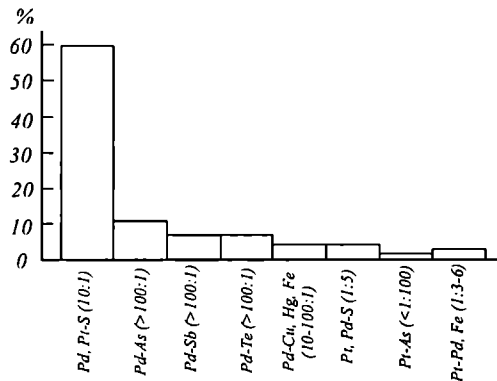


Рис. 1. Гистограмма распространности различных соединений металлов в рудах Гусевогорского месторождения. 95 детально исследованных минеральных зерен. В скобках указано отношение Pd : Pt.

**Состав платиноидных минералов в рудах
Гусевогорского месторождения (вес. %)***

Минеральные виды и разновидности **	Pd	Pt	Fe	Cu	Ni	Hg	Te	Sb	As	S	Σ
Высоцкит PdS (4)	73,5	4,6	0,4	0,5	1,1	–	–	–	–	21,4	101,5
Высоцкит платиновый (Pd, Pt)S (3)	62,0	16,3	0,5	0,2	1,5	–	–	–	–	20,0	100,5
Атенсит (?) (Pd, Hg) ₃ As	62,6	0,3	1,1	0,1	0,2	21,1	–	–	15,5	–	100,9
Мертиит (?) Pd ₃ (Sb, As) ₂ (2)	71,6	0,3	0,3	0,4	0,01	–	–	22,7	4,1	0,1	99,5
Теллурид палладия PdTe _{1+x}	34,1	0,1	1,2	0,3	0,01	0,1	57,7	–	0,1	0,3	94,0
Ртутный теллурид палладия (Pd, Hg) Te	26,5	0,1	2,4	1,2	0,01	18,3	51,0	–	0,2	0,1	95,8
Медистый палладий PdCu	55,9	4,8	3,2	28,7	–	–	3,2	–	–	–	99,8
Палладистая ртуть Hg ₃ Pd ₂	21,1	0,2	0,4	0,01	0,01	60,5	–	–	–	–	82,2
Брэггит (Pt, Pd)S	9,4	73,2	0,7	0,8	2,4	–	–	–	–	14,1	100,6
Брэггит железистый (Pt, Pd, Fe)S	24,4	36,6	7,6	0,02	1,3	0,4	–	–	–	18,2	88,5
Брэггит ртутный (Pt, Pd, Hg) S	14,1	51,1	1,3	0,02	0,01	21,8	–	–	–	13,6	101,9
Ферроплатина палладистая Pt ₂ (Pd, Fe) ₃	25,5	60,4	12,5	0,4	0,01	–	–	–	–	–	98,8
Поликсен высокожелезистый Pt ₂ Fe (3; 1972-1974 гг.)	1,5	87,0	10,2	0,7	–	–	–	–	–	–	99,4

* Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5. Аналитик – Г.А. Сандлер. ** Цифры в скобках – число анализов.

Таблица 2

Распределение Pd и Pt по фракциям гравитационного концентрата, полученного из хвостов мокрой магнитной сепарации титаномагнетитовых руд Гусевогорского месторождения (испытания 1972-1974 гг)*

Фракция	Выход, вес. %	Содержание, г/т		Распределение, %	
		Pd	Pt	Pd	Pt
Магнетитовая	15,9	0,6	0,05	0,79	0,82
Ильменитовая	6,5	2,52	1,24	1,36	8,32
Сульфидная (пирит, халькопирит, борнит, и др.)	0,8	1280	82,15	85,09	67,86
Нерудная (пироксен, оливин, роговая обманка и др.)	76,8	2,0	0,29	12,76	23,00
Гравитационный концентрат хвостов	100,0	12,04	0,97	100,0	100,0

**Анализы выполнены в лабораториях института «Уралмеханобр» пробирно-спектральным и пробирно-химическим методами. Аналитики – М.Г. Киперман, О.А. Лачко, Р.Н. Уфимцева.

занных с дифференцированными габброидными интрузиями платформенных областей. Наличие в габбро-гипербазитовых комплексах складчатых поясов нового типа платино-палладиевой минерализации делает понятными некоторые «экзотические» находки [14, 15] мертиита $Pd_5(Sb, As)_2$ и винцентита $(Pd, Pt)_3(As, Sb, Te)$ в платиновых россыпях Аляски и Борнео.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- 1 Н.К. Высоцкий. Платина и районы ее добычи, КЕПС, Петроград, 1923.
- 2 А.Г. Бетехтин. Платина и другие минералы платиновой группы, М.-Л., 1935.
- 3 J.B. Mertie jr., Economic Geology of the Platinum Metals, U.S. Dep. Intern. Geol. Surv. Prof. Paper, № 630, Washington, 1969.
- 4 А.А. Иванов, Н.В. Лизунов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 (1944).
- 5 И.К. Латыш, Тр. Горн. Геол. Инст. УФАН СССР, в. 42 (1959).
- 6 В.Г. Фоминых, П.И. Самойлов и др., Пироксениты Качканара, Свердловск, 1967.
- 7 Л.В. Разин, К.В. Юркина, Геол. Рудн. месторожд., № 2 (1971).
- 8 Ю.А. Волченко, Тр. III Уральск. петрогр. совещ., Свердловск, 1974.
- 9 Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов, В.М. Нечеухин. Ежегодник-1973, Свердловск, 1974.

10 G.A. Kingston, Mineral. Mag., v. 35, № 274 (1966).

11 А.Д. Генкин, Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. «Наука», 1968.

12 Л.Ф. Борисенко, Е.Д. Усков, ДАН, т. 201. № 2 (1971).

13 Л.Ф. Борисенко, А.Д. Миллер, Э. И. Фишер, Геохимия, № 2 (1972).

14 G.A. Desborough, J.J. Finney, B.F. Leonard, Am. Mineral., v. 58, 1 (1973).

15 E.F. Stumpfl, M. Tarkian. Mag., v. 39, № 305 (1974).

Статья предоставлена академиком В.И. Смирновым 04.11.1975

Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов, Н.Д. Гутин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЗОЛОТА В ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА*

Возрастающее внимание исследователей к геохимии золота в гипербазитах объясняется многими причинами и в первую очередь стремлением приблизиться к пониманию вопроса о первоисточниках этого элемента при формировании золоторудных месторождений. Некоторые исследователи (Моисеенко и др., 1971) рассматривают гипербазиты различных формаций как основной источник мобилизуемого золота, которое, поступая в растворы, образуют в дальнейшем локальные рудные концентрации. Ряд авторов (Борисенко, Усков, 1971; Моисеенко и др., 1971, и др.) подчеркивают аномально повышенную золотоносность отдельных гипербазитовых массивов (и даже формаций), придавая ей значение формационного признака, либо предполагая наличие высоких и даже промышленных первичных концентраций золота в гипербазитах.

Подавляющее большинство работ по геохимии золота в уральских гипербазитах основаны на результатах пробирного, пробирно-спектрального и отчасти спектрохимического анализов и содержат противоречивые данные о характере распределения и формах нахождения золота в различных типах гипербазитов и их ассоциациях, а также об уровне его концентрации в главных типах пород и слагающих их минералах (Латыш, 1959; Разин, 1964; Щербаков, 1967; Борисенко, Усков, 1971; Борисенко и др., 1972; Щека и др., 1971, и др.).

На примере наиболее хорошо изученного комплекса Платиноносного пояса – Качканарского – нами сделана попытка на основе 277 прецезионных активационных определений золота в породах и минералах рассмотреть его поведение при формировании дунит-пироксенит-габбровых комплексов. Анализы выполнены в Центральной комплексной лаборатории Уральского территориального геологического управления под руководством Н.Д.Гутина с чувствительностью 0,3 и показали хорошую сходимость результатов по внутреннему и внешнему контролю¹, веденному в двух различных лабораториях (ДВГИ, спектрохимический метод; ЦНИГРИ, нейтронно-активационный метод).

Установлено (Волченко, 1972; Волченко и др., 1974), что в строении Качканарского комплекса участвуют три разновременные породные ассоциации, одна из которых (I) отвечает исходным гипербазитам, сформированным в подкорковых условиях, а две другие (II и III) охватывают продукты последовательного

¹Здесь и далее содержания золота даны в $\eta \cdot 10^{-7}\%$.

*Вопросы геохимии и рудообразования. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 131, Свердловск, 1977. УНЦ АН СССР. С. 125–130.

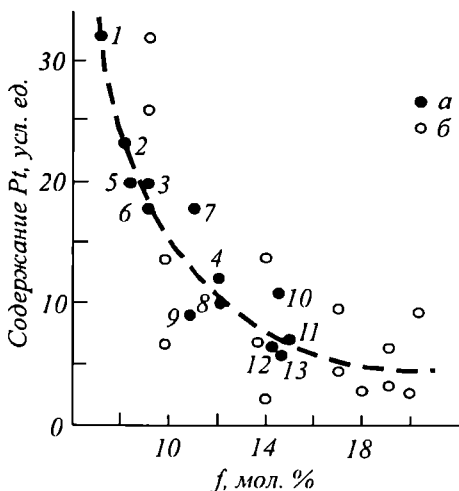


Рис. 2. Соотношение железистости дунитов, метадунитов и оливинитов и содержания в них платины.

а – дуниты (1-4 – Нижнетагильский массив, 5-6 – Желтая Сопка, 7 – Соколиный камень, 8 – Кытлымский массив, 9 – Светлый Бор, 10 – Уктусский массив) и метадуниты (11 – Качканарский массив, 12 – Вересовый Бор, 13 – Кривинская сопка), б – оливины из различных типов пород Качканарского комплекса.

прогрессирующего преобразования исходных гипербазитов уже в коровой обстановке под воздействием мощного базальтоидного источника.

В наиболее ранней, исходной, ассоциации гипербазитов (дуниты, верлиты, оливиновые пироксениты) золото распределено равномерно. Несмотря на минимальный вес анализирующихся навесок (0,1-0,2 г), коэффициент вариации мал (41%). Кривая распределения содержаний золота статистически удовлетворительно аппроксимируется нормальным законом. Проверка нормальности осуществлялась методом асимметрии и эксцесса с использованием статистик d и g_1 (Большев, Смирнов, 1965), вычисленные значения которых лежат в допустимых для принятия нулевой гипотезы пределах при уровне значимости 0,05. Среднее содержание золота в этой ассоциации пород равно 2,4; $S=1$ (см. таблицу).

В более поздней ассоциации гипербазитов (магнетитовые пироксениты, оливиновые магнетитовые пироксениты, магнетитовые оливиниты и верлиты), возникшей путем локального замещения дунитов, верлитов и оливиновых пироксенитов, характер распределения золота изменяется. Кривая распределения концентраций имеет отчетливо выраженные положительные асимметрию и эксцесс, что свидетельствует о преобладающей роли пониженных концентраций. Для оценки параметров распределения золота в этой ассоциации в качестве теоретической функции сравнения использована функция Вейбулла, которая во многих случаях дает более удовлетворительные результаты, чем логнормальная функция (Шиманский, Базанов, 1966). Оценка сравнения по критерию X^2 показала непротиворечивость выборочных данных распределению Вейбулла. Среднее содержание золота в целом по породам этой ассоциации значимо не отличается от среднего в дунитах и оливиновых пироксенитах и составляет 2,3, однако другие параметры распределения возрастают: $S=2,3$; $V=100\%$.

В установленном изменении характера распределения золота усматривается следующий геохимический смысл. Существенно оливиновые и пироксен-

оливиновые парагенезисы с акцессорными хромшпинелидом или магнетитом сменяются оливин-магнетит-пироксеновыми и магнетит-пироксеновыми парагенезисами с широко распространенным титаномагнетитом (>20 вес. %), который в обеих ассоциациях содержит очень низкие концентрации золота ($X=0,6$). Соответственно средние содержания золота по отдельным типам пород, содержащим большие или меньшие количества титаномагнетита, резко различны (от 0,5 до 3,6). Учитывая некоторое повышение содержания золота в оливине и пироксене гипербазитов II ассоциации (см. таблицу), можно говорить о перераспределении золота в гипербазитах в процессе смены парагенезисов без ощутимого привноса этого элемента извне.

Для понимания причин отмечаемой многими исследователями резкой неравномерности распределения концентраций золота в некоторых типах гипербазитов рассматриваемых комплексов важно оценить характер его распределения в габброизированных гипербазитах и других образованиях, генетически сопряженных с процессом габброизации. Все анортитовые полосчатые габбро, габброизированные гипербазиты, а также серпентинизированные и амфиболизированные гипербазиты с вкрапленностью сульфидов, занимающие вполне определенное геологическое положение (Волченко, 1972), устойчиво содержат повышенные концентрации золота.

Следует подчеркнуть специфику распределения золота в этих образованиях. Кривая распределения имеет сложный характер, что обусловлено, скорее всего, наличием двух типов золотоносных метасоматитов: со свободным золотом и без него. Имеющиеся данные позволяют статистически оценить только одну обеспеченную совокупность, охватывающую метасоматиты без свободного золота. Оказалось, что и в этом случае для оценки распределения может быть использована функция Вейбулла, причем степень согласия теоретической и эмпирической кривых высокая. Среднее содержание золота в этой совокупности на основе 73 определений равно 20,9; $S=20$; $V=96$ %. В целом же по 81

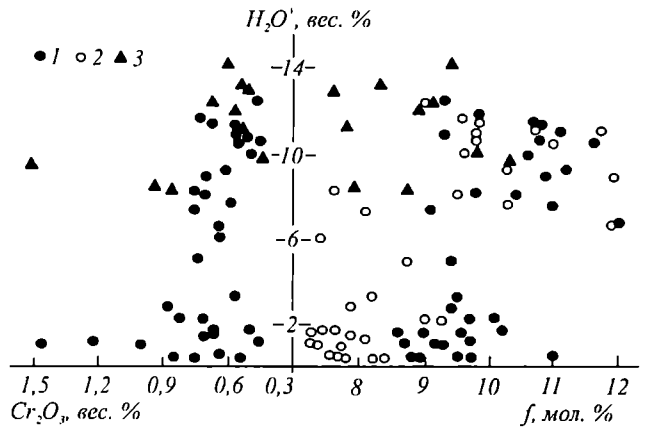


Рис. 1. Вариации железистости пород (и оливинов из них), содержания Cr_2O_3 (в пересчете на безводный состав) в связи со степенью серпентинизации дунитов по скв. 7529.

1 – дуниты; 2 – оливины из этих же проб; 3 – дуниты поверхностных частей массива, по Н.В. Бутырину.

Таблица 1

Среднее содержание золота в ассоциациях Платиноносного пояса

Ассоциация пород	Параметры распределения	Ассоциации в целом	Оливин	Пироксен	Титано-магнетит	Серпентин	Роговая обманка	Плагиоклаз
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Дуниты, верлиты, оливиновые пироксениты I	p^*	25	4	11	6	-	-	-
	$X_{мин} - X_{макс}$	<0,3-4,7	4	0,8-4,5	0,4-0,9	-	-	-
	\bar{X}	2,4	1-1,5	2,2	0,6	-	-	-
	S	1/0	1,2	1,2	-	-	-	-
V	41	-	54	-	-	-	-	-
Магнетитовые пироксениты, оливиновые магнетитовые пироксениты, магнетитовые оливиниты и верлиты и др. II	p^*	67	8	22	15	-	-	-
	$X_{мин} - X_{макс}$	<0,3-9,4	0,7-5,5	0,5-5,9	<0,3-1,0	-	-	-
	\bar{X}	2,3	2,0	2,9	0,6	-	-	-
	S	2,3	-	1,7	0,3	-	-	-
	V	100	-	59	50	-	-	-
		92	12	33	21	-	-	-
Гипсрбазиты в целом	p^*	<0,3-9,4	0,7-5,5	0,5-5,9	<0,3-1,0	-	-	-
	$X_{мин} - X_{макс}$	2,3	1,7	2,7	0,6	-	-	-
	\bar{X}	2,0	1,4	1,6	0,3	-	-	-
	S	87	82	59	50	-	-	-

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Метасоматиты по гипербазитам I	n*	13	-	-	2	9	-	-
	$X_{\text{мин}}-X_{\text{макс}}$	<0.3-184.0	-	-	11.1-105.0	4.5-97.8	-	-
	X	43.6	-	-	58	27.2	-	-
	S	56.1	-	-	-	29.4	-	-
Метасоматиты по гипербазитам II	n*	31	-	-	2	108	3	-
	$X_{\text{мин}}-X_{\text{макс}}$	3.00-2300.0	-	-	11.9-27.0	-	2.8-45.9	-
	X	114.6	-	-	19.5	-	18.3	-
	S	408.3	-	-	-	-	-	-
Габброизированные пироксениты, горнблендиты, полосчатые амфибол- анортитовое габбро	n*	37	-	-	6	-	8	4
	$X_{\text{мин}}-X_{\text{макс}}$	1.7-351.0	-	-	6.6-1680.	-	3.2-354.	15.5-107.0
	X	31.3	-	-	398.2	-	80.5	51.9
	S	74.3	-	-	-	-	122.2	-
Метасоматиты в целом	n*	81	-	-	10	9	11	4
	$X_{\text{мин}}-X_{\text{макс}}$	<0.3-2300.0	-	-	6.6-1680.	4.5-97.8	2.8-354.	15.5-107.0
	X	65.2	-	-	254.4	27.2	63.6	51.9
	S	258.8	-	-	540.4	29.4	106.8	-
	V	397	-	-	212	108	167	-

* n – количество определений; ($X_{\text{мин}} - X_{\text{макс}}$) – размах варьирования содержания золота, мг/т; X – среднее арифметическое содержание золота мг/т; S – стандартное отклонение содержания золота, мг/т; V – коэффициент вариации, %

определению уровень концентрации золота в золотоносных метасоматитах оценивается следующими параметрами: $X=65,2$, $S=258,8$; $V=397\%$.

При сравнении характера распределения золота в отдельных минералах гипербазитов и образующихся по ним золотоносных метасоматитов (см.табл.) особо следует подчеркнуть сравнительную равномерность его распределения в первых (оливин $X=1,7$; $S=1,4$; $V=82\%$; пироксен $X=2,7$; $S=1,6$; $V=59\%$; титаномагнетит $X=0,6$; $S=0,3$; $V=50\%$) и резкую неравномерность распределения золота – во вторых (роговая обманка $X=63,6$; $S=106,8$; $V=167\%$; серпентин $X=27,2$; $S=29,4$; $V=108\%$; магнетит $X=254,4$; $S=540,4$; $V=212\%$). Представляется бесспорным вывод, что именно с процессом габброизации связаны привнос золота в комплексы и формирование золотоносных метасоматитов по различным типам гипербазитов. Уровень же концентрации золота в предположительно мантийных исходных гипербазитах Платиноносного пояса ниже известных кларковых содержаний (Виноградов, 1962) и сопоставим с концентрациями золота в гипербазитах рифтовых зон океанов (Аношин, Емельянов, 1969; Дмитриев, 1973).

Таким образом, нет оснований для подчеркивания роли гипербазитов как ведущего источника мобилизуемого золота при формировании золоторудных месторождений.

Устойчиво низкие концентрации золота во всех сменявших друг друга парагенезисах при образовании первой и второй ассоциаций гипербазитов свидетельствуют о геохимической инертности золота на значительном отрезке истории формирования и становления дунит-пироксенит-габбровых комплексов. Относительное насыщение золотом гипербазитов и комплексов в целом тесно связано с заключительным этапом их становления, который характеризуется массовым проявлением габброизации гипербазитов и других сопряженных с нею явлений.

Все экзотически высокие концентрации золота в гипербазитах Платиноносного пояса не являются первичными, но тесно связаны с рассмотренными процессами преобразования гипербазитов. Чрезвычайно низкая золотоносность титаномагнетитовых руд и габброизированных гипербазитов, как и невысокий уровень металлоносности локальных участков золотосодержащих метасоматитов по гипербазитам I и II ассоциаций, определяются, скорее всего, бедностью золотом базальтоидного источника, обусловившего преобразование гипербазитов на поздних этапах становления платиноносных комплексов.

Выявленные сложные закономерности распределения золота в изученной уральской формации свидетельствуют о невозможности расчета средневзвешенного формационного среднего (формационного кларка), имеющего реальный геохимический смысл, без выполнения комплекса детальнейших минералогических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Аношин Г.Н., Емельянов Е.М. Золото в магматических породах Атлантического океана (по данным радиоактивационного анализа). – Докл. АН СССР, 1969, т. 189, №3.

Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. М., «Наука», 1965.

Борисенко Л.Ф., Усков Е.Д. О золотоносности ультрабазитов Гусевогорского массива (Урал). – Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2.

Борисенко Л.Ф., Миллер А.Д., Фишер Э.И. О распространенности золота в ультрабазитах. – Геохимия, 1972, № 2.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.

Волченко Ю.А. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса. – Проблемы геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972.

Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г., Нечеухин В.М. О парагенетических породных ассоциациях в типах платиноидной минерализации в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала. – Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1973 г. Свердловск, 1974.

Дмитриев Л.В. Петрология и геохимия ультрабазитов срединных океанических хребтов. – Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1973.

Латыш И.К. Формы нахождения платины в рудах качканарского типа на Урале. – Труды Горно-геол. ин-та УФАИ СССР, 1959, вып. 42.

Моисеенко В.Г., Щека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971.

Разин Л.В. Геохимия и минералогия группы платины и золота в платиноносных породах габбро-гипербазитового ряда. – Тезисы к научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Н.К.Высоцкого. Свердловск, 1964.

Шиманский А.А., Базанов Г.А. Математические методы геохимических исследований. «Наука», 1966.

Щека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах. – Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 2.

Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., «Наука», 1967.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ САРАНОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА)*

Развиваемые многими исследователями (И. Зимин, 1939, 1954; С. Зимин, 1968, 1973; Иванов, 1971, 1977а) представления о сарановских хромитоносных массивах как интрузивных телах, не утративших связи с глубинным материнским магматическим очагом, дополнялись естественными рудогенетическими выводами о кристаллизации основной массы хромитовых руд сарановского комплекса в современных камерах, т.е. практически в местах наблюдаемого их залегания. Это открывало благоприятные перспективы прогноза масштабов, морфологии и качества оруденения во всем объеме интрузий на основе ожидаемой тесной коррелируемости петрогенных и рудогенных процессов. Был сделан вывод (Иванов, 1971, 1977а; С. Зимин, 1973), что с глубиной одновременно с увеличением мощности тела рудоносных гипербазитов происходит усложнение его строения, возрастание мощности отдельных рудных тел и их общего числа, проявляется тенденция к выполаживанию рудных тел и стратифицированной хромитоносной толщи в целом. При оценке перспектив рудоносности сарановского комплекса утверждалось, что «геологические данные позволяют предполагать, что главное Сарановское месторождение простирается до глубин порядка 5-10 км при колебаниях мощности хромитовых пластов, зависящей от мощности тел стратифицированных гипербазитов» (Иванов, 1974); «в известном смысле рассматриваемый интрузив представляет миниатюрный Бушвельдский массив Урала. С этой точки зрения... и нужно в дальнейшем оценивать перспективы глубоких горизонтов Сарановского месторождения» (С. Зимин, 1973).

Подчеркивание указанными исследователями ведущей роли интрузивных соотношений сарановских гипербазитов с габбро, а также тех и других с вмещающими сарановский комплекс терригенно-сланцевыми толщами венда (?) привело к частичному либо к полному исключению наблюдаемой тектоники из числа ведущих факторов, контролирующих морфологию и внутреннюю структуру габбро-гипербазитовых тел сарановского комплекса. Сильное рассланцевание краевых частей гипербазитовых тел и аналогичное рассланцевание в габбровых частях массивов объяснялись явлениями прототектоники и объемными эффектами процесса массовой серпентинизации (И. Зимин, 1939). Выявленные горными и буровыми работами жило-линзообразные включения серпентинитов и хромититов в прконтактовых частях габбро, а также в жилах и дайках диабазов, как и более крупные участки серпентинитов среди габбро и габбро среди серпентинитов, рассматривались в зависимости от генетической концепции либо как контаминирующие ксенолиты, либо как

*Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Труды ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 151. Изд. УНЦ АН СССР. Свердловск. 1979. С. 70-81.

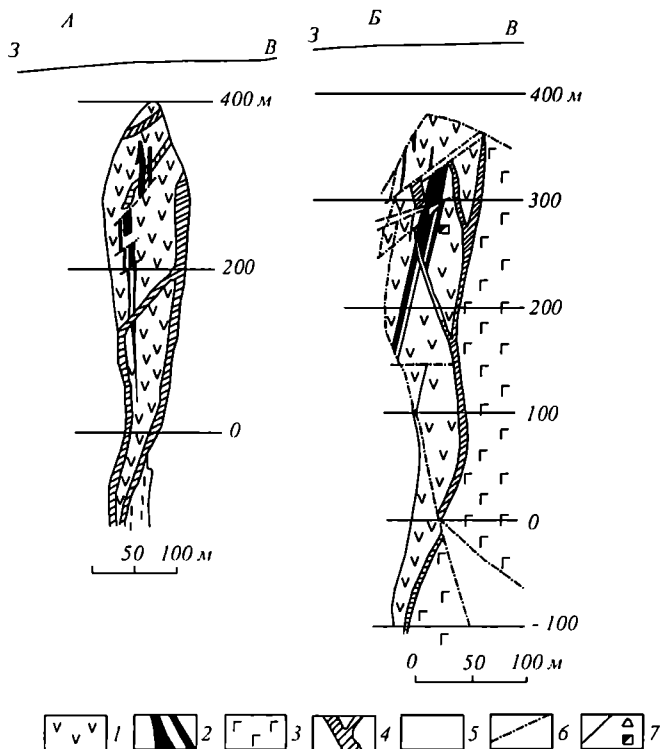


Рис. 1. Схематизированные геологические разрезы северной части Северного Сарановского массива.

А – по О.К. Иванову (1977а); Б – по данным детальной разведки 1975-1977 гг. 1 – серпентиниты по гипербазитам состава эвстатитовых дунитов и дунит-гарцбургитов; 2 – пластообразные тела сплошных и густовкрапленных хромитовых руд; 3 – габбро, апогаббровые метаморфиты; 4 – дайки и жилы габбро-диабазов и диабазов; 5 – терригенно-сланцевые толщи, вмещающие массив; 6 – тектонические нарушения; 7 – проекция скважин и горно-эксплуатационных выработок, использованных при отстройке разрезов.

обычные инъекции (И. Зимин, 1939; Иванов, 1971; С. Зимин, 1973). Амплитуды перемещений отдельных частей массивов сарановского комплекса, блоков пород и руд по крутым и пологим разрывным нарушениям оценивались в первые метры – первые десятки метров, максимально в сотню метров (рис. 1, А, 2).

Отработка более глубоких горизонтов Сарановского месторождения, выполненные тематические исследования и, наконец, детальная доразведка глубоких горизонтов указанного месторождения позволили получить новую интересную информацию. Удалось установить, что Северный Сарановский габбро-гипербазитовый массив представляет собой не конформную интрузию-апофизу и не перемещенный стратифицированный хромитоносный лополит, а линзооб-

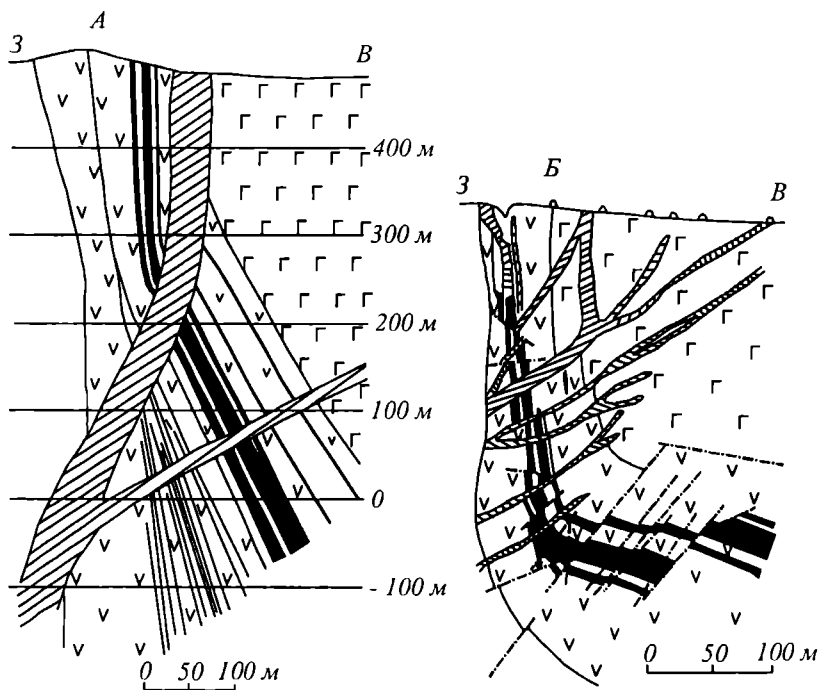


Рис. 2. Схематизированные геологические разрезы центральной (А) и южной (Б) частей Северного Сарапульского массива.

А – по О.К. Иванову (1971); Б – по Т.А. Смирновой («Принципы прогноза...», 1977). Условные обозначения те же, что на рис. 1.

разный будинированный тектонический блок, ведущие мотивы морфологии и внутреннего строения которого определяются тектоническими факторами. При анализе погоризонтных планов и поперечных разрезов выявляется характерное тектоническое выклинивание массива на флангах и с глубиной, иллюстрируемое отдельными разрезами по северной, центральной и южной частям массива (рис. 1Б, 3 и 4). Достаточно отчетливо выражено тектоническое разлинзование тела массива с разворотом блоков на флангах в противоположных направлениях; последнее фиксируется на севере вертикальным и крутым западным ($75-80^\circ$), а на юге пологим ($40-50^\circ$) северо-восточным падением хромитовых пластов. Многократное будинирование массива, усложняющее морфологию его контактовых зон, – главная причина резкого изменения мощности основных составляющих его разреза (луниты, рудоносные дунит-гарцбургиты, габбро), суммарной мощности массива по разрезам и часто приводит к непосредственному срезанию рудных тел вмещающими сланцами и габбро (см. рис. 1, 3, 4). Вскрытые горными выработками и подсеченные многими скважинами зоны контактов

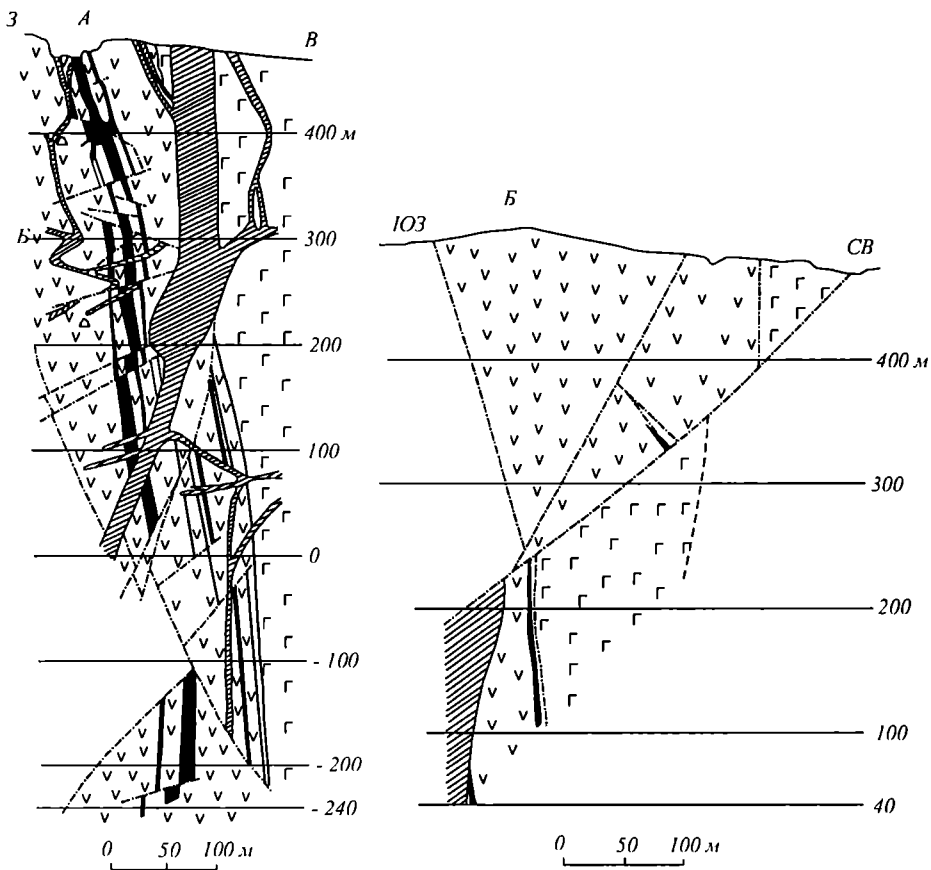


Рис. 3. Схематизированные геологические разрезы центральной (А) и южной (Б) частей Северного Сараповского массива по данным детальной разведки 1975-1977 гг. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

гипербазитов с габбро, а также тех и других с вмещающими терригенно-сланцевыми толщами представлены тектонитами и прочими метаморфитами пестрого состава, а во многих случаях залечены жилами и дайками диабазов и габбро-диабазов (см. рис. 1-3). Морфология и внутреннее строение этих зон в незалеченном варианте приведены на рис. 4. Западный контакт апогипербазитовых серпентинитов со сланцами в северной и средней частях массива представлен мощной (8-15 м и более) зоной тектонитов с невыдержанными ундулирующими элементами залегания при изменении ее падения от крутого (60-80°) западного до такого же крутого восточного (см. рис. 4, А-В). Внутреннее строение зоны следующее (с запада на восток); а) интенсивно перемятые катаклазированные хлорит-кварцевые сланцы с примесью материала хромитоносных гипербазитов в виде тонкорастертого вещества, а также мелких обломочков и

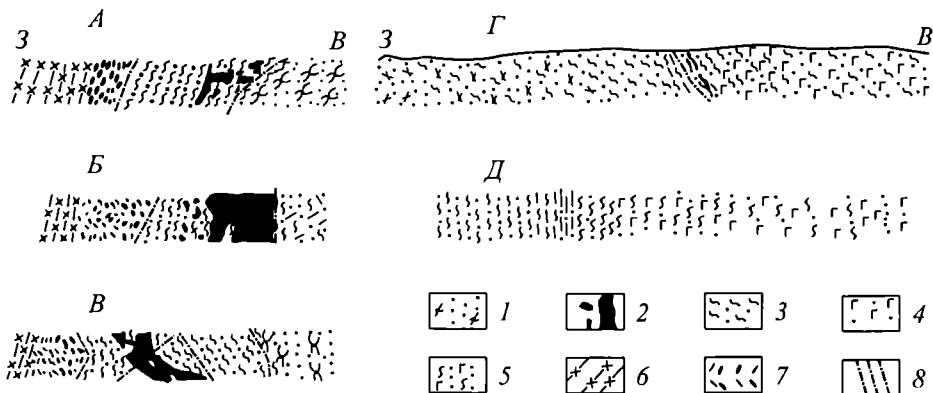


Рис. 4. Характер контактов хромитоносных гипербазитов Северного Сарановского массива со сланцами (А – В) и габбро (Г – Д).

А – по орту –8, гор. +340 м; Б – по орту –10, гор. +280 м; В – по орту 10-12, гор. +220 м; Г – по северной стенке траншеи, идущей от карьера Главного Сарановского месторождения к стволу вентиляционной шахты; Д – скв. 474, инт. 120-140 м. 1 – сильно трещиноватые серпентиниты по гипербазитам состава эвстатитовых дунитов и дунит-гарцбургитов; 2 – хромититы будинированные, катаклазированные и частично милонитизированные; 3 – тектонические сланцы по серпентинитам; 4 – габбро, апогабровые метаморфиты; 5 – тектонические сланцы по габбро; 6 – серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 7 – смятые катаклазированные и милонитизированные сланцы с примесью материала хромитоносных гипербазитов; 8 – тектонические нарушения.

линзочек серпентинитов и хромититов, 1-3 м; б) тектонические сланцы по серпентинитам с будинами хромититов, принадлежащих по вещественно-текстурным признакам Западному рудному телу, 5-8 м; в) сильно мятые трещиноватые серпентиниты, 3-5 м. Далее к востоку зона постепенно затухает, но на расстоянии 10-15 м еще чувствуется ее влияние. На этом расстоянии на горизонтах +340 и +280 м откартированы будинированные остатки рудного тела, залегающие в сильно перемятых, отчасти измененных в тальк-карбонатные породы, серпентинитах. Отметим, что в тектонитах смешанного состава внешней части зоны химическим анализом выявлено повышенное (до 1-2 вес. %) содержание хрома, сопоставимое с его концентрациями в серпентинитах, но не характерное для серицит-хлорит-кварцевых сланцев, вмещающих массив.

Мощность тектонических зон на контакте гипербазитов с габбро 20-30 м и более. Внутреннее строение (см. рис. 4, Г, Д) зон следующее (с запада на восток): а) сильно мятые трещиноватые серпентиниты, 10 м; б) тектонические сланцы по серпентинитам, 5 м; в) тальк-карбонатные сланцы и тектоническая глина, 1-2 м; г) тектонические сланцы по габбро, в начале интервала с примесью материала серпентинитов в виде брекчиевидных обломков и мелких линз,

5-7 м; д) смятое и рассланцованное габбро, мощность определить трудно, так как сланцеватые текстуры в сарановских габбро проявлены очень широко. Падение зоны восточное под углом 60-80°.

Определенная блочность и мозаичность внутренней структуры габбро-гипербазитовых тел объясняется большим числом крутопадающих и пологих разрывных нарушений, смещения по которым обычно имеют небольшую амплитуду и характер сбросов и взбросов в комбинации со сдвигами. Кроме того, в последнее время выявлены крупные надвиговые нарушения с амплитудой перемещения, соизмеримой с суммарной мощностью Северного Сарановского массива, т.е. оцениваемой во многие сотни метров (см. рис. 3, Б). Принципиально важно, что такие структуры картируются в массиве линзообразной формы с достаточно простой изученной поверхностью контактовых зон габбро-гипербазитового тела с вмещающими терригенно-сланцевыми толщами, при отсутствии в нем на исследованном интервале в 500-700 м от поверхности расчленяющих клинообразных блоков сланцев и соответственных тектонических козырьков и отторженцев габбро-гипербазитового состава в сланцах рамы. Это в сочетании с наличием откартированных мощных зон тектонитов в контактах массива свидетельствует о формировании таких структурных элементов не на месте современного залегания массива, а до приобретения им завершенной линзообразной формы. Можно заключить, что Северный Сарановский массив представляет собой сорванный и утративший первоначальную форму будинированный тектонический блок, амплитуда перемещения которого по вертикали может оцениваться величиной скорее в километры, чем в первые десятки метров.

Выявляющийся более сложный характер становления массива, сопровождающийся метаморфизмом пород и руд, неоднократным внедрением и последующим метаморфизмом ранних диабазовых даек в процессе массива, делает более понятным установленное сонахождение в массиве полигенной рудной минерализации. Становится ясно, что для прогноза рудности массивов сарановского комплекса и прочих массивов пояса решающее значение имеет не форма и объем «современной камеры», где происходила кристаллизация рудоносных расплава или суспензии, а принадлежность сорванного блока к рудоносному или нерудоносному участку дифференцированной в зоне рифтогенного разлома базальтоидной интрузии (Пейве и др., 1977) и степень сохранности этого блока в процессе выведения и окончательного становления.

Последнее определяет важность исследований по типизации рудоносных и безрудных разрезов комплекса, пространственной изменчивости оруденения для разработки надежных дескрипторов. Возможные объективные затруднения связаны с метаморфизмом руд и рудовмещающих пород, а также со значительной нарушенностью разрезов сарановского комплекса в результате его тектонического разлинзования и широкого развития приразломных метаморфитов типа

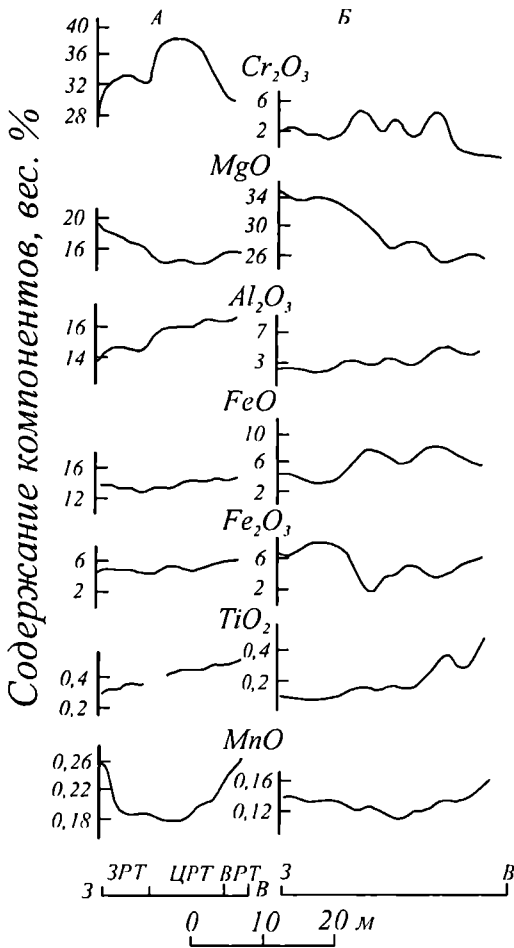


Рис. 5. Графики регрессии содержаний компонентов по однородным объединенным частям разреза хромитонесущей толщи (Северный Сарановский массив, орт 25, гор. +280 м).

А – рудная часть разреза; Б – нерудная часть разреза.

метасоматических хромитов и хромитонесущих гипербазитов, ультраосновных пегматитов и сарановитов, относимых другими исследователями к автомагматическим и автометасоматическим образованиям.

Неизохимический характер полной серпентинизации гипербазитов сочетается с изменением состава руд и пород при перекристаллизации (возрастают железистость и титанистость). Состав хромшпинелида в рудах варьирует от мелко-тонкозернистого «ортомагматического» субферриалюмохромита до более крупнозернистого, перекристаллизованного железистого ферриалюмохромита и в отдельных случаях до бесспорно позднего метаморфического субалюмохроммагнетита. В пегматитах и сарановитах хромшпинелид также отвечает железистому и титанистому ферриалюмохромиту (Иванов, 1977б).

Несмотря на искажающее влияние наложенных тектонических и метаморфических процессов, предпринимались многочисленные попытки минералого-геохимической типизации разрезов и пространственной изменчивости оруденения (Мягков, Баталов, 1966; С. Зимин, 1968, 1973; Иванов, 1971, 1977б). Однако все эти работы посвящены лишь оценке изменчивости состава руд (хромшпинелидов), основаны на результатах выбо-

рочного точечного или пунктирного опробования, причем полученная информация обработана и представлена только на качественном и графическом уровнях.

Мы считали целесообразным проведение детальных минералого-геохимических исследований пород и хромитовых руд по одному из наименее нарушенных разрезов хромитонесущей толщи сарановского комплекса с корректной оцен-

кой сопряженности вариаций их состава по разрезу. Был выбран разрез в средней части Главного Сарановского месторождения на третьем горизонте его отработки (+280 м), где горными выработками на протяжении примерно 70 м вскрыта зона перехода от энстатитсодержащих дунитов к дунит-гарцбургитам, вмещающая серию хромитовых пластов. По этому разрезу, покрытому нами непрерывным секционным бороздовым опробованием, отобрано около 100 проб весом 4-6 кг. Пробы проанализированы на 20 компонентов в лабораториях Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Уральского территориального геологического управления и института «Уралмеханобр».

Методически и практически нецелесообразно проводить аналитическое исследование закономерностей пространственного распределения пороодо- и рудообразующих элементов по рассмотренному опорному разрезу месторождения как единому целому, поскольку он совмещает столь различные по составу среды, как хромитовые пласты и рудовмещающие обычно слабохромитоносные гипербазиты. Поэтому исследуемый разрез был расчленен на две сравнительно однородные части, одна из которых включает хромититовые пласты, а вторая – рудовмещающие гипербазиты. Для обеих частей разреза проверена гипотеза о наличии тренда в пространственном распределении исследуемых компонентов с помощью *t*-критерия Аббе (Линник, 1962). Для рудной части разреза доказано наличие координированной изменчивости по хрому, магнию, алюминию, закисному и окисному железу, титану, марганцу. По этим же компонентам, за исключением хрома, тренд установлен и в безрудной части разреза. Отсутствие закономерной изменчивости по хрому, по-видимому, связано с влиянием околосластовых ореолов; категорическое отрицание существования тренда этого компонента возможно лишь после дополнительной аналитической проверки при условии корректного подавления ореольных эффектов.

Для оценки установленных трендов использовано трехкратное последовательное сглаживание исходных данных с помощью метода скользящей средней. Количественная характеристика наблюдаемых трендов выражалась с помощью двух параметров: показателя координированной изменчивости *I* и показателя степени координированной изменчивости *I_c* (Четвериков, 1968). Первый параметр принято рассматривать как скорость закономерных изменений в конкретной точке геологического тела по определенному направлению, а второй – как ускорение, с которым происходят эти изменения в данном направлении. Эти показатели имеют следующий вид:

$$I = \frac{1}{L} \cdot \sum_1^n |\overline{\Delta_1}|$$

$$I_c = \frac{1}{L} \cdot \sum_1^n |\overline{\Delta_2}|$$

где L – длина интервала линий опробования в пределах сглаженных значений признака; Δ_1, Δ_2 – абсолютные значения соответственно первых и вторых разностей; n – число, кратное операциям сглаживания. Результаты расчетов этих параметров приведены в табл. 1.

Графически изображения выявленных нами трендов иллюстрируются линиями регрессий содержаний (рис. 5), построенными по рассчитанным сглаженным значениям концентраций компонентов для обеих (рудной и безрудной) частей исследуемого разреза. Анализ приведенных графиков показывает, что они достаточно разнородны. Можно выделить следующие типы линий регрессии: а) сравнительно простые с просматривающейся линейной направленностью (титан, алюминий); б) более сложные параболической (гипербалической) формы с контрастным характером регулярных приращений (марганец, хром в рудной части); в) сложные волнообразные с неконтрастным характером регулярных приращений (магний, железо в нерудной части).

Комплементарный характер закономерной изменчивости соответствующих компонентов в рудной и нерудной частях разреза (см. рис. 5), при рассмотрении исследованного разреза вновь как единого геологического целого, определяет его бесспорную и оцененную количественно градиентность, по крайней мере по железу, титану, магнию, алюминию. Для дополнительной типизации разреза важна также и впервые выполненная нами количественная оценка сложных трендов хрома, марганца, кремния.

Существенный интерес представляет исследование поведения ряда малых элементов (никель, кобальт, медь, ванадий, благородные металлы) в данном разрезе, где тенденции пространственного распределения основных компонентов установлены достаточно определенно.

Для никеля в рудах и породах аналитическими приемами выявлен тренд, графически описываемый сложной волнообразной кривой с отчетливым минимумом в центральной частях разреза. Количественная оценка тренда с помощью параметров I и I_c подтвердила его существенность и возможность загрубленного графического описания параболической кривой. Для рудной части разреза намечается отчетливое уменьшение содержаний никеля от западного рудного тела к восточному от 0,15 до 0,1 вес. %.

Расчетами установлено отсутствие тренда для кобальта и меди. Выдержанный характер содержаний кобальта в породах и рудах (~ 0,02 вес. %) нарушается очень редко. Содержание меди в различных частях разреза также довольно близко, от 0,005 до 0,02 вес. %.

Для ванадия выявлен сопряженный характер изменчивости содержаний в рудной и нерудной частях разреза, обусловленной возрастанием его концентраций с запада на восток и для руд (от 0,13 до 0,2 вес. %), и для вмещающих гипербазитов (от 0,02 до 0,06 вес. %).

Анализ пространственной изменчивости содержаний золота по исследуемому разрезу приводит к выводу о неравномерном распределении элемента и

отсутствии закономерных тенденций в его поведении. Средние содержания золота в рудах и породах, не затронутых или слабо затронутых процессами дробления, рассланцевания и гидротермальной проработки, близки (2-5 мг/т). Однако построенная по разрезу вариограмма концентраций золота отражает реальную сложную картину локальных разновозрастных деформаций и гидротермальных изменений пород и руд.

Как установлено ранее (Волченко и др., 1973), геохимический облик хромитоносных гипербазитов и хромитовых руд сарановского комплекса в отношении платиноидов определяется платиной, рутением, палладием и родием. Выполненными для платины и палладия расчетами установлено отсутствие тренда по этим элементам и невозможность количественной оценки закономерной составляющей их распределения по разрезу. При подсчете средневзвешенных значений содержаний выявлено направленное обогащение платиновыми металлами с запада на восток последовательных крупных элементов разреза, определяющих его стратификацию. Другая тенденция – нахождение высоких и максимальных концентраций платиноидов в участках рудных тел с наивысшей степенью окисления железа, т.е. в участках сильно метаморфизованных перекристаллизованных руд с тонкой вкрапленностью метаморфогенных сульфидов никеля, железа, кобальта.

Кроме детальных исследований хромитоносной толщи сарановского комплекса по рассмотренному разрезу, т.е. по главному направлению ее изменчивости, нами на основе около 5 000 анализов проб разведочного опробования на хром выполнена работа по оценке пространственной изменчивости хромитового оруденения по простиранию и падению рудоносной толщи. Использован метод непосредственного изучения анизотропии скалярного поля по величинам его значений, заданным в точках изотропной сети (Бухгейм, Лаутербах, 1957).

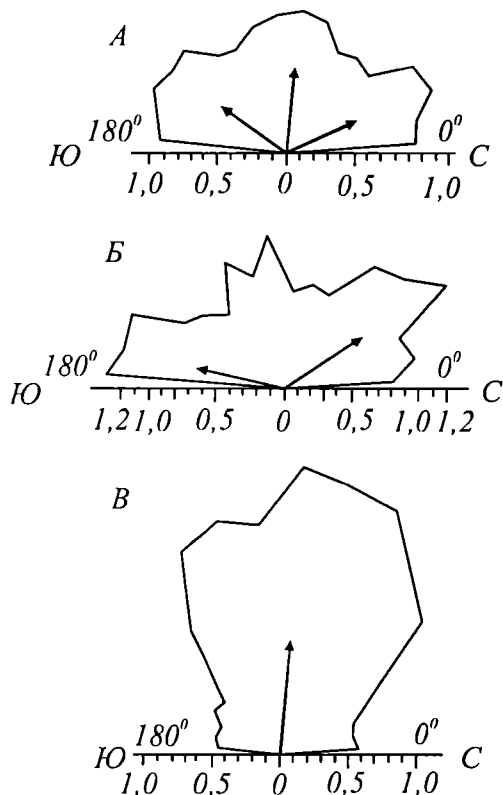


Рис. 6. Розы-диаграммы отношений анизотропии геохимического поля хрома в продольных проекциях Западного (А), Центрального (Б) и Восточного (В) рудных тел Главного Сарановского месторождения.

**Результаты вычисления показателей координированной
изменчивости содержаний основных рудо-породообразующих
компонентов**

Компонент	Рудная часть разреза			Нерудная часть разреза		
	I_r вес. %/м	I_c вес. %/м	I_c / I_r	I_r вес. %/м	I_c вес. %/м	I_c / I_r
Cr ₂ O ₃	1,877	1,240	0,660	—	—	—
MgO	0,594	0,380	0,639	1,219	0,817	0,670
Al ₂ O ₃	0,706	0,520	0,737	0,673	0,436	0,647
FeO	0,355	0,216	0,608	0,843	0,496	0,587
Fe ₂ O ₃	0,306	0,178	0,582	0,704	0,420	0,597
TiO ₂	0,021	0,013	0,619	0,031	0,025	0,812
MnO	0,0135	0,0155	1,1481	0,0106	0,0113	1,066

Сущность метода заключается в том, что вся исследуемая площадь разбивается на прямоугольные треугольники с вершинами в точках наблюдения, причем анализируемое поле в пределах каждого треугольника следует считать линейной функцией от координат X и Y . Тогда простираение изолиний в треугольниках можно найти из соотношения $\gamma = \arctg(-\Delta Y / \Delta X)$, где ΔX и ΔY – разности функции на катетах треугольника, параллельных соответственно осям X и Y . Относительное число изолиний, которые попадут в пределы треугольника, определится величиной $g = \sqrt{\Delta X^2 + \Delta Y^2}$ – средним градиентом поля в пределах треугольника. Найденные значения g для каждого из элементарных треугольников суммируются по соответствующим интервалам γ . Полученные суммы $(\Sigma g)\gamma$, отложенные по соответствующим азимутам, образуют результирующую розу-диаграмму анизотропии. Основой при расчетах служили данные разведочного опробования на хром по всем горизонтам Главного Сарановского месторождения, вынесенные на вертикальные продольные проекции трех разрабатываемых рудных тел (Западного, Центрального, Восточного).

Анизотропия геохимических полей Cr₂O₃ оценивалась двумя характеристиками: величиной преимущественного направления и степенью его проявления – коэффициентом анизотропии. Для получения этих характеристик исходная роза-диаграмма сглаживалась, т.е. подсчитывалась $(\Sigma g)\gamma$, в пределах скользящего

укрупненного интервала в 30°. Далее вычислялось отношение $\lambda = \frac{(\Sigma g)\gamma}{(\Sigma g)\gamma + 90^\circ}$,

т.е. отношение суммы весов, соответствующих направлению, к сумме весов, соответствующих перпендикулярному направлению. Максимальное значение этого отношения лмакс отвечает характеристике анизотропии, а соответствующую

Таблица 2

**Результаты расчетов роз-диаграмм направленной изменчивости
содержаний Cr_2O_3 в вертикальных продольных проекциях рудных
тел Главного Сарановского месторождения**

γ , град	Западное тело			Центральное тело			Восточное тело		
	$(\Sigma_p)\gamma$	$(\Sigma_p)'\gamma$	λ	$(\Sigma_p)\gamma$	$(\Sigma_p)'\gamma$	λ	$(\Sigma_p)\gamma$	$(\Sigma_p)'\gamma$	λ
0-10	26,7	32,9	0,96	38,9	39,0	0,83	14,1	20,2	0,57
10-20	45,3	37,7	1,02	39,1	46,5	1,01	32,3	19,6	0,55
20-30	41,1	42,4	1,18	61,3	52,3	0,95	12,6	21,1	0,59
30-40	40,7	42,1	1,14	56,3	62,9	1,45	18,4	25,9	0,89
40-50	44,5	37,7	0,85	70,9	53,9	1,24	46,7	30,9	1,44
50-60	33,9	39,1	0,88	34,4	50,4	1,15	27,5	32,4	1,71
60-70	38,9	33,6	0,85	45,9	41,3	0,80	22,8	31,8	2,04
70-80	28,1	32,4	1,01	43,5	44,2	0,81	45,2	35,3	2,09
80-90	30,3	33,7	1,07	43,3	39,2	0,76	37,9	37,3	2,26
90-100	42,6	34,3	1,04	30,7	46,7	1,20	29,4	35,3	1,75
100-110	30,0	36,8	0,98	66,2	45,9	0,99	38,7	35,7	1,81
110-120	38,0	35,8	0,84	40,8	54,9	1,05	38,9	35,8	1,69
120-130	39,4	36,9	0,88	57,9	43,3	0,69	29,6	28,8	1,11
130-140	33,4	44,4	1,18	31,2	43,4	0,81	17,8	21,5	0,57
140-150	60,4	44,2	1,13	41,2	43,9	0,87	17,1	18,9	0,58
150-160	38,7	39,6	1,18	59,4	51,4	1,25	21,9	15,6	0,49
160-170	19,7	31,8	0,98	53,8	54,6	1,23	7,9	16,8	0,48
170-180	37,1	31,3	0,93	50,6	51,7	1,31	20,8	16,5	0,44

щее ему значение γ считается преобладающим направлением в структуре исследуемого геохимического поля. В табл. 2 приведены результаты расчетов указанных параметров. Построенные по ним розы-диаграммы анизотропии содержаний хрома в продольных проекциях Западного, Центрального и Восточного рудных тел приведены на рис. 6. Оси диаграмм 0-180° ориентированы по простиранию рудных тел, а 0-90° – по их восстанию (падению). Сопоставление диаграмм для рудных тел, находящихся в разных частях разреза месторождения, выявляет следующие особенности. Для всех рудных тел направления максимального проявления анизотропии взаимно перпендикулярны, что вполне естественно для пластообразных рудных залежей. Относительно выдержаны по пространственному распределению хрома руды Западного тела, для которых характерны умеренные и близкие вариации геохимического поля по всем направлениям простирания – падения (восстания). Руды Центрального тела обладают отчетливо проявленной анизотропией в направлении простирания к югу и погружения к северу. Наиболее контрастна пространственная изменчивость по хрому в рудах Восточного тела, причем направления падения – восстания является осью максимальной изменчивости, в то время как направление простирания соответствует абсолютно минимальным значениям изменчивости. В целом полученные данные позволяют экстраполировать выдержанность руд по

хрому с глубиной для Западного рудного тела и с некоторой оговоркой – для Центрального. Отчетливая изменчивость по этому компоненту с глубиной установлена для Восточного тела и намечается на флангах Центрального.

Сопоставление полученных нами результатов с выводами В.Ф. Мягкова (Мягков, Баталов, 1966), основанными на геометризации хрома (и кальция) в этих же рудных телах с помощью метода изолиний, выявляет определенные различия в оценке структур геохимических полей хрома. Вероятно, это связано с тем, что метод скалярных полей с помощью роз-диаграмм фиксирует более тонкие особенности строения геохимических полей, чем качественная оценка планов изолиний и интерпретация усредненных по крупным блокам значений содержаний хрома в рудных телах. Однако в приложении к разрешению прикладной задачи по оценке характера изменчивости руд сарановского комплекса с глубиной по хрому, оба метода утвердили бесспорность изменения качества руд по этому компоненту в Восточном теле.

Кратко рассмотрим полигенность и полихронность рудной минерализации сарановского комплекса. Сонахождение в гипербазитах и хромититах комплекса первичной «ортомагматической», метаморфической (продукты частичной или полной перекристаллизации без привноса и с привносом) и метасоматической хромитовой минерализации известно давно (Иванов, 1971). Однако разнообразие ее текстурных и вещественных характеристик объяснялось спецификой кристаллизации в современной камере и близодновременными автомагматическими и автометасоматическими изменениями пород и руд. Анализ пространственного размещения всех этих хромитоносных пегматитов, метаморфитов и метасоматитов на фоне новых данных о динамике становления и пространственной изменчивости хромитового оруденения сарановского комплекса показывает тесную сопряженность с картируемыми в периферических и внутренних частях массивов тектоническими зонами, что позволяет относить их к полихронным образованиям периода выведения.

Исследованиями Ю.А. Волченко и Н.А. Ярош доказана полигенность и полихронность сульфидной минерализации в рудах и породах сарановского комплекса. Первичная, реликтовая, минерализация встречена в наименее метаморфизованных рудах в виде очень мелких изометричных полиминеральных выделений, сложенных сульфидами выдержанного состава: никелистым пентландитом, пирротином, халькопиритом и пиритом. В связи с отчетливо проявленным метаморфизмом руд и массовой серпентинизацией рудовмещающих гипербазитов происходит формирование более поздней ассоциации никелевых и кобальт-никелевых сульфидов, обладающей характерными признаками образований среднетемпературной (300-400°C) стадии. Она охватывает миллерит, полидимит, виоларит, зигенит, а также поздние пирротин, никелевый пентландит и пирит, которые отличаются от ранних аналогов большей вариабельностью состава, большей железистостью и присутствием разнообразных элементов-примесей. Диабазы и габбро-диабазы, секущие хромитовые руды и гипербазиты, и сами

часто в процессе выведения сарановского комплекса в значительной мере метаморфизованные, содержат обильную сульфидную минерализацию, которая резко отличается от рассмотренной отсутствием кобальт-никелевых и подчиненных развитием никелевых минералов, представлена пирротинном, халькопиритом, пиритом, пентландитом, сложными нестехиометрическими сульфидами железа и меди, железистым виоларитом. Наиболее поздняя сульфидная минерализация сарановского комплекса встречена в гидротермалитах и метаморфитах, сопряженных с дайковыми сериями (состав – пирротин, халькопирит, пирит, поздний миллерит и др.).

Аналогичный характер имеет и акцессорная платиноидная минерализация сарановского комплекса. Метаморфизм пород и хромитовых руд сопровождается изменением первичного соотношения форм нахождения платиноидов и усложнением спектра их собственных минералов.

ЛИТЕРАТУРА

Бухгейм В.И., Лаутербах Р.К. Статистическое направление изоанамал – вспомогательное средство тектонического анализа. – Микромагнитная съемка, вып. 4. Л., 1957.

Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Коленко Л.И. О платиноносности сарановского комплекса на западном склоне Урала. – Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1972, г. Свердловск, 1973.

Зимин И.А. К вопросу о тектонике Сарановского хромитового месторождения. – Сов. геология, 1939, № 1.

Зимин И.А. сарановское хромитовое месторождение. – Минералогия Урала, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Зимин С.С. Формация гипербазитов и роговообманковых базитов (на примере интрузий юга Дальнего Востока). Автореф. докт. дисс. Владивосток, 1968.

Зимин С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973.

Иванов О.К. Сарановский магматический комплекс на западном склоне Урала. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1971.

Иванов О.К. Главное Сарановское хромитовое месторождение. – Хромиты Урала, Казахстана, Сибири, Дальнего Востока. М., 1974.

Иванов О.К. Сарановский массив стратифицированных хромитоносных гипербазитов. – Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1977а, вып. 127.

Иванов О.К. Изменение состава хромшпинелидов по разрезу хромитовых пластов стратиформных месторождений. – Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1977б, вып. 125.

Линник Ю.В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. М., 1962.

Мягков В.Ф., Баталов В.Л. Методика опробования хромитов Сарановского месторождения. Пермь, 1966.

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000). М., «Наука», 1977.

Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, т. 2 М., «Недра», 1977.

Четвериков Л.И. Теоретические основы моделирования тел твердых полезных ископаемых. Воронеж, 1968.

Ю.А. Волченко, М.И. Андреев, И.И. Неустроева

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В АЛЬПИНОТИПНЫХ КОМПЛЕКСАХ УРАЛА*

Развиваемые в последние годы представления о существенно платиновой специализации пород и руд альпинотипных комплексов [1-4], как и выводы о конвергентности геохимической специализации дунитов альпинотипных и платиноносных комплексов в отношении платиноидов [1], противоречат результатам фундаментальных исследований [5, 6], выполненных, прежде всего на уральских материалах. Кроме того, на последнем международном симпозиуме по минералам и рудам платиновых металлов также отмечалось [7], что по анализам [1] для альпинотипных гипербазитов отношение $Pt/(Pt+Pd)$ высокое, около 0,8 для Урала. Отношение $Pt/(Pt+Ir)$ также велико - 0,87. Это не согласуется с данными Кабри и Харриса [цит. по 7], которые показали, что россыпи, связанные с альпинотипными месторождениями, характеризуются преобладанием минералов самородных сплавов $Os = Ir$ и $Ir = Os$ и низким значением отношений $Pt/(Pt+Ir+Os)$.

Недостаточность и противоречивость данных для такого региона, как Урал, который в обсуждаемых работах фигурирует как эталонный объект, побудили нас выполнить специальное исследование характера распределения платиновых металлов в ряде альпинотипных комплексов. Основой послужили материалы, собранные по рай-изскому и войкаро-сыннинскому комплексам (Полярный Урала), а также кемпирсайскому и хабарнинскому (Южный Урал). Определение платины, палладия, родия и иридия в 138 пробах, охватывающих все типы гипербазитов и хромитовых руд альпинотипных комплексов, выполнено в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР химико-спектральным методом [8], модифицированным применительно к хромитовым рудам, а также специально разработанным для анализа хромистых гипербазитов и хромитовых руд комбинированным методом [9]. Оценка точности определений платиновых металлов указанными методами контролировалась международным стандартом РГО-1, который предоставлен в наше распоряжение Геологической службой США, благодаря любезному содействию Н.Дж. Пэйджа.

Прежде всего выявляется сложный двойственный характер геохимической специализации альпинотипных комплексов Урала (рис. 1). Вся гамма гипербазитов с нормальной и повышенной вкрапленностью хромшпинелидов, включая убогие хромитовые руды, жилы и шпирсы сегрегационного типа, имеет палладиево-платиновую, реже платино-палладиевую специализацию. Все производные собственно рудного процесса, от бедновкрапленных руд до густовкрапленных и сплошных хромитовых руд, имеют платино-иридиевую, реже иридий-платино-

*Ежегодник-1980. ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1981. Изд. УНЦ АН СССР. С. 88-91.

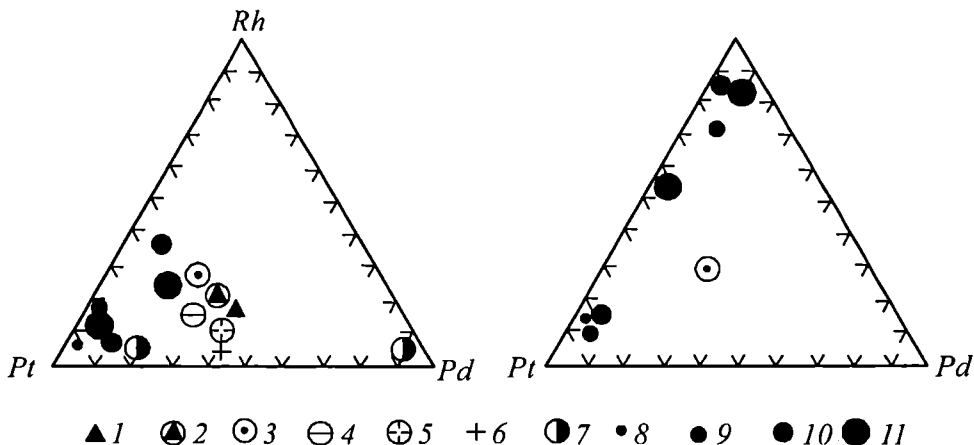


Рис. 1. Диаграмма отношений содержаний платиновых металлов в гипербазитах и хромитовых рудах альпинотипных комплексов Урала.

1 – гарцбургиты (11 ан.), 2 – дуниты (27 ан.), 3 – дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и убогие руды (14 ан.), 4 – дуниты зон перехода к полосчатому комплексу и дуниты полосчатого комплекса (8 ан.), 5 – верлиты, клинопироксениты (6 ан.), 6 – жильные пироксениты (2 ан.), 7 – дуниты контактовых зон с рудой, несущие повышенную вкрапленность сульфидов (6 ан.), 8-11 – бедновкрапленные, средневкрапленные, густовкрапленные и сплошные хромитовые руды; соответственно 5, 13, 25 и 21 анализ.

вую специализацию. Резкое различие специализации у образований, генетическая сопряженность которых бесспорна, предполагает совершенное контрастное фракционирование платиновых металлов уже на ранней стадии процесса формирования рудоносных альпинотипных комплексов. Характер относительного разделения платиноидов подчеркивается контрастными значениями отношений их содержаний, рассчитанными для ассоциации альпинотипных гипербазитов с нормальной и повышенной вкрапленностью хромшпинелидов (А) и ассоциация сильно оруденелых пород и собственно хромитовых руд (Р):

	Pt/Pd	Pt/(Pd+Rh)	Pt/(Pt+Ir)	Ir/(Pt+Pd)
А	1-1,7	0,8-1,3	0,75-0,9	0,05-0,3
Р	10-30	2-8,0	0,15-0,8	0,2-4,0

В рамках двух выделяющихся ветвей процесса формирования альпинотипных комплексов вариации отношений также достаточно определены и несут информацию о степени относительного фракционирования платиновых металлов при породе и рудообразовании. Так, в гарцбургитах величина отношения Pt/Pd

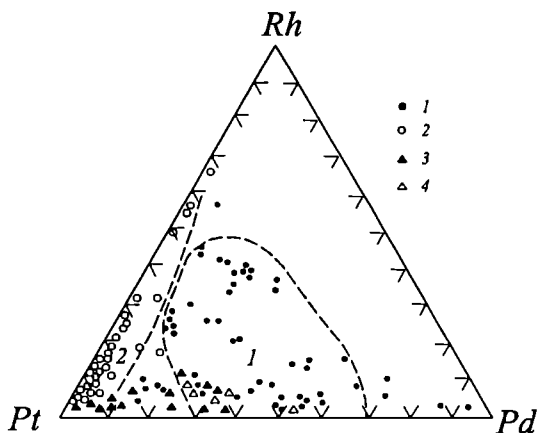


Рис. 2. Диаграмма сопоставления отношений содержаний платиновых металлов в дунитах альпинотипных и платиноносных комплексов Урала.

1 – дуниты альпинотипных комплексов (50 ан.), 2 – дуниты платиноносных комплексов (30 ан.), 3 – дуниты альпинотипных комплексов, по данным [1, 4], 4 – дуниты платиноносных комплексов, по данным [1].

0,75-0,9. Напротив, для хромитовых руд эта величина резко падает до 0,6 в средне-вкрапленных, 0,3 – в густовкрапленных и 0,15-0,2 в сплошных хромитовых рудах.

Особо следует отметить сложный характер распределения платины, палладия и родия в контактовых зонах рудных тел, где и хромиты, и вмещающие серпентинизированные дуниты содержат повышенную вкрапленность сульфидов. Пестрая картина геохимических аномалий контактовых зон, накладывающаяся на общие устойчивые тенденции распределения платиноидов, очевидно, несет лишь дополнительную информацию о поздних процессах разделения платиновых металлов в связи с их гидротермальной мобилизацией при метаморфизме гипербазитов и хромшпинелидов.

При рассмотрении вопроса о специализации по платиновым металлам дунитов альпинотипных и платиноносных комплексов, использованы авторские анализы по 4 альпинотипным и 9 платиноносным [10] массивам, всего 80 анализов (рис. 2). За вычетом анализов, отвечающих дунитам контактовых зон, альпинотипные дуниты формируют на диаграмме вполне определенное поле 1 в соответствии с палладиево-платиновой, реже палладиево-родиево-платиновой специализацией. Платиноносные дуниты формируют свое компактное изолированное поле 2, подчеркивая собственно платиновую, реже родиево-платиновую специализацию. Аномальное положение на диаграмме большинства точек (точки

близка к 1, в то время как в дунитах и породах полосчатого дунит-клинопироксенитового комплекса она возрастает до 1,5, достигая максимальной величины 1,7 в дунитах с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов и в убогих хромитовых рудах. В собственно хромитовых рудах величина этого отношения падает с 25-30 в бедновкрапленных до 10-12 в густовкрапленных и сплошных разностях. Величина отношения Pt/(Pt+Pd) в гипербазитах изменяется незначительно: от 0,5 в гарцбургитах до 0,6 в дунитах и породах полосчатого комплекса. Относительная бедность всех разностей гипербазитов иридием фиксируется высокой величиной отношения Pt/(Pt+Ir), равной

3-4), отвечающих анализам проб, на основе которых и был сформулирован вывод о тождественности геохимической специализации альпинотипных и платиноносных комплексов [1], при условии корректности данных анализов, предполагает экзотический характер исследованных геологических ситуаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. Докл. Ан СССР, 1970, т. 191, с. 443-445.
2. Пинус Г.В., Велинский В.В. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 319 с.
3. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М. Недра, 1975. 247 с.
4. Хвостова В.П., Головня С.В. и др. Геохимия, 1976, № 3, с. 373-377.
5. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Петроград, 1923, ч. 3. 305 с.
6. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия, Свердловск, 1944. 87 с.
7. Naldrett A.J., Cabri L.J. Econ. Geol., 1976, vol. 71, № 7, p. 1148.
8. Рубинович Р.С., Золотарева Н.А. Методические рекомендации по анализу горных пород и минералов. Л., 1976. 19 с.
9. Корус В.М., Волченко Ю.А. и др. Тезисы докладов XI Всесоюзного совещания по химии, анализу и технологии платиновых металлов. М.: Наука, 1979, с. 50.
10. Волченко Ю.А. Ежегодник-1976. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977, с. 90-93.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МЕТАЛЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ (МПП) ПРИ АНАЛИЗЕ ХРОМИТОВЫХ РУД*

Анализ хромитовых руд и высокохромистых гипербазитов на содержание в них МПП является сложной проблемой. Сложность заключается в том, что результаты традиционного пробирного (пробирно-спектрального) определения МПП существенно зависят от форм нахождения последних в хромитовых рудах и гипербазитах, и в трудности полного коллектирования МПП в свинцовый сплав. Химические (химико-спектральные) методы определения МПП при всей надежности не позволяют выполнить серийный анализ больших представительных проб. Для хромитовых руд с исследованными формами нахождения МПП использован специально разработанный нами комбинированный (пробирно-химико-спектральный) метод анализа [3].

Для 100 проб, характеризующих хромитовые руды различных месторождений, определены содержания платины, палладия и родия тремя методами: пробирно-спектральным [1], химико-спектральным [2] и комбинированным [3]. Установлено, что пробирно-спектральный метод определения МПП в хромитовых рудах в наибольшей мере зависит от соотношения собственно-минеральной и примесной форм нахождения МПП. Эффект шлакования МПП в исследованных хромитовых рудах достигал по платине 80-90 %, по палладию 50-60 %. Существенное занижение содержаний МПП, наряду с недостаточной чувствительностью данного метода, приводит в 70-80 % проб к недопустимому искажению и потере большей части геохимической информации.

При химико-спектральном определении МПП в хромитовых рудах главным осложняющим фактором является стандартно малая (1-5 г) величина навески, способствующая максимальному выявлению природной неоднородности анализируемого материала. Большая дисперсия получаемых значений содержаний МПП для отдельных проб и типов руд требует выполнения многих серий анализов для расчета эффективных средних значений и обоснованного прогнозирования.

Комбинированный метод анализа сводит к минимуму влияние рассмотренных осложняющих факторов, но требует максимальной чистоты опыта. Применение его дало возможность анализировать большие (100-200 г) представительные навески. Метод позволил проводить анализ хромитовых руд самого различного состава вне зависимости от соотношения в них форм нахождения МПП. Представительность полученной этим методом информации по двум ис-

*Ежегодник-1982 ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1983. Изд. УНЦ АН СССР. С. 152.

следованным хромитовым месторождениям подтверждена результатами последующих технологических испытаний, что позволяет рекомендовать комбинированный метод анализа как наиболее надежный при геохимических исследованиях и формационно-прогнозной оценке хромитовых руд в отношении МПГ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пробоотбирание и анализ благородных металлов. Справочное руководство для лабораторий. М.: Металлургия, 1978. 400 с.
2. Химико-спектральное определение платиновых металлов и золота в сульфидных медно-никелевых рудах; Инструкция № 146-С. М.; ВИМС, 1977. 15 с.
3. Корус В.М., Наумова Н.Г., Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Комбинированный метод определения платиновых металлов в хромитовых рудах и высокохромистых материалах. – Тезисы XI Всесоюзного совещания по химии, анализу и технологии платиновых металлов. М., 1979. С. 50.

ЛАУРИТЫ СТРАТИФОРМНОГО ХРОМИТОНОСНОГО КОМПЛЕКСА НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ УРАЛА*

Известно [1], что специализация хромитовых руд уральских стратиформных комплексов в отношении платиновых металлов во многом определяется рутением и платиной. Если для платины, палладия, родия собственные минералы, образующие характерный парагенезис сульфидов, арсенидов и теллуридов, выявлены давно [2], то минералов рутения, а также осмия и иридия до последнего времени в хромитовых рудах найдено не было.

В 1982 г. при детальном исследовании хромитовых руд по опорному профилю разведочных скважин стратиформного месторождения (Ю.А. Волченко) в образцах руд Западного и Центрального рудных тел по (скв. 520) и независимо Т.А. Шиловой в образцах Центрального, Промежуточного и Восточного рудных тел (скв. 521 и 519) впервые выявлена лауритовая минерализация. Ю.А. Волченко установлено наличие лаурита во флотационных концентратах, извлеченных из крупнообъемных проб, характеризующих главные рудные тела месторождения – Западное, Центральное и Восточное.

Собранные представительные материалы дают возможность для обстоятельной характеристики условий нахождения, состава и изменчивости лауритовой минерализации в хромитоносном разрезе стратиформного комплекса.

Лаурит (Ru, Os, Ir) S_2 встречен в виде мелких (5-50 мкм) идиоморфных кристаллических зерен, форма которых характерна для различных сечений октаэдрических и додекаэдрических кристаллов. Средние размеры зерен лаурита в Западном рудном теле 25-30, Центральном 15-20, Восточном 8-10 мкм.

Своим очень высоким рельефом, белым с сероватым и голубоватым оттенком цветом лаурит резко выделяется на фоне вмещающих хромшпинелидов и сосуществующих сульфидов. Специфика нахождения лаурита – его приуроченность к краевым частям рудных тел, где процессы динамометаморфизма и аллометаморфизма хромитовых руд проявлены наиболее отчетливо. Реже в аналогичной обстановке он встречается и во внутренних частях рудных тел. Большинство встреченных зерен лаурита находится в порфировидных оливиновых и пироксенитовых хромитах с более или менее сильно проявленной катакластической структурой, вплоть до типичных катаклазитов и милонитов по хромититам. В этих участках зерна хромшпинелида с периферии и по многочисленным трещинам замещаются феррихромитом и магнетитом, серпентин-пироксеновый цемент замещается хлоритом и карбонатом, появляются многочисленные мелкие зерна сульфидов железа, никеля и кобальта. Включения лаурита находятся в краевых частях деформированных, раздробленных зерен

* Ежегодник-1983 ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1984. Изд. УНЦ. С. 95-97.

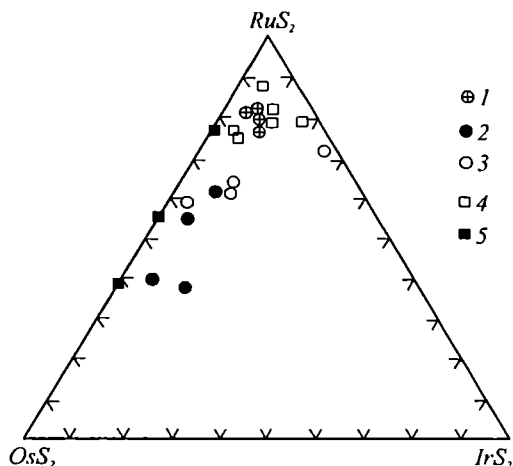


Рис. 1. Диаграмма составов лауридов стратиформных комплексов в координатах $RuS_2 - OsS_2 - IrS_2$.

1 – Западное рудное тело, 2 – Центральное рудное тело, 3 – Восточное рудное тело, 4 – разных месторождений Бушвельдского комплекса (Южная Африка), 5 – качканарского комплекса (Урал).

осмием и родием и появлении в лауридах Восточного рудного тела существенных количеств (до 1-2 мас.%) мышьяка. Все лауриды содержат значительную примесь иридия (до 5-9 мас.%), что резко отличает их от лауридов Платиноносного пояса Урала (рис. 1).

Исходя из общепринятых принципов разделения дисульфидов рутения и осмия, можно утверждать, что в стратиформном хромитоносном комплексе помимо собственно лауридов, встреченных в хромититах Западного рудного тела, присутствуют осмийсодержащие лауриды Восточного рудного тела и лауриды осмиевые, встреченные в рудах Центрального рудного тела. Широкое варьирование содержания осмия в лауридах и хромитовых рудах позволяет предполагать наличие в последних еще более обогащенных осмием фаз, вплоть до дисульфида осмия – эрликманита.

Приуроченность лауритовой минерализации к участкам метаморфизованных хромититовых руд с повышенной и высокой степенью окисления железа, тесный парагенезис лауритовых зерен с метаморфогенными сульфидами никеля, железа, кобальта (кобальтсодержащий миллерит, кобальтовый пирит) и хроммагнетит позволяют рассматривать ее как продукт процесса метаморфизма хромитовых руд, сопровождающегося локальной гидротермальной мобилизацией платиновых металлов, первично заключенных в рудообразующих хромшпинелидах.

хромшпинелида, вблизи трещин, либо в хромистом хлорите цемента руд, слагая мономинеральные вроски либо находясь в тесном парагенезисе с миллеритом NiS, кобальтсодержащим пиритом (Fe, Co) S₂ хроммагнетитом.

Состав лаурида и минералов – спутников изучен различными методами РСМА в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР на приборе JXA-5. Установлено, что основными минералообразующими компонентами изучаемого лаурида являются рутений, осмий, иридий, родий, сера. Примесные элементы представлены железом, никелем и мышьяком. Состав лауридов сильно варьирует, при этом намечается его закономерное изменение по разрезу от Западного рудного поля к Восточному. Оно заключается в относительном обогащении лаурида

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. В кн.: Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск, 1979. С.70-81.
2. Корус В.М., Наумова Н.Г., Волченко Ю.А., Неустроева И.И. В кн.: Комплексное использование руд черных металлов. Свердловск, 1979, вып.4. С. 55-59.

МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ ЗОЛОТО-ПАЛЛАДИЙ-РТУТЬ В РУДАХ УРАЛА*

Самородное золото и золото-медные (с ртутью или без нее) сплавы часто содержат ощутимые, а иногда и высокие количества палладия. Однако свойства, особенности строения, характер продуктивных парагенезисов и условия нахождения таких минеральных фаз изучены очень слабо, что и определяет в целом крайне ограниченный характер сведений о фазовых отношениях в системе золото-палладий-ртуть (медь).

Первые находки палладистого золота и золотосодержащего медистого палладия в рудах Урала относятся к началу 70-х годов [1, 2]. Позднее число таких находок возросло, и были выявлены ареалы распространения россыпей с палладийсодержащими и палладистым золотом, содержащим 0,4-2,0 мас. % палладия, до 0,56 мас. % ртути и до 1,0-2,58 мас. % меди, находящимся в парагенезисе с арсенидами, арсеноантимонидами и антимонидами палладия (атенеит, мертиит, изомертиит, стибиопалладинит) [3].

В зональных комплексах Урала палладистое золото, содержащее до 3 мас. % палладия, 5 мас. % ртути и 1,5 мас. % меди встречено в сростках с ртутным арсенидом палладия – атенеитом, входящим в парагенезис сульфидов, арсенидов, антимонидов и теллуридов палладия и платины (высоцкит, брэггит, мертиит и др.) и сульфидов меди и железа (халькопирит, пирит и др.).

В стратиформных хромитоносных комплексах западного склона Урала палладистое золото (порпечит), содержащее до 12,5 мас. % палладия, 5,7 мас. % ртути, 1,6 мас. % меди, найдено в метаморфизованных хромитовых рудах в сростках с арсенидом палладия – стиллуотеритом, относящимся к парагенезису сульфидов, арсенидов и теллуридов палладия и платины (брэггит, высококит, атенеит, сперрилит и др.) и сульфидов никеля, железа и кобальта (миллерит, пирит, полидимит, линнеит и др.).

Становится все более ясным типоморфное значение рассмотренной золото-палладиевой минерализации, характеризующей формирование и преобразование рудно-вещественных комплексов на заключительной стадии развития уральской палеозойской эвгеосинклинали.

В коренных месторождениях и россыпях Урала можно считать установленными следующие минеральные фазы системы золото-палладий-ртуть: палладийсодержащее золото (0.1-1.0 мас. % палладия); палладистое золото (1-3 мас. % палладия); палладиевое золото-порпечит (10-12.5 мас. % палладия); золотосо-

* Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Инф. материалы к I минералогическому совещанию. Изд. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1986. С. 17–18.

держаний потарит (21.1 мас.% палладия, 0.6 мас.% золота); золотистый медистый палладий (55.9 мас.% палладия, 4.0 мас.% золота.).

Анализ тройной диаграммы Au (Ag) Pd-Hg (Cu) составов, охватывающей все уральские данные и известные данные по другим регионам [4] показывает, что с увеличением содержания палладия в золото возрастают и количества в нем ртути (меди). При этом намечается широкий ряд твердых растворов системы Au-Pd-Hg-Cu, состав которых постепенно смещается в область низкотемпературных стабильных фаз PdCu-PdHg-Pd₂Hg₃, содержащих 0.6-4.0 мас. % золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) / Ежегодник-1969. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1970. С. 188-189.

2. Волченко Ю.А. и др. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 182-185.

3. Малюгин А.А., Водолазская В.П., Виллисов В.А. О палладийсодержащем золоте из россыпи зоны рифтогенеза Урала // Ежегодник-1979. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 109-110.

4. Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery. Ed. Cabry L.J. Can. Inst. Mining Metallurg. spec vol. 23, Montr., 1981.

**НОВЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ МПГ*
В РУДОНОСНЫХ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ
КОМПЛЕКСАХ УРАЛА****

Доизучение с привлечением современных методик и аппаратуры известных уральских типов коренных месторождений МПГ (платинового-дунитового, хромитового и осмиево-иридиево-перидотитового) и сопровождающих их россыпей, а также исследование новых для Урала типов природных платиноносных объектов – разнообразных нероссыпеобразующих проявлений МПГ с мелкой и тонкой несамородной минерализацией, позволило составить более верное и полное представление о характере парагенезисов МПГ, присутствующих в основных типах рудоносных габбро-гипербазитовых комплексов Урала.

Многолетние исследования автора, а также анализ уральских материалов Л.В. Разиным (1971), А.Д. Генкиным (1974), В.Д. Бегизовым (1975, 1976, 1985) и другими привели к открытию ряда новых минеральных разновидностей МПГ (лаурита осмиевого, родистого иридия, рутений-родийсодержащего пентландита, палладистой ферроплатины, палладия медистого, собственно висоцкита и др.), отдельных минералов (родсита, кашинита), и позволили существенно уточнить состав и свойства ряда известных минералов МПГ (лаурит-эрлихманит, висоцкит-браггит и др.).

В дунит-тылаитовых сериях зональных комплексов наибольшим распространением пользуются железо-платиновые сплавы переменного состава и структуры: железистая платина, самородная платина, изоферроплатина, тетраферроплатина. В зависимости от условий нахождения выделяются два основных типа парагенезисов: в связи с различными морфологическими типами обособлений хромшпинелидов в дунитах присутствует парагенезис железистой платины с повышенными содержаниями иридия (до 5-10% мас.), иридистой платины и осмирида; в дунитах с вкрапленностью хромшпинелида, а также в связи с хромтитаномагнетитовой минерализацией в дунитах и оливиновых пироксенитах присутствует парагенезис железистой платины, самородной платины и изоферроплатины с пониженными содержаниями иридия, и разнообразных сульфидов и сульфоарсенидов МПГ: лаурита, эрлихманита, ирарсита, холингвортита, куперита, родсита, кашинита, иридосмина, осмия самородного. В целом для железо-платиновых твердых растворов дунит-тылаитовых серий характерно высокое содержание примесей МПГ, составляющее (по сумме) от 5 до 10 %

* Здесь и далее - металлы платиновой группы.

** Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Инф. материалы к I минералогическому совещанию. Изд. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1986. С. 12-14.

мас. и более, и устойчиво низкое (0,1-0,4 до 0, 6% мас.) содержание палладия при отсутствии собственных палладиевых фаз.

В габбро-норит-ферроклинопироксенитовых сериях зональных комплексов присутствует палладиевый парагенезис минералов МПГ, представленный разнообразными соединениями палладия и платины с серой, мышьяком, сурьмой, теллуrom: высокоцит, брэггит, атенеит, сперрилит, мертиит, стибиопалладинит, котульскит. Природные сплавы (ферроплатина палладистая, палладий медистый, потарит, палладистое золото) встречаются редко. Некоторые минералы рассмотренного парагенезиса содержат большие количества ртути, что позволяет в данных случаях наметить их новые разновидности.

Парагенезис минералов благородных металлов в альпинотипных хромитоносных комплексах определяется лауритом, лауритом осмиевым, платинистым иридием, иридосмином, серебром самородным. Медь – характерный примесный элемент минералов данного парагенезиса, слагающий многочисленные самородные выделения в хромитовых рудах и рудовмещающих дунитах.

В стратиформных хромитоносных комплексах парагенезис минералов МПГ представлен разнообразными соединениями с серой и мышьяком: лаурит осмиевый, эрлихманит, брэггит, атенеит, силлуотерит, сперрилит. Присутствуют необычные соединения палладия с теллуrom и мышьяком, Особо следует отметить нахождение в этом парагенезисе высокопалладистого золота – порпечита.

Установленные нами в зональных, альпинотипных и стратиформных комплексах Урала новые типы платиноидной минерализации, представленные парагенезисами мелких и тонких выделений несамородных минералов МПГ и сульфидов никеля, железа, меди, кобальта, сформированы при участии глубинных флюидов в условиях низких давлений и широкого диапазона температур, вплоть до низкотемпературных гидротермальных обстановок.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ УРАЛА*

В отечественной и мировой литературе Урал рассматривается как эталонный объект при изучении коренных россыпеобразующих месторождений платины и осмистого иридия [1, 5, 7]. Оба типа уральских коренных месторождений (платиновый – дунитовый и осмиево-иридиевый – перидотитовый) приурочены к слабохромитоносным гипербазитовым массивам, содержащим редкую вкрапленность и отдельные гнездо-широообразные скопления хромшпинелидов. Массивы с крупными собственно хромитовыми месторождениями традиционно считались неплатиноносными.

Начавшийся в конце шестидесятых – начале семидесятых годов новый этап изучения платиноносности базит-гипербазитовых комплексов с использованием современной аппаратуры и методик коснулся и хромитовых руд. Были выявлены новые для Урала типы природных платиноносных объектов – разнообразные нероссыпеобразующие месторождения и проявления платиновых металлов с мелкой и тонкой, преимущественно несамородной, минерализацией [2-4, 8]. Впервые в СССР обосновано представление о хромитовых рудах как о комплексном сырье, из которого возможно попутное извлечение платиновых металлов [8]. Исследованиями охвачены все типы хромитоносных формаций гипербазитов (стратиформные, альпинотипные, зональные комплексы), характеризующие основные этапы развития Уральского подвижного пояса. Настоящая статья посвящена анализу парагенезисов элементов и минералов платиновых металлов в главных типах хромитовых руд.

Определение содержаний всех металлов группы платины производилось в лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР под руководством И.И. Неустроевой. Использованы два известных метода анализа (химико-спектральный и спектрофотометрический), и разработан новый комбинированный (пробирно-химико-спектральный) метод определения платиноидов [9, 10]. Для внутреннего контроля работы лаборатории использованы общесоюзный стандарт ХО-I (1 703-79) и международный стандарт РТО-I. Внешний контроль осуществлялся в лаборатории института «Уралмеханобр» МЧМ СССР. Фазовый анализ хромитовых руд и концентратов проводили в группе рентгено-спектрального микроанализа Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР под руководством В.А. Вилисова; прибор JXA-5; использовали синтетические эталоны всех шести платиновых и тяжелых цветных металлов. Серу, мышьяк и сурьму определяли по природным соединениям известного состава.

* Петрология и рудообразование. Инф. материалы ИГГ УНЦ АН СССР. Изд. УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 56–63.

Хромитовые руды стратиформных комплексов

Главные особенности распределения платиновых металлов в исследованных разрезах стратиформных хромитоносных комплексов заключаются в однотипной геохимической специализации рудовмещающих гипербазитов и хромитовых руд, а также в закономерном изменении содержаний платиноидов по стратифицированному разрезу. Дуниты, пироксеновые дуниты, дунит-гарцбургиты и гарцбургиты последовательных частей разреза имеют сквозную геохимическую специализацию на рутений, осмий, платину. Пластовые тела хромитовых руд имеют такую же специализацию, но обогащены и иридием. Вариации содержаний платиноидов в породах и рудах взаимосвязаны и характеризуются относительным накоплением палладия, родия и осмия в более высоких частях разреза.

Ряд убывания содержаний платиноидов для руд выглядит следующим образом: рутений, осмий, иридий, платина, родий, палладий. Характерные пропорции платиновых металлов соответственно составляют 10 : 7 : 6 : 6 : 2 : 1. В отдельных аномальных случаях роль палладия в рудах резко возрастает, вплоть до преобладания. В целом хромитовые руды характеризуются неравномерным распределением платиноидов; размах варьирования содержаний (по сумме) от 30-50 до 100-200 и более усл. ед. Максимальные содержания платиновых металлов в хромитовых рудах приурочены к участкам приконтактовых рудных тел и к зонам деформаций внутри последних, т.е. к тем участкам, где наиболее сильно проявлены процессы динамометаморфизма и аллометаморфизма, установлена повышенная и высокая степень окисления железа в хромшпинелидах. В частности, резко повышенные содержания палладия отмечены в рудных телах, контактирующих с дайками габбро-диабазов либо срезаемых мощными зонами тектонических нарушений.

Для серии хромитовых пластов, отвечающих разным частям стратифицированных разрезов, выполнены опыты по концентрированию платиноидов. Получены концентраты с содержанием (по сумме) от 1000-2000 до 10000 и более усл. ед. Важно отметить, что характер концентратов соответствует установленной специализации хромитовых руд, т.е. они являются иридиево-осмиево-рутениевыми. Лишь для частых сечений рудных тел, где установлены высокие содержания палладия и платины, характер концентратов меняется и они становятся существенно палладиевыми.

При исследовании образцов хромитовых руд и извлеченных из них концентратов выявлены разнообразные минералы платиновых металлов, которые встречены в препаратах из самых различных частей разреза, что позволяет говорить о наличии платиноидной минерализации во всех типах хромитовых руд стратиформных комплексов. Минералы платиновых металлов образуют выделения размером от (5x5) – (5x10) – мкм до (30x50) – (40x70) мкм, представляющие собой одно-трехфазные сростки кристаллических зерен, находящиеся в

тесном парагенезисе с сульфидами и сульфоарсенидами цветных металлов. В рудах включения платиноидных минералов встречаются в участках развития деформационных структур в краевых частях хромититовых пластов, реже в их внутренних частях, где кристаллические зерна минералов платиновых металлов приурочены к краевым частям катаклазированных зерен хромшпинелидов либо находятся в хромистом хлоритовом цементе руд.

Платиноидные минералы представлены разнообразными соединениями платиновых металлов с серой, мышьяком, теллуром, среди которых наиболее распространены сульфиды: лаурит $(Ru, Os, Ir)S_2$, лаурит осмиевый $(Ru, Os, Ir, Rh)S_2$, эрлихманит $(Os, Ir, Ru)S_2$, брэггит $(Pt, Pd, Ni)S$, высоцкит $(Pd, Ni)S$. Более редкими, но весьма характерными являются соединения с мышьяком: атенеит $(Pd, Hg)_3As$, стиллуотерит Pd_8As_3 , сперрилит $PtAs_2$. Выявлены и необычные соединения палладия с теллуром и мышьяком $Pd_3(As, Te)$, а также палладия, родия и ртути с серой. Особо следует отметить впервые установленный для Урала парагенезис стиллуотерита Pd_8As_3 с высокопалладистым золотом (порпечитом), содержащий до 12,5 % палладия, 5,7 % ртути, 1,6 % меди.

Для большинства перечисленных минералов характерна переменность состава, проявляющаяся иногда даже в пределах отдельных кристаллических зерен. Типичный спектр элементов-примесей в платиноидных минералах – медь, железо, никель, ртуть. Обычные вариации состава платиноидной минерализации заключаются в возрастании роли сульфидов и арсенидов палладия и платины в верхних частях исследованных разрезов. Направленные изменения состава по разрезам выявлены и для отдельных сквозных минералов. Так, например, для лаурита вверх по разрезу отмечается относительное обогащение осмием, родием, мышьяком.

В образцах хромитовых руд и цементационных препаратах из концентратов встречаются многочисленные сростки платиноидных минералов с миллеритом NiS , кобальтистым пиритом $(Fe, Co)S_2$, хроммагнетитом, минералами ряда полидимит Ni_3S_4 - линнеит Co_3S_4 , которые и составляют характерный парагенезис минералов-спутников. В целом по разрезам состав никелевой, кобальто-никелевой и железо-никелевой минерализации изменяется в сторону повышения ее железистости и кобальтовистости к верхним частям разреза, сопровождаемая возрастанием роли сульфидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта. Заканчивая характеристику продуктивного парагенезиса минералов, отметим установленные методами рентгеноспектрального микроанализа небольшие количества (менее 0,5 %) рутения, родия, иридия в аксессуарных минералах ряда герсдорфит $NiAsS$ – кобальтин $CoAsS$, встречаемых в хромитовых пластах верхних частей разрезов стратиформных комплексов.

Хромитовые руды альпинотипных комплексов

Главная особенность платиноносности разрезов альпинотипных хромитоносных комплексов – отсутствие комплементарности геохимической специали-

зации гипербазитов и хромитовых руд в отношении платиноидов. Гарцбургиты, гарцбургиты с сетчатыми жилами и полосами дунитов, дуниты рудовмещающие и переходных зон, породы эндоконтактового (краевого) полосчатого дунит – клинопироксенитового комплекса имеют однотипную палладиево-платиновую, редко платино-палладиевую специализацию. Величина отношения платины к палладию в гипербазитах изменяется незначительно, увеличиваясь от гарцбургитов к клинопироксенитам от 1 до 1,5-2. Относительная бедность всех разновидностей гипербазитов иридием фиксируется высокой величиной отношения платины к сумме платины и иридия, равной 0,75-0,9. В целом гипербазиты альпинотипных комплексов характеризуются следующим рядом убывания содержаний платиноидов: платина, палладий, рутений, осмий, родий, иридий. Однако следует отметить сложный, неоднозначный характер распределения платиновых металлов в околорудных дунитах (гарцбургитах), где иногда появляются аномально высокие содержания летучих платиноидов, а также родия и палладия.

Геохимическая специализация всех типов вкрапленных и сплошных хромитовых руд имеет контрастный характер и определяется тугоплавкими платиноидами – осмием, рутением, иридием. Особо следует подчеркнуть весьма низкие (3-5 мг/т) содержания палладия в рудах, а также резкое различие в характере платиноносности рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов, подчеркнутое резко меньшей степенью суммарных содержаний платиноидов в последних и постоянным наличием в них заметных содержаний палладия. В целом для хромитовых руд альпинотипных хромитопоспых комплексов Урала типичен следующий ряд убывания содержаний платиновых металлов: осмий, рутений, иридий, платина, родий, палладий. Характерные пропорции их соответственно составляют 30 : 20 : 20 : 5 : 2 : 1, при этом в зависимости от типа руд несколько варьируют отношения рутения и иридия.

Распределение платиновых металлов в хромитовых рудах неравномерно. Размах изменения содержаний в различных типах составляет (по сумме) от 20-50 до 100-150 и более усл. ед., при этом выявляется отчетливая тенденция накопления тугоплавких платиноидов по мере возрастания количества хрома в рудах. Максимальные содержания платиноидов установлены в густовкрапленных и сплошных хромитовых рудах, а среди последних – в приконтактных зонах рудных тел, зонах деформаций, участках внутрирудных дунитов.

Для проб, характеризующих основные типы руд и рудовмещающих дунитов, выполнены опыты по концентрированию платиноидов. Получены концентраты, содержащие (по сумме) от 1000 – 2000 до 10000 усл. ед. платиноидов. В концентратах из руд 80-90 % от суммы благородных металлов составляют осмий, иридий и рутений, т.е. их специализация подчеркивает установленную геохимическую специализацию хромитовых руд. Из рудовмещающих дунитов получены платино-палладиевые концентраты, содержащие (по сумме) 300-500 усл. ед. платиноидов, что подтверждает установленную специализацию альпинотипных гипербазитов.

Сульфидная минерализация постоянно присутствует в хромитовых рудах и рудовмещающих гипербазитах альпинотипных комплексов, однако относительная распространенность ее обычно невелика: содержание общей серы, как правило, составляет 0,01-0,1 мас. %. Лишь в известных сульфидоносных дунитах, сопровождающих рудные тела, и приконтактных зонах хромитовых залежей появляются большие количества сульфидов, а содержание общей серы достигает 1-2 мас. % и более. Существует определенная связь между содержаниями сульфидов и платиноидов в хромитовых рудах и рудовмещающих гипербазитах. Платиноидные концентраты, извлеченные из хромитовых руд альпинотипных комплексов, представляют собой сульфидные медно-никелевые продукты.

Исследование образцов хромитовых руд, околорудных дунитов и концентратов позволило установить собственные минералы благородных металлов и парагенезис минералов-спутников. Большинство находок относится к концентратам, в то время как в образцах хромитовых руд выявлены лишь единичные тонкие включения. Минералы благородных металлов образуют однофазные кристаллические зерна размером от 1-5 до 10-20 мкм, заключенные в зернах хромшпинелида, либо срастающиеся с пиритом, хизлевудитом, пентландитом. В порядке уменьшения относительной распространенности встречены следующие минералы: лаурит RuS_2 , лаурит осмиевый (Ru, Os, Ir) S_2 , платинистый иридий Ir, Pt , иридосмин Os, Ir , серебро самородное Ag , медистое серебро Ag, Cu . Необходимо подчеркнуть постоянное присутствие в хромитовых рудах и концентратах самородной меди, иногда находящейся в сростках с халькопиритом и сложными сульфидами меди переменного состава, и, возможно, сопряженное с этим присутствие в хромитовых рудах медистого лаурита и медистого серебра.

Платиноидные концентраты из рудовмещающих дунитов имеют совсем другую ведущую группу платиновых металлов: палладий, платина, родий. Коэффициент концентрирования этих металлов достигает 50-100, что не оставляет сомнений в присутствии их собственных минералов в концентратах, но нами пока они не выявлены.

Хромитовые руды зональных комплексов

В составе комплексов платиноносного пояса Урала выделяются дунит – пироксенит – тылаитовые серии, которые можно рассматривать как фрагменты древнего переходного слоя, подстилающего эвгеосинклиналиный разрез, и ферроклинопироксенит – габбро-норитовые серии, формирование которых происходило значительно позднее, в переходный период, и сопряжено с подъемом и внедрением огромных масс габбро, интродуцировавших на стадии становления комплексов платиноносного пояса. Геохимическая специализация и металлогенетическая нагрузка этих разных генетических серий резко различна как в отношении элементов семейства железа, так и в отношении платиновых металлов.

Стандартный разрез собственно хромитоносных дунит – пироксенит – тылаитовых серий характеризуется следующей закономерно повторяющейся последовательной сменой типов пород: дуниты – железистые дуниты (метадуныты) – верлиты – оливиновые пироксениты – переслаивание оливиновых и оливинсодержащих пироксенитов с тылаитами – тылаиты и троктолиты с участками оливиновых пироксенитов.

Для дунит – пироксенит – тылаитовых серий и хромитовых руд, приуроченных к дунитовым членам этих серий, характерна однотипная сквозная специализация на платину, которая в этих образованиях резко преобладает среди всех платиноидов. В дунитах содержание платины сильно изменяется (от 10-20 до 100-200-

500 мг/т и более) в зависимости от положения в разрезе, достигая максимальных значений в зонах перехода к верлитам (оливиновым пироксенитам). В верлитах, оливиновых и оливинсодержащих пироксенитах содержание платины стабильно низкое, не более 50 мг/т. Минимальными содержаниями платины обладают дуниты центральных, внутренних частей дунитовых тел, а также тылаиты. Установлено отсутствие связи между распределением платины в дунитах и степенью их серпентинизации. Отношение платины к палладию во всех типах пород устойчиво высокое: 5-10 и более. Аномальное повышение содержаний палладия установлено лишь в самых поздних образованиях этих серий (пегматоидных пироксенит-хромтитаномагнетитовых жилах и косьвицах с хромистым титаномагнетитом), в которых величина отношения платины к палладию снижается до 2 : 1. В целом для пород дунит – пироксенит – тылаитовых серий ряд убывания содержаний платиноидов выглядит следующим образом: платина, рутений, осмий, палладий, иридий, родий. Для хромитовых руд он несколько видоизменяется (платина, иридий, родий, палладий, рутений, осмий), но и в том и другом случае платина составляет более 80-90 % от суммы всех платиноидов.

С целью изучения состава платиноидной минерализации в дунитах из пробы с нормальной и повышенной вкрапленностью хромшпинелидов выделены концентраты. Коэффициент концентрирования платиноидов достигает 30-50. Необ-

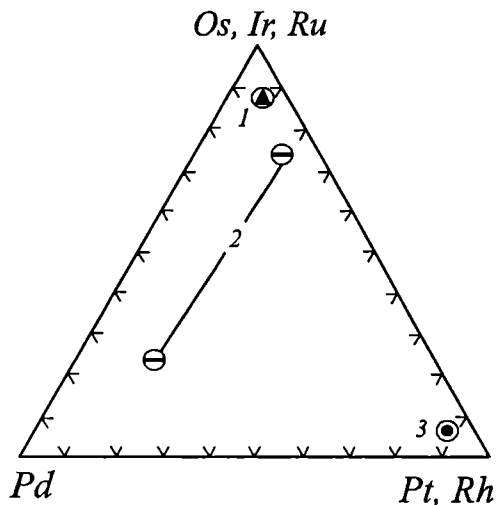


Рис. 1. Диаграмма отношений содержания платиновых металлов в основных типах хромитовых руд Урала.

Хромитовые руды альпинотипных (1), стратиформных (2) и зональных (3) комплексов.

ходимо отметить очень низкое содержание палладия и ведущую роль платины (~ 93 %) в полученных концентратах, а также отсутствие осязаемой концентрации в них серы и цветных металлов.

В полном соответствии с установленной, существенно платиновой специализацией дунитов и сопряженных хромитовых руд наибольшим распространением в них пользуется железо – платиновые сплавы переменного состава и структуры: железистая платина, самородная платина, изоферроплатина, тетраферроплатина.

Исследование образцов дунитов, хромитовых руд и концентратов позволяет выделить два основных типа парагенезисов платиноидных минералов в зависимости от условий их нахождения. В шлирах, жилах и струйчато – гнездообразных обособлениях хромшпинелидов среди перекристаллизованных разнозернистых и пегматоидных дунитов встречены многочисленные включения размером от 100x100 до 2000x400 мкм, в среднем (400-500)x200 мкм, сложенные железистой платиной с повышенными содержаниями иридия без включений других платиноидных минералов либо с распадаобразными выделениями иридийной платины и осмирида. Платина эта обычно ксеноморфна, цементирует зерна хромшпинелида и содержит идиоморфные кристаллические зерна хромшпинелида. Среди перекристаллизованных дунитов с нормальной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида около зерен последнего и вне связи с ними присутствуют выделения в виде отдельных идиоморфных зерен и кристаллических сростков размером от 50x20 – 100x100 до 500x250 – 800x800 мкм, сложенные железистой платиной (и изоферроплатиной) с пониженными содержаниями иридия. Платина эта, как правило, содержит включения разнообразных минералов платиновых металлов: осмия самородного Os, лаурита RuS_2 , эрлихманита OsS_2 , ирарсита $IrAsS$, холлингвортита $RhAsS$, иридосмина Os, Ir и др.

В концентратах и шлихах в сростках с хромтитаномагнетитами, содержащими до 8 % Cr_2O_3 , нами встречена платина второго, дунитового парагенезиса, содержащая включения холлингвортита, иридосмина и осмия самородного.

В целом для коренной платины хромитоносных дунитов зональных комплексов характерно высокое содержание примесей осмия, иридия, родия, рутения, составляющее (по сумме) от 5 до 10 мас. % и более, и устойчиво низкое (0,1-0,4 до 0,8 мас. %) содержание палладия при отсутствии собственных палладиевых минералов.

Сопоставление геохимической специализации основных типов хромитовых руд Урала в отношении платиновых металлов выявляет устойчивые различия по спектру и уровню накопления металлов платиновой группы (рис. 1). Неожиданное приближение специализации хромитовых руд стратиформных комплексов к рудам альпинотипных объектов мы склонны объяснить неполнотой, фрагментарностью исследованных разрезов стратиформных комплексов. Максимальные количества тугоплавких платиноидов присущи хромитовым рудам альпинотип-

ных комплексов, а среди них – наиболее обогащенным хромом разностям.

Установленные в хромитовых рудах стратиформных и альпинотипных комплексов новые типы платиноидной минерализации, представленные парагенезисами мелких и тонких выделений преимущественно несамородных платиноидных минералов с сульфидами никеля, железа, кобальта, сформированы при участии глубинных флюидов в условиях низких давлений и широком диапазоне падения температур от условий высокотемпературных метаморфогенных процессов до низкотемпературных гидротермальных обстановок включительно.

Результаты выполненных исследований позволяют сделать вывод, что хромитовые руды уральских месторождений можно рассматривать как перспективный сырьевой источник для получения наиболее дефицитных металлов платиновой группы – осмия, иридия, а также рутения и родия. В последние годы поисковые работы по этой же проблеме начаты и за рубежом, где проводятся широкие ревизионные исследования по оценке платиноносности хромитовых руд альпинотипных комплексов Соединенных Штатов Америки, Канады, Греции, Турции, Новой Каледонии и других стран [11-14].

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г. Платина. М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1935, 148 с.
2. Волченко Ю.А., Нечехин В.М., Коленко Л.И. В кн.: Ежегодник-1972/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973. с. 161-163.
3. Волченко Ю.А., Нечехин В.М., Родыгин А.И. Докл. АН СССР, 1975, т. 234, № 1, с. 182-185.
4. Волченко Ю.А., Андреев М.И., Неустроева И.И. В кн.: Ежегодник-1980/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1981. с. 88-91.
5. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Пг., 1923, т. 2,3, 343 с.
6. Дюпарк Л. Горный ж., 1913, № 1-2, с. 40-73, № 3, с. 282-305.
7. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Л., 1928. 56 с.
8. Корус В.М., Волченко Ю.А., Наумова Н.Г. и др. В кн.: Комплексное использование руд черных металлов. Свердловск, 1979, с. 55-59.
9. Корус В.М., Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Наумова Н.Г. В кн.: XI Всесоюзное совещание по химии, анализу и технологии платиновых металлов: Тезисы докладов. М., 1979, с. 49.
10. Неустроева И.И., Волченко Ю.А. В кн.: XII Всесоюзное совещание по химии, анализу и технологии платиновых металлов: Тезисы докладов. М., 1982, с. 53.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА*

За последние десять лет нами получены обширные данные по золотоносности основных типов габбро-гипербазитовых комплексов Урала. Эти материалы охватывают стратиформные (Главный и Южный Сарановские), альпинотипные (Рай-Изский, Кемпирсайский) и зональные (Качканарский, Нижне-Тагильский, Кытлымский) рудоносные комплексы.

Рассмотрение характера поведения золота в процессах формирования и преобразования габбро-гипербазитовых комплексов разного типа основано на ~ 800 анализах, из которых около 80 % составляют прецензионные активационные, выполненные в Центральной комплексной лаборатории ПГО «Уралгеология» с чувствительностью 0,3** а остальные – спектрально-химические и пробирно-спектральные определения (для проб с повышенными содержаниями золота) с чувствительностью 10-20** в лабораториях Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР и института «Уралмеханобр». Внешний контроль, проведенный в двух различных лабораториях (ЦНИГРИ, нейтронно-активационный метод, Полевская лаборатория ПГО «Уралгеология», пробирно-спектральный метод), показал вполне удовлетворительную сходимость полученных результатов.

Золотоносность стратиформных комплексов. Для исследованных разрезов Главного и Южного Сарановского комплексов характерно низкое содержание золота в основных типах гипербазитов и хромитовых руд (табл. 1), которое не зависит от степени хромитонности и положения в общем разрезе дифференцированной рудоносной толщи, и укладывается в узкий интервал от 2** до 5. Габбровые члены комплексов, а также зеленокаменно измененные ранние дайковые образования (диабазы, пикрит-диабазы) содержат золото в количестве от 1 до 5.

Напротив, густо иссекающие рассматриваемые комплексы поздние раннедевонские дайки габбро-диабазов и диабазов известковистых серий содержат устойчиво повышенные количества золота: 10-100. Запечатываемые ими зоны контактов, тектонизации, метаморфизма и гидротермальной проработки пород и хромитовых руд содержат повышенные количества золота – 16,5-110,9. Закономерное повышение содержаний золота в антигоритизированных и карбонатизированных гипербазитах и метаморфизованных хромитовых рудах околодайковых ореолов – установленный факт.

Акцессорное золото, выявленное нами в метаморфизованных под воздействием габбро-диабазов хромитовых рудах стратиформных комплексов (5), представлено палладиевой разностью (порпецитом), содержащей до 12,5 мас.% пал-

* Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. Инф. материалы ИГГ УрО АН СССР. Изд. УрО АН СССР, Свердловск, 1987. С. 34–39.

**Здесь и далее содержания золота в п·10-7 %.

Содержание золота в стратиформных комплексах Урала

Наименование пород	n	X _{мин.} - X _{макс.}	X	
Серпентиниты по энстатитсодержащим и энстатитовым дунитам	34	0,3-16,4	3,5	0,4
Серпентиниты по дунит-гарцбургитам и гарцбургитам	50	0,3-5,8	2,1	0,2
Хромититы	116	0,3-23,7	3,8	0,3
Хромит-оливиновые и оливин-хромитовые породы	18	0,3-22,8	5,7	5,9
Габбро	2	0,3-2,3	1,3	
Диабазы и пикрит-диабазы	8	2,2-9,6	5,0	2,7
Катаклазированные и рассланцованные гипербазиты	40	0,3-330,0	16,5	192,3
Катаклазированные метаморфизованные хромититы, оливин-хромитовые и хромит-оливиновые породы	12	0,3-619,0	110,9	224,0
Габбро-диабазы	4	10,0-100,0	65,0	

ладия, 5,7 мас.% ртути, 1,6 мас.% меди, входящей в целом в парагенезис сульфидов, арсенидов и теллуридов палладия и платины с сульфидами никеля, железа и кобальта.

Золотоносность альпинотипных комплексов. Исследованные разрезы альпинотипных хромитоносных комплексов характеризуются близкими и низкими содержаниями золота в основных типах пород и хромитовых руд.

В гипербазитах его содержание изменяется в узких пределах: от 3-4 в гарцбургитах и хромитоносных дунитах до 2-3 в породах дунит-верлит-клинопироксенитового краевого полосчатого комплекса.

Все аномальные повышения содержаний золота, создающие ложную картину неоднородности распределения этого элемента, строго локализованы в узких зонах контактовых дунитов, где на границе с хромитовыми рудными телами часто присутствует повышенная вкрапленность пирита, пирротина, хизлевудита и других сульфидов железа и никеля.

Выполненные на основе 90 анализов расчеты распределения золота в дунитах дали следующие результаты: общее среднее содержание в дунитах – 7; дуниты за вычетом проб из контактовых зон – 4; дуниты приконтактовых зон с локально проявленной сульфидной минерализацией – 11.

В хромитовых рудах золото обычно содержится в небольших количествах (1-10), причем распределено оно относительно равномерно. Средние содержания по типам изменяются от 5 в бедновкрапленных рудах до 7 в средне-вкрапленных и до 3 в сплошных хромитовых рудах. Однако отдельные повышенные содержания (до 20-65) встречаются во всех типах хромитовых руд. Они связаны с эндоконтактовыми частями рудных тел, где часто отмечается повышенная вкрапленность сульфидов (пентландит, пирротин и др.). Средние содержания золота в крупнообъемных композитных пробах хромитовых руд варьируют от 5-7 до 20.

Акцессорное золото в альпинотипных хромитоносных гипербазитах Урала не выявлено. Однако следует отметить типоморфное значение находок самородного серебра в дунитах Кемпирсая (6) и медистого серебра в сульфидоносных хромитовых рудах и дунитах Рай-Иза (2).

Максимальные содержания золота в альпинотипных комплексах Урала установлены в дупироксеновых габбро (габбро-норитах), а также в медносульфидных проявлениях, находящихся в этих габбро и амфиболизированных клинопироксенитах краевого полосчатого комплекса (до 100-200).

Золотоносность зональных комплексов. Установлено, что комплексы платиноносного пояса Урала являются полигенными и полихронными образованиями, в составе которых необходимо выделять дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии, которые можно рассматривать как фрагменты древнего переходного слоя, подстилающего эвгеосинклинальный разрез, и ферроклинопироксенит-габброноритовые серии, формирование которых происходило в квазиplatformный период и сопряжено с подъемом и внедрением огромных масс габбро, интродуцировавших на стадии становления этих комплексов (3,4).

Дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии характеризуются весьма низкой степенью золотоносности при относительно равномерном распределении золота (табл. 2, рис. 1). Содержание золота в целом варьирует от 0,3 до 5 при среднем 2,4. Детальное изучение характера распределения золота по разрезу скважины 7529 глубиной 470 м пройденной в центральной части Нижне-Тагильского массива и вскрывшей различные структурно-текстурные типы дунитов со степенью серпентинизации от 0 до 80 объемн.%, показало низкий уровень и выдержанность его содержаний вне зависимости от степени серпентинизации (лизардитизации), величины железистости и хромистости дунитов (рис. 1). Размах варьирования содержаний золота от 1 до 10, среднее содержание, рассчитанное на основе 36 анализов (96 определений) – 3,0.

Ферроклинопироксенит-габброноритовые серии зональных комплексов напротив характеризуются более высокой в целом степенью золотоносности и неравномерным распределением золота (табл. 2). Максимальные содержания золота характерны для фронтальных и тыловых частей разрезов этих серий, где присутствует разнообразная медносульфидная минерализация. Как уже от-

Содержание золота в зональных комплексах Урала

Наименование пород	n	X _{мин.-} X _{макс.}	X	
I Дуниты, верлиты, оливиновые и оливинсодержащие клинопироксениты	25	0,3-4,7	2,4	1,0
II Магнетитовые пироксениты, оливиновые магнетитовые пироксениты, магнетитовые оливиниты и верлиты	67	0,3-9,4	2,3	2,3
II Полевошпатизированные и амфиболизированные пироксениты, горнблендиты, амфибол-анортитовое габбро	37	1,7-351,0	31,3	74,3
Метасоматические образования по гипербазитам I	13	0,3-184,0	43,6	56,1
Метасоматические образования по гипербазитам II	31	3,0-2300	114,6	408,3

мечалось (4,3), степень и характер золотонности зональных комплексов теснейшим образом связаны с благороднометальной рудоносностью габбро-норитов платиноносного пояса, игравших определяющую роль в формировании рудно-петрографической зональности ферроклинопироксенит-габброноритовой серии.

Акцессорное золото рассматриваемой серии представлено паллаdistыми разностями (0,2-3,0 мас. % палладия) с высокими содержаниями меди и ртути, в ассоциации с золотосодержащим потаритом и золотосодержащими медистыми палладием, входящим в парагенезис сульфидов, арсенидов, антимонидов, теллуридов палладия и платины и сульфидов меди и железа (5).

Результаты выполненных исследований свидетельствуют о весьма низких первичных содержаниях золота в мантийных гипербазитах и базитах Урала. Реально наблюдаемое усложнение картины распределения его в стратиформных, альпинотипных и зональных комплексах тесно связано с процессами их внутрикоревой трансформации под воздействием базитовых интрузий на квази-платформенной стадии становления.

Специфический характер возникающей при этом акцессорной золотой минерализации согласуется с данными о конвергенции геохимических путей золота и палладия на заключительных этапах развития уральского подвижного пояса (I).

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А. Эволюция геохимии и металлогении платиноидов в процессе формирования земной коры Урала. Инф. мат. совещ. «Эволюция металлогении Урала в процессе формирования земной коры», Свердловск, 1985, стр. 172-175.
2. Андреев М.И., Волченко Ю.А. Метаморфизм и сульфидно-самородная минерализация в альпинотипных хромитоносных комплексах Урала. Ежегодник-1981, Свердловск, 1982, стр. 86-87.
3. Волченко Ю.А., Бобров В.Н. Два типа зональности в платиноносных габбро-гипербазитовых комплексах геосинклиналей. 3 Уральское совещ. «Рудоносные метасоматические формации Урала», тезисы докл., Свердловск, 1981, стр. 19-20.
4. Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г., Гутин Н.Д. Закономерности распределения золота в дунит-пироксенит-габбровых комплексах платиноносного пояса Урала. Сб. «Вопросы геохимии и рудообразования», Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 131, Свердловск, 1977, стр. 125-130.
5. Волченко Ю.А., Малюгин А.А. Минералы системы золото-палладий-ртуть в рудах Урала. Инф. материалы «Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала», Свердловск, 1986, стр. 17-18.
6. Смирнова Т.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского Плутона. ЗВМО, ч. 99, вып. 6, 1970, стр. 745-748.

Ю.А. Волченко, В.В. Велинский, Ф.П. Леснов,
С.И. Ступаков, И.И. Неустроева

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ПЛАТИНОИДОВ В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА*

На основе изучения ряда гипербазитовых массивов Урало- Монгольского складчатого пояса выделены два основных типа ассоциаций альпинотипных гипербазитов, резко отличающихся по особенностям геохимического распределения платиновых металлов.

Для ассоциаций первого типа характерна однотипная геохимическая специализация гипербазитов и хромитовых руд, определяема платиной и тугоплавкими платиноидами при следующем ряде убывания их абсолютных содержаний: Pt–Os–Ru–Ir–Pd–Rd. Собственные проявления платиноидной минерализации в этом типе ассоциаций тесно связаны с рудообразующими и акцессорными хромшпинелидами и в общем виде характеризуют так называемый «перидотитовый тип» месторождений платиновых металлов. Минералы платиноидов представлены мелкими и тонкими выделенными рутениридосмина, осмирида, железистой платины и лаурита.

Ассоциации первого типа проявлены в лерцолит-гарцбургитовых и сопряженных дунит-гарцбургитовых массивах, в той или иной мере преобразованных под воздействием более поздних габброидных интрузий. С массивами связана струйчато-вкрапленная и прожилково-шлировая хромитовая минерализация, с близкими по составу рудообразующими и акцессорными хромшпинелидами, уклоняющимся в сторону алюмохромитов, хромпикотитов и пикрохромитов. Альпинотипные гипербазиты с таким распределением платиноидов не несут промышленных залежей хромитов, но часто сопровождаются ареалами россыпей платиновых металлов.

Для ассоциации второго типа характерна контрастная специализация пород и руд в отношении платиновых металлов: в гипербазитах ведущими платиноидами являются Pt и Pd, в то время как все различия хромитовых руд специализированы на тугоплавкие платиноиды. Для хромитовых руд характерен следующий ряд убывания содержаний платиновых металлов: Os–Ru–Ir–Pt–Rh–Pd. Выявлена взаимосвязь процессов накопления тугоплавких платиноидов и хрома в рудах. Собственная платиноидная минерализация в хромитовых рудах представлена тонкими выделениями сульфидов рутения, осмия, иридия, иридоосмином, а также самородным серебром. Повышенные содержания Pd, Pt, а иногда и Rh характерны для зон с сульфидной минерализацией в дунитах и пироксенитах.

*XI Всесоюз. металлогеническое совещание “Металлогения Сибири”, Тез. докл. Изд. ИГ и Г СО АН СССР, Новосибирск, 1987. Т. 2. С. 54–55.

Ассоциации второго типа характеризуют сложно построенные дунит-гарцбургитовые серии хромитоносных массивов с малопироксенитовыми гарцбургитовыми членами при почти полном отсутствии лерцолитов. Для ассоциации второго типа с высокохромистыми рудами кемпирсайского типа совершенно нехарактерны комплементарные россыпепроявления платиновых металлов.

По приуроченности платиноидных минералов к определенным ассоциациям пород альпинотипных гипербазитов и связанных с ними хромитов устанавливаются временная последовательность и различные Р-Т условия их образования.

ПЕРВАЯ НАХОДКА АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ХРОМИТАХ КЕМПИРСАЯ*

В 1985 г. нами при исследовании хромитовых руд месторождения Алмаз-Жемчужина выявлены собственные минералы платиновых металлов. Минералы установлены в сплошных хромитовых рудах, содержащих 53-55 % мас. Cr_2O_3 и 0,05-0,07 % мас. $\text{S}_{\text{обн}}$. Руды мелко- и тонкозернистые, катаклазированные, с хлорит-серпентиновым цементом до 3-5 об.%. В цементе руд и на стыках зерен хромшпинелида присутствует рассеянная вкрапленность мелких и тонких выделений сульфидов никеля и железа: пентландита, миллерита, макиновита. Размеры моно- и биминеральных выделений сульфидов от 40x40 до 200x200 мкм, в единичных случаях – до 300x800 мкм.

Собственные минералы платиновых металлов, представленные лауритом, лауритом осмиевым и др., встречаются в виде изолированных кристаллических зерен размером от 2x5 – 10x15 до 50x50 мкм, находящихся в краевых частях деформированных, трещиноватых зерен хромшпинелидов. Рельефные белые, серовато-белые и желтовато-белые на фоне хромшпинелида зерна имеют форму, характерную для различных сечений кубических додекаэдрических и октаэдрических кристаллов.

Состав наиболее крупных выделений этих минералов изучен различными методами РСМА на приборе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР, мас. %:

П.п	Ru	Os	Jr	Ph	Pt	Pd	Fe	Cu	Ni	S	As	Сумма
1.	40,5	12,9	3,8	3,0	He обн.	0,35	1,1	0,04	0,4	37,0	2,5	101,6
2.	41,0	13,1	3,4	3,3	0,12	0,38	0,5	0,06	0,1	35,6	2,6	100,2
3.	37,8	19,1	3,1	3,2	0,26	0,29	0,3	0,06	0,05	34,3	3,6	102,0

Кристаллохимические формулы лаурита

$$1. (\text{Ru}_{0,69} \text{Os}_{0,12} \text{Rh}_{0,05} \text{Jr}_{0,03} \text{Fe}_{0,03} \dots)_y =_{0,95} (\text{S}_{1,99} \text{As}_{0,06}) \Sigma =_{2,05}$$

$$2. (\text{Ru}_{0,72} \text{Os}_{0,12} \text{Rh}_{0,06} \text{Jr}_{0,03} \text{Fe}_{0,02} \dots)_y =_{0,96} (\text{S}_{1,98} \text{As}_{0,06}) \Sigma =_{2,04}$$

$$3. (\text{Ru}_{0,68} \text{Os}_{0,18} \text{Rh}_{0,06} \text{Jr}_{0,03} \text{Fe}_{0,01} \dots)_y =_{0,97} (\text{S}_{1,94} \text{As}_{0,09}) \Sigma =_{2,03}$$

Изученные лауриты и лауриты осмиевые характеризуются выдержанностью состава в пределах отдельных кристаллических зерен и повышенными содержаниями осмия, родия и иридия в целом. В качестве характерной приме-

*Ежегодник-1986 ИГГ УрО АН СССР, Свердловск, 1987. Изд. УрО АН СССР. С. 70–71.

си в них присутствует железо; второстепенные примеси представлены палладием, платиной, никелем.

Выявленные особенности состава кемпирсайских лауристов, включая повышенную мышьяковистость, сближают их с лауристами стратиформных хромитоносных комплексов Урала [2] и резко отличают от лауристов зональных комплексов Платиноносного пояса.

Первые находки минералов рутения, осмия и иридия в рудах Кемпирсая, как и сделанные нами значительно ранее во вкрапленных хромитовых рудах Рай-Иза [1], подтверждают представления о фракционировании платиновых металлов в хромитоносных альпинотипных комплексах Урала и о специализации хромитовых руд этих комплексов на тугоплавкие платиноиды [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев М.И., Волченко Ю.А. Метаморфизм и сульфидно-самородная минерализация в альпинотипных хромитоносных комплексах Урала. – В кн.: Ежегодник-1981/И-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982, с. 86-87.

2. Волченко Ю.А., Шилова Т.А., Вилисов В.А. Лауристы стратиформного хромитоносного комплекса на западном склоне Урала. – В кн.: Ежегодник-1983/И-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984, с. 95-97.

3. Волченко Ю.А., Андреев М.И., Неустроева И.И. Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала. – В кн.: Ежегодник-1980/И-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981, с. 88-91.

ДВА ТИПА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В АЛЬПИНОТИПНЫХ КОМПЛЕКСАХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ*

Впервые высказанное нами около десяти лет назад представления о поливариантном характере распределения платиноидов в альпинотипных комплексах [1] в дальнейшем были развиты и получили геохимическое и минералогическое подтверждение [2-4, 6, 8]. Однако потребовалась геологическая интерпретация тех ситуаций, когда гипербазиты и хромитовые руды альпинотипных комплексов относительно обогащены платиной и палладием [5, 7].

Выполненные нами минералого-геологические исследования ряда альпинотипных комплексов Урало-Монгольского складчатого пояса, а также анализ опубликованных отечественных и зарубежных данных по другим складчатым поясам (см. рисунок) позволяют выделить два основных типа распределения платиновых металлов, характеризующих специфические геологические разрезы альпинотипных комплексов.

Первый, субхондритовый, тип распределения платиновых металлов (см. рисунок, 1-8, 19, 20) проявлен в существенно лерцолитовых, гарцбургитовых и сопряженных дунит-гарцбургит-лерцолитовых массивах, которые на основе известных петрографических и минералогических критериев могут быть полностью или частично отнесены к слабо деплетированным мантийным образованиям. С массива связана струйчато-вкрапленная и прожилково-шлировая хромитовая минерализация, с близкими по составу рудообразующими и аксессуарными хромшпинелидами, обогащенными глиноземом, железом и магнием.

Для разрезов этого типа характерна однотипная или близкая геохимическая специализация гипербазитов и хромитовых руд, определяемая платиной и тугоплавкими платиноидами при следующем ряде убывания их содержания в хромитовых рудах: платина – осмий – рутений – иридий – палладий – родий. Собственные проявления платиноидной минерализации тесно связаны как с рудообразующими, так и с аксессуарными хромшпинелидами и в общем виде характеризуют так называемый перидотитовый тип месторождений платиновых металлов, выделенный и исследованный А.А.Ивановым. Парагенезис минералов платиновых металлов, в соответствии с осмиево-платиновой специализацией руд, представлен рутениридосмином, иридистой и железистой платиной, осмиридом, лауритом, а также другими минералами, представляющими собой продукт преобразования первичного парагенезиса. В целом разрезы с субхондритовым распределением платиновых металлов промышленно нехромитоносны, но часто сопровождаются ареалами платинометалльных россыпей.

*Ежегодник-1987 ИГГ УрО АН СССР, Свердловск, 1988. Изд. УрО АН СССР. С. 70-73.

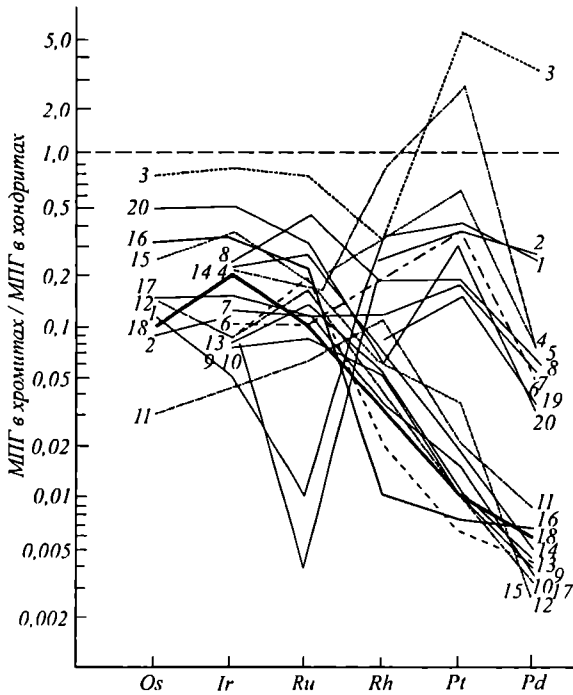


Рис. 1. Нормализованные по хондритам распределения платиновых металлов в хромитовых рудах массивов Урало-Монгольского складчатого пояса и других поясов.

1-8, 19, 20 – субхондритовый тип распределения, массивы Урала, Монголии, Корякии; 9-18 – анхондритовый тип распределения, массивы Урала, Монголии, Сев. Америки, Средиземноморского альпийского пояса (15-29 – по данным авторов).

Второй, максимально уклоняющийся от хондритового тип распределения с аномально истощением по палладию и платине (см. рисунок, 9-18), характерен для сложно построенных хромитоносных дунит-гарцбургитовых массивов, обладающих признаками сильного деплетирования, а также флюидизации. Для разрезов второго типа характерна контрастная специализация пород и руд в отношении платиновых металлов: в гипербазитах ведущие платиноиды – платина и палладий, количество которых существенно увеличивается в породах краевого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса; все разности хромитовых руд специализированы на тугоплавкие платиноиды. Для хромитовых руд характерен следующий ряд убывания содержаний платиновых металлов: осмий – рутений – иридий – платина – родий – палладий; степень платиноносности рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов резко различна. Собственная платиноидная минерализация в хромитовых рудах разных типов представлена тонкими выделениями минералов ряда лаурит – эрликманит и иридосмина; присутствует самородное и медистое серебро. В целом для разрезов второго типа, вмещающих крупные месторождения высокохромистых руд, совершенно не характерны комплектарные россыпепроявления платиновых металлов.

Графическая оценка соотношения двух выделенных типов распределения, нормированных по хондритам, указывает на существенную (порядок и более) разницу величин отношений для палладия, платины, родия и незначительную – для тугоплавких платиноидов.

Выявляющийся более сложный, чем предполагалось, характер распределения платиноидов в разрезах альпинотипных комплексов, требует детального минералого-геохимического изучения платиноносности каждого элемента их «стратификации», в процессе которого границы и соотношение выделенных нами типов распределения будет уточняться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Андреев М.И., Неустроева И.И. Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала // Ежегодник-1980 /Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 88-91.
2. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразования. Свердловск, 1986. С. 56-63.
3. Волченко Ю.А., Вигоров Б.Л. Первая находка аксессуарных минералов платиновых металлов в хромитах Кемпирская // Ежегодник-1986/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1987. С. 70-71.
4. Дмитриенко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья. Магадан, 1986. 59 с.
5. Пинус Г.В., Велинский В.В. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадыро-Корякской складчатой системы. Новосибирск, 1973. 226 с.
6. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // Зап. Всесоюз.минерал.о-ва. 1983. Ч.112, вып. 1. С. 3-13.
7. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. О платиноносности дунитов Урала // Докл. АН СССР. 1970.Т.191, №2. С.443-445.
8. Page N.I., Aruscavage P.J., Haffty J. Mineralium deposita, 1983. Vol.18, №3. P. 443-455.

ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В МЕДНО-ЖЕЛЕЗО-ВАНАДИЕВЫХ РУДАХ ВОЛКОВСКОГО ТИПА НА УРАЛЕ*

В пределах платиноносного пояса Урала, фиксирующего согласно последним представлениям зону каледонской стабилизации с обстановкой, приближенной к платформенной [1, 2], издавна известны проявления вкрапленного медносульфидно-титаномагнетит-апатитового оруденения в массивах дифференцированных габброидов (габбро пироксеновые, оливинсодержащие и биотитсодержащие, диориты, габбро-диориты и др.). Основные рудные минералы представлены ассоциирующими борнитом, халькопиритом, титаномагнетитом и апатитом, присутствующими преимущественно в такситовых разностях габброидов в виде вкрапленников в различных количественных соотношениях.

В качестве примесей в борнит-халькопиритовых рудах давно установлены золото, серебро, палладий, теллур и другие элементы [3], однако их минеральные формы до настоящего времени оставались неизвестными. Характерная черта благороднометальной специализации руд – резкое преобладание золота и палладия над платиной и практически полное отсутствие других платиноидов. В ассоциацию редких минералов, обнаруженных нами, входят отлагавшиеся вместе с халькопиритом и барнитом меренскиит, медно-кобальтовый теллурид и карролит, а также выделявшиеся несколько позднее самородное золото и гессит. Последние фиксируются в микротрещинах сульфидов или обрастают более ранние минералы.

Меренскиит присутствует в рудах в виде ярких, белых с кремовым или желтым оттенком, оптически анизотропных кристаллических выделений, заключенных в борнит или халькопирит. Размер его частиц – от первых микронов до 50-70 мкм. С меренскиитом часто ассоциирует гессит, а также недиагностированный теллурид висмута.

Состав меренскиита по данным рентгеноспектрального микроанализа весьма близок к стехиометрическому PdTe_2 (среднее по 9 зернам, %): Pd 27,71; Pt 0,63; Au 0,15; Cu 0,74; Co 0,13; Fe 0,35; Hg 0,68; Ni 0,19; Te 68,33; Bi 0,59; Sb 0,68; сумма 100, 18. Обращают на себя внимание невысокие содержания в меренскиите примесей висмута (до 1,98 %) и никеля (до 0,74 %), постоянно присутствующих в значительных количествах в этом минерале из медно-никелевых месторождений [4,5]. Платина (до 3,31%) обнаружена лишь в отдельных зернах меренскиита в пробах из нижних частей рудных зон. Примесь золота, нетипичная для меренскиитов из медно-никелевых руд, в исследованных зернах почти постоянна, но в количествах менее 1 %.

* Доклады АН СССР, т. 300, №5. Изд “Наука”, Москва, 1988. С. 1200–1202.

Медно-кобальтовый теллурид встречается в существенно борнитовых рудах в виде мелких (10-70 мкм) изометричных включений в борните, иногда обрастающих гесситом. Минерал белого цвета; эффекта анизотропии не обнаружено. Состав его (среднее по 3 зернам, %): Cu 9,62; Co 9,75; Ni 0,06; Pd 0,13; Te 80,63; сумма 100,19; хорошо пересчитывается на формулу (Cu, Co)Te₂. Учитывая, что в природе известен железистый (6,0-7,1 % Fe) кобальтовый теллурид – маттагамит CoTe₂ [6], описываемая фаза, возможно, принадлежит медистой его разновидности. Из благородных металлов в медно-кобальтовом теллуриде обнаружен только палладий (до 0,31 %).

Карролит обнаружен в борнит-халькопиритовых рудах в ассоциации с меренскиитом и самородным золотом. Минерал представлен самостоятельными неправильными или изометричными выделениями размером 25-50 мкм в борните или респетчатом халькопирит-борнитовом агрегате серовато-белого цвета; оптически изотропный. Состав карролита близок к стехиометрическому CuCo₂S₄ (среднее по 3 зернам, %): Ni 0,32; Co 36,80; Cu 20,59; Fe 0,53; S 41,38; сумма 99,62.

Гессит образует изометрично-угловатые выделения размером менее 100 мкм в борните или окаймляет зерна медно-кобальтового теллурида. Состав его близок к стехиометрическому Ag₂Te (среднее по 5 зернам, %): Ag 61,39; Cu 1,12; Pd 0,07; Hg 0,54; Te 36,46; сумма 99,58. Постоянно присутствуют примеси меди (до 1,42 %), ртути (до 0,74 %), изредка фиксируется палладий (до 0,17 %).

Самородное золото представлено частицами комковидной или прожилковой форм размерами до 0,1 мм в нерудных минералах, сростках с сульфидами или включениями в последних. Пробность золота – 867-901, что соответствует ее значениям в парагенезисах с гесситом в кварцевожилвных и золото-сульфидных месторождениях Урала. Примесные компоненты – серебро (8,54-16,25 %), медь (0,25-3,38 %), редко палладий (до 0,3 %) и ртуть (до 0,27 %). Повышенные содержания меди зафиксированы в наиболее мелких золотилах и обусловлены, по-видимому, диффузионным обменом с окружающими их медными сульфидами или ошибками микроанализа, возникшими за счет вторичного рентгеновского излучения вблизи контактов золотинов с медистым окружением.

Анализ особенностей состава изученных минералов позволяет оценить физико-химические условия формирования руд волковского типа как характеризующиеся пониженными температурами и повышенным окислительным потенциалом. Такая оценка важна в связи с тем, что исследователи расходятся в вопросе о времени образования сульфидной минерализации в истории становления габброидов. По мнению одних (С.А. Кашин, К.Д. Тимохов, Ю.С. Николайченков и др), выделение сульфидных вкрапленников происходило в позднемагматическую стадию. Наиболее же распространено представление об их формировании на низкотемпературной стадии аутометасоматоза габбро, обоснованное Д.С. Штейнбергом [7].

Окислительная обстановка формирования медных руд проявлена в весьма ограниченном изоморфизме висмута и теллура в меренскиите (висмут в анион-

ной позиции) и присутствии теллуридов висмута (висмут в катионной позиции). Иная картина наблюдается в медно-никелевых месторождениях, где содержания висмута в меренскиите достигают 21 %, вплоть до образования висмутидов палладия, а теллуриды висмута практически не известны [4, 5]. На относительно низкие температуры отложения описанных минералов указывает присутствие в изученном парагенезисе карролита, который по экспериментальным данным [8] при температурах более 500°C разлагается на каттерит (CoS_2) и дигенит (Cu_2S), а также отсутствие твердых растворов между меренскиитом (PdTe_2) и котульскитом (PdTe), устойчивых выше 575°C [9].

Ранее относительно низкотемпературный парагенезис золота и теллуридов палладия был встречен в ореольных образованиях габбровых массивов платиноносного пояса Урала среди медносульфидной составляющей высокожелезистых клинопироксенитов с титаномагнетитовым оруденением качканарского типа [1]. Парагенезис представлен котульскитом, ртутным котульскитом, палладистым золотом и другими палладиевыми минералами (высоцкитом, атенеитом, мертиитом).

Полученные нами данные соответствуют представлениям о формировании халькопирит-борнитового оруденения в уральских габбро волковского типа в низкотемпературную стадию автотомасоматоза габбро [2]. Впервые выявленный в таком оруденении парагенезис минералов благородных металлов характеризует, на наш взгляд, тип минерализации, возникающий на квазиplatformенной стадии развития уральского подвижного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И. и др. – ДАН, 1975, т. 224, № 1 с. 182-185.
2. Штейнберг Д.С. В сб.: Исследования петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1986, с. 12-28.
3. Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974, т. 2. 391 с.
4. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
5. Яковлева А.К., Осокин А.С., Докучаева В.С. Анализы минералов медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Апатиты: Кольск. Фил. АН СССР, 1983. 320 с.
6. Thorpe R.I., Harris D.C. – *Canad. Mineral.*, 1973, vol. 12, № 1. p. 55-60.
7. Штейнберг Д.С., Еремина М.В. В сб.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, т. 1, с. 431-438.
8. Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981. 575 с.
9. Hoffman E., MacLean W.H. – *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, № 7, p. 1461-1468.

Представлено академиком В.И. Смирновым 14.11.1987 г.

**ПЛАТИНОСОДЕРЖАЩИЕ И ПЛАТИНОВЫЕ
РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗОН ПЕРЕХОДА
ПАЛЕООКЕАН – ПАЛЕОКОНТИНЕНТ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)***

В строении Урала выделяются три палеоструктурные единицы высшего порядка: а) западный континентальный сектор; б) палеоокеанический сектор; в) восточный (гипотетический) палеоконтинентальный сектор. Этот структурный план подвергался переработке в течение всей истории развития Уральской палеозойской геосинклинали. Благодаря широким исследованиям, реконструкциям и сопоставлению структурно-вещественных комплексов (Иванов, Пучков и др., 1986; Нечухин и др., 1986 и др.) принадлежность главных типов рудоносных и рудогенерирующих комплексов к тем или иным палеоструктурам и этапам развития Урала установлена достаточно определенно. Выполненные нами исследования позволили установить характер размещения основных типов платиноидного оруденения в зоне перехода от Уральского силурийского океана к перикратонной области Восточно-Европейской платформы, и выявить закономерное падение их россыпеобразующей способности к этапу замыкания палеоокеанической структуры Урала.

В предгеосинклиальный этап (верхний рифей – венд) для западного палеоконтинентального сектора был характерный режим эпиконтинентального рифтогенеза и происходило формирование пикритовых поясов и стратиформных хромитоносных габбро-гипербазитовых комплексов, несущих собственную платиноидную минерализацию. Парагенезисы элементов и минералов платиновых металлов в этих магматических комплексах с хромитовым оруденением и никелевой минерализацией определяется осмием, иридием, рутением, платиной.

С реликтовыми следами структур типа СОХ сопряжены слабодеплетированные мантийные образования, формирующие существенно лерцолитовые, гарцбургитовые и дунит-гарцбургит-лерцолитовые массивы с бедным и специфичным по составу хромитовым оруденением. Собственные проявления платиноидной минерализации в них тесно связаны как с рудообразующими, так и аксессуарными хромшпинелидами, и в общем виде характеризуют так называемый «перидотитовый тип» месторождений платиновых металлов с субхондритовым характером распределения платиноидов. Парагенезис минералов платиновых металлов представлен твердыми растворами, интерметаллическими соединениями и сульфидами тугоплавких платиноидов и платины.

В связи с заложением на востоке палеоокеанической структуры зоны уноса и интенсивной трансформацией первичных офиолитовых разрезов в приграничных частях возникают сложнопостроенные дунит-гарцбургитовые комплексы,

*Мат-лы Всесоюзного совещания “Рудные формации структур зон перехода...”. Тез. докл. т. 1. Изд. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, Магадан, 1988. С. 96–97.

обладающие признаками сильного деплетирования и флюидизации, с крупными месторождениями высокохромистых хромитовых руд. Для них характерен анхоритовый тип распределения платиноидов с аномальным истощением руд в отношении легкоплавких платиноидов, в первую очередь – палладия и платины. Парагенезис собственных минералов платиновых металлов представлен сульфидами и твердыми растворами тугоплавких платиноидов; типоморфно самородное и медистое серебро.

Полизональные гетерогенные комплексы Платиноносного пояса Урала накладываются на рассмотренную выше ордовикско-раннесилурийскую офиолитовую ассоциацию и формируется в реликтовых палеоструктурах типа островных дуг различной степени зрелости. Ранние дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии этих комплексов вмещают платиновое оруденение известного тагильского (дунитового) типа. Вторичные ферроклинопироксенит-габброноритовые серии с титаномагнетитовыми рудами качканарского типа содержат сульфидное палладиевое (платипо-палладиевое) оруденение. Для завершающих массивов дифференцированных габбро с медносульфидно-титано-магнетитовыми рудами характерно золото-палладиевое оруденение с парагенезисом теллуридов палладия, серебра и палладийсодержащего золота.

Замыкание палеоокеанической области Урала сопровождалось образованием системы разновозрастных вулканоплутонических поясов с медно-магнетитовыми и медно-порфирированными рудами, содержащими золото и палладий. Золото-палладиевая специализация характерна и для продукта магматизма режима рифтогенной активизации в среднем-верхнем палеозое на западной пассивной континентальной окраине.

Выявленная нами эволюция геохимической и металлогенической специализации рудных формаций в отношении благородных металлов, очевидно характеризует глобальный тренд фракционирования платиноидов при развитии внутриконтинентальных подвижных поясов.

КОНЦЕНТРИРОВАННОЕ ПЛАТИНОИДНО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА*

Ферроклинопироксинит – габбровые (габбро-норитовые) серии полизональных комплексов Платиноносного пояса Урала, вмещающие титаномагнетитовое оруденение качканарского типа и медносульфидно-титаномагнетитовое оруденение волковского типа, содержат платиноидную минерализацию самородно-теллуридно-арсенидно-сульфидного палладиевого (золото-платино-палладиевого) формационного типа, варьирующий состав и интенсивность проявления которой определяется положением в зональном разрезе этих серий. Для этого формационного типа платиноидного оруденения весьма характерен спектр минералообразующих компонентов (медь, никель, кобальт, ртуть, сера, мышьяк, сурьма, теллур, палладий, платина, золото) и минералов-спутников (халькопирит, борнит, пирит, пирротин, сульфиды и теллуриды кобальта и никеля).

В обобщенном виде выделенная нами зональность ферроклинопироксенит – габбровых серий характеризует следующий ряд закономерно сменяющих друг друга пород и руд: лабрадор-битовнитовое двупироксеновое габбро (зона 1), пироксен-амфиболовое и амфиболовое габбро (зона 2), габбро-пегматиты (зона 3), горнблендиты и горнблендит-пегматиты (зона 4), амфиболизированные магнетитовые клинопироксениты с плагиоклазом и без него (зона 5), магнетитовые клинопироксениты (зона 6), оливиновые магнетитовые клинопироксениты, магнетитовые верлиты и оливиниты (зона 7). Оруденелые, либо безрудные (безмагнетитовые) породы 2-4 зон формируют тыловые, а зоны 7 – фронтальные части рассматриваемых серий.

В габбро-норитах и продуктах их метаморфизма с медносульфидно-апатит-титаномагнетитовыми рудами присутствует золото-палладиевое оруденение, представленное парагенезисом минералов палладия, золота, серебра (мерепскиит, палладийсодержащее золото, гессит, палладийсодержащий меднокобальтовый теллурид) в сочетании с сульфидами меди, железа, кобальта (халькопирит, борнит, пирит, карролит и др.). Ряд убывания содержаний платиноидов в этих рудах выглядит следующим образом: палладий, золото, платина, рутений, осмий, родий, иридий).

В габбро и горнблендитах тыловых зон, часто перекристаллизованных и несущих повышенные количества апатита и сульфидов (пирит, халькопирит, борнит, пирротин) присутствует золото-палладиевая минерализация, представленная парагенезисом сульфидов и теллуридов палладия, палладийсодержащим

*Достижения науки-производству, инф. материалы УрО АН СССР, вып. 1-1989. Изд. УрО АН СССР. Свердловск, 1989. С. 22–23.

золото. Ряд убывания благородных металлов для тыловых зон следующий: палладий, платина, золото, родий, рутений, осмий, иридий.

Для амфиболизированных в различной степени и безамфиболовых магнетитовых клинопироксенитов 5 и 6 зон, содержащих акцессорную халькопирит-пиритовую минерализацию, типичен следующий ряд убывания содержаний благородных металлов: палладий, платина, осмий, родий, рутений, золото, иридий. Парагенезис минералов благородных металлов представлен сульфидами палладия и платины, арсенидами, антимонитами и теллуридами палладия (высоцкит, брэггит, атенеит, мертиит, котульскит), а также палладистой ферроплатиной, золотистым палладием и палладистым золотом.

Фронтальные зоны, сложенные разномасштабными и пегматоидными оливковыми магнетитовыми клинопироксенитами с обособлениями магнетитовых верлитов и оливинитов, и многочисленными прожилково-шиповыми оливинитаномагнетитовыми и титаномагнетитовыми выделениями, содержат рассеянную, иногда повышенную, вкрапленность сульфидов меди и железа (халькопирит, пирит, пирротин) и парагенных сульфидов палладия и платины. Пропорции благородных металлов в богатых титаномагнетитовых рудах фронтальных зон характеризуются следующим рядом убывания их содержаний: палладий, платина, осмий, рутений, золото, родий, иридий.

Вариации содержаний благородных металлов и состава их минералов в различных зонах в целом согласуются с представлениями об эволюции процесса формирования платиноидного оруденения от более высокотемпературных сульфидных платино-палладиевых парагенезисов на ранних стадиях (зоны 7-6), до относительно более низкотемпературных теллуридно-арсенидно-сульфидных на средних стадиях (зоны 3-5) и до низкотемпературных теллуридных золото-палладиевых парагенезисов на заключительных стадиях процесса формирования ферроклинопироксинит – габбровых серий (зоны 1-2). Таким образом, есть основания для выделения по меньшей мере 3 минеральных типов платиноидного оруденения в пределах одного формационного типа, характеризующего позднюю историю формирования и становления Платиноносного пояса Урала.

Как уже отмечалось, распределение ведущих благородных металлов (палладия, платины, золота) контролируется зональностью, охарактеризованной выше. При этом устанавливаются три максимума в распределении палладия: в рудогенерирующих габбро-норитах и амфиболовом габбро; в горнблендитах и горнблендит-пегматитах тыловых зон; в оливковых магнетитовых пироксенитах фронтальных зон. Золото ведет себя аналогичным образом, однако третий пик его выражен слабо. В распределении платины отчетливы два типа: в габбро-норитах и амфиболовом габбро; в богатых оливковых разностях титаномагнетитовых руд фронтальных зон.

Таким образом, наличие комплексных геохимических аномалий по меди, кобальту, ртути, сере, мышьяку, теллуру, как и присутствие рассеянной или кон-

центрированной пирротит-пирит-борнит-халькопиритовой минерализации в выделенных нами зонах габбро-гипербазитовых комплексов Платиноносного пояса, являются прямым указанием на присутствие здесь концентрированного палладиевого (золото-платино-палладиевого) оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А. и др. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов. ДАН СССР, т. 224, № 1, 1975.
2. Волченко Ю.А. Золотоносность габбро-гипербазитовых комплексов Урала. Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. 1987. Свердловск. С. 34-39.
3. Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале. ДАН СССР, т. 300, № 5, 1988.

В.В. Дистлер, Ю.А. Волченко, В.В. Крячко,
Г.А. Елпышев, Г.А. Меркулов

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ХРОМИТИТАХ КИМПЕРСАЙСКОГО МАССИВА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

В пределах альпинотипного хромитоносного комплекса на Южном Урале ассоциация минералов платиновых металлов установлена в составе массивных и густовкрапленных хромититов, локализованных среди серпентинизированных дунитов и гарцбургитов. Ассоциация включает разнообразный комплекс минералов осмия, иридия, рутения, родия, принадлежащих нескольким классам природных соединений, а также некоторые никелевые минералы, содержащие платиновые элементы в виде изоморфной примеси. В связи с тем, что для большинства минералов характерен весьма значительный диапазон изменения их составов, то их описание целесообразно вести в рамках соответствующих химических систем.

Твердые растворы системы Os–Ir–Ru. Многочисленные выделения минералов этой системы приурочены к внутренним частям кристаллов хромшпиннелидов. Установлен большой ряд соединений переменного состава. Крайними членами ряда являются фазы $Os_{0,8}Ir_{0,1}Pt_{0,06}Ru_{0,02}Rh_{0,2}-Ir_{0,62}Os_{0,38}$ (таблица, анализы 10 и 12). Все приведенные в таблице составы соответствуют бедным рутением иридосминам-осмиридам. Максимальная концентрация рутения 12 атомных % (таблица, ан. 16), и не установлены рутениридосмины, являющиеся распространенными фазами альпинотипных гипербазитов. В [1] показано, что в дифференцированных массивах альпинотипных гипербазитов отмечается эволюция составов твердых растворов системы Os–Ir–Ru в различных по составу и положению в гипербазитовом разрезе хромититах. Отсутствие значительных вариаций в составе изученных тройных твердых растворов по концентрации рутения, по-видимому, объясняется приуроченностью к одному из уровней гипербазитового разреза.

Твердые растворы системы Ir–Os–Fe–Ni. Эта группа твердых растворов выделена отдельно, поскольку в их состав входят так называемые «пористые сплавы» [2], генетическая позиция которых отличается от трехкомпонентных растворов системы Ir–Os–Ru [1, 2]. Последние, как показывает анализ многочисленных публикаций, не содержат примесей никеля и железа. В «пористых сплавах» никель и железо могут встречаться в переменных концентрациях вплоть до появления фаз состава IrFe, IrNi, RuFe, RuNi, $Ru_{0,5}Fe$ и др. [2]. «Пористые сплавы» получили свое название по внешнему виду их полированных зерен, которые содержат значительное количество мелких полостей, выполненных минералами группы серпентина или рудными минералами. Показано [1],

*Известия АН СССР, сер. геологическая. № 11. Изд. "Наука", Москва, 1989. С. 113–117.

что минерал состава RuFe образуется как вторичная фаза по рутениридосмину. В числе фаз типа «пористых сплавов» Кимперсайского альпинотипного массива относительно бедные никелем и железом минералы близки по составу к самородному иридию и осмию (таблица, ан. 19, 34, 32-1, 32-2), а также промежуточные по составу соединения с атомными соотношениями компонентов (Os, Ir, Ru, Rh)₄(Fe, Ni, Cu) (таблица, ан. 97).

Твердые растворы системы Cu–Os. Соединения этой системы в природе встречены впервые и после проведения структурных исследований и уточнения химического состава, очевидно, могут быть представлены как новые минералы. Установлены в ассоциации с арсенидами и сульфоарсенидами платиновых металлов. Одно из зерен образует выделение совместно с осмиридом состава Os_{0,47}Ir_{0,41}Ru_{0,12}. По своим особенностям минерал, очевидно, входит в состав парагенезиса «пористых сплавов». Состав минерала близок формуле с целочисленными соотношениями компонентов CuOs. Помимо главных компонентов в составе минерала присутствуют Ir и Ru, соответственно 11 и 5,5 мас. %, а также Fe и Ni до 4 мас. %. По особенностям химического состава и морфологии зерен твердые растворы системы Cu–Os весьма схожи с серией твердых растворов ряда PtCu–Pt₂Cu–Cu₃Pt, развивающихся при замещении изоферроплатины в гипербазитах Карякского нагорья [1].

Минералы системы Ru–Os–S. Весьма обычные для альпинотипных гипербазитов минералы ряда лаурит – эрликманит чаще образуют мелкие мономинеральные выделения во внутренних зонах хромшпинелидов. Нередки также двухфазовые сростания с минералами ряда осмирида – иридосмина. Фазовые соотношения, характер распределения компонентов между фазами в таких сростаниях несомненно доказывают равновесность сосуществующих металлических твердых растворов и сульфидов. Приведенные в таблице составы (ан. 14, 14-1, 14-2, 14-3) характеризуют двухфазовый сросток, показанный на рисунке (А). Между металлическим твердым раствором и сульфидом происходит закономерное распределение (но не перераспределение вследствие замещения) платиновых элементов с различной халькофильностью. Так, богатый рутением, несколько в меньшей степени осмием, но бедный иридием сульфид сосуществует с бедным рутением, но богатым иридием металлическим твердым раствором. Весьма показателен в этом плане характер фазовых границ, выраженный в характеристическом распределении компонентов. Термодинамический анализ распределения компонентов в равновесных сосуществующих металлических твердых растворах и сульфидов платиноидов выполнен в [2].

Минералы системы Ru–As. Среди возможных фаз этой системы в хромитах установлены два минерала RuAs (рутенарсенид) и RuAs₂. Оба минерала ранее практически не отмечались в гипербазитах. Минералы входят в состав полифазных агрегатов, один из которых развивается при замещении арсенидом металлического твердого раствора Os_{0,74}Ir_{0,26} (рис. Б).

**Химический состав минералов платиновых металлов Кимперсайского плутона
(рентгеновский микроанализ, мас.%)**

Номер образца	Ir	Os	Ru	Rh	Pt	Pd	Ni	Fe	Cu	As	S	Сумма	Системы
10	10,6	79,6	0,8	1,1	6,0	-						98,0	Os-Ir-Ru
10-1	26,6	67,4	0,8	0,8	2,0							97,2	
24	39,6	60,2	0,2	0,2	0,2							100,4	
14	42,9	52,2	4,2	0,3	0,4							99,9	
16	43,5	49,0	7,0	0,2	0,3							100,0	
11	42,5	48,6	7,7	0,1	0,3							99,2	
28	44,5	46,9	7,7	0,3	0,3							99,7	
12	62,2	36,6	0,2	0,3	0,7							100,0	
24-1	61,4	36,9	0,4	0,3	0,8							99,8	
19	98,0	0,7					0,8					99,0	Ir-Os-Ni-Fe
97	25,02	53,03	11,3	0,46	-		6,05	2,28	0,22			99,97	
34	94,3				1,5		1,0	1,9	1,2			99,9	
32-1		95,0					3,9	0,3				99,3	
23-1	11,6	46,1	5,5	0,6			0,5	2,2	26,6			93,1	Cu-Os
20-1	11,44	37,82	5,55	0,15		0,59	3,75	3,38	30,58			93,22	
14-1	6,3	34,6	25,6	0,5	0,1	0,2	0,2				32,6	99,4	Ru-Os-S
14-2	7,4	34,6	24,7	0,7	0,1		0,1		0,1		33,8	101,5	
14-3	6,9	39,8	22,7	0,8			0,1		0,1		32,5	102,9	
20-3	2,7	9,7	30,4	0,5			0,2	0,1		59,6	0,2	103,4	Ru-As
20-2	2,09	8,47	30,5	0,51	0,4		0,38	0,5		58,3	0,64	100,26	

Таблица (окончание)

Номер образца	Ir	Os	Ru	Rh	Pt	Pd	Ni	Fe	Cu	As	S	Сумма	Системы
20-4	3,1	7,1	39,4	0,5			7,7	0,3	0,1	38,6		96,8	
34-1	62,0	0,4	1,0	0,1	0,4		1,1		0,9	22,5	10,6	99,0	Ir-As-S
22-1	61,4	2,3	0,5	0,8	0,3		0,2		1,0	21,4	10,4	98,4	
22-2	57,2	7,7	0,9	0,3			0,3		0,9	20,4	12,3	100,0	
21-1	55,5	1,3	1,6	5,9			0,1		0,7	22,1	12,0	99,5	
21-2	49,4	1,6	2,7	7,1			0,2		0,6	24,2	12,6	98,4	
20-5	4,86	6,37	34,28	0,95	0,31		0,28			34,09	12,1	93,23	Ru-As-S
32	10,2		0,2	0,2	0,2		58,1	1,7		30,7		101,2	Ni-As
4-1	7,6	1,8	0,2	0,1			58,4	0,8	0,1	28,4		97,4	
40-1	0,5	0,1	0,1	0,1			50,3	0,2	0,9	48,3	0,3	100,8	

Применение. Одинаковые первые цифры номера образца соответствуют анализам минералов, находящихся в сростаниях.

Оба арсенида образуют сростания с сульфоарсенидами рутения и родия. В виде характерной изоморфной примеси минералы содержат до 10 мас. % Os и до 3 мас. % Ir. Рутенарсенид содержит также 7,7 мас.% Ni. В строении полифазных агрегатов отчетливо проявлена зональность распределения фаз. Во внутренней части агрегата локализуется рутенарсенид, затем следует зона $RuAs_2$ и во внешней зоне локализован сульфоарсенид (рис. В).

Минералы системы Ir-Ru-As-S. Сульфоарсениды представлены широко распространенным в изученном массиве ирарситом и реже встречающимся руарситом. Как и для всех ранее отмеченных минеральных фаз, в ирарсите установлены значительные вариации химического состава, выявленные как для различных зерен, так и проявляющиеся в пределах одного агрегата. В частности, диапазон изменчивости состава, равный 11 ат.% иридия (таблица, ан. 22-1, 22-2), проявлен в пределах одного зерна ирарсита при существенных колебаниях концентраций осмия и рутения. Кроме того, ирарсит является единственной фазой, обогащенной родием (таблица, ан. 21-1, 21-2). В руарсите примесными компонентами являются иридий и осмий. Как отмечалось выше, для сульфидов характерна ассоциация с арсенидами, а также металлическими твердыми растворами системы Cu-Os.

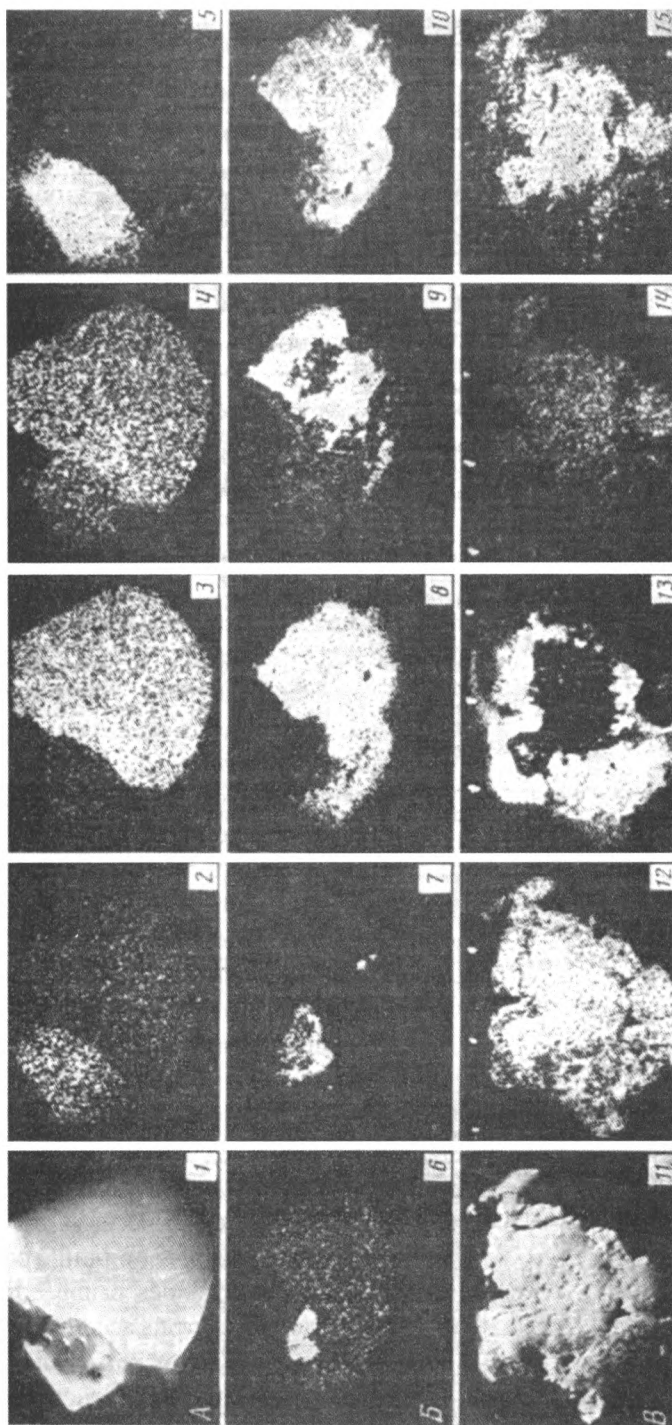


Рис. Соотношение фаз и распределение компонентов в агрегатах минералов платиновых металлов.

Сканирование в характеристическом рентгеновском излучении на микроанализаторе «Комебакс-микро»

А. Срастание твердого раствора $Os_{0,51}Ir_{0,41}Ru_{0,12}$ с минералом лаурит – эрликманит. Увел. 400.

1 – отраженные электроны, 2 – $RuL\beta_1$, 3 – $IrL\beta_1$, 4 – $OsM\beta_1$, 5 – $SK\beta_1$.

Б. Реликт осмирида в срастании с моно- и диарсенидом рутения и рутенийсодержащим маузеритом. Увел. 400.

6 – $OsM\beta_1$, 7 – $IrL\beta_1$, 8 – $RuL\beta_1$, 9 – $NiK\beta_1$, 10 – $AsL\beta_1$.

В. Срастание сульфосаренидов иридия, рутения и никеля с «пористым» никель-иридиевым твердым раствором. Увел. 400.

11 – «пористая» структура агрегата в отраженных электронах, 12 – $IrL\beta_1$, 13 – $NiK\beta_1$, 14 – $AsL\beta_1$, 15 – $SK\beta_1$.

Минералы системы Ni–As. Из числа достаточно многочисленных фаз этой системы в ассоциации с минералами платиновых металлов установлены орселит и маухерит. Оба минерала представляют интерес для настоящей работы тем, что они содержат в значительных количествах платиновые металлы. Так, в орселите концентрация иридия достигает 10 мас.%, а также присутствуют Os, Ru, Rh. Несколько беднее платиновыми элементами маухерит. Важно подчеркнуть, что никель является практически постоянной и нередко существенной примесью большинства тех, описанных выше минералов платиновых металлов, которые имеют несомненно более поздний относительный возраст формирования, чем твердые растворы Os–Ir–Ru и минералы ряда лаурит – эрликманит. Орселит и маухерит нередко образуют внешнюю зону полиминеральных агрегатов, в которых помимо них развиты арсениды и сульфоарсениды платиноидов.

В настоящей работе впервые описывается достаточно широкая группа соединений платиновых металлов, установленная в крупном хромитоносном гипербазитовом комплексе. Из анализа полученного фактического материала можно сделать вывод, что формирование парагенезисов минералов платиновых металлов не является одноактным, а соответствует нескольким этапам: 1) ранний, связанный с формированием парагенезиса иридосмин (осмирид) – лаурит (эрликманит); 2) более поздний, определяющий образование пористых сплавов платиноидов с никелем, медью, железом; 3) завершающий, определяющий развитие арсенидов и сульфоарсенидов платиновых металлов, сосуществующих с арсенидами никеля, содержащими примесные концентрации платиновых металлов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудн. месторождений. 1986. № 5. С. 16-33.
2. Stockman H.W., Hlava P.F. Platinum-group Minerals in alpine chromatites from Southwestern Oregon // Econ. geol. 1984. V. 78. № 7, P. 491-508.

ПЛАТИНОИДЫ В ХРОМИТОНОСНЫХ РАЗРЕЗАХ АЛЬПИНОТИПНЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА*

Исследование характера платиноносности гипербазитов и хромитовых руд отдельных альпинотипных комплексов Полярного, Среднего и Южного Урала существенно прояснило вопрос об особенностях распределения и формах нахождения платиноидов в данных образованиях. Тип фракционирования платиновых металлов в процессе формирования хромитоносных разрезов, присутствующие в них парагенезисы собственных минералов платиноидов и минералов-

Таблица 1

Распределение платиновых металлов в высокохромистых хромитовых рудах

№№ п/п	Содержание минерала в руде, мас.%	Содержание, мг/т					
		Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
1*	74,3	$\frac{434,5^*}{322,8}$	$\frac{172,5}{133,7}$	$\frac{83,3}{66,9}$	$\frac{12,6}{9,4}$	$\frac{19,0}{14,1}$	$\frac{7,7}{5,7}$
2	14,0	$\frac{50,5}{7,1}$	$\frac{24,0}{3,4}$	$\frac{89,0}{12,5}$	$\frac{3,0}{0,04}$	$\frac{4,0}{0,6}$	$\frac{15,5}{2,2}$
3	5,4	-	-	-	-	-	-
4	2,3	$\frac{120,0}{2,8}$	$\frac{65,0}{1,5}$	$\frac{70,0}{1,6}$	$\frac{9,0}{0,21}$	$\frac{3,0}{0,07}$	$\frac{14,5}{0,33}$
5	1,6	$\frac{96,0}{1,5}$	-	$\frac{92,0}{1,5}$	$\frac{3,0}{0,05}$	$\frac{4,0}{0,06}$	$\frac{10,0}{0,16}$
6	1,6	-	-	-	-	-	-
7	0,6	$\frac{29,0}{0,17}$	$\frac{127}{0,8}$	$\frac{61,3}{0,37}$	$\frac{2,0}{0,01}$	$\frac{200,0}{1,2}$	$\frac{21,0}{0,13}$
8	0,07	$\frac{29500}{20,7}$	$\frac{31000}{21,7}$	$\frac{27000}{18,9}$	$\frac{3600}{2,5}$	$\frac{9500}{6,7}$	$\frac{900}{0,6}$
9	0,10	-	-	-	-	-	-
10	100,0	355,1	161,1	101,8	12,6	22,7	9,1

* Обогащение фракции минералов: 1 – хромшпинелид, 2 – серпентин, 3 – оливин, 4 – тальк, 5 – хлорит, 6 – брусит, 7 – амфибол ряда тремолит-паргасит, 8 – сульфидный концентрат (в пересчете на 100% сульфидов), 9 – прочие аксессуарные минералы, 10 – густовкрапленая руда (приближенные балансовые содержания).

* В числителе – содержание элемента в обогащенной фракции минерала, в знаменателе – доля элемента, приходящаяся на минерал, с учетом его количества в исследованной руде.

спутников обсуждались нами и ранее [1-5]. Установлено, что для сильно депле-тированных и флюидизированных разрезов альпинотипных комплексов, вмещающих месторождения высокохромистых хромитовых руд, характерен ахондри-товый тип распределения платиноидов, фиксирующий аномальное истощение в отношении легкоплавких платиновых металлов при сохранении субхондритовых пропорций для осмия, иридия и рутения. Для рудовмещающих гипербазитов ведущие платиноиды – платина и палладий, количество которых существенно возрастает в породах краевого дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса при сохранении дунит-гарцбургитовых пропорций. Все разности хромито-вых руд специализированы на тугоплавкие платиноиды, образуя следующий ряд убывания их содержаний: осмий, иридий, рутений, платина, родий, пал-ладий. При этом степень платиноносности рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов резко различна.

Для широко представленных в альпинотипных комплексах густовкраплен-ных хромитовых руд, на основе изучения представительской крупнообъемной пробы, впервые рассчитаны геохимические балансы распределения всех пла-тиновых металлов в обогащенных фракциях существующих минералов (табл. 1). Тугоплавкие платиноиды (осмий, иридий, рутений), составляющие более 90 % от общего количества платиновых металлов в исследованных хромитовых ру-дах, на 70-80 % и более заключены в хромшпинелидах, содержащих, как выяс-няется, весьма тонкие включения собственных минералов платиновых метал-лов и сульфидов цветных металлов. Установленный характер распределения платиноидов во вторичных минералах хромитовых руд свидетельствует о не-значительном перераспределении их в процессе пострудного метаморфизма. Балансовые содержания платиноидов в исследованной крупнообъемной пробе (табл. 1) близки к их средним содержаниям в исходном материале густовкрап-ленных хромитовых руд по данным многократных анализов, а также к техноло-гическим балансовым средним содержанием (табл. 2).

В выделенных из высокохромистых хромитовых руд флотационных, грави-тационно-флотационных концентратах, а также и в полированных шлифах из этих руд, выявлены многочисленные зерна собственных минералов платиновых ме-таллов, представленных сульфидами, сульфоарсенидами и твердыми раствора-ми тугоплавких платиноидов с постоянными примесями железа, никеля и меди

Таблица 2

№№ п/п	Количество анализов	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
1	8	<u>300</u> 158- 424	<u>120</u> 45-170	<u>129</u> 71-250	<u>5</u> 1-10	<u>14</u> 6-27	<u>4</u> 1-10
2	6	355.1	161.1	101.8	12.6	22.7	9.1
3	6	370	180	120	10	5	2

Таблица 3

№№ п/п	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Cu
1	12,9	3,8	40,5	3,0	-	0,4	-
2	13,1	3,4	41,0	3,3	0,1	0,4	0,1
3	19,1	3,1	37,8	3,2	0,3	0,3	0,1
4	20,3	4,9	36,0	2,4	-	-	0,3
5	53,8	9,0	5,9	0,5	0,6	0,2	0,4
6	49,4	38,3	4,4	-	0,6	-	0,7
7	40,2	38,4	3,5	0,5	1,6	0,2	0,8
8	45,1	15,0	5,2	0,7	0,3	0,2	0,4
9	38,2	55,2	1,9	-	1,3	-	1,0
10	30,7	56,0	-	-	2,7	-	0,9
11	0,2	56,0	0,2	4,9	0,1	0,3	9,6
12	0,1	40,0	0,2	0,3	0,5	0,2	5,9
13	39,7	2,3	17,1	-	0,1	-	0,2
14	14,0	43,0	5,5	1,7	0,6	-	0,9

№№ п/п	Ni	Fe	S	As	Сумма
1	0,4	1,1	37,0	2,5	101,6
2	0,1	0,5	35,6	2,6	100,2
3	0,1	0,3	34,3	3,6	102,2
4	0,9	1,6	31,0	1,9	99,3
5	1,3	1,5	27,0	0,9	101,1
6	0,5	0,2	-	-	94,1
7	0,2	1,8	-	-	87,2
8	9,8	5,0	-	-	81,7
9	0,4	0,2	-	-	98,2
10	0,4	0,3	-	-	91,0
11	1,1	2,0	21,0	-	95,4
12	19,0	6,3	29,0	-	101,5
13	0,5	0,2	10,5	29,6	100,2
14	0,4	0,2	10,0	25,8	102,4

Кристаллохимические формулы минералов

- Лаурит $(Ru, Os, Rh \dots)_{0,95} (S, As)_{2,05}$
- Лаурит $(Ru, Os, Rh \dots)_{0,96} (S, As)_{2,04}$
- Лаурит осмиевый $(Ru, Os, Rh \dots)_{0,97} (S, As)_{2,03}$
- Лаурит осмиевый $(Ru, Os, Rh \dots)_{1,08} (S, As)_{1,92}$
- Эрликманит $(Os, Ru, Ir \dots)_{1,04} (S, As)_{1,96}$
- Иридосмин $Os_{0,49} Ir_{0,38} Ru_{0,08} \dots$
- Иридосмин $Os_{0,42} Ir_{0,39} Ru_{0,07} \dots$
- Иридосмин $Os_{0,37} Ni_{0,26} Fe_{0,14} Ir_{0,12} Ru_{0,08} \dots$
- Осмирид $Ir_{0,53} Os_{0,37} Ru_{0,03} \dots$
- Осмирид $Ir_{0,59} Os_{0,33} \dots$
- Сульфид иридия и меди $(Ir_{0,48} Cu_{0,25} Ni_{0,03} \dots)_{0,92} S_{1,08}$
- Сульфид иридия и никеля $(Ir_{0,25} Ni_{0,39} Cu_{0,11} \dots)_{0,91} S_{1,09}$
- Осарсит $(Os_{0,56} Ru_{0,45} Ir_{0,03} \dots)_{1,08} As_{1,05} S_{0,87}$
- Ирарсит $(Ir_{0,64} Os_{0,21} Ru_{0,15})_{1,12} As_{0,98} S_{0,90}$

Примечание. Состав минералов изучен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в Институте геологии и геохимии УрО АН СССР. Прочерк – элемент не обнаружен.

(табл.3). Наиболее распространены минералы ряда лаурит-эрликманит (лаурит, лаурит осмиевый, лаурит иридиевый, лаурит осмиевый медистый, эрликманит), выявленные нами впервые для альпинотипных комплексов Урала в хромитовых рудах Рай-Изского, Верх-Нейвинского, Кемпирсайского массивов. Широко распространены также иридосмин и осмирид. Впервые для СССР в хромитовых рудах Кемпирская выявлены минералы ряда ксингшонгит-амоносульфиды иридия, меди, железа, никеля, в том числе – резко обогащенные никелем.

Установлено, что собственные минералы платиновых металлов присутствуют в хромитовых рудах в виде моно- и полифазных выделений четырех различных классов крупности – субмикронные (около и менее 1 мкм), тонких (5-10-20 до 50 мкм), мелких (100-200 мкм) и средних (200-500 мкм), причем количественно абсолютно преобладают выделения первых двух классов, что согласуется с отсутствием аномальных, «ураганных» содержаний платиновых металлов в больших аналитических данных как по хромитовым рудам, так и по продуктам их обогащения.

Важно, что средние, результирующие пропорции платиноидов (в первую очередь – осмия, иридия, рутения) для ведущих собственных минеральных форм (табл. 3), сквозных для всех классов крупности, весьма близки к имеющим относительно выдержанный характер пропорциям платиновых металлов в хромитовых рудах и выделенных из них концентратах: осмий : иридий : рутений = 2,0-2,5 : 1,2-2,0 : 1,0. Эти данные, наряду с результатами расчета минералогеохимических балансов, позволяют сделать вывод об определяющей роли собственно-минеральных форм нахождения осмия, иридия и рутения в высокохромистых хромитовых рудах альпинотипных комплексах Урала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Андреев М.И., Неустроева И.И. Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала // Ежегодник-1980 / ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1981. С. 88-91.

2. Андреев М.И., Волченко Ю.А. Метаморфизм и сульфидно-самородная минерализация в альпинотипных хромитоносных комплексах Урала // Ежегодник-1981 / ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1982. С. 86-87.

3. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов и хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразующие. Инф. материалы ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1986. С.56-63.

4. Волченко Ю.А., Вигоров Б.Л. Первая находка аксессуарных минералов платиновых металлов в хромитах Кемпирская // Ежегодник-1986 / ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1987. С. 70-71.

5. Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Два типа распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов // Ежегодник-1987 / ИГГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1988. С.70-73.

Часть II РУДНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ УРАЛА

Глава 4 ХРОМИТОВЫЕ СИСТЕМЫ*

В.М. Нечеухин, Ю.А. Волченко, В.Ю. Алимов

Урал является крупной хромитоносной провинцией, которая характеризуется многочисленными и разнообразными по условиям залегания и составу проявлениями хромитовых руд, связанными с гипербазит-габбровыми ассоциациями (рис. 14, см. вкл.). Хромитовое оруденение, которое имеет в настоящее время промышленное значение, относится в основном к двум рудным формациям: 1) низкохромистой, связанной с дифференцированными пироксенит-перидотитовыми комплексами железистых перидотитов – сарановский тип, 2) высокохромистой, руды которой связаны с альпинотипными дунит-гарцбургитовыми и гарцбургитовыми комплексами офиолитовой ассоциации – кемпирсайский тип. Кроме того, здесь известны мелкие рудопроявления среднехромистых и высокожелезистых руд в ассоциации с дунитами дунит-верлит-метагаббровой серии Платиноносного пояса, которые можно отнести к отдельной формационной и геологической группе (соловьевогорский тип). Однако последние не имеют промышленного значения. В качестве еще одной формационной группы исследователями рассматриваются вкрапленные и вкрапленно-шлировые руды ряда преимущественно гарцбургитовых массивов Восточно-Уральской мегазоны [17]. Однако по составу оруденения и условиям залегания они относятся скорее всего к образованиям высокохромистой формации, подвергшимся разной степени метаморфизму и метаморфическому преобразованию на разных стадиях формирования и становления рудовмещающих комплексов. В то же время следует, по-видимому, выделить формацию хромитовых руд с повышенной глиноземистостью, которые связаны с лерцолит-гарцбургитовыми ассоциациями (нарулинский тип).

Месторождения **формации низкохромистых руд** сарановского типа расположены на западном склоне Урала в пределах осевой части Центрально-Уральского поднятия, где они располагаются в полосе развития докембрийских рифтогенных образований. По редким находкам обломков хромитовых руд в конгломератах серебрянской серии венда для них предполагается позднерифейско-вендский возраст. Это соответствует времени проявления основного этапа геодинамических процессов эпиконтинентального рифтогенеза.

Сарановский хромитоносный комплекс, являющийся наиболее изученным объектом формации низкохромистых руд, приурочен к зоне рифтогенного реги-

* Хромитовые системы. Титаномагнетитовые системы // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. Глава 4. Изд. "Наука", Москва, 1990. С. 57–78.

онального разлома крутого восточного падения, который отделяет вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные отложения, относимые предположительно к верхнему рифею и венду.

Кроме того, сходные по составу с образованиями этого комплекса массивы известны среди верхнерифейских вулканогенно-терригенных отложений. В свою очередь, вмещающими породами комплекса на западе являются слюдисто-кварцевые и углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с прослоями основных эффузивов, а на востоке слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями карбонатных пород. В структурном отношении, как показали детальные исследования, Сарановский комплекс сложен системой тектонических блоков линзо-, клино- и пластинообразной формы [26, 27]. Контакты тектонических блоков и пластин с вмещающими толщами имеют тектонический характер и представлены зонами дробления и рассланцевания. Степень тектонической нарушенности комплекса возрастает с севера на юг, где он трансформируется в сокращенный по мощности разрез, имеющий этажное строение с наличием многочисленных слепых хромитоносных блоков (рис. 15).

Рудовмещающий комплекс в основном сложен серпентинитами, для которых по реликтам структур

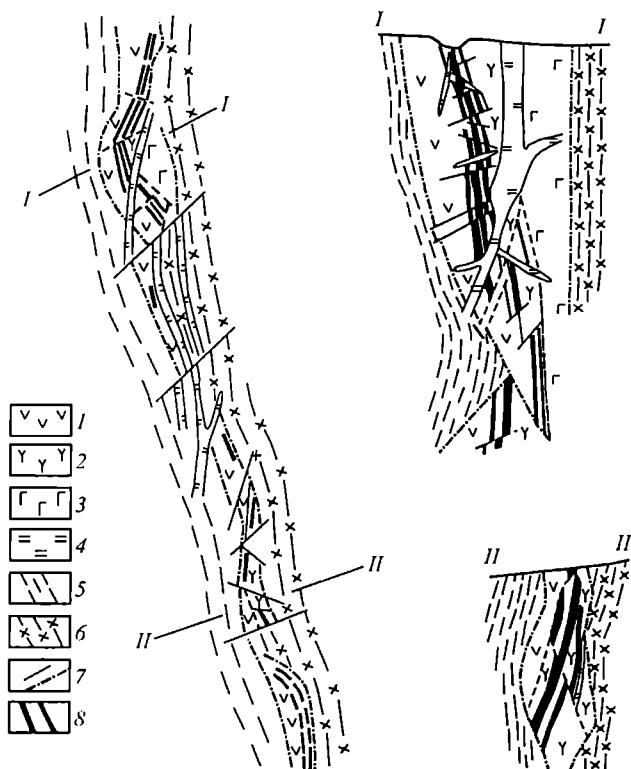


Рис. 15. Схема геологического строения Сарановского хромитоносного комплекса и разрезы через Главные Сарановское месторождение (I–I) и Южное Сарановское месторождение (II–II) (по Ю.А. Волченко, Я.Ш. Брянскому)

1 – дуниты, пироксеновые дуниты; 2 – дунит-гарцбургиты, гарцбургиты; 3 – габбро зеленокаменноизмененное; 4 – габбро-диабазы; 5 – углисто-слюдисто-кварцевые сланцы с прослоями кварцито-песчаников и эффузивов основного состава (федотовская свита PR_4); 6 – слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями песчаников, конгломератов и мраморизованных известняков (вильвенская свита); 7 – тектонические нарушения установленные (а) и предполагаемые (б); 8 – пласты хромитовых руд.

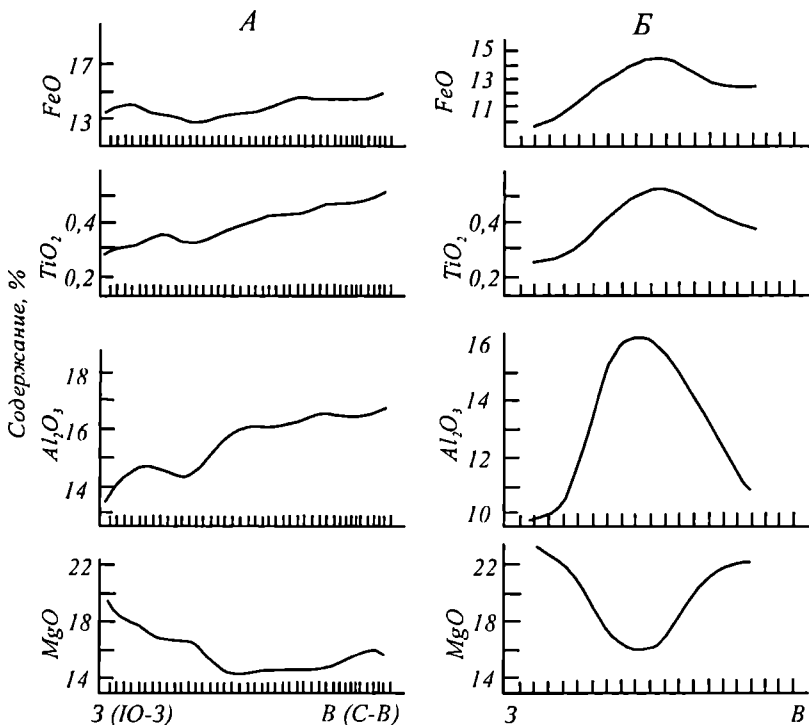


Рис. 16. Графики регрессии содержаний компонентов в гипербазитах Главного (А) и Южного (Б) Сарановского месторождений Сарановского рудного поля.

и зерен оливина и пироксена предполагается аподунитовая и апогарцбургитовая природа. В восточной части массива заметное развитие имеют габброиды, что позволяет весь комплекс отнести к габбро-гипербазитовой ассоциации. По своим петрохимическим и геохимическим параметрам комплекс относится к продуктам дифференциации базальтоидной магмы. Об этом свидетельствуют повышенные железистость и титанистость гипербазитов и повышенная железистость и глиноземистость аксессуарных хромшпинелидов. В менее нарушенных блоках устанавливаются признаки первичной дифференциации, которые выражаются в приуроченности к нижней части разреза (ближе к лежащему боку) дунитов и пироксеновых дунитов, которые в средней части сменяются хромитоносной дунит-гарцбургитовой ассоциацией, а еще выше гарцбургитами (табл. 4). Наблюдается также тенденция к повышению в этом направлении содержания бронзита, увеличению железистости серпентинитов (от 13 до 18% мол.) и увеличению среднего содержания окиси титана от 0,1–0,15 до 0,28–0,35%. Наличие градиентов по железу, титану, алюминию и другим компонентам, а также изменение состава аксессуарных хром-шпинелидов и содержаний в горных породах элементов-примесей позволяют сделать вывод, что пластовая залежь име-

**Эволюция гипербазитов и хромитовых руд (%) по разрезу
Сарановского стратиформного комплекса**

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма
Серпентиниты аподунитовые (4)*	38,34	0,09	1,03	7,20	3,07	1,09	35,27	0,32	12,73	99,40
Серпентиниты по дунитам пироксеносодержащим (3)	34,00	0,07	0,92	7,28	1,33	1,02	35,89	0,52	15,90	99,90
Серпентиниты по дунитам пироксеновым (6)	33,46	0,11	2,40	5,15	6,02	1,87	33,52	2,62	13,86	99,00
Серпентиниты по дунит-гарцбургитам (8)	37,85	0,17	4,06	4,49	6,03	2,06	31,94	2,08	13,23	101,90
Серпентиниты по гарцбургитам (5)	36,26	0,15	2,13	4,17	6,65	1,93	33,30	0,79	11,70	97,10
Густовкраплевые хромитовые руды Западного рудного тела (14)	11,03	0,30	13,09	4,25	13,09	1,74	18,69	32,45	6,40	101,30
Сплошные хромитовые руды Центрального рудного тела (20)	4,30	0,43	16,38	5,10	13,99	2,11	14,60	38,80	3,97	99,70
Вкрапленные хромитовые руды Восточного рудного тела	9,64	0,48	16,28	6,25	14,35	0,51	16,41	30,98	4,45	99,40

* В скобках количество анализов по типам.

ла первоначально более пологое, скорее всего, субгоризонтальное, залегание, которое было нарушено поздними деформациями.

В структуру рудовмещающего комплекса входят также многочисленные дайки основного состава, которые относятся к двум разновозрастным группам. К наиболее ранним, додеформационным, относятся дайки щелочных диабазов и пикрит-диабазов, которые не выходят за пределы контуров отдельных блоков и отчетливо срезаются их тектоническими границами, как правило, они превращены в зеленые хлоритовые сланцы. Более позднюю группу образуют слабо измененные дайки габбро-диабазов и диабазов, которые секут как рудоносные блоки комплекса, так и вмещающие их горные породы. Они известны также и среди раннепалеозойских отложений. Щелочные диабазы по составу комагматичны трахибазальтам вулканогенного комплекса, известного среди позднерифейско-вендских отложений и выполняющего грабенные структуры (щегровитский комплекс), а габбро-диабазы и диабазы сопоставимы с базальтами толситовой серии раннепалеозойских отложений. Соответственно можно сде-

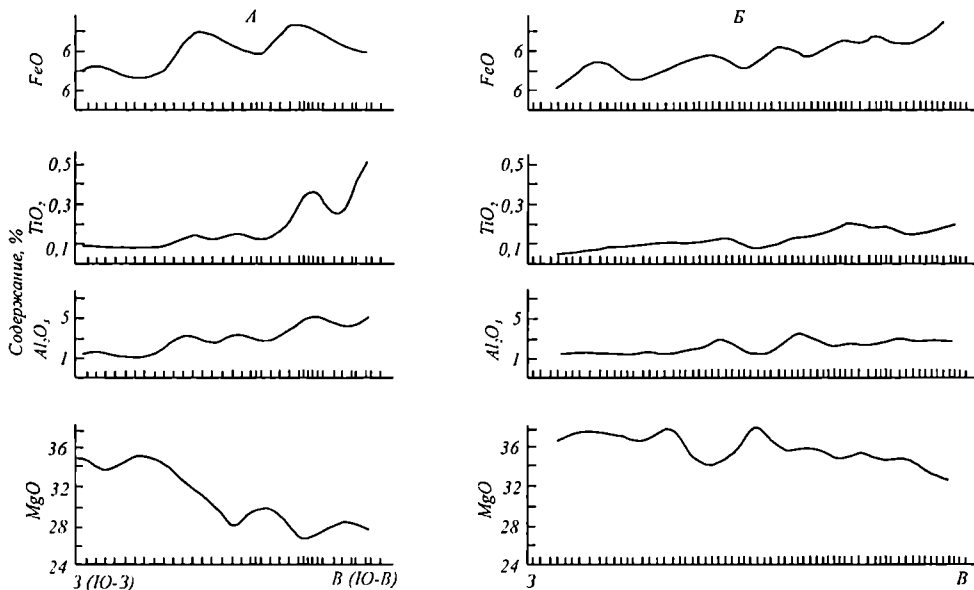


Рис. 17. Графики регрессии содержаний рудообразующих компонентов в объединенных рудных частях разрезов Главного (А) и Южного (Б) месторождений Сарановского рудного поля.

лать вывод, что самые ранние деформации рудоносного комплекса имели место в поздневендское, но дораннепалеозойское время.

На Сарановском месторождении распространены массивные и вкрапленные руды, которые слагают серию протяженных пластов мощностью от 0,2 до 12 м. Среди них выделяются три основных рудных пласта, образующие Западное, Центральное и Восточное рудные тела, имеющие соответственно мощности 6,0–7,0, 10–12 и 2,5–3,0 м. Основная часть хромитовых пластов, прежде всего система главных рудных тел, приурочена к зоне перехода от пироксенитовых дунитов к дунит-гарцбургитам. Хромитовые руды по своему составу относятся к высокожелезистым и высокоглиноземистым разновидностям (субферри-алюмохромит-феррихромпикотит). Степень окисления железа хромитов около 20–30%, что весьма типично для руд платформенных ультраосновных массивов.

В северных, менее нарушенных разрезах Сарановского комплекса, на которых массив имеет крутое восточное падение, наряду с наличием отмеченных выше градиентов во вмещающих породах устанавливаются закономерные изменения также и составов рудных хромшпинелидов от лежащего к висячему боку месторождения в целом и по отдельным пластам (рис. 16). Вверх по разрезу в хромшпинелидах увеличиваются содержания титана, ванадия, марганца с соответствующим уменьшением содержаний хрома, магния, никеля, что может свидетельствовать об увеличении парциального давления кислорода в про-

цессе кристаллизации руд.

К всяячему боку хромитовых пластов приурочены вкрапленные руды с повышенными концентрациями сульфидов железа, никеля и кобальта, с которыми ассоциируют минералы платиновых металлов. По данным Ю.А. Волченко (1986 г.), рудовмещающие породы и хромитовые руды имеют однотипную геохимическую специализацию на рутений, осмий и платину, хотя в рудах отмечается

увеличение содержаний иридия. Минералы платиновых металлов представлены преимущественно минеральными рядами лаурит-эрликманит и брэггит-высоцкит.

Это же подтверждается примерами ритмично-постепенного перехода от массивных и густовкрапленных руд к рудовмещающим гипербазитам, одинаковыми взаимоотношениями силикатных и рудных минералов в хромитовых рудах и вмещающих породах, отсутствием замещения рудными минералами гипербазитов. Все выделенные особенности свидетельствуют однозначно о сингенетичном формировании хромитовых руд и ультраосновных пород. Наиболее приемлемой для этих руд является кумулятивная модель. В рамках последней предполагается внедрение пологой пластообразной залежи в ослабленную межформационную зону с ее последующей стратификацией при одновременном накоплении и выпадении рудных концентраций на границе смены высокомагнезиальных пород менее магнезиальными. По расчетам минеральных равновесий [73], кристаллизация рудных хромшпинелидов происходила в интервале температур 1200–1300°C. В соответствии с изменением потенциала кислорода изменяется и состав хромшпинелидов, а к поздней фазе рудообразования относится повышение потенциала серы, что сопровождается отложением в верхней части рудных зон ранних сульфидов железа, меди, кобальта и ряда других элементов.

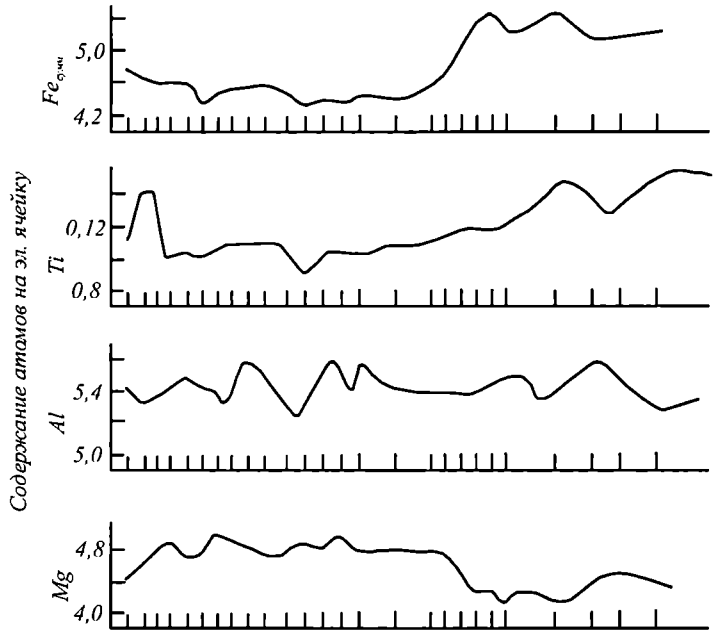


Рис. 18. Изменение содержаний рудообразующих элементов в хромшпинелидах рудных частей разреза Сарановского месторождения (по О.К. Иванову).

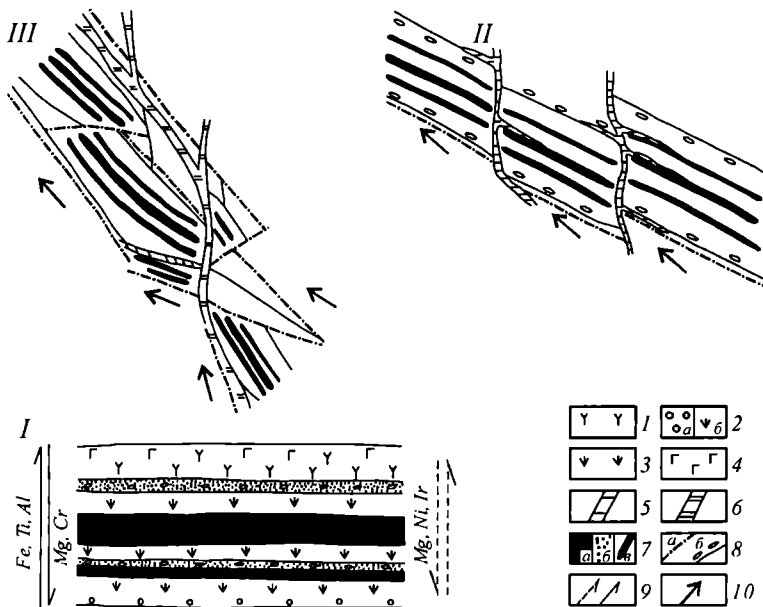


Рис. 19. Модель формирования хромитов в стратифицированных рифтогенных комплексах Урала.

I – гарцбургиты; 2 – дуниты (а) и гарцбургиты (б); 3 – серпентиниты; 4 – габбро; 5 – диабазы; 6 – габбро-диабазы; 7 – хромитовые руды сплошные (а), вкрапленные (б) и перасчлененные (в); 8 – разломы, надвиги (а) и зоны дробления (б); 9 – направления движения химических компонентов; 10 – направления тектонических движений. Этапы: I – магматической дифференциации, II – ранней к III – поздней деформации.

При однотипной геохимической специализации пород и руд на платиноиды имеет место их пропорциональное распределение между этими ассоциациями при некотором накоплении в краевых частях рудных залежей (рис. 17, 18).

Пострудный период ознаменовался интенсивными тектоническими деформациями субгоризонтальной пластовой интрузии с пластами хромитовых руд по системе крупных смещений и надвигов в более крутопадающую структуру. Это сопровождалось образованием системы линзообразных блоков, тектонических пластин и клиньев. Поскольку интенсивность деформации горных пород района месторождения отчетливо увеличивается в сторону Главного Уральского глубинного шва-надвига, возможной причиной длительной и многоэтапной трансформации палеорифтогенной структуры были процессы интенсивного сжатия, сопровождавшие надвигание на западную окраину тяжелых эвгеосинклинальных масс. Процессы деформаций, как и внедрение разно-этапных даек, сопровождалась метаморфическими преобразованиями хромитовых руд и вмещающих пород. Окончательное становление структуры хромитоносного пояса относится, по-видимому, к среднему палеозою.

Наиболее интенсивно метаморфизм проявился в участках тектонического выклинивания комплекса, а также вблизи даек габбро-диабазов, залечивающих зоны тектонических контактов отдельных блоков. В этих участках руды сильно катаклазированы и милонитизированы, а серпентин-пироксеновый и серпентин-хлоритовый цемент в существенной мере замещается карбонатом. Раздробленные зерна хромшпинелида с периферии и по многочисленным трещинкам замещаются феррихромитом и магнетитом, появляются многочисленные мелкие зерна поздних сульфидов железа, никеля, кобальта. В рудах резко (на 5 % и более) падает содержание хрома, и не менее резко возрастает содержание кремнезема (до 7-10 %) и окиси кальция (до 4-7 %). В участках с предельной карбонатизацией цемента часто отсутствуют другие видимые признаки метаморфизма хромитовых руд (вросстки хлорита в хромшпинелиде, каймы и прожилки магнетита и т.д.), очевидно, стертые этими поздними процессами. Апогипербазитовые серпентиниты в таких участках, как правило, представлены антигоритовыми разностями. Парагенезис акцессорных минералов платиновых металлов в этих участках усложняется, а специализация руд характеризуется преобладанием палладия и платины над тугоплавкими платиноидами.

Геодинамическая модель формирования и строения рудной системы с низкохромистым оруденением в стратифицированных рифтогенных комплексах характеризуется тремя основными этапами (рис. 19). К первому этапу относится внедрение пластовой интрузии, становление которой сопровождалось дифференциацией и отделением слоев хромитовых руд в условиях проявления

Таблица 5

Изменение составов хромшпинелидов руд различных горизонтов дунит-гарцбургитовых хромитоносных комплексов Урала

Горизонт	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO
I	$\frac{36,8}{37,7-3,9}$	$\frac{29,1}{29,8-28,4}$	$\frac{6,8}{7,6-4,8}$	$\frac{9,8}{11,3-8,5}$	$\frac{7,5}{18,4-16,2}$
II	$\frac{39,5}{46,0-33,3}$	$\frac{28,9}{33,3-22,5}$	$\frac{3,1}{6,7-1,1}$	$\frac{13,5}{16,1-12,3}$	$\frac{15,0}{16,9-12,3}$
III	$\frac{60,5}{61,8-59,3}$	$\frac{10,1}{12,2-8,6}$	$\frac{2,4}{2,9-1,3}$	$\frac{14,6}{18,7-11,9}$	$\frac{12,4}{14,6-9,7}$
IV	$\frac{61,9}{62,7-58,9}$	$\frac{9,40}{10,4-8,3}$	$\frac{3,0}{4,2-1,4}$	$\frac{10,9}{11,2-8,1}$	$\frac{14,8}{15,2-13,8}$

Примечание. I — хромиты, ассоциирующие с троктолитами (n = 7); II — хромиты верхней гарцбургитовой ассоциации (n = 14); III — хромиты верхней части полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса (n = 7); IV — хромиты нижней части полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса (n = 30). В числителе — средние значения, в знаменателе — вариации содержаний компонентов.

кумулятивных явлений. На втором этапе этот комплекс руд и вмещающих пород подвергся частичной деформации и частичному расчленению на крупные блоки, что сопровождалось внедрением даек диабазов по зонам разломов и вдоль рудных залежей. Третьему этапу отвечала интенсивная деформация всего разреза на отдельные блоки, их будинаж и внедрение габбро-диабазов, зафиксировавших всю рудоносную систему.

Месторождения и рудопроявления формации высокохромистых хромшпинелевых руд пространственно и парагенетически связаны с дунит-гарцбургитовыми, гарцбургитовыми и гарцбургит-лерцолитовыми комплексами офиолитовых ассоциаций. Как было показано выше, эти массивы имеют в основном аллохтонное залегание и слагают протяженные пояса, тяготеющие в своем размещении к обрамлению Тагило-Магнитогорской эвгеосинклинальной мегазоны или к периферии крупных блоков сиалической коры в восточных зонах. По своему составу они относятся к дунит-гарцбургитовой и гарцбургит-лерцолитовой формациям.

В сложении массивов дунит-гарцбургитовой формации основная роль принадлежит гарцбургитам и дунитам; существенное распространение имеют сложные по составу дунит-гарцбургитовые породы. Кроме того, могут присутствовать лерцолиты, верлиты, дунит-пироксеновые ассоциации, троктолиты, оливинное габбро, комплексы параллельных диа-

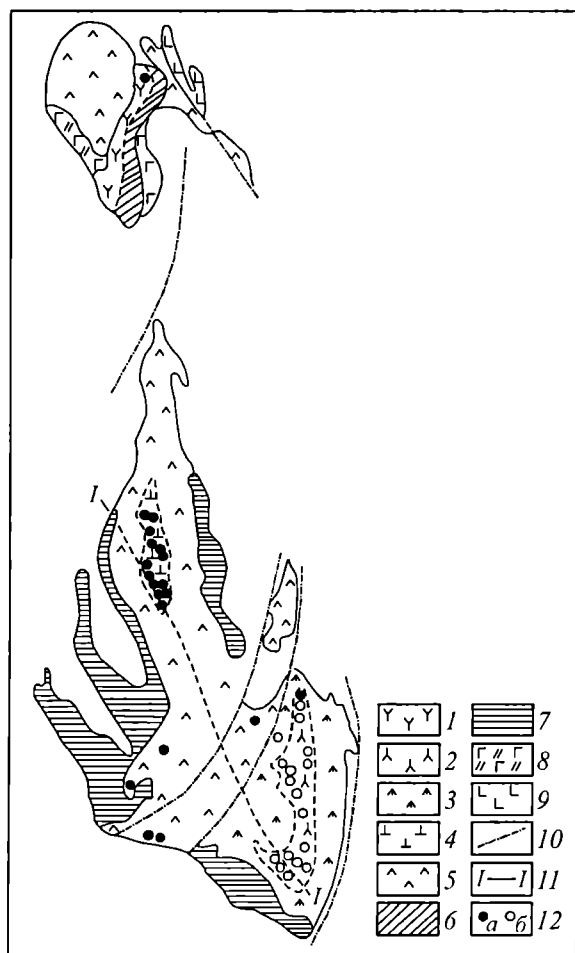


Рис. 20. Схема размещения хромитового оруденения в Кемпирсайско-Хабарнипской зоне.

1 – дуниты; 2 – гарцбургиты с максимальным насыщением дунитами; 3–4 – дунит-гарцбургитовый полосчатый (3) и широко-полосчатый (4) комплексы; 5 – гарцбургиты; 6 – дунит-клинопироксеновый комплекс; 7 – троктолиты; 8 – габбро с сериями параллельных диабазовых даек; 9 – габбро; 10 – разломы и надвиги; 11 – линия профиля; 12 – оруденение низкохромистых (а) и высокохромистых (б) руд.

базовых даек. К продуктам раз-
ноэтапных метаморфических и
метасоматических преобразо-
ваний относятся жильные дуниты,
оливиниты и пироксениты,
оливин-антигоритовые породы,
серпентиниты, амфиболиты.

Гарцбургиты и дунит-гарц-
бургиты являются самыми
распространенными породами
альпинотипных массивов. Гар-
цбургиты сложены в основном
оливином и ромбическим и мо-
ноклинным пироксеном, к кото-
рым добавляется акцессорный
хромшпинелид. Количество
нормативного оливина в типич-
ных гарцбургитах колеблется
от 30 до 75 %, а в дунит-гарц-
бургитах – от 75 до 90 %. Ром-
бический пироксен представ-
лен энстатитом, реже бронзи-
том. Для пород характерна ги-
пидиоморфная структура, ког-
да энстатит находится в интер-
стициях между зернами оливи-
на. Хромшпинелид всегда ксе-
номорфен, прозрачен, красно-
буровой окраски; может
встречаться изомерный и не-
прозрачный хромшпинелид, яв-
ляющийся, по-видимому, более
поздним. Состав оливина дос-
таточно однообразен и харак-
теризуется выдержанной же-
лезистостью в пределах 9–9,5
% *Fa*; железистость энстата-
та колеблется от 6 до 7%
нормативного ферросилита.

Дуниты также имеют ши-
рокое распространение, но зна-
чительно уступают гарцбурги-

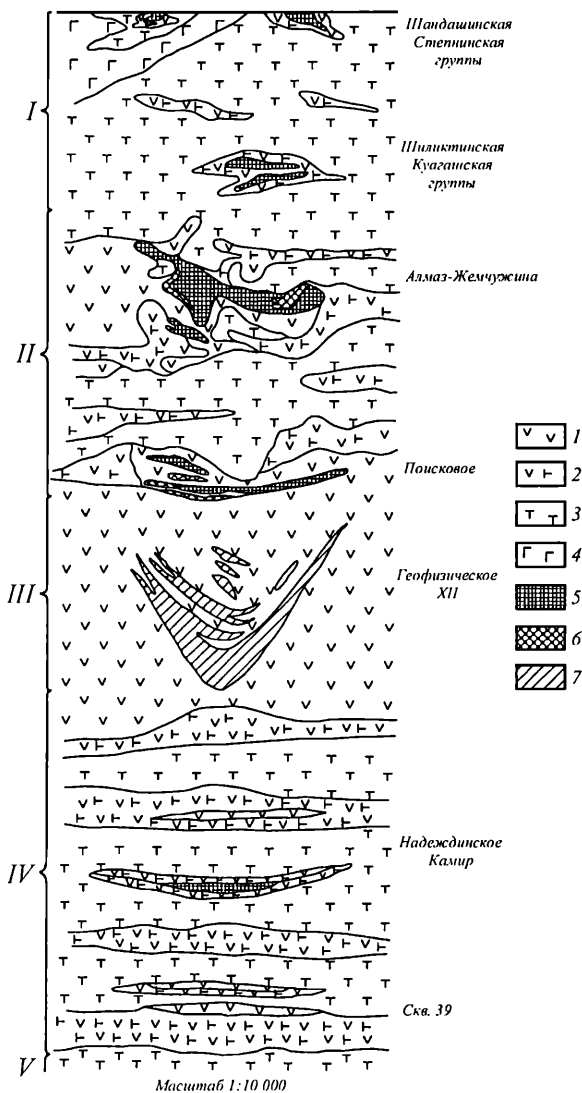


Рис. 21. Схема геологического строения рудо-
носного разреза Кемпирсая.

1 – дуниты; 2 – дунит-гарцбургиты; 3 – гарц-
бургиты; 4 – габбро; 5 – сплошные хромитовые
руды; 6 – густовкрапленные хромитовые руды; 7 –
редко-среднекрапленные хромитовые руды. Зоны
разреза: I – верхних перидотитов, II – верхней пере-
межаемости, III – дунитовая, IV – нижней пере-
межаемости; V – нижних перидотитов.

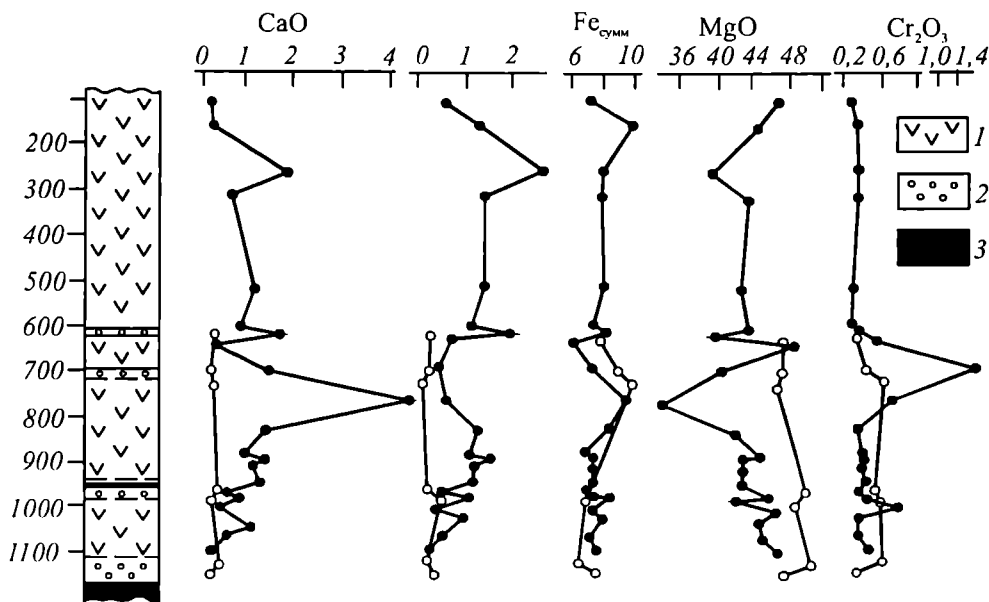


Рис. 22. Вариации химических компонентов в габбровой толще месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского рудного поля (скв. 185, по И.С. Чашужину, Е.П. Царицыну).

1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – хромиты.

там. Они образуют прослои, отдельные тела или слагают секущие и неправильной формы жилы, сетчатые и сетчато-штокверковые скопления. Обычно это почти мономинеральные оливиновые породы, содержащие незначительную примесь ромбического пироксена, а также вкрапленность идиоморфного непрозрачного хромшпинелида. Железистость оливина, как в массивных телах, так и в жилах всегда хорошо выдержана и близка 8 % *Fa*. Лерцолиты в массивах дунит-гарцбургитовой формации распространены незначительно и образуют небольшие прослои или неправильной формы участки среди гарцбургитов. Сложены они переменными количествами ромбического и моноклинного пироксена, оливина и акцессорного хромшпинелида. Состав главных породообразующих минералов лерцолитов несколько более железистый, чем в гарцбургитах. В частности, оливин характеризуется железистостью 10-10,5 % *Fa*, энстатит – 9,2-9,8 %, диопсид – 6,5-7,4 %. Хромшпинелид отличается повышенной магнезиальностью, высоким содержанием окиси алюминия и низким – окиси хрома.

Дунит-клинопироксенитовые породы располагаются, как правило, в крайних частях некоторых массивов дунит-гарцбургитового состава, вблизи контакта с троктолитами. Породы имеют обычно полосчатое сложение за счет чередования прослоев дунитов, верлитов и клино-пироксенитов. Дуниты обладают довольно железистым составом, а для клинопироксенитов, напротив, ха-

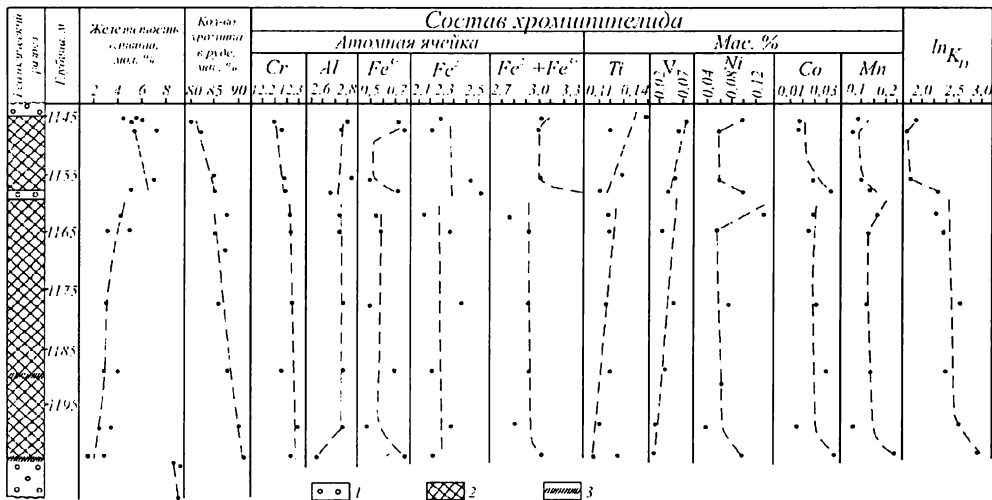


Рис. 23. Вариации состава хромшпинелида по рудному телу месторождения Алмаз-Жемчужина Кемпирсайского рудного поля (скв. 132, по Е.П. Царицыну). 1 – дуниты, 2 – хромиты, 3 – зоны деформаций.

рактерна низкая железистость – 10-13 %, редко до 18 % геденбергитовой составляющей. В контактах с гранитоидами и в ассоциации с полосчатым комплексом присутствуют верлиты с весьма постоянным соотношением между слагающими их оливином и клинопироксенами. Оливин характеризуется при этом меняющейся, но повышенной железистостью в пределах от 10-13 до 15-18 % *Fa*.

В дунит-гарцбургитовых массивах Полярного Урала заметное развитие имеют оливин-антигоритовые породы. Среди гарцбургитов они слагают зоны резко переменной мощности (от 10 до 500 м), которые сопровождаются жилами пегматитоидных дунитов, а также амфибол-оливиновыми и тальк-оливиновыми породами. Встречаются как массивные, так и рассланцованные разности оливин-антигоритовых пород. Оливин составляет в среднем 65% объема породы и характеризуется колеблющейся железистостью в пределах 6–9% *Fa*. Остальную часть составляет антигорит. Амфибол-оливиновые и тальк-оливиновые образования слагают периферию зон оливин-антигоритовых пород. Кроме них, в значительной части массивов обычно присутствуют жильные тела и шпировые скопления энстатитов, бронзититов, диопсидит вебстеритов. Очень часто эти породы относятся к оливиновым или оливинсодержащим разностям. Состав оливина и пироксенов характеризуется несколько повышенной железистостью, 10-12 % *Fa* для оливина, 9-10 до 13-15 % *Fa* для энстатита; диопсиды отвечают разностям с 13-15 % геденбергитовой составляющей.

Присутствующие в составе дунит-гарцбургитовых массивов габброиды по

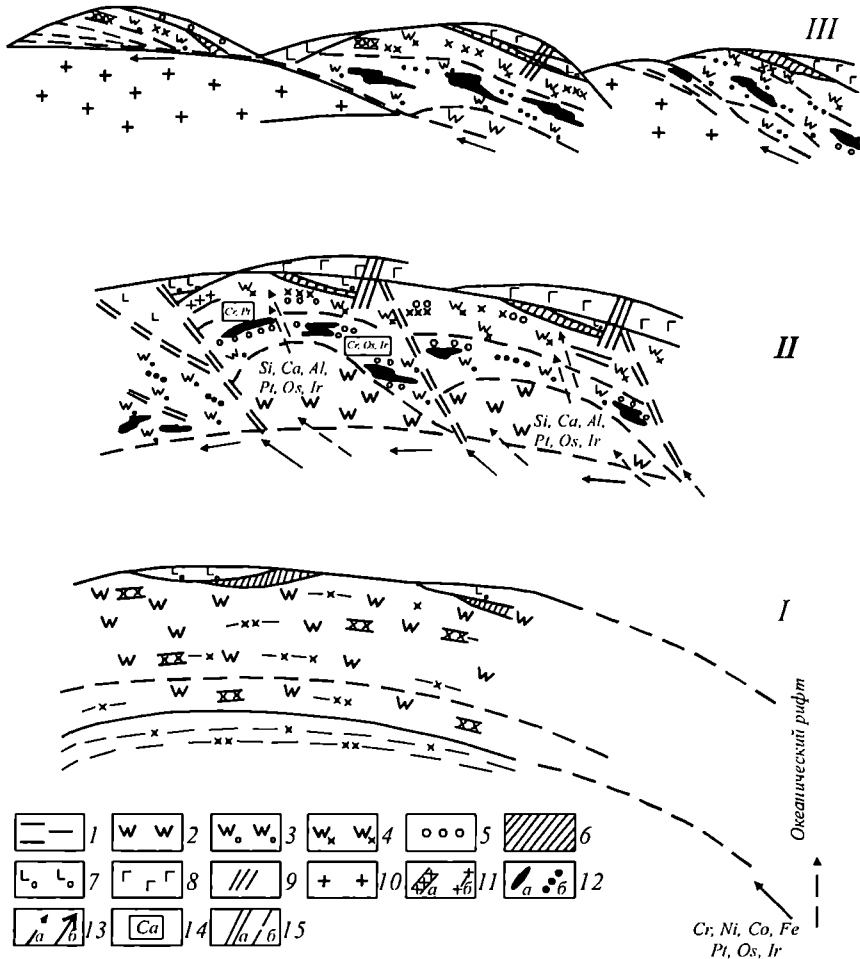


Рис. 24. Модель хромитовой системы высокохромистой формации.

I – гарцбургит-лерцолитовый комплекс; 2 – гарцбургитовый комплекс слабо истощенного рестита; 3 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 4 – гарцбургитовый комплекс; 5 – оливиновые породы продуктов частичного плавления и зон оливинизации; 6 – дунит-клинопироксенитовый комплекс; 7 – троктолиты, оливиновое габбро; 8 – габбро высококальциевое; 9 – комплекс параллельных диабазовых даек; 10 – складчатые комплексы края палеократона и тектонических блоков («микроконтинентов»); 11 – вкрапленные руды (а) и вкрапленность (б) хромшпинелидов хромпикотитового состава зоны слабо истощенного рестита; 12 – массивные хромитовые руды (а) и вкрапленность (б) хромшпинелевого состава зоны деплетирования; 13 – направления движения химических компонентов (а) и тектонических перемещений блоков пород (б); 14 – зоны концентрации химических компонентов; 15 – линии дезинтеграции горизонта рестита (а) и тектонического расчленения хромитоносных массивов (б). Стадии формирования системы: / – океанического рифтогенеза с образованием неистощенного рестита, // – трансформации океанической коры с деплетированием рестита, /// – тектонической деструкции реститового горизонта в континентальной коре.

геологическим и петрологическим особенностям подразделяются как минимум на три группы. К первой относятся оливиновые габбро типа троктолитов, которые тесно связаны с дунит-гарцбургитовыми комплексами и имеют с ними постепенные переходы через плагиоклазовые перидотиты и дунит-клинопироксенитовые образования. Габбро этой группы ограничены в распространении и тяготеют к периферии и верхней части дунит-гарцбургитовых массивов, образуя узкие обрамляющие полосы. Наиболее изучены они в обрамлении Кемпирсайского массива (разрезы рек Каугач и Шандаша). Габбро этой группы относятся к оливиновым разностям и характеризуются почти полным отсутствием калия, обедненностью титаном (0,1-0,4 % TiO_2), пониженным содержанием суммарного железа (3-7 %) и относительно повышенной известковистостью (12-16 CaO). Авторы работы [2] считают их комплементарными по отношению к альпинотипам реститовой природы и выделяют в группу габбро повышенной известковистости.

Другую группу составляют широко распространенные двупироксеновые габбро, которые в составе офиолитовых серий, включающих дунит-гипербазитовые комплексы, ассоциируют с комплексами параллельных диабазовых даек и вместе со спилитами и кремнями завершают разрезы этих серий. Габбро имеют низкие, но типичные содержания калия (около 1 % K_2O), железа и титана. По петрохимическим параметрам они отвечают глиноземистым толеитовым сериям и близки к диабазам параллельных даек. Комплекс параллельных диабазовых даек выявлен лишь в отдельных крупных массивах (Хабарнинском, Войкарском). Дайки отчетливо секут габбро, реже встречаются среди гипербазитов. По химическому составу они отвечают базальтам толеитовых серий при низких содержаниях калия (0,5 % K_2O) и глинозема (14,5-16,5 % Al_2O_3), умеренных титана (0,6-0,7 % TiO_2) и железа. Наконец, еще одну группу составляют разнообразные по составу габбро, которые являются поздними, постофиолитовыми образованиями и отчетливо прорывают ранние ультрабазит-базитовые ассоциации офиолитовых серий. Так, на Полярном Урале широко развиты габбро и габбро-диориты, входящие в состав постофиолитовой вулканоплутонической серии и секущие породы офиолитовой серии [162].

Особенности положения высокохромистых руд и соотношение рудных тел с вмещающими их комплексами и ассоциациями могут быть наиболее полно рассмотрены на примере конкретных объектов. Целесообразно это рассмотреть применительно к Кемпирсайской и Войкаро-Сыннинской группам хромитоносных массивов, на которых проведены детальные исследования.

Кемпирсайско-Хабарнинская рудоносная зона на Южном Урале сложена Кемпирсайским, Хабарнинским и Халиловским ультраосновными массивами, которые рядом исследователей [88,97] рассматриваются как взаимосвязанная система аллохтонных тектонических пластин (рис. 20).

Основное высокохромистое оруденение сосредоточено в южной части Кемпирсайского массива. Массив вскрыт значительным числом горных выработок

и скважин, в том числе единичными до 1,5 км. Есть основание считать, что вместе с геологическими и геофизическими наблюдениями имеется возможность получить представление о строении массива до глубин 3,0 км. По геолого-геофизическим интерпретациям предполагается, что расположенные севернее Хабаровинский и Халиловский массивы относятся к верхним частям этого разреза.

В сложении Кемпирсайского массива проявляется достаточно выраженная вертикальная и латеральная зональность (рис. 21), она проявляется в развитии в его нижней части полосчатой дунит-гарцбургитовой ассоциации, которая подстилается нижним горизонтом гарцбургитов, а вверх по разрезу сменяется верхней гарцбургитовой ассоциацией и, наконец, ассоциацией плагиоклазсодержащих пород, представленных плагиоклазовыми перидотитами, троктолитами и оливиновым габбро. В современной структуре троктолиты и оливиновые габбро развиты по западной и восточной периферии массива. В северной части последнего вскрыты подстилающие массивы амфиболиты. Хабаровинский и Халиловский массивы в своей основной части сложены гарцбургитами и содержат слабо развитую дунит-гарцбургитовую ассоциацию, к которым в краевых частях добавляются габброиды и комплексы параллельных диабазовых даек. Отмеченные ассоциации и комплексы пород в выделенной вертикальной и латеральной последовательности составляют, по-видимому, полный разрез хромитоносных массивов.

Хромитовое оруденение известно в дунит-гарцбургитовых и гарцбургитовых комплексах, но отсутствует в горизонтах плагиоклазсодержащих пород, хотя здесь и содержатся акцессорные хромшпинелиды и мелкие локальные рудные скопления. Рудные залежи локализируются в дунитовых телах или в дунит-гарцбургитовых ассоциациях. Они представлены, как правило, протяженными системами кулисообразных линз и пластов, сложенных сплошными или густовкрапленными рудами. По изменению состава породных ассоциаций, изменению степени насыщенности хромитовым оруденением, эволюции состава рудных хромитов и другим признакам хромитоносной системе отвечает, по-видимому, часть разреза от уровня полосчатой дунит-гарцбургитовой ассоциации до горизонта троктолитов и оливиновых габбро. Появление в нижней части Кемпирсайского массива горизонта гарцбургитов, а в Хабаровинском массиве горизонтов дунит-гарцбургитовой и гарцбургитовой ассоциаций с хромитовым оруденением позволяет предполагать переслаивание в габбро-ультрабазитовых массивах выделенных разрезов с хромитовым оруденением.

Хромитовые руды в Кемпирсайском массиве представлены сплошными и густовкрапленными разностями, в Хабаровинском и Халиловском массивах известны только вкрапленные разности. Руды всегда сопровождаются дунитами, количество прослоев которых увеличивается к участкам развития рудных залежей. По петрохимическим особенностям по направлению к рудным телам устанавливается увеличение в дунитах содержания глинозема и снижение суммарного железа. В гарцбургитах при приближении к рудным телам отмечается уменьшение содержания нормативного пироксена, глинозема и увеличение сум-

марного железа от 8 до 13 % FeO. Аксессуарные хромшпинелиды в дунитах изменяют свой цвет от темно-коричневого до черного, а в гарцбургитах от желтого до коричневого и темно-коричневого, сравниваясь по цвету и, по-видимому, составу с хромшпинелидами дунитов.

Состав рудных хромшпинелидов связан с составом рудовмещающих ассоциаций и эволюционирует соответственно по разрезу (табл. 5). Изменяются масштабы оруденения. Наиболее крупные рудные концентрации с преобладанием массивных руд локализируются в нижней части хромитоносного разреза, в пределах полосчатого дунит-гарцбургитового горизонта. Руды тяготеют к телам дунитов и по составу относятся к высокохромистым разностям. Масштабы оруденения заметно уменьшаются в пределах горизонта развития гарцбургитов, а хромшпинелиды, слагающие преимущественно густовкрапленные и вкрапленные руды, относятся к разностям с повышенными железистостью и глиноземистостью. В плагиоклазсодержащих породах, перидотитах и в оливиновом габбро присутствует только аксессуарная вкрапленность хромшпинелидов, отличающихся повышенной железистостью (рис. 22, 23). Хромитовые руды в качестве элементов-примесей содержат платиноиды. Подчеркивается (Волченко, 1986) резкое различие в геохимической специализации хромитовых руд и вмещающих пород, что выражается в специализации первых на тугоплавкие (осмий, рутений, иридий) и вторых на легкоплавкие (платина, палладий) элементы. Такой характер дифференциации может свидетельствовать о первичном накоплении тугоплавких платиноидов в рудной фазе, а более легкоплавких в рудовмещающей породной части, либо о фракционировании платиноидов в процессе трансформации гипербазитовых ассоциаций.

Войкаро-Сыньинский массив на Полярном Урале сложен системой тектонических пластин, частично надвинутых на Центрально-Уральское поднятие и на востоке перекрытых палеозойскими островодужными вулканогенно-осадочными отложениями. Ультрабазитовый разрез начинается Пайерско-Райизским покровом, который сложен ультра-базитами, габбро и диабазами, включая комплекс параллельных диабазовых даек. Верхней части разреза отвечает расположенный восточнее Лагортинский покров, сложенный апогаббровыми и аподиабазовыми амфиболитами, среди которых выделяются участки плагиогранитов и плагиогнейсов, относящиеся к продуктам гранитизации габбро-амфиболитовых образований. По западной границе Пайерско-Райизского покрова развита полоса серпентинитового меланжа, ультраосновных блас-томилонитов, а также хлорит-лавсонитовых и глаукофановых сланцев, погружающихся под покров.

Большая часть ультрабазитов Пайерско-Райизского покрова, включающих хромитовые рудопроявления, сложена гарцбургитами и дунит-гарцбургитами. Кроме того, в сложении покрова участвуют дуниты, лерцолиты, жильные пироксениты. Выделяются участки развития оливин-антигоритовых пород, относящиеся к продуктам ультрамафитовых метаморфитов. Габбро Лагор-

Таблица 6

Генетические и минеральные типы титаномагнетитового оруденения Урала

Геотектонический режим	Стадии	Рудовмещающие структуры	Тип оруденения		Вмещающие породы	Месторождения, рудопроявления
			генетический	минеральный		
Внутрикратонный рифтогенный (рифф-вспл)	Рифтогенная	Рифтогенные глубинные разломы, грабены	Магматический, кумулятивный	Титаномагнетитовый, ильменит-титаномагнетитовый	Габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы	Маткальское, Коланское
			Тот же, метаморфизованный	Ильменит-титаномагнетитовый	Габбро-амфиболиты, ортоамфиболиты, горнблещиты	Кушнское, Юбрышкское
Геосинклинальный (палеозой)	Океаническая	Тектонические блоки меланократового основания	Метаморфогенно-метасоматический	Хром-титаномагнетитовый	Метадуниты, оливниновы пироксениты, вершиты	Рудопроявления Косвинской группы
			Метаморфогенно-метасоматический	Титаномагнетитовый	Габбро, габбро-нориты, ферроклинопироксениты, оливиниты, вобстериты	Качканарское, Гусевгорское, Конжакское
	Тот же, метаморфизованный	Титаномагнетитовый	Горнблещиты	Первоуральское, Майорское		
	Позднемагматический, сегрегационный	Мелко-титаномагнетитовый	Габбро, габбро-нориты, клинопироксениты	Волковское		
Островодужная и предконтинентальная		Вулкано-интрузивные аршалы палеозенных покровов	Позднемагматический, сегрегационный	Магнетит-титаномагнетитовый	Габбро, габбро-диориты, диориты	Малый Куйбас, Базарбайское, Давыдовское
			Контактово-метасоматический	Магнетит-титаномагнетитовый	Пироксен-плагноклазовыи, амфибол-плагноклазовые породы	Естгонинское, Бакновское

тинского покрова интенсивно метаморфизовано и превращено в амфиболиты с реликтами оливиновых и пироксеновых габбро. Комплекс параллельных диабазовых даек слагает в восточной части покрова зону, протягивающуюся на значительное расстояние.

Гарцбургиты и дуниты дунит-гарцбургитовой серии Пайерско-Райизского покрова обладают обычными для этих серий петрохимическими особенностями. Лерцолиты образуют прослои и неправильные тела, сложенные оливином, энстатитом и диопсидом с несколько повышенной железистостью. Довольно широкое развитие в гарцбургитах имеют жильные тела дунитов, энстатитов, вебстеритов, диопсидитов.

Гарцбургиты и лерцолиты представляют собой высокоглиноземистые породы со слабо изменяющейся железистостью от 8,0 до 10,1. При этом гарцбургиты характеризуются низкими содержаниями окиси кальция (0,5-0,98 %), окиси алюминия (0,75-1,25) и практически не содержат щелочей и окиси титана; в лерцолитах содержание окиси кальция повышается до 2,62 %, а окиси алюминия сохраняется на том же уровне (0,75-1,26 %). Содержание Cr_2O_3 в гарцбургитах и лерцолитах меняется незначительно – от 0,3 до 0,5 %. Дуниты отличаются большими вариациями железистости, от 7,0 до 11,5, и большими содержаниями Cr_2O_3 (до 0,3-0,8 %).

Хромитовое оруденение в Войкаро-Сыньинском массиве приурочено к дунит-гарцбургитовой ассоциации и в меньшей степени к гарцбургитам, где сопровождается дунитовыми телами. В Пайерско-Райизском покрове наиболее крупные хромитовые концентрации локализуются в нижних частях шлирово-полосчатой и полосчатой дунит-гарцбургитовой ассоциации. Они залегают или в центральных частях крупных дунитовых тел, где слагаются убоговкрапленными разностями, или располагаются в обрамлении таких тел. При этом по их периферии развиваются обычно убого- и средневкрапленные, которые далее сменяются средне-густовкрапленными рудами. Руды относятся к высокохромистым разностям. В верхней части шлирово-полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса хромитовые руды более низкохромистые, залегают как в дунитах, так и в гарцбургитах. В мелких дунитовых телах локализуются убого- и редко-вкрапленные разности. В гарцбургитах встречаются густовкрапленные и сплошные руды, а тела хромитов представлены пластообразными, линзовидными и жиллообразными телами с оторочками дунитов.

Месторождения и рудопроявления формации высокожелезистых феррохром-хромшпинелевых руд связаны с гарцбургит-лерцолитовыми комплексами и известны в массивах Нурали и Крака. В последний период эти массивы детально изучались Г.А. Савельевой [121], материалы и трактовки которой использованы в данном описании.

В сложении массива Нурали, который расположен в северном окончании Магнитогорской зоны, участвуют лерцолиты, дунит-гарцбургитовая и полосчатая дунит-верлит-клинопироксенитовая серии, занимающие определенное по-

ложение в его разрезе. Крайнюю, западную, часть массива слагает широкая полоса преимущественно крупнозернистых плагиоклазовых и без плагиоклаза лерцолитов, к востоку сменяющаяся зоной развития гарцбургитов, в которых по удалению от границы с лерцолитами возрастает количество дунитов. Еще восточнее обнажаются полосчато чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты и вебстериты, от которых полосой рассланцованных серпентинитов отделены слабо перемещенные пластины верхней части разреза, сложенные роговообманково-плагиоклазовыми амфиболитами и тоналитами. Далее к востоку развиты вулканогенные и осадочные отложения силурийско-каменноугольного возрастного интервала. Структура массива сформировалась из серии тектонических пластин при интенсивных процессах горизонтальных перемещений и надвигания массива на древние отложения Урал-Тау.

Лерцолиты представлены шпинель-плагиоклазовыми и шпинелевыми разностями. Шпинель-плагиоклазовые лерцолиты составляют большую часть разреза массива. Сложены они на 70 % оливином с железистостью 9,8-10 % Fa , 15-20 % энстатитом с железистостью 9,2-10,9, 3-10 % диопсидом с железистостью 7,0-9,6; плагиоклаз отвечает An_{70-77} и составляет 0,5-5 %, темно-бурый или непрозрачный хромшпинелид – 1-2 %. Шпинелевые разности сложены равными количествами оливина (железистость 8,4) и пироксенов (энстатита и диопсида), содержат 1-2 % светлого или оливкового ксеноморфного хромшпинелида. В дунит-гарцбургитовых сериях гарцбургиты слагают нижнюю часть разреза и состоят из оливина (80-85 %), энстатита (10-15 %) и примеси хромшпинелида и диопсида. Дуниты, кроме оливина и акцессорного хромшпинелида, также содержат примесь диопсида, иногда энстатита. В сложении полосчатой дунит-клинопироксенитовой серии участвуют дуниты и верлиты. Между всеми выделенными сериями пород наблюдаются постепенные переходы.

Кракинская группа находится на Башкирском поднятии и слагается четырьмя крупными ультраосновными массивами, которые относятся к останцам крупного аллохтона, надвинутого на образования Урал-Тау. Все четыре ультраосновных массива облекаются серпентинитами, переходящими в серпентинитовый меланж, и образуют крупный покров, в сложении которого участвуют также силурийские вулканогенно-осадочные отложения. В составе Северного, Среднего и Узьянского Крака развиты преимущественно шпинелевые и плагиоклаз-шпинелевые лерцолиты; в Южном Крака наряду с этим развиты гарцбургиты, которые известны и в других массивах. В меньшей степени в массивах распространены дуниты, а фрагменты разреза полосчатой серии встречены в меланже Среднего Крака; в этом же массиве отмечаются габбро и габбро-амфиболиты. Значительные проявления хромитовых руд содержат Средний и Южный Крака, в то время как в других массивах отмечаются только мелкие рудопроявления. Хромитовые руды гарцбургит-лерцолитовых комплексов относятся к высокохромистым разностям с повышенной глиноземистостью.

Разработка модели хромитового оруденения дунит-гарцбургитовых комплексов тесно связана с представлениями как о генезисе хромитовых руд, так и о формировании ультрабазитов. Долгое время господствовали воззрения, что альпинотипные габбро-ультрабазитовые массивы представляют интрузии, а их становление сопровождалось магматической дифференциацией и образованием разнофазных породных ассоциаций, включая дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, габбро. В соответствии с этими представлениями образование хромитовых залежей рассматривалось в качестве фазы магматической дифференциации ультраосновной магмы. Существовали также точки зрения о метасоматической природе ультрабазитов и хромитового оруденения. В последний период широкое распространение получили представления, в которых в объяснении генезиса хромитового оруденения сочетается как магматический, так и метасоматически-метаморфогенный механизм. Следует подчеркнуть, что во всех выделенных представлениях формирование ультрабазитов и хромитовых руд относится к коровым условиям.

Приведенные материалы по структурному положению, составу, внутреннему строению и другим особенностям ультрабазитовых массивов и хромитового оруденения с учетом опубликованных данных по этим вопросам позволяют наметить ряд основных положений, которые имеют решающее значение для построения модели системы с высокохромистыми рудами в альпинотипных массивах. Прежде всего, следует отметить многочисленные геологические и геофизические данные о том, что хромитоносные массивы имеют характер аллохтонов. Признаками этого являются тектонические контакты массивов, ассоциация их с серпентинитовым меланжем, ограниченные мощности массивов, оцениваемые в 0,5-1,0 км и в единичных случаях в 5,0-6,0 км при преобладании в их форме пластин, клиньев, веретенообразных, будиноподобных и протрузивных тел и ряд других особенностей.

В вертикальных разрезах крупных массивов устанавливается смена, которая является обратной для стратифицированных магматических комплексов. В таких разрезах снизу вверх более богатые базальтоидными компонентами лерцолиты сменяются гарцбургитами и далее магнезиальными дунит-гарцбургитами и дунитами. Такой характер стратификации, как и выдержанность железистости пород, исключает участие кристаллизации и расслоенности, а следовательно, вообще магматических расплавов в формировании ультраосновных массивов и хромитовых руд. В то же время выявляется, что химический тренд в ряду лерцолит-гарцбургит-дунит выражается в увеличении магнезиальности силикатов, снижении количеств глинозема, двуокиси хрома, титана, окиси кальция, кремнезема. Многими исследователями такая тенденция связывается с процессами деплетирования реститового материала.

Структурной особенностью является наличие в наиболее ранних и глубинных гарцбургит-лерцолитовых ассоциациях полого-горизонтальных структур, по отношению к которым структурные элементы гарцбургитовых и дунит-гарцбургитовых комплексов имеют секущее положение и характеризуются прояв-

лением пликативной складчатости и других сложных элементов. Структуры лерцолитов могут быть отнесены к мантийным условиям, в то время как структуры гарцбургитов и дунитов имеют более позднее, скорее всего, внутрикоровое формирование.

В соответствии с приведенными материалами наиболее приемлемой для рудных систем высокохромистых руд в альпинотипных массивах является геодинамическая модель, в становлении которой выделяются, как минимум, три крупные стадии. Последние резко отличались по термодинамическим и динамическим условиям и положению в разрезе палеолитосферы (рис. 24).

К первой стадии относятся термодинамические и динамические условия океанического рифтинга, когда в пределах активизированной верхней мантии при высоких температурах и пониженных давлениях конвективной ячейки происходило образование исходного реститового слоя. В сложении последнего значительная роль принадлежит шпинель-плагиоклазовым и плагиоклазовым лерцолитам, относящимся к продуктам слабо истощенной магмы. На этой стадии, сопровождавшейся интенсивной пластической деформацией и элементами частичного плавления, происходит, по-видимому, первый этап выделения хромитовой вкрапленности и образования концентраций хромитов повышенной глиноземистости.

На второй стадии на уровне верхов мантии и активно формирующегося базальтового слоя палеоокеанической области в обстановке явлений вторичного растяжения, которые, по-видимому, локализовались вблизи границ этой области и по периферии блоков древней коры типа «микроконтинентов», реститовый слой подвергался расчленению на отдельные крупные блоки. В пределах последних интенсивно развивались процессы деплетирования, распространявшиеся от их периферийных частей. В ходе этих процессов, дополнявшихся, вероятно, явлениями частичного и локального плавления, происходило полное становление разреза хромитоносных массивов, включающих гарцбургиты с реликтами лерцолитов, дунит-гарцбургитовый комплекс, а также дунит-клинопироксенитовый комплекс, связанный с привнесением кальция и магния. Завершался разрез габброидами с комплексом параллельных диабазовых даек, что относится к элементам габбрового (базальтового) слоя палеоокеанической области. Возможно, их образование связано со вторичным рестированием исходного субстрата.

К этой стадии относился основной этап формирования высокохромистого оруденения. Оно было связано, по-видимому, с одной стороны, с явлениями частичного плавления рестита с накоплением рудно-силикатной фазы в дунит-гарцбургитовом комплексе. Проникновение подвижного рудно-силикатного расплава в ослабленные участки обусловило резкие границы рудных пластов, как и признаки внедрения рудного вещества. Состав рудно-силикатной части отличался, по-видимому, повышенными содержаниями магния, что выразилось в формировании околорудных дунитов и оливинитов. Другим процессом было преобразование хромитов с повышенной глиноземистостью в высокохромистые

разности при частичной метасоматически-метаморфогенной мобилизации рудного вещества за счет процессов деплетирования. Последние сопровождались выносом глинозема, кальция, кремнезема и ряда других компонентов.

Третьей стадии формирования хромитовых систем в альпинотипных массивах отвечает интенсивная деформация крупных массивов. При этом происходило расчленение крупных тектонических пластин на более мелкие блоки, их будинирование и перемещение по системам надвиговых структур, а также наложение на породы и руды вторичных преобразований. Расчленение крупных тектонических пластин привело к тому, что составы отдельных блоков отвечают разным частям первичных разрезов, которые значительно отличаются масштабами и составом оруденения.

ГЛАВА 5 ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫЕ СИСТЕМЫ

В.М. Нечухин, Ю.А. Волченко, В.Г. Фоминых

Титаномагнетитовые руды на Урале встречаются в составе разных рудоносных ассоциаций. Последние отличаются по составу рудных парагенезисов, геологическим условиям залегания и времени проявления в тектоническом развитии региона, что является основанием к отнесению их к нескольким рудным формациям и рудным геолого-геохимическим системам (табл. 6). К собственно титаномагнетитовым системам принадлежат образования двух формаций: 1) ильменит-титаномагнетитовая в связи со стратифицированными габброидными интрузиями рифейского рифтогенного этапа (кусинский тип), 2) титаномагнетитовая в связи со сложными зональными комплексами палеозойского геосинклинального этапа (качканарский тип), включающая ассоциации титаномагнетитовой, хром-титаномагнетитовой и медно-титаномагнетитовой субформаций. В число собственно титаномагнетитовых формаций В.Г. Фоминых [150] включает также проявления титаномагнетитовых руд габбро-гранитных серий и титаномагнетитовых руд в метаморфогенных пироксен-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых породах так называемого естюнинского типа. Однако титаномагнетитовые месторождения габбро-гранитных серий (Малый Куйбас, Базарбай, Давыдовское) всегда локализируются в габбровых частях этих серий, с которой парагенетически связано оруденение магнетит-скарновой формации. Соответственно и титано-магнетитовое оруденение этого типа является элементом магнетит-скарновой системы, которая подробно характеризуется в отдельном разделе. Месторождения и рудопроявления, выделяемые в естюнинский тип, имеют более сложное положение. Одни из них находятся в рудных полях магнетит-скарнового оруденения и, скорее всего, являются элементами последнего. Другие тяготеют к периферии зон развития месторождений качканарского типа и составляют, вероятно, его метаморфизованные фациальные аналоги. При обоих подходах эти месторождения и рудопроявления обладают

значительно искаженными первичными чертами и не могут рассматриваться в качестве типовых объектов для выявления условий формирования основных элементов рудных титаномагнетитовых систем.

Месторождения и рудопроявления ильменит-титаномагнетитовой формации выявлены на западном склоне Урала, где они представлены Кусинско-Копанской группой на Южном Урале и Юбрышкинским месторождением на Северном. Кусинско-Копанская группа, включающая Маткальское, Копанское, Кусинское месторождения, связана с одноименным поясом габбровых интрузий, приуроченных к зоне регионального Зюраткульского разлома. Габбровые интрузии имеют характер пластовых и дайкообразных массивов сложного зонального строения. Зюраткульский разлом, кроме этого, вмещает гранитные интрузии, которые узкой непрерывной полосой прослеживаются вдоль всяческого бока Кусинско-Копанской группы габбровых массивов и оказывают контактное воздействие на габброиды. В большей степени изменены массивы северной части пояса, прежде всего Кусинский, что выражается в его интенсивной амфиболизации. Вместе с этим разлом располагается в восточном обрамлении протяженного машакско-шатакского рифтогенного грабена, выполненного комплексом осадочных и вулканогенных пород. Вулканогенные накопления представлены в основном базальтами толеитовой серии, с которыми ассоциируют дайки и субинтрузивные тела липаритов. Породы габбровых интрузий по петрохимическим особенностям близки базальтам, а липариты сопоставимы с гранитами. Можно полагать, что в целом они образуют сложную вулcano-интрузивную ассоциацию, связанную с грабеновой структурой рифтогенного растяжения.

Внутреннее строение габбровых интрузий характеризуется отчетливой зональностью и псевдостратификацией. Зональность выражается в изменении состава пород от лежащего бока к всяческому, в связи с чем западная часть массивов сложена в основном меланократовыми лабрадоровыми (с примесью оливина и гиперстена) габбро, в то время как в восточной части развиты более лейкократовые пироксеновые габбро. Псевдостратификация отражается в полосчатой текстуре и плоскостной ориентации зерен плагиоклаза, в целом согласных с контактами массивов.

Рудные тела на месторождениях этой группы концентрируются в интрузиях и не выходят за их пределы. Они представлены серией параллельных пластовых, жилообразных и линзообразных залежей сплошных и вкрапленных руд, которые чередуются со слабополосчатыми габброидами и простираются на значительные расстояния при малых мощностях. Простирание рудных пластов в целом совпадает с элементами стратификации массивов, но не всегда совпадает с текстурными элементами окружающих их пород, что может быть объяснено некоторым временным разрывом между становлением рудной и силикатной составляющей. Переходы руд к вмещающим породам в лежащем боку залежей резкие, а в всячем более постепенные, через вкрапленные разности. В

лежащем боку сплошных руд могут залегать габбро-пегматиты, содержащие вкрапленность титаномагнетитов (рис. 25).

По своему составу руды отличаются повышенными содержаниями двуокиси титана, которые составляют 8-15 % при содержаниях валового железа 50-55 % в сплошных рудах и 4-6 % при содержаниях валового железа 20-25 % во вкрапленных рудах. В сильно метаморфизованных разностях доля двуокиси титана может увеличиваться до 25 % за счет перехода части железа в силикатную форму. Главные элементы-примеси в ильменит-титаномагнетитовых рудах – хром, ванадий, магний, алюминий; второстепенные – марганец, никель, кобальт. По материалам разных исследователей (И. И. Малышева, В.Г. Фоминых, Д.С. Штейнберга и др.), трехокиси ванадия содержится в среднем 0,55-0,60 %, хрома от следов до 3-4 %, окиси магния 1-4 %, глинозема 0,5-0,4 %. Распределение элементов-примесей не проявляет значительных закономерностей, отмечается только концентрация хрома в центральных частях рудных пластов.

В минералогическом отношении руды представлены ильменит-титаномагнетитовыми, ильменит-магнетитовыми и титаномагнетитовыми разностями. Наряду с вростками ильменита в рудах могут присутствовать вростки ульвошпинели и шпинели ряда плеонаст–генцинит (70 % молекулы герцинита). Магнетит руд характеризуется повышенной микротвердостью (580-610 кг/см²) и минимальным значением точки Кюри (530-540 °С), что говорит о значительном количестве титана (2-3 %), находящегося в твердом растворе магнетита. Из силикатных минералов в рудах чаще других присутствуют клинопироксен-авгит и титанавгит, нередко с вростками ромбического пироксена и базальтической роговой обманки. Все это может свидетельствовать о высокой, скорее всего, предельной насыщенности титаномагнетитовых руд и их минеральных парагенезисов титаном и возможности использовать минеральные термометры при этих параметрах. По материалам В.Г. Фоминых, распределение элементов в сосуществующих титаномагнетите и ильмените свидетельствует, что формирование руд и вмещающих их пород по геотермометру Линксли происходило при температуре 825-960°С и высокой летучести кислорода. По этим же расчетам метаморфические преобразования руд и пород происходили в условиях амфиболитовой фации при температуре 600-725°С. Объяснению некоторых особенностей флюидного режима при накоплении ильменит-титаномагнетитовых руд могут служить данные В. Г. Фоминых о составе галогенов в апатитах этих руд. Они показывают, что для апатитов характерны низкие содержания хлора (0,23-0,41 %), фтора (1,3-1,74 %), а также низкие хлор-фторовые отношения (0,18-0,25). Это свидетельствует о формировании ильменит-титаномагнетитовых руд в маловодных условиях, характеризующих высокотемпературные магматические процессы.

Дифференциация разреза пластовых габбровых интрузий, выделение ильменит-титаномагнетитовых руд в виде маломощных, но протяженных пластов с резкими контактами в лежащем и постепенными переходами в висячем боку

рудных залежей, текстуры и структуры руд, соотношение рудных и нерудных минералов в рудах и ряд других особенностей составляют признак набора критериев для куммулятивной модели формирования руд ильменит-титаномагнетитовой формации. Внедрение расплава высококальциевой магмы по зоне рифтогенного разлома, которое, вероятно, происходило в несколько фаз, завершилось последующей ее дифференциацией с аккумуляцией в ранних образованиях темноцветных минералов в меланократовых прослоях и постепенным накоплением и отделением рудно-силикатной составляющей в верхней части продуктов отдельных фаз. Как было отмечено, эти процессы протекали при температуре 825-950°C и высокой летучести кислорода. На поздне- и постмагматической стадиях под влиянием остаточных растворов в пределах горизонтов формирования рудных пластов происходила частичная перекристаллизация габброидов с возникновением габбро-пегматитов, биотитовых и биотитсодержащих пород и других более низкотемпературных образований.

На последующих этапах развития складчатой системы региона ильменит-титаномагнетитовые руды и габброиды отдельных массивов подвергались процессам регионального и контактового метаморфизма, прежде всего габброидных интрузий. В этих условиях габброиды подвергались амфиболизации и преобразованию в амфиболиты. В рудах это отражалось в интенсивной перекристаллизации и образовании крупнозернистых сегрегации, а также в частичном или полном распаде титаномагнетитов с выделением ильменита. Отмечается переход части железа в силикаты, что сопровождается повышением железистости пироксена и амфибола. Для этих процессов рассчитаны температуры в пределах от 600 до 725°C. Под влиянием гранитоидов отмечается сфенизация габброидов. В палеозое произошла частичная трансформация Зюраткульского разлома в более крутую структуру.

Месторождения титаномагнетитовой формации образуют крупные рудные концентрации, к наиболее известным из которых относятся концентрации титаномагнетитовых руд Качканарского рудного узла на Среднем Урале, включающего Качканарское и Гусевогорское месторождения, а также ряд более мелких рудопроявлений. Все основные месторождения и рудопроявления этой формации локализованы в пределах полосы распространения массивов Платиноносного пояса на Среднем и Северном Урале; кроме этого, небольшое Сахаровское рудопроявление известно на Южном Урале.

Полоса массивов Платиноносного пояса имеет сложное строение и образована геологическими комплексами, которые проявляют разную генетическую природу и сформировались на разных стадиях развития Уральской складчатой системы [25, 28]. Соответственно они значительно отличаются по составу и формационной принадлежности связанного с ними оруденения (рис. 26).

К наиболее ранним относятся массивы тектонических блоков, сложенные зональными комплексами дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий. Стандартный разрез этих серий, который восстанавливается по фрагментам отдельных

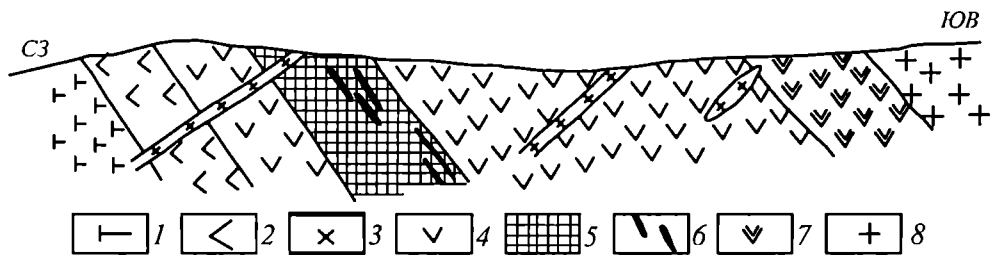
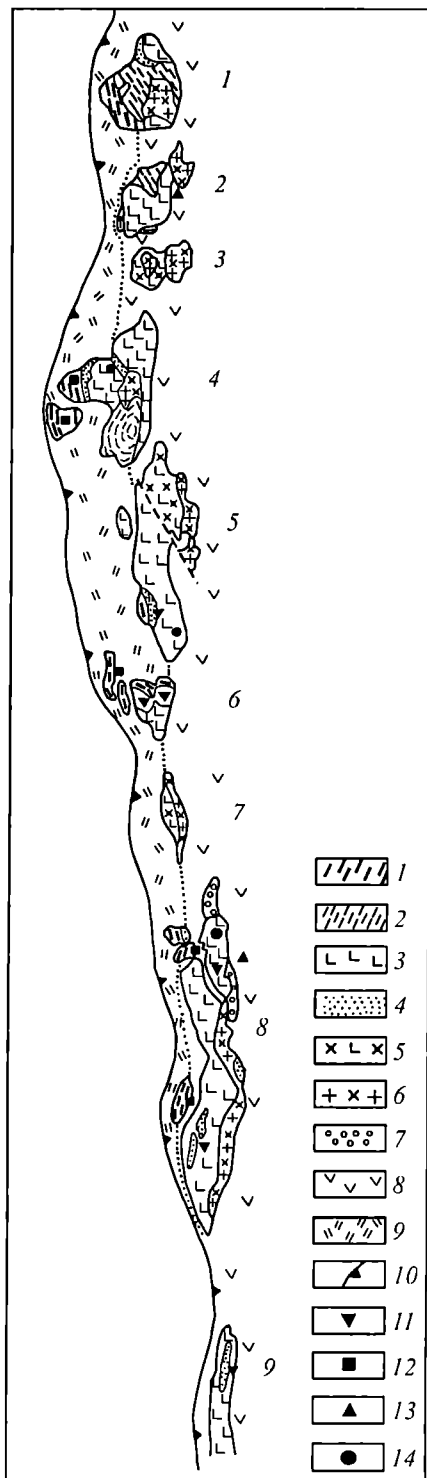


Рис. 25. Геологический разрез Копанского месторождения.

1 – кварциты; 2 – пироксен-плаггиоклазовый роговик; 3 – диабаз; 4 – габбро пироксен-лабрадорное; 5–б – хромитовые руды: 5 – вкрапленные, 6 – массивные; 7 – габбро амфиболовое; 8 – гранит.

тектонических блоков, характеризуется следующей, закономерно повторяющейся последовательностью типов пород: дуниты–дуниты железистые (метадуниты)–верлиты–оливиновые клинопироксениты–оливинсодержащие клинопироксениты–тылаиты (оливиновые меланогаббро). По представлениям А. А. Ефимова и Л.П. Ефимовой [44], эта серия образуется в результате мета-морфогенно-метасоматического преобразования дунитов в условиях алюминиево-кальциевого метасоматоза. В дунитах и метадунитах известны рудопроявления хромитов и магноферрохромитов с примесью самородной платины (гора Соловьева), а в зоне перехода от метадунитов к верлитам и оливиновым клинопироксенитам и в последних двух ассоциациях установлены рудопроявления хромитано-магнетитовой минерализации, местами сопровождаемой примесью метаморфогенных платиновых и платино-родиевых выделений. Образование серии связывается с процессами формирования комплексов меланократового основания палеозойской эвгеосинклинали в условиях сложной трансформации мантийного материала.

Другую ассоциацию в составе сложных массивов составляют комплексы габбро и габбро-норитов, которые особенно при проявлении титаномагнетитового оруденения сопровождаются ферроклинопироксенитами. В совокупности они образуют ферроклинопироксенит-габбровую серию. Габбро и габбро-нориты интрузируют образования зональных серий меланократового основания и приурочены к зонам растяжения и активизации этого основания. Отмечаются случаи воздействия габбровых интрузий на спилит-диабазовые и андезитобазальтовые серии ранних вулканитов, что позволяет относить время внедрения этих интрузий к средней, островодужной стадии геосинклинального развития региона. Все крупные концентрации титаномагнетитовых руд локализуются в участках развития ферроклинопироксенит-габбровых серий и сопровождаются метаморфогенно-метасоматическими оливиновыми и оливинсодержащими продуктами. В ряде массивов в апикальных частях интрузий габбро-нориты проявляют элементы псевдостратификации и дифференциации, переходя в полос-



чатые разности. С последними связывается медно-титаномагнетитовое оруденение волковского типа (Волковское месторождение, рудопроявление Серебряного камня).

К самым поздним образованиям относятся массивы гранитов, грано-диоритов и сиенитов. Интрузии этих массивов секут и метаморфизуют образования более ранних комплексов. Состав интрузий хорошо сопоставляется с составом вулканических пород трахибазальт-трахиандезитовой и трахитовой формаций, с которыми они образуют вулcano-интрузивную ассоциацию. Отмечается несогласное, местами с базальным горизонтом в основании, залегание вулcanoгенно-осадочных отложений ассоциации на подстилающие образования. С вулcano-интрузивной ассоциацией связывают магнетит-скарновое оруденение.

Месторождения и рудопроявления титаномагнетитовой формации, которые не-

Рис. 26. Схема размещения титаномагнетитового оруденения в массивах Платиноносного пояса на Среднем Урале.

1–2 – дунит-верлит-тылаитовая серия: 1 – дуниты, оливковые клинопироксениты, 2 – тылаиты, троктолиты; 3–4 – ферроклинопироксенит-габбровая серия; 3 – габбро-нориты, 4 – ферроклинопироксениты; 5 – габбро, габбро-диориты, диориты; 6 – плагиограниты, гранодиориты, граниты; 7 – граносиениты; 8 – базальты, андезитобазальты; 9 – амфиболиты; 10 – Главный Уральский шов-надвиг; 11–14 – оруденения: 11 – титаномагнетитовое, 12 – хром-титаномагнетитовое, 13 – Титаномагнетитовое малотитанистое естюнинского типа, 14 – медно-титаномагнетитовое. Массивы (цифры на рисунке): 1 – Денежкин камень, 2 – Кумба, 3 – Княпинский, 4 – Кытлым, 5 – Павдинский, 6 – Качкарский, 7 – Арбатский, 8 – Нижнетагильский, 9 – Первоуральский.

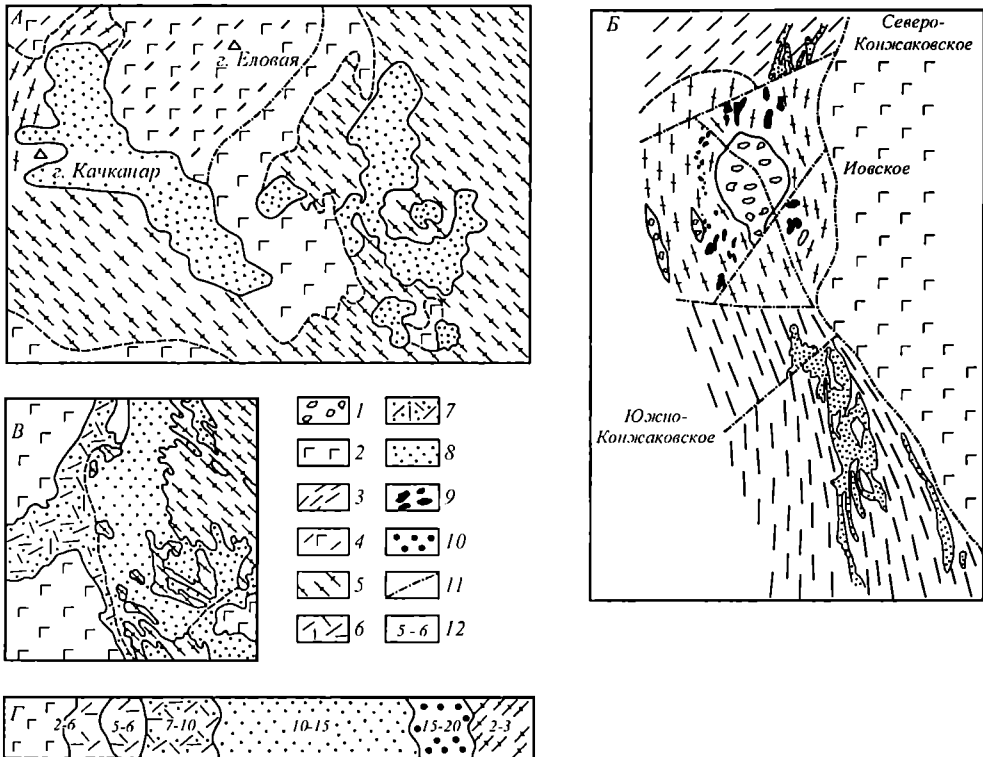


Рис. 27. Схема размещения титаномагнетитового оруденения в Качканарском (А) Конжаковском (Б) массивах и деталь строения Гусевгорской зоны (В) и обобщенной рудной колонки (Г).

1 - дуниты, метадуниты, верлиты; 2 - габбро-нориты; 3 - тылаиты (оливиновые меланогаббро); 4 - габбро пегматоидное; 5 - оливиновые пироксениты; 6 - горнблендиты 7 - магнетитовые оливиниты, магнетитовые оливиновые пироксениты, магнетитовые верлиты; 8 - титаномагнетитовые руды; 9 - хром-титаномагнетиты; 10-шлирово-полосчатые титаномагнетитовые руды в оливиновых породах (фронтальная зона)- 11 - тектонические нарушения; 12 - содержание магнетитового железа, %.

сут все наиболее характерные особенности состава и строения рудных систем этой формации, связаны с массивами Платиноносного пояса Среднего Урала, включающие дунит-верлит-тылаитовые и ферро-клинопироксенит-габбровые серии. К числу самых типичных и крупных объектов относятся, несомненно, месторождения и рудопроявления Качканарского рудного узла и Конжаковского и Кытлымского массивов, которые сохраняют первичные элементы систем титаномагнетитовой формации и залегают среди рудоносных клинопироксенитов. Кроме того, в пределах Платиноносного пояса присутствуют месторождения и рудопроявления этой формации, которые подверглись мета-

морфизму и залегают в горнблендитах или пироксеновых роговиках (Первоуральское, Баяновское).

Как и все массивы Платиноносного пояса, массивы Качканарского рудного узла имеют сложное и гетерогенное строение (рис. 27). Западная часть Качканарского блока вместе с массивами Светлого Бора и Вересового Бора сложена дунит-верлит-тылаитовой серией пород. В свою очередь, северная и восточная периферии Качканарского массива слагаются массивными и слабополосчатыми габбро-норитами, а также примыкающей к ним полосой ферроклинопироксенитов и оливинсодержащих пород.

Дунит-верлит-тылаитовая серия включает тесно связанную взаимными переходами ассоциацию пород, разрез которой начинается, как правило, комплексом дунитов и железистых метадунитов, слагающих округлые, куполовидные, хорошо выделяющиеся тела. По периферии они сменяются ассоциацией верлитов, оливиновых клинопироксенитов и клинопироксенитов. Участки развития пород этой ассоциации выделяются четко выраженным полосчатым строением и сменяются также полосчатым строением тылаитов, представленных аноморфными меланократовыми габброидами. Полосчатость выделенной серии пород располагается параллельно границам куполовидных дунитовых тел, что придает ей характер концентрически зонального строения. Контакты интрузивных габбро-норитов заметно пересекают эту полосчатость, в то время как рудомещающие ферроклинопироксениты и оливиновые породы имеют извилистые границы и несколько приспособляются к ней. Габбро-нориты представлены массивными и слабо полосчатыми офитовыми разностями, сложенными преимущественно основным плагиоклазом лабрадор-битовнитового ряда и пироксеном, с примесью роговой обманки и других темноцветных минералов. Ферроклинопироксениты с титаномагнетитовой вкрапленностью образуют два крупных поля, которые соответствуют участкам Качканарского и Гусевгорского месторождений. В системе Кытлымского и Конжаковского массивов также развиты дунит-верлит-тылаитовая серия пород и интрузивные габбро-нориты. Дуниты в пределах Иовского купола образуют крупное дунитовое тело, которое сменяется зоной распространения метадунит-верлит-тылаитовой серии. В пределах массивов выделяются два типа рудной минерализации. К одному типу относятся рудопроявления хром-титаномагнетитовой минерализации, которая слагает ряд подковообразных участков по обрамлению Иовского купола. Минеральный состав руд определяется хромистым титаномагнетитом (Cr_2O_3 – 0,2-1,5 % и более), клинопироксеном и оливинном. По мнению А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой [44], формирование этих руд связано с процессами метасоматического преобразования дунитов, сопровождавшегося выносом железа и его концентрацией в верлитах и клинопироксенитах. Однако нельзя исключать, что, по крайней мере часть из них связана с ассимиляцией дунит-хромитовых выделений при формировании титаномагнетитового оруденения. Для хроммагнетитовых руд характерны повышенные содержания хрома, никеля, а также плати-

ноидов. Второй тип образуется зоной развития титаномагнетитового оруденения, которая располагается вдоль контакта габбро-норитов среди полосчатой ассоциации оливиновых клинопироксенитов и тылаитов. Рудная зона сечет полосчатость, а также дунитовое тело Иовского купола. Минеральный состав руд определяется безхромистым титаномагнетитом, ферроклинопироксенитом с железистостью 20-24 % и оливином с железистостью 20-22 %. Элементы-примеси в рудах – медь, палладий, платина (табл. 7).

Геологическое положение вкрапленных титаномагнетитовых рудных концентраций во всех рудных полях определяется их приуроченностью к зонам распространения ферроклинопироксенитов. Последние развиваются во внешней части интрузий габбро-норитов и по их периферии. Рудные залежи и вмещающие их породные ассоциации, как это выявлено для Гусевогорского месторождения, располагаются в рудном поле достаточно закономерно относительно габбровой интрузии. Детальное изучение строения рудного поля в пределах хорошо вскрытого горными выработками эксплуатационных карьеров Гусевогорского месторождения показало наличие здесь хорошо выраженной последовательности рудных и породных ассоциаций (рис. 28).

Разрез рудного поля включает последовательно: а) габбро с титано-магнетитовым оруденением или титаномагнетитовой вкрапленностью, а также безрудное; б) горнблэндиты оруденелые плагиоклазовые или безплагиоклазовые; в) магнетитовые клинопироксениты, магнетитовые верлиты и оливиниты. В разрезе эта ассоциация пород сменяется по периферии зопальности оливиновыми клинопироксенитами, входящими в состав полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серии. В свою очередь, зона оливиновых магнетитовых клинопироксенитов, магнетитовых верлитов и оливинитов, имеющая характер узкой реакционной полосы по периферии поля развития рудоносных ферроклинопироксенитов, рассматривается в качестве своеобразной фронтальной зоны, которая заслуживает специального рассмотрения.

Ширина фронтальных зон чаще всего составляет от 5 до 50 м, хотя могут быть и участки их расширения. Сложены они специфическими породами, одновременно обогащенными и оливином и титаномагнетитом, прежде всего оливиновыми магнетитовыми клинопироксенитами, магнетитовыми верлитами, магнетитовыми оливинитами с многочисленными пятно-полосообразными реликтовыми блоками безрудных оливиновых клинопироксенитов и многочисленными прожилково-шлировыми оливин-титаномагнетитовыми и титаномагнетитовыми выделениями. Последнее придает всей зоне в целом характерный пятнисто-полосчатый облик разнотекстурных и пегматоидных образований, полосчатость которых несогласна с полосчатостью дунит-тылаитовых серий. Рудоносные гипербазиты этих зон постоянно содержат рассеянную вкрапленность сульфидов, в первую очередь халькопирита, пирита. Переход к фронтальной зоне со стороны основного поля развития рудоносных ферроклинопироксенитов происходит в виде нарастания содержания валового железа в рудах до 16–28% и

Эволюция составов (%) пород и руд по разрезам дунит-клинопироксенит-тылаитовой и ферроклинопироксенит-габбровой (габбро-норитовой) серий Платиноносного пояса Урала

Типы пород, руд	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Ni	Co	П.пл.	Сумма
Дунит-тылаитовая серия													
Дуниты (4)*	38,80	0,08	0,87	3,01	6,22	46,52	0,13	0,48	<0,01	0,15	0,010	4,15	100,4
Дуниты железные (мегадуниты) (6)	38,10	0,07	1,05	4,32	9,39	41,61	1,15	0,31	0,012	0,13	0,015	4,07	100,2
Вериты (3)	43,40	0,19	2,39	3,71	10,31	29,07	10,38	0,35	0,013	0,06	0,009	0,69	100,5
Оливиновые клинопироксениты (11)	46,18	0,31	3,08	3,60	6,15	22,14	17,10	0,36	0,020	0,03	0,005	1,04	100
Тылаиты (5)	45,61	0,53	6,92	4,84	7,52	17,33	15,54	0,163	0,030	0,03	0,009	0,85	99,4
Хромистые и хром-магнетитовые руды в оливиновых клинопироксенитах (козьвиты) (4)	41,00	0,83	5,20	11,35	10,40	14,18	17,40	0,58	0,060	0,07	0,010	0,51	101,6
Ферроклинопироксенит-габбровая серия													
Оливиновые магнетитовые клинопироксениты (6)	34,00	1,35	6,44	17,68	10,16	16,90	13,64	0,05	0,17	0,03	0,02	1,35	101,7
Магнетитовые оливиниты и вериты (16)	32,9	0,90	2,80	14,52	13,20	26,20	5,83	0,11	0,11	0,03	0,01	2,20	99,8
Магнетитовые клинопироксениты (19)	38,00	1,20	4,90	13,50	10,10	13,50	16,30	0,05	0,13	0,01	0,01	1,10	99,80
Магнетитовые клинопироксениты амфиболитизированные и фельдшпатизированные (12)	37,1	1,50	6,80	15,30	9,70	11,50	16,60	0,03	0,17	0,02	0,01	0,94	99,70
Горнблендиты (6)	39,20	1,40	11,10	8,80	8,50	13,60	13,00	0,04	0,13	0,02	0,01	1,76	97,60
Габбро-дупироксеновое, амфибол-клинопироксеновое и амфиболовое (9)	41,35	1,22	15,16	6,85	7,62	7,94	14,74	0,07	0,10	0,02	0,02	2,49	98,30

виновых и оливинсодержащих породах фронтальной зоны, к которой тяготеет и сульфидная вкрапленность. На основании расчетов В. Т. Фоминых по магнетит-ильменитовому геотермометру для вкрапленных руд в клинопироксенитах и прожилков сплошных руд устанавливается температура образования в интервале 675-725°С.

В отдельных массивах Платиноносного пояса в ассоциации с титано-маг-

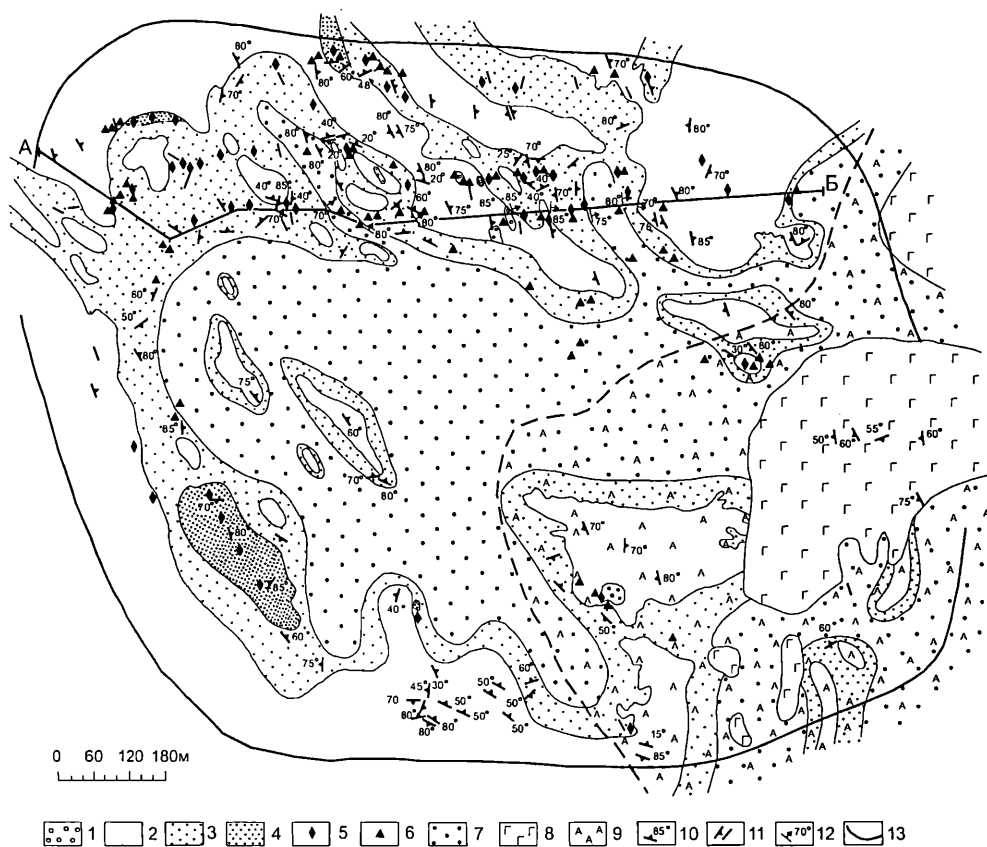


Рис. 28. Схематическая геологическая карта Главной залежи Гусевгорского массива.

1 – метадуниты, верлиты, 2 – оливиновые клинопироксениты, 3 – оливиновые магнетитовые клинопироксениты, 4 – магнетитовые оливиниты, 5 – участки с интенсивным проявлением процесса оливинизации, 6 – оливин-титаномгнетитовые и титаномгнетитовые жилы, 7 – магнетитовые клинопироксениты, 8 – габбро, габбро-пегматиты, горнблендиты, 9 – участки с интенсивным проявлением амфиболизации, 10 – элементы залегания полосчатости в горных породах, 11 – ориентировка оливин-титаномгнетитовых и титаномгнетитовых шлиров, 12 – элементы залегания контактов горных пород, 13 – контур карьера Главной рудной залежи.

нетитовым оруденением находятся сложные по составу апатит-пироксен-титаномагнетитовые руды с повышенной вкрапленностью медных сульфидов, в основном борнита и халькопирита. Эта ассоциация может быть выделена в медно-титаномагнетитовую субформацию. В Кытлымском массиве к ней относится Серебрянское рудопоявление. Однако более крупным объектом является Волковское месторождение, залегающее в пределах Тагильского габбрового массива.

Волковское месторождение связано со слабодифференцированной габбровой интрузией, внутренняя часть которой сложена меланократовым, а внешняя лейкократовым габбро, участками по периферии переходящим в габбро-диориты и диориты. Оруденение представлено пластообразными телами апатит-пироксен-титаномагнетитовых руд с вкрапленностью борнита и халькопирита, которые по простиранию и падению сменяются пироксенитами, участками, обогащенными титаномагнетитом. В целом рудные зоны имеют сложное строение, в центре которых залегают сплошные титаномагнетитовые руды. Медная минерализация накладывается на титаномагнетитовое оруденение и развивается чрезвычайно неравномерно. Из элементов-примесей для руд характерны ванадий (V_2O_5 в руде – 0,15-0,30 %, в титаномагнетите – 1,0-1,4 %). По данным В.Г. Фоминых, апатитовые руды характеризуются повышенными содержаниями хлора (0,80-0,94 %) и умеренными фтора (1,15-1,57 %) и фтор-хлоровыми отношениями (0,73). В свою очередь, апатиты лейкократового габбро и диоритов характеризуются более высокими содержаниями хлора (1,1-1,4 %), чем апатиты мелано-кратового габбро (0,4-0,6 %). Это может свидетельствовать об увеличении доли и накоплении летучих во флюидной составляющей в апикальных и периферийных частях рудонесной интрузии. Подтверждением этого является проявление в апикальных частях процессов перекристаллизации пород и руд, развитие пегматоидных текстур. Близкие особенности характеризуют медно-титаномагнетитовую минерализацию Серебрянского рудопоявления Кытлымского массива, которая связана с локальной зоной слабо дифференцированных габброидов в апикальной части интрузии.

О формировании рудных систем титаномагнетитовой формации имеются разные, в том числе альтернативные, представления. Продолжительное время превалировали представления об образовании ультрабазит-базитовых массивов Платиноносного пояса и титано-магнетитовых руд в результате или полифазной дифференциации базальтовой магмы, или многоэтапного внедрения продуктов разных магм или отдельных фаз дифференциации, что сопровождалось накоплением и отложением рудного вещества на магматической стадии. В последний период накопился значительный материал о метасоматическом характере формирования титаномагнетитовых руд и вмещающих их клинопироксенитов. Однако и к этой трактовке имеется ряд вариантов.

А.А. Ефимов и Л. П. Ефимова [44] связывают формирование руд с преобразованием дунитов. В свою очередь, один из авторов раздела, В.Г. Фоминых, признавая метасоматическую природу титаномагнетитов и ферроклинопирок-

сенитов, полагает, что сформировавшиеся в пределах верхней мантии дуниты, дунит-гарцбургиты и гарцбургиты, образующие ассоциацию оливинсодержащих пород, в разогретом, но в основном в твердом состоянии, в виде твердых крупных блоков по рифтовым зонам поступают в более верхние горизонты земной коры. Здесь они вступают во взаимодействие с базальтоидными расплавами и подвергаются значительным метасоматическим изменениям. В результате происходит формирование единой метасоматической дунит-клинопироксенитовой колонки, в определенной части которой происходит отложение вкрапленных титаномагнетитовых руд. Этими реакционными метасоматическими преобразованиями и обусловлено строение концентрических дунит-клино-пироксенитовых комплексов с характерными округлыми или вытянутыми телами дунитов. При этом магний и хром исходных ультрабазитов рассеиваются, а железо накапливается и переотлагается.

По своей сути эти представления, связывающие накопление железа с преобразованием оливинсодержащих пород, близки к взглядам А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой. В то же время сложным и маловероятным представляется механизм формирования рудной системы, в котором должны сочетаться такие процессы, как образование рифтовых разломов в условиях растяжения, выжимание твердых блоков ультрабазитов в режиме интенсивного сжатия, а также существование камеры базальтового расплава, в который поступают эти блоки.

Другую модель, учитывающую все современные данные об особенностях состава и строения титаномагнетитового оруденения качканарского типа и вмещающих их массивов, предлагают Ю. А. Волченко и В.М. Нечухин. Отдельные положения такой модели рассматривались в ряде публикаций как по материалам изучения титаномагнетитовой, хромтитаномагнетитовой и платиновой минерализацией, так и по материалам изучения общих особенностей развития Уральской металлогенической провинции [25, 26, 28, 30, 87, 88, 89].

В рамках этой модели на основании значительного числа геологических и геофизических данных принимается представление о гетерогенном строении и полиэтапном формировании рудовмещающих массивов. По этим же данным рудовмещающие массивы в одних случаях представляют собой краевые части надвинутого в виде моноклиальной пластины и деформированного горизонта меланократового основания эвгеосинклинали, имеющие структурную связь с этим горизонтом (массивы Платиноносного пояса), а в других – оторванные от этого горизонта изолированные тектонические блоки (массивы Сахаровский, Маюровский). К наиболее ранним относятся образования полосчатой дунит-верлит-тылаитовой серии, которые структурно связаны с образованиями габбрового горизонта, подстилающего эвгеосинклинали отложения. Формирование пород дунит-верлит-тылаитовой серии относится к проявлению сложных тектонических и метаморфогенно-метасоматических процессов, сопровождавших образование пород меланократового основания в условиях трансформации ассоциаций верхней мантии и базальтового слоя. Наличие в них

элементов пластических деформаций, выдержанных по простиранию и падению полосчатости, состав и другие особенности позволяют сопоставлять формирование пород серии с преобразованиями в условиях сочетания подкорковых и внутрикорковых уровней [44, 51, 121].

К этапу и условиям формирования полосчатой дунит-верлит-тылаитовой серии относится образование хром-титаномагнетитовой минерализации. График поведения химических элементов в пределах этой серии показывает, что трансформация ультрабазитового материала и образование полосчатой серии сопровождается перераспределением ряда компонентов, в том числе железа (рис. 29). Последнее заметно накапливается в зоне перехода от дунитов к верлит-тылаитовой ассоциации, поглощая, по-видимому, и акцессорные хромшпинелид и платиноиды. В результате в этой зоне локализуются выделения хром-титаномагнетитовой минерализации, а также могут возникать локальные скопления платиноидной минерализации. Однако количественные расчеты свидетельствуют, что высвобождению подвергается ограниченное количество железа, не более 5 % его валового содержания в породе. Этим и объясняются небольшие концентрации хром-титаномагнетитовой минерализации, которая образует небольшие рудные залежи в обрамлении дунитовых и метадунитовых тел (рис. 27,6). В свою очередь, становление интрузии габбро-норитов сопровож-

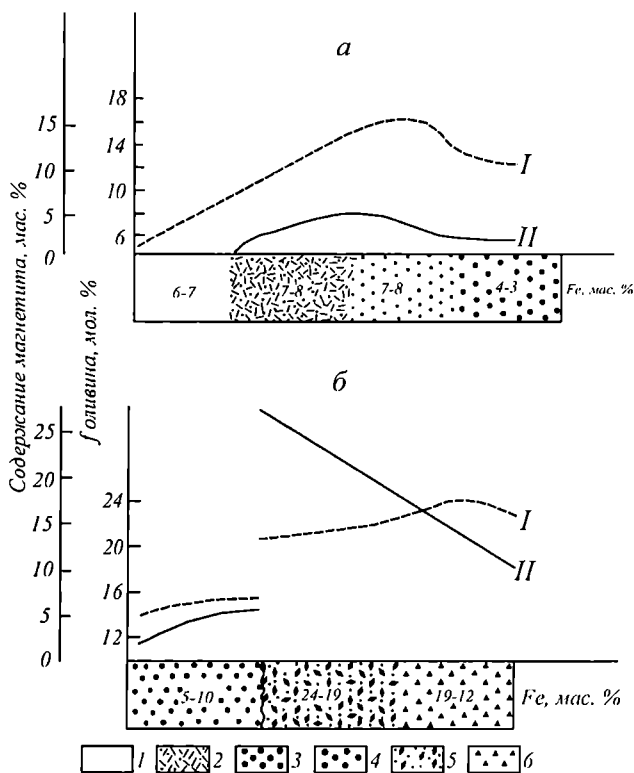


Рис. 29. Принципиальные обобщенные разрезы и графики зависимости железистости оливина и количества титаномагнетита от суммарного содержания железа для дунит-верлит-тылаитовых (а) и ферроклинопироксенит-габбровых (б) серий Платинового пояса.

1 – дуниты; 2 – метадуниты; 3 – верлиты; 4 – оливинные пироксениты; 5 – магнетитовые оливинные пироксениты; 6 – магнетитовые пироксениты. I – железистость оливина; II – содержание магнетита.

дается перераспределением ряда компонентов, в том числе железа (рис. 29). Последнее заметно накапливается в зоне перехода от дунитов к верлит-тылаитовой ассоциации, поглощая, по-видимому, и акцессорные хромшпинелид и платиноиды. В результате в этой зоне локализуются выделения хром-титаномагнетитовой минерализации, а также могут возникать локальные скопления платиноидной минерализации. Однако количественные расчеты свидетельствуют, что высвобождению подвергается ограниченное количество железа, не более 5 % его валового содержания в породе. Этим и объясняются небольшие концентрации хром-титаномагнетитовой минерализации, которая образует небольшие рудные залежи в обрамлении дунитовых и метадунитовых тел (рис. 27,6). В свою очередь, становление интрузии габбро-норитов сопровож-

далось процессами активного взаимодействия этих интрузий с породами дунит-верлит-тылаитовой серии и интенсивным воздействием на них магматических и постмагматических флюидных эманации. Это воздействие привело к развитию ассоциации титаномагнетита и ферро-клинопироксена. Замещение этой ассоциацией пород с повышенным содержанием магния и железа сопровождалось образованием на границе замещения зоны оливинсодержащих пород с титаномагнетитовой минерализацией в виде рудных оливиновых пироксе-

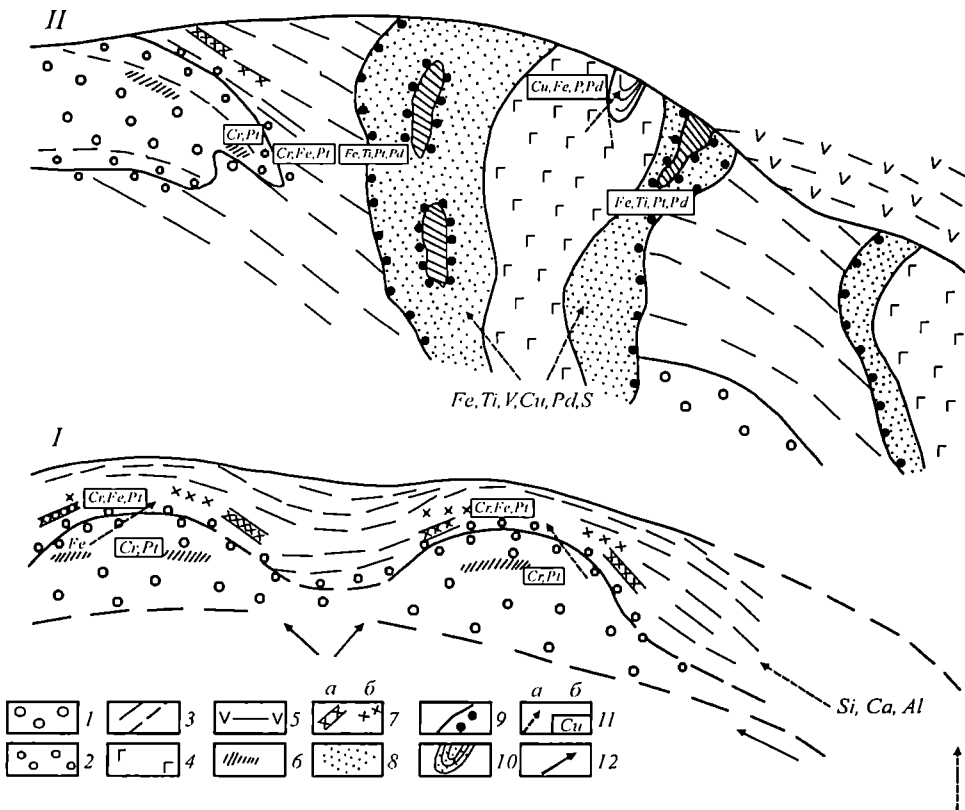


Рис. 30. Модель титаномагнетитовой системы.

1 – дуниты; 2 – дуниты перекристаллизованные, оливиниты; 3 – дунит-верлит-тылаитовый полосчатый комплекс; 4 – габбро-нориты; 5 – базальты, андезито-базальты; 6 – хромит-платиновая минерализация; 7 – хром-титаномагнетитовые жилы (а) и вкрапленность (б); 8 – ферроклинопироксениты с вкрапленностью титаномагнетита (рудные пироксениты); 9 – рудные оливиниты и пироксениты фронтальной зоны; 10 – габбро и габбро-диориты с медно-магнетитовой минерализацией; И – направления миграции (а) и зоны накопления (б) химических компонентов; 12 – направления движения породных комплексов. Стадии формирования системы: I – океанического рифтогенеза и образования океанической коры; II – интродуирования габбровых масс.

нитов и оливинитов. Все эти породы и слагающие их минералы характеризуются максимальным насыщением железом, что привело к его сбросу в тыловой части фронта замещения в виде рудной вкрапленности. Повышение фугитивности кислорода на фронте замещения несколько понижало уровень железистости минералов, что сопровождалось образованием здесь титаномагнетитовых жил и шлировых выделений (см. рис. 27, в, г). Вместе с этим на фронте замещения происходило накопление платины и палладия, дававших в условиях повышенной флюидности разнообразные минеральные соединения с сульфидами, ртутью, сурьмой и другими компонентами. Явления дифференциации габбро-норитов или внедрение более поздних фаз габбровой магмы с элементами дифференциации, чаще всего в апикальных или периферийных частях габбровых тел, сопровождалось образованием медно-титаномагнетитового оруденения. В целом это характеризует основные черты формирования всей титаномагнетитовой системы (рис. 30).

Процесс окончательного становления массивов с хром-титаномагнетитовым и титаномагнетитовым оруденением включал этап тектонической дезинтеграции меланократового основания. Этот процесс сопровождался образованием отдельных крупных блоков, сложенных гетерогенными и разноэтапными по своей исходной природе сериями горных пород.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В МЕДНЫХ РУДАХ ЧИНЕЯ: ГЕОТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ*

Выполненная в начале 80-х годов Институтом геологии и геохимии УрО АН СССР и Институтом «Уралмеханобр» первая генеральная оценка комплексности медных руд Чинейя, позволила типизировать эти руды по всему спектру благородных и цветных металлов, исследовать закономерности распределения и формы нахождения их в рудах, и, на основе сопоставления с хорошо изученными генотипами, сделать вывод о формационной принадлежности и технологичности медных руд Чинейского массива. Исследования проводились на основе крупнообъемной технологической пробы вкрапленных пирит-пирротин-халькопиритовых руд в габбро, характеризующих участок «Рудный».

Благородные металлы в рудах в целом образуют следующий ряд убывания: серебро, палладий, золото, платина, родий, рутений, осмий, иридий. Высокая серебримость руд, как и ведущая роль палладия, золота и платины, установлены достаточно определенно. По суммарному уровню содержания металлов платиновой группы и их ведущему спектру исследованные руды вполне сопоставимы с вкрапленными рудами объектов норильского типа. Однако на этом формационные аналоги и заканчиваются. По основным особенностям распределения благородных и цветных металлов в исходных рудах, обогащенных фракциях и концентратах медные, практически безникелевые, руды Чинейя весьма близки к хорошо изученным геологически и технологически рудам волковского типа. Основные показатели их распределения в рудах фиксируются следующими параметрами:

Установлено максимальное и синхронное накопление палладия, платины, родия, золота и серебра в сульфидных медных концентратах; близкий, но менее отчетливо выраженный характер имеет распределение рутения. Тенденция распределения осмия и иридия проследить не удалось из-за низкого содержания этих компонентов в рудах. Коэффициент концентрирования для палладия, платины, родия, золота и серебра около 10. Примерно в 10 раз возрастает в концентратах содержание меди и количество сульфидных минералов. Все это позволяет говорить о тесной связи разных форм нахождения благородных металлов в рудах с сульфидными минералами и, в первую очередь с халькопиритом. Намечается некоторое различие в распределении благородных металлов. С одной стороны, более тесная связь с сульфидами для платины, золота и серебра, что подчеркивается высокими показателями их извлечения, с другой стороны, палладий, родий и рутений ведут себя более сложно, что, очевидно, связано с большим разнообразием форм нахождения и наличием вростков их собственных минералов в силикатном цементе руд.

* Геоэкология и природные ресурсы бассейна верхнего Амура: проблемы изучения и освоения. Тез. докл. Международной конф., Изд. ЧИПР СО АН СССР, Чита, 1991. С. 152–155.

В настоящее время можно считать установленным в медных рудах Чиней следующие минералы благородных металлов: аргентопентландит, аргентопентландит медистый, серебро самородное, серебро медистое, гессит, кюстелит, прустит, кераргирит, садбериит, меринскиит, майченерит, сульфид родия, рутения, палладия, золото самородное. Главная специфика благороднометалльной минерализации в медных рудах заключается во вхождении больших количеств благородных металлов (в первую очередь – серебра, палладия, платины) в основные и акцессорные рудообразующие минералы, в то время как ограниченное количество присутствующих собственных минералов обладает большими вариациями составов, широким спектром элементов-примесей и рассеяно в рудах в виде мелких и тонких (5-10-30 до 50-100 мкм) включений, представленных минералами серебра, палладия, родия, платины, золота. Исследованные минералы благородных металлов в большинстве случаев встречены в тесной связи с халькопиритом, который является для них коллектирующей матрицей. Кроме благороднометалльных минералов, в выделенных халькопиритах, а также в пирротите, пирите и силикатах присутствуют соизмеримые с первыми по размерам и еще более мелкими включениями разнообразных сульфидов, сульфоарсенидов и арсенидов никеля и кобальта: виоларит, линнеит, полимидит, зигенит, герсдорфит, кобальтин, никель-пирротин и др. Однако ни в одном случае не наблюдалось непосредственного срастания какого-либо из этих минералов с минералами благородных металлов, что не дает оснований для выделения в рудах Чиней в качестве продуктивного особо парагенезиса сульфидов и арсенидов никеля и кобальта. Совокупность полученных нами геохимических и минералогических данных, характеризующих медно-сульфидные руды Чинейского массива, и сопоставление их с данными по другим известным объектам, вмещающим медные руды с благороднометалльной минерализацией (Урал, Ю. Африка, С. Америка), позволяет отнести их к гидротермально-метаморфогенным образованиям. Если данный вывод справедлив, то не следует ожидать для Чинейского массива в целом широкого варьирования типов медных руд и, соответственно, степени и форм их платиноносности и золотоносности по латерали и вертикали, естественно, с поправкой на зону гипергенеза.

	Величины отношений компонентов	В рудах	В концентратах
Чинейское	Pd : Pt	12	8
	Au : Pt + Pd	0.1	0.19
	Pd : Pt : Σ ост. ПМ	15 : 1.3 : 1	29 : 4.5 : 1
	Cu : Ni	50	> 100
Волковское	Pd : Pt	25	18
	Au : Pt + Pd	0.1	0.38
	Pd : Pt : Σ ост. ПМ	45 : 1.2 : 1	75 : 3.3 : 1
	Cu : Ni	> 100	> 100

ПАРГАСИТ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ КЕМПИРСАЯ*

Наличие амфиболов в хромитовых рудах Кемпирсайского массива (Южный Урал) отмечено давно. На основании изучения состава и оптических свойств первоначально они были отнесены к хромактинолитам /1,2/, хотя предполагалось, что часть амфиболов представлена минералами группы эденита. Повторное изучение кемпирсайских хромактинолитов из хромитовых руд, предпринятое в последние годы с использованием методов рентгеноспектрального микроанализа и инфракрасной спектроскопии, позволило отнести их к магнезиальной обыкновенной роговой обманке с повышенным содержанием хрома [4].

Таблица 1

**Химический состав паргаситов из хромитовых руд
Кемпирсайского массива, мас. %**

Компонент	1*	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,2	51,8	51,22	51,5	51,6	47,9
TiO ₂	0,46	0,3	0,43	0,6	0,6	0,35
Al ₂ O ₃	6,78	6,40	6,16	7,7	8,0	9,9
Fe ₂ O ₃	He обн.	-	He обн.	-	-	-
FeO	1,87	2,0	1,30	2,1	1,6	1,8
MnO	0,05	-	0,11	-	-	0,03
CaO	10,88	12,3	10,97	12,1	11,6	11,7
MgO	22,28	21,7	23,10	20,3	20,1	20,1
Na ₂ O	1,56	1,1	1,76	1,2	1,4	2,3
K ₂ O	0,24	0,2	0,28	0,25	0,15	0,2
Cr ₂ O ₃	2,04	1,8	1,87	1,9	2,6	3,1
H ₂ O ⁺	2,61	-	1,92	-	-	2,1
CO ₂	0,71	-	0,51	-	-	-
Сумма	100,68	97,6	99,63	97,65	97,65	99,48

* 1 – крупнообъемная проба «ПТМ-А» густовкрапленных хромитовых руд месторождения Алмаз-Жемчужина, химический анализ; 2 – то же, рентгеноспектральный микроанализ; 3 – густовкрапленная хромитовая руда месторождения Алмаз-Жемчужина, скв. 109^а, гл.887 м, химический анализ; 4 – то же, рентгеноскопический анализ; 5 – сплошная хромитовая руда месторождения Алмаз-Жемчужина, скв. 109^а, гл.1005 м, рентгеноскопический анализ; 6 – «магнезиальная обыкновенная роговая с высоким содержанием хрома», хромитовые руды Кемпирсая, предположительно месторождения Спорное и Гигант, среднее из 6 анализов, по /4/. Химические и рентгеноспектральные анализы выполнены в лабораториях ИГТ УрО АН СССР (Т.П.Силантьева, Л.К.Воронина).

*Ежегодник-1990 ИГТ УрО АН СССР. Изд. УрО АН СССР, Екатеринбург, 1991. С. 89–92.

**Рентгеновские данные для паргаситов их хромитовых руд
Кемпирсайского массива**

№№ п/п	1, 2		3, 4		Паргасит* AsTM 23-1406		НК ₁
	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	
1	3.0	9,03	2,0	9,02	1,2	9,03	020
2	10.0	8,42	10,0	8,42	4,0	8,43	110
3	1.5	5,07	1,5	5,07	0,4	5,07	130, 001
4	0.5	4,87	0,5	4,87	0,6	4,90	111
5	2.0	4,50	2,0	4,51	1,2	4,50	0,40
6	4.0	4,20	4,0	4,20	-	-	220
7	0.5	3,88	0,5	3,867	0,4	3,882	131
8	2.5	3,370	2,5	3,370	-	-	150, 041
9	6.0	3,270	8,0	3,270	3,5	3,269	240
10	10.0	3,123	10,0	3,121	10,0	3,124	310
11	3.0	2,931	3,0	2,940	3,5	2,930	151
12	6.0	2,800	8,0	2,800	2,5	2,805	330
13	2.0	2,730	2,0	2,720	1,8	2,742	421
14	4.0	2,698	5,0	2,700	3,0	2,698	151
15	1.5	2,588	2,0	2,610	1,6	2,287	112, 061
16	1.5	2,536	1,5	2,534	1,4	2,548	202, 002
17	2.0	2,378	2,0	2,380	0,8	2,379	350, 400
18	3ш	2,327	2ш	2,327	1,6	2,342	351
19	105	2,296	1,0	2,292	0,6	2,294	420, 071
20	2,0	2,156	1,5	2,160	2,0	2,155	171, 261
21	0,5	2,038	0,5	2,040	1,0	2,039	081, 280
22	2,0	2,012	1,5	2,013	1,0	2,011	202
23	1,5	2,001	1,5	2,002	0,6	1,999	351, 370
24	3,0	1,891	3,0	1,890	-	-	510
25	1,0	1,862	-	-	0,4	1,862	460, 191

* Эталонные значения из Американской рентгеновской картотеки, 1974.

Выполненное нами изучение амфиболов из высокохромистых хромитовых руд крупнейшего в Кемпирсайском массиве месторождения Алмаз-Жемчужина, с использованием комплекса методов (оптические, химические, микронзондовые, рентгено-структурные, термические), дает основание утверждать, что они относятся к ряду паргасит-тремолит, причем основная часть их представлена паргаситом.

Паргасит присутствует в виде кристаллических зерен травяно-зеленого и светло-зеленого цвета, игольчатый и таблитчатой формы с отношением длины к ширине от (5-6) : 1 до (2-1) : 1 при максимальной длине 1-1,5 мм; зерна образуют рассеянную вкрапленность в силикатном цементе руд и взаимные прорастания с хромшпинелидом, а также пятнообразные скопления и прожилки в гу-

стовкрапленных и сплошных хромитовых рудах. По химизму (таб. 1) паргасит из хромовых руд отличается от паргаситов из гарцбургитов существенно меньшими содержаниями шпинелеобразующих компонентов (алюминий, хром, железо), а также натрия, приближаясь к составу паргасита из симплектитовых сростков с хромшпинелидом в гарцбургитах Кемпирская [3].

Дифрактограммы проб паргасита из руд Кемпирская соответствуют эталонному паргаситу (табл. 2). Завышенная интенсивность некоторых дифракционных линий (№ 2, 9, 12), как и присутствие линий № 8 и 24, можно объяснить наличием тремолита в анализируемом материале. Результаты термического анализа этих проб исключают отнесение минерала к актинолиту либо обыкновенной роговой обманке, и согласуется с кривыми ДТА для амфиболов ряда паргасит-тремолит.

Продукты преобразования паргасита в рудах представлены тремолитом (?), хлоритами, серпентином, а также впервые выявленным гидросиликатом кальция и натрия – пектолитом, который образует тонкие (0,05-0,1 мм) включения в кристаллических зернах паргасита.

Раннее появление в хромитовых рудах Кемпирская амфиболов и парагенезиса хлорит – серпентин – тальк связывались с эволюцией единого пневмато-гидротермального процесса преобразования руд [1, 2]. Однако установление в рудах ведущей роли паргасита, присутствующего в виде взаимных прорастаний с хромшпинелидом и типоморфной аксессуарной вкрапленности в силикатном цементе руд, наряду с экспериментальными данными [5, 6], предполагает достаточно ранние, возможно синрудные, условия его формирования и широкое участие натрийсодержащих водных флюидов в рудообразующей системе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале //Хромиты СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1940. Т.2. С.3-140.

2. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.:Наука, 1968.

3. Чащухин И.С., Гмыра В.Г. Паргасит в гарцбургитах Кемпирсайского массива //Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С.34-36.

4. Яковлева М.Е., Кононкова Н.Н., Солодкина Г.А. и др. Хромовый амфибол из коллекции минералогического им. А.Е.Ферсмана АН СССР // Новые данные о минералах. М. 1986. С.154-157.

5. Jenkins D. Stability and composition relations of calcic amfiboles in ultramafic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1983. Vol. 83. P. 375-384.

6. Johan Z., Ohnenstetter M. Comprehensive model for genesis of chromite deposits within ophiolitic upper mantle // Abstract : 28th International geological congress. Washington, 1989. P.2-130.

ФЛЮИДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ХРОМИТОВЫХ РУД В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ НА ПРИМЕРЕ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА *

Исследования А.Н. Заварицкого, С.Н. Москалевой, Т.А. Смирновой, А.А. Савельева показали возможность образования хромитовых месторождений в альпинотипных массивах путем метасоматического преобразования гарцбургитов в результате их дунитизации (оливинизации). Йоган и Оненштеттер (1989) существенно развили эти представления и дали им физико-химическое и геохимическое обоснование.

Проведенное нами минералого-геохимическое изучение керн структурных и поисково-разведочных скважин, результаты детальной разведки и отработки крупнейших хромитовых месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива позволили получить новые данные, в значительной степени уточняющие разработанную этими исследователями флюидно-метасоматическую модель происхождения полиформных хромитовых руд. Суть заключается в том, что наиболее богатые высокохромистые руды есть результат локального, не связанного с дунитизацией переотложения хрома восходящими потоками нагретых восстановленных флюидов.

Как и во многих альпинотипных ультраосновных массивах, хромитовые руды залегают в верхних частях разреза мантийных гипербазитов и, как показал Н.В. Павлов, контролируются сводовыми поднятиями. Наиболее крупные рудные тела с высокохромистым оруденением мощностью до 250-300 м обнаружены в породах дунит-гарцбургитового комплекса и приурочены к зоне контакта с вышележащими гарцбургитами. В подстилающих комплекс дунитах размеры рудных тел значительно меньше, но наиболее крупные из них также залегают в верхних частях разреза.

Детальная разведка тел и их отработка свидетельствуют об их сложной древовидной форме, представляющей собой ствол с направленными вверх и в стороны многочисленными ответвлениями, секущими границы вмещающих пород. Широкое развитие в гипербазитах Главного рудного поля высокотемпературного амфибола ряда паргасит-тремолит способствовало выделению из пироксенов хрома в форме хромшпинелида. Постоянное присутствие в цементе руд паргасита свидетельствует об участии в рудообразовании водных натрийсодержащих флюидов и фиксирует его верхний температурный предел (1050°C). Флюиды (по данным В.А. Симонова) обогащены H_2 , CH_4 , и CO , то есть были восстановленными. Мощность флюидного потока и его длительность

*Геодинамика и металлогения Урала. Материалы (доклады и тезисы) к II Уральскому металлогеническому совещанию. Изд. ГКППО "Уралгеология", Свердловск, 1991. С. 173-174.

контролировались наиболее древними субмеридиональными разломами и, в свою очередь, определяли масштабы переноса рудообразующих компонентов и размеры рудных тел. Потоки с малым дебитом имели слабую рудопереносящую способность и формировали многочисленные и маломощные концентрации, не выходящие за пределы питающей среды – беспироксеновых дунитов. Примером этому могут служить небольшие рудные тела Караагашского месторождения. Мощные и долгоживущие флюидные потоки выносили рудные компоненты за пределы дунитов, втягивая в орбиту своей деятельности вышележащие породы дунит-гарцбургитового комплекса. В результате формировались уникальные рудные тела месторождения Алмаз-Жемчужина.

В околорудных породах установлены положительные и отрицательные ореолы концентраций элементов группы железа. Вместе с рудными телами они образуют рудоносные зоны, внутри которых можно выделить над-, меж- и подручные подзоны, характеризующиеся разным поведением хрома, железа, никеля и марганца. В результате в вертикальном разрезе рудоносных зон формируется асимметричная геохимическая зональность, выражающаяся в частичном выносе из подрудных и боковых подзон перечисленных элементов и их переотложений в вышележащие гипербазиты: хрома, железа и марганца – в междунитные подзоны вплоть до образования рудных тел, никеля – в надрудные. Контакты рудоносных зон с безрудными нередко несогласны с петрографическими границами.

Высокохромистые руды обогащены тугоплавкими платиноидами (осмием, иридием и рутением) по сравнению с вмещающими гипербазитами, где преобладают легкоплавкие; это свидетельствует о дифференциации платиновых металлов в ходе рудного процесса.

Источником рудообразующих компонентов являлись сами гипербазиты, состав которых сформирован в ходе селективного плавления мантийных лерцолитов, глубина которого определяла степень трансформации малоподвижной силикатной формы хрома в подвижную шпинелевую. Главным источником, по-видимому, служили широко распространенные в Главном рудном поле относительно богатые хромшпинелидом беспироксеновые дуниты. При формировании наиболее крупных рудных тел месторождения Алмаз-Жемчужина дополнительным источником хрома был хромшпинелид ламелл – продукт распада твердого раствора пироксенов рудовмещающего дунит-гарцбургитового комплекса, о чем свидетельствует их растворение в подрудных породах.

ПЕРВАЯ НАХОДКА ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ НУРАЛИНСКОГО МАССИВА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ*

При исследовании руд нового хромитопоявления, открытого С.В. Смирновым в северной части Нуралинского массива в 1990 г. и названного Приозерным, выявлена разнообразная платиноидная минерализация. Данная находка – первая за всю историю изучения платиноносности Нуралинского массива и в определенной мере характеризует тот тип коренного оруденения, который является источником известных платинометалльных россыпей Миасского района.

Приозерное рудопоявление находится в восточных отрогах Нуралинского хребта в 1,5 км к западу от южной оконечности оз. Нуралинского, рядом с верховьями р. Миасс. Геологическая позиция его определяется приуроченностью к зоне контакта дунит-гарцбургитов с полосчатым дунит-клинопироксеновым комплексом; серпентинитовое юудинообразное тело в последнем вмещает коренные выходы хромитовых руд площадью около 10 м².

Густовкрапленные хромитовые руды рудопоявления сильно катаклазированы и метаморфизованы. Хромшпинелид представлен высокоглиноземистыми малохромистыми составами (табл. 1), которые на диаграмме железистость-хромистость ложатся в поле гарцбургитовых хромшпинелидов. Крупные катаклазированные зерна с периферии, а мелкие – полностью замещены феррихромитом и хроммагнетитом с вростками хлорита, а также включениями зерен сульфидов никеля и железа. Предположительно ортопироксеновый цемент руд частично преобразован и замещен тонкозернистым агрегатом хлорита и амфибола; в резко подчиненном количестве присутствует клинопироксен и оливин. Обращает на себя внимание типичный гарцбургитовый состав реликтового ортопироксена (см. табл. 1). Среди хлоритов преобладает кочубейт, присутствует амезит и, возможно, менее глиноземистые разновидности. Интересно отметить общую направленность процессов прогрессивного метаморфизма и метасоматоза («родингитизации») в полосчатой серии и хромитоносной будине.

Содержание платиновых металлов в хромитовых рудах высокое и достигает по сумме 8-10 г/т. По относительной распространенности платиноиды составляют следующий ряд убывания: осмий, рутений, иридий, платина, палладий, родий. Для руд в целом характерен слабо дифференцированный субхондритовый тип распределения платиновых металлов [1].

Собственные минералы платиноидов встречены в рудах в виде сыпи тонких и мелких идиоморфных зерен, реже кристаллических сростков двух-трех фаз в тесном парагенезисе с миллеритом, хизлевудитом, феррихромитом и хло-

*Ежегодник-1991 ИГГ УрО РАН. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1992. С. 115-117.

Таблица 1

**Состав сосуществующих минералов в хромитовых рудах
рудопроявления Приозернос, мас. %**

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	Сумма
1*	Н/о	0,03	34,3	14,7	0,21	16,6	Н/о	34,7	100,5
2	Н/о	0,05	25,3	15,5	0,26	16,4	Н/о	38,0	95,5
3	Н/о	0,05	22,9	15,4	0,26	16,5	Н/о	38,5	93,6
4	Н/о	0,06	24,5	15,5	0,25	16,7	Н/о	38,1	95,1
5	Н/о	0,05	25,5	16,0	0,26	17,1	Н/о	38,7	97,6
6	Н/о	0,06	24,8	15,6	0,24	16,9	Н/о	39,6	97,3
7	53,90	0,04	2,99	4,8	Н/о	36,15	0,27	0,45	98,6
8	54,16	-	3,25	5,0	Н/о	36,59	0,32	0,30	99,6
9	20,96	-	37,68	0,54	Н/о	29,94	Н/о	0,89	90,0

* 1-6 хромшпинелиды, 7, 8 – ортопироксены, 9 – амезит, н/о – не определено.

Таблица 2

**Состав минералов платиноидов в хромитовых рудах
рудопроявления Приозерное, мас. %**

№ п/п	Os	Ru	Ir	Ph	Rh	Fe	Ni	S	As	Сумма
1*	15,7	37,8	6,1	4,9	-	1,9	1,0	34,5	-	101,9
2	28,0	30,1	6,4	3,3	0,3	0,9	0,6	32,5	0,5	102,6
3	30,2	30,0	7,1	3,5	0,6	2,0	0,9	26,5	0,6	101,5
4	30,4	32,6	4,3	3,6	0,3	2,0	0,7	28,6	0,4	102,9
5	31,4	28,4	7,3	2,8	-	0,6	0,4	30,1	0,8	101,8
6	32,9	25,0	6,9	2,7	0,3	1,7	0,3	28,0	1,0	98,8
7	37,7	27,0	6,6	2,8	-	1,0	0,5	25,6	0,3	101,5
8	48,5	18,0	4,9	1,9	0,4	0,8	0,9	25,1	1,2	101,7
9	24,6	32,0	7,0	3,3	0,5	6,3	11,6	14,9	0,7	100,9
10	33,0	29,9	6,8	4,7	1,1	11,3	1,5	12,5	0,9	101,7
11	38,9	37,7	10,0	4,1	0,7	5,5	0,8	-	-	97,7
12	41,0	34,3	9,0	3,6	-	6,1	0,6	-	-	94,6
13	39,4	32,5	5,4	3,1	-	4,5	4,9	-	-	89,8
14	39,7	28,2	8,9	3,1	0,9	7,6	5,7	-	-	94,1

* 1 – лаурит; 2-4 – лаурит осмиевый; 5-8 – эрлихманит рутениевый; 9,10 – метасульфиды Ru, Os, Ir; 11-14 – многокомпонентные твердые растворы системы Ru – Os – Ir – Fe – Ni.

ритами. Размеры выделений от 5 до 120 мкм, среднее для 100 измеренных кристаллических зерен около 25 мкм. Состав минералов, исследованных различными методами РСМА в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитик Л.К. Воронина), приведен в табл. 2. Наиболее распространены минералы ряда лаурит-эрлихманит, обогащенные иридием и родием, но содержащие небольшие количества железа и никеля. Широко распространены многокомпонентные твердые растворы тугоплавких платиноидов с железом и никелем, обладающие иногда признаками «пористых сплавов». Редки, но типичны и информативны метасульфиды рутения, осмия, иридия, содержащие аномальные количества железа и никеля, но вдвое меньше, чем необходимо для сульфидов рутения и осмия, количества серы. Типохимизм этих соединений сближает их с «пористыми сплавами», возникшими за счет лауритов [2]. Совокупность полученных минералого-геохимических данных позволяет рассматривать лаурит-эрлихманитовую минерализацию в качестве первичной, относя ее к гарцбургитовому типу платинопроявлений. Наложенный метаморфизм хромитовых руд и рудовмещающих пород сопровождался усложнением модели распределения платиноидов и формированием нового метаморфогенного парагенезиса минералов платиновых металлов, сопровождаемым укрупнением зерен возникающих самородных сплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Типы распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов // Материалы Всесоюзного совещания «Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов». Иркутск, 1990. Т. 1. С. 17-21.
2. Stockman H., Hlava P. Platinum-group minerals in alpine chromitites from Southwestern Oregon // *Econ. Geol.* 1984. Vol. 79, № 3. P. 491-508.

ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КРАЕВЫХ ПОЛОСЧАТЫХ СЕРИЙ АЛЬПИНОТИПНЫХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛА*

Полигенные по своей природе дунит-верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые серии слагают краевые зоны многих альпинотипных комплексов Урала. С ними связаны многочисленные проявления хромовых, сульфидных никелевых и медных и, как выясняется, платиноидных руд. Однако в целом металлогения краевых полосчатых серий изучена слабо, что не способствует решению собственно формационно-петрологических проблем этих образований.

В результате исследований, проведенных нами на многих альпинотипных комплексах (Рай-Изский, Верх-Нейвинский, Баженовский, Нуралинский, Хабарнинский, Кемпирсайский и др.), установлена специализация краевых дунит-верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровых серий на платиновые металлы. Она определяется, прежде всего, платиной и палладием [2, 3, 5], однако в локальных проявлениях хромовых и сульфидных руд картина усложняется, поскольку наряду с ними здесь в соизмеримых количествах присутствуют и другие плати-

Таблица 1

Состав минералов благородных металлов в высокоглиноземистых хромовых рудах дунит-троктолитовой серии Кемпирсая, мас. %

Элемент	1	2	3	4	5	6
Pt	52,0	49,5	0,7	1,6	-	-
Pd	0,26	0,20	58,8	54,6	0,12	0,15
Rh	0,9	1,5	-	-	-	-
Ir	1,9	2,6	-	-	-	-
Os	1,8	0,3	-	-	-	-
Ag	-	-	0,35	0,30	95,5	97,2
Fe	0,2	1,6	3,2	3,4	0,1	0,29
Cu	0,15	0,05	3,9	4,1	-	0,07
Ni	0,1	0,1	4,8	5,0	-	-
Pb	0,45	0,25	0,2	0,2	-	-
Bi	-	-	0,7	0,6	-	-
S	1,7	2,7	3,4	3,6	-	-
As	39,1	38,2	-	-	-	-
Sb	-	-	22,1	20,6	-	-
Сумма	98,6	97,0	98,2	94,0	95,7	97,7

*Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1993. С. 77-80.

Примечание к таблице 1:

1. Сперрилит (Pt 0,91 Ir 0,03 Os 0,03 Rh 0,03 ...) 1,04
(As 1,78 S 0,18 ...) 1,96
 2. Сперрилит (Pt 0,84 Fe 0,09 Rh 0,05 Ir 0,04 ...) 1,04
(As 1,68 S 0,28 ...) 1,96
 3. Стибиопалладинит (Pd 3,68 Ni 0,54 Cu 0,41 Fe 0,38 Pt 0,02 ...) 5,06
(Sb 1,21 S 0,70 ...) 1,94
 4. Стибиопалладинит (Pd 3,52 Ni 0,58 Cu 0,44 Fe 0,42 Pt 0,06 ...) 5,04
(Sb 1,16 S 0,77 ...) 1,96
 5. Серебро самородное (Ag 0,997 Fe 0,002 Pd 0,001) 1,00
-

тиноиды. Тем не менее палладий является дескриптором при формационном расчленении дунит-верлит-клинопироксенитовых серий подвижных поясов [3, 5]; постоянно присутствуя в повышенных количествах наряду с платиной в поздней ферроклинопироксенит-габбро-норитовой серии, он практически отсутствует в наиболее широко представленной ранней дуниты-верлиты-оливиновые клинопироксениты-плагиоклазовые оливиновые клинопироксениты (тылаиты) серии зональных комплексов. Поэтому попытки тесной корреляции полосчатых серий альпинотипных и зональных комплексов [1, 6] малообоснованы. Сказанное подтверждается результатами изучения платинопроявлений, выявленных нами в 1989 г. в краевой дунит-троктолитовой серии кемпирсайского комплекса.

Платинопроявления расположены в западной краевой части кемпирсайского комплекса (район р. Шандаша) и сопряжены с известными хромитопроявлениями Шандашинской и Степнинской групп, приуроченными к дунитовым (плагиодунитовым) членам сильно тектонизированной и метаморфизованной полосчатой дунит-троктолитовой серии. Рудные тела представлены будинированными, иногда рассланцованными, линзами густовкрапленных и сплошных высокоглиноземистых повышенной железистости хромитовых руд мощностью 0,5-2 м, окаймленных дунитами со струйчато-пятнистым распределением вкрапленного хромшпинелида. Рудообразующий хромшпинелид содержит, масс. %: Cr₂O₃ 32 – 35, FeO¹ 17 – 21, Al₂O₃ 31 – 36, TiO₂ 0,24 – 0,4. Предположительно оливинортопироксеновый цемент руд полностью преобразован и замещен клинохлором с примесью гидрограната. Катаклазированные зерна хромшпинелида с периферии и по трещинам внутри переполнены вростками хлорита и феррихромита. В цементе руд, реже в краевых частях зерен хромшпинелида присутствуют тонкие и мелкие включения сульфидов железа, никеля, меди (пентландит, медистый пентландит, миллерит, пирит и др.).

Содержание платиновых металлов в рудах составляет до 1 г/т (по сумме); во флотационных концентратах, содержащих 0,4 никеля и 0,1 мас. % меди, оно возрастает до 5-7 г/т. По относительной распространенности платиноиды дают следующий ряд убывания: палладий, платина, рутений, осмий, иридий, ро-

дий. Собственные минералы платиновых металлов установлены во флотационных концентратах, где они присутствуют в виде очень мелких (10 – 50 мкм) свободных зерен и находящихся в сростании с сульфидами цветных металлов. Наиболее распространены минералы платины и палладия (см. таблицу), представленные их соединениями с мышьяком, сурьмой и серой – сперрилит, стибнопалладинит. Для них характерен широкий спектр элементов-примесей: медь, никель, железо, свинец, висмут и тугоплавкие платиноиды. Более редкий, но характерный минерал руд –палладийсодержащее самородное серебро. Отметим, что в миллерите продуктивного парагенезиса установлены небольшие примесные количества палладия и серебра.

Возможно, что подобная платиноидная минерализация будет обнаружена в краевых полосчатых сериях и других альпинотипных комплексов Урала, где выявлены повышенные и высокие концентрации палладия и платины. Вероятность же нахождения рутениево-иридиево-осмиевых руд парнопоясного типа [7] в дунит-верлит-клинопироксенит-габброидных сериях мала, поскольку аллохтонная (хромитит-гарцбургитовая) природа подобного оруденения в краевой полосчатой серии нуралинского комплекса обоснована достаточно определенно [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978.
2. Волченко Ю.А., Андреев М.И., Неустроева И.И. Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала // Ежегодник-1980 /Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1981. С. 88-91.
3. Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Геохимия платиноидов и генетическое расчленение ультрабазитов //Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1985. С. 34-35.
4. Смирнов С.В., Волченко Ю.А. первая находка платиноидной минерализации в хромитовых рудах Нуралинского массива на Южном Урале // Ежегодник-1991 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1992. С. 115-117.
5. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из/В.Н. Пучков, Б.В. Первозчиков, И.С. Чащухин и др. Свердловск, 1990.
6. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Новый тип платиноидной минерализации в офиолитах Урала // Ежегодник-1991 / Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, 1992. С. 117-120.

ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ РАЗВИТИЯ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА*

В течение двух последних десятилетий на Урале силами специализированных групп Института геологии и геохимии УрО РАН и Уралгеолкома проводились широкие исследования по разработке научно-методических основ прогноза, поисков и оценки месторождений платиновых металлов, в том числе новых типов, по оценке потенциала попутной платиноносности главных для Урала типов рудных формаций (хромиты, титаномагнетиты, колчеданы, скарны и др.), с выходом на решение общих проблем металлогении платиновых металлов внутриконтинентальных подвижных поясов. Исследования завершились открытием новых месторождений и проявлений платиноидов и составлением прогнозно-металлогенических карт Урала масштаба 1:500 000 на рудную и россыпную платину и платиноиды. Проведенные в эти же годы региональные геотектонические исследования, результаты которых обобщены [3, 4, 6], предоставили благоприятную возможность для сравнительной оценки продуктивности различных геодинамических режимов развития уральского пояса в отношении платиновометального оруденения (см. таблицу).

Очевидно, что наиболее крупные месторождения и проявления осмия, иридия и рутения образуются на ранней стадии развития пояса в режиме океанического рифтинга, при формировании гарцбургит-лерцолитовых и дунит-гарцбургитовых серий альпинотипных комплексов. Для менее деплетированных гарцбургит-лерцолитовых серий характерен унаследованный «субхондритовый тип» распределения платиноидов – нуралинско-кракинский тип; для сильно деплетированных дунит-гарцбургитовых серий – сильно дифференцированный «анхондритовый тип» – кемпирсайский [2]. Рост перспектив региона в отношении тугоплавких платиноидов определяется успехами работ по изучению платиноносности альпинотипных и стратиформных хромитоносных комплексов [1].

С островодужным режимом развития ранних стадий сопряжено образование крупнейших месторождений платины в связи с дунит-клинопироксенитылаитовыми сериями зональных комплексов (нижнетагильский тип) и крупных – с медно-цинково-колчеданными рудами (гайский тип). В зональных комплексах наиболее крупные месторождения платины вероятны в наименее эродированных дунитовых массивах. Заслуживают большего внимания тела пироксенитов с хромтитаномагнетитовой минерализацией в дунитах (тип «Бутыринской жилы») и среди оливиновых пироксенитов (тип «Пи-юнитс»).

* Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1993. С. 89-92.

Таблица 1

**Платиноворудные и платиноидосодержащие формации основных геодинамических режимов
развития Уральского подвижного пояса**

Геодинамический режим, стадии развития палеоструктуры, возраст	Рудоносные формации	Платиноворудные и платиноидосодержащие формации	Типы платиноидного оруденения		Способность к формированию россыпей	Формационные типы платиноидного оруденения
			Геохимические	Минеральные		
1	2	3	4	5	6	7
Платформенной активизации, ранняя, поздняя, рифты ППК P ₂₋₃	Диабазовая Риолитовая	Платиноидно-золото-полиметаллическая	Au, Pd, Pt	Самородно-теллуридно-арсенидный	Кусты россыпей	МАЛДИНСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с золотом и сульфидами цветных металлов
Платформенной активизации, ранняя, рифты ППК S ₁ -D ₁	Габро-диабазовая	Платиноидно-сульфидно-медноникелевая	Pd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir	Самородно-арсенидно-теллуридный	Нероссыпеобразующий	ЧУРОЛЬСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Предконтинентальная, наложенная пояс АПК S ₂ -D ₁ – Тагильская зона; D ₃ -C ₁ – Магнитогорская зона	Базальт-трахит-габро-сиенитовая ВПП	Платиноидно-сульфидно-магнетитовая (скарновая)	Pd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir	Самородно-теллуридно-сульфидный	Нероссыпеобразующий	ВЫСОКОГОРСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Предконтинентальная C ₁	Дифференцированных оливиновых габро	Платиноидно-сульфидно-медноникелевая	Pt, Pd, Au	Самородно-сульфидный	Мелкие штиховые ореолы	ХУДОЛАЗОВСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами цветных металлов

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Предконгинитальная S ₁ -S ₂	Дунит-клинопироксенит-табровая	Ферроклинопироксенит-табровая (габро-портовая)	Pd, Pt, Os, Au, Ru, Rh, Ir	Самородно-сульфидно-теллуридный	Нероссыпеобразующий	ВОЛКОВСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с теллуридами и сульфидами цветных металлов
				Самородно-теллуридно-арсенидно-сульфидный		
Островные дуги, поздняя S ₁ -S ₂	Дунит-клинопироксенит-табровая	Платиноидно-медно-сульфидно-титаномагнетитовая в горнблендитах	Pd, Pt, Ru, Au, Os, Rh, Ir	Самородно-теллуридно-сульфидный	Нероссыпеобразующий	ПЕРВОУРАЛЬСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами и теллуридами цветных металлов
				Самородно-теллуридно-арсенидно-сульфидный		
Островные дуги, ранняя O ₃	Дунит-клинопироксенит-табровая	Платиновая в дунитах (A) в хромитах (B)	A. Pt, Ru, Os, Pd, Ir, Rh B. Pt, Ir, Rh, Ru, Os, Pd	Сульфидно-самородный	Россыпеобразующий, крупные россыпи	КАЧКАНАРСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами цветных металлов
				Сульфидно-самородный		

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Островные дуги, ранняя S ₁ – Тагильская зона S ₂ -D ₂ – Магнитогорская зона	Риолит-базальтовая	Платиноидно-медноникель-колчеданная	Pt, Pd, Ru, Rh, Os, Ir		Нероссыпеобразующий	ГАЙСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Океаническая, поздняя O ₁₋₂	Дунит-гарибургитовая (в связи с дунит-верлит-клинопироксенитовым комплексом)	Платиноидно-хромитовая приконтактовых зон	Ru, Os, Ir, Pd, Pt, Rh	Сульфидно-самородный	Кусты россыпей	ВЕРХ-НЕЙВИНСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с высоко-средне-Сг повышенной-Fe хромшпиннелидами
Океаническая, поздняя O ₁₋₂	Дунит-гарибургитовая (хромитоносный полосчатый комплекс)	Платиноидно-хромитовая в дунитах	Os, Ir, Ru, Pt, Rh, Pd	Самородно-арсенидно-сульфидный	Нероссыпеобразующий, мелкие шлиховые ороолы	КЕМПИРСАЙСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с высоко-Сг рудообразующими хромшпиннелидами

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Океаническая, ранняя, СОХ O ₁₋₂	Гарцбургит-лерцолитовая (хромитоносный шпирово-такситовый комплекс)	Платиноидно-хромитовая в перидотитах	Pt, Ru, Os, Ir, Pd	Сульфидно-самородный	Кусты россыпей	КРАКИНСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с высоко-Al рудообразующими и акцес. хромшпинелидами
Эпиконтинентальный рифтогенеза, поздняя, осевые рифты V	Пикритов, пикрит-диабазов	Платиноидно-сульфидно-никелевая	Ru, Pt, Os, Pd	Сульфидно-самородный	Мелкие россыпи и шлиховые орсолы	ТЕПЛОГОРСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами никеля
Эпиконтинентальный рифтогенеза, поздняя, осевые рифты R ₂₋₃	Габродиабазов (титаносный стратиформный комплекс)	Платиноидно-ильменит-титаномагнетитовая	Rh, Ir, Pt, Pd		Нероссыпеобразующий	КУСИНСКО-КОПАНСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с сульфидами цветных металлов
Эпиконтинентальный рифтогенеза, поздняя, осевые рифты R _{2-V}	Железистых перидотитов (хромитоносный стратиформный комплекс)	Платиноидно-ферриаломо-хромитовая	Ru, Os, Ir, Pt, Rh, Pd	Самородно-сульфидный	Нероссыпеобразующий	САРАНОВСКИЙ Платиновые металлы в ассоциации с высоко-Fe и Al рудообразующими хромшпинелидами

Формирование крупных месторождений и проявлений палладиевых и платинопалладиевых руд (иногда совместно с золотом) происходит на позднеостроводужной и предконтинентальной стадиях развития пояса в связи с образованием ферроклинопироксенит-габбровых (габбро-норитовых) серий зональных комплексов [4] - качканарский тип, и сопряженных массивов дифференцированных рудоносных габбро [5] - волковский тип. Нарращивание потенциала региона по палладию в первую очередь связано с переоценкой перспектив руд волковского типа в отношении платиноидов, а также с изучением комплексного золото-платинопалладиевого оруденения в связи с медной минерализацией в зонах перехода от габбро к гипербазитам (сульфидоносные горнблендиты, апатитовые клинопироксениты, оливиниты). Заслуживают внимания палладий и платиносо-держающие руды медносльфидно-магнетитовых скарнов (высокогорский тип) и медно-порфириновые руды, формирующиеся в связи с эволюцией наложенных вулканоплутонических поясов активной палеоокраины.

Существенно прояснились перспективы поисков родиеносных руд. Выполненные исследования определили спектр наиболее перспективных родиеносных руд. Выполненные исследования определили спектр наиболее перспективных родиеносных формаций, образование которых связано с ранними стадиями развития подвижного пояса – хромитовые и хромтитаномагнетитовые руды зональных комплексов, колчеданы, высокотитанистые титаномагнетитовые руды стратиформных комплексов. Причем последние, с учетом мирового опыта, заслуживают пристального внимания при поисках оруденения стиллуотерского типа на Урале.

Парагенетические ассоциации минералов платиновых металлов в собственных месторождениях и платиноидосодержащих рудных формациях разных стадий развития подвижного пояса различны. Главная тенденция их эволюции – увеличение разнообразия и усложнение форм нахождения платиновых металлов при снижении роли самородных металлов и их соединений и общем закономерном уменьшении россыпеобразующих способностей возникающих типов платинометалльного оруденения к заключительным стадиям развития пояса.

Выявленная закономерная смена типов месторождений и проявлений платиновых металлов в процессе развития уральского подвижного пояса, очевидно, характеризует имеющий общее значение глобальный тренд фракционирования платиноидов при развитии внутриконтинентальных поясов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск, 1986. С. 56-62.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Типы распределения платиноидов в альпийских комплексах складчатых поясов // Материалы Всесоюзного сове-

шания «Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов». Иркутск, 1990. Т. 1. С. 17-21.

3. Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981.

4. Главные рудные геолого-геохимические системы Урала /А.М. Дымкин, В.Н. Сазонов, В.М. Нечеухин и др. М.: Наука, 1990.

5. Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале //Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1200-1202.

6. Формирование земной коры Урала /С.Н. Иванов, В.Н. Пучков, К.С. Иванов и др. М.: Наука, 1986.

ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ГИПЕРБАЗИТОВ И ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ КИМПЕРСАЙСКОГО МАССИВА*

Несмотря на различия в трактовке генезиса гипербазитов Кимперсайского массива (расплав, рестит, метасоматоз), о самом массиве сложилось представление как об едином с момента формирования гипербазитов геологическом теле. В подтверждение рядом исследователей подчеркивается существование латеральной и вертикальной зональности, суть которой заключается в постепенном увеличении с СЗ на ЮВ и сверху вниз основности гипербазитов. Проведенное нами комплексное минералого-геохимическое изучение гипербазитов северной и юго-восточной частей массива позволяет сделать вывод о совмещении в пределах современных границ массива, по крайней мере, двух (не считая дунит-троктолитового на крайнем западе) гетерогенных гипербазитовых комплексов, существенно различающихся по составу пород и минералов, поведению МППГ и закономерностям состава хромитового оруденения.

Главные отличия гипербазитов этих частей массива заключаются в их принадлежности к различным петрохимическим типам, в степени магматического деплетирования, в масштабах процесса последующей метаморфической дифференциации и как итог – в природе хромитового оруденения.

Юго-восточная часть массива, вмещающая Главное рудное поле высокохромистых руд, сложена широким спектром продуктов верхнемантийного магматического деплетирования – от беспироксеновых дунитов до предельных гарцбургитов (25-30 мас. % ортопироксена), иногда до лерцолитов, о чем свидетельствует линейный характер зависимостей составов минералов от химизма пород на фоне постоянства в последних величины отношения $Al_2O_3:CaO$ ($1,35 \pm 0,35$) и массовой доли железа ($FeO = 8,4 \pm 0,4$ %). Составы хромшпинелидов руд всех без исключения месторождений в координатах «железистость-хромистость» образуют моновариантную серию с обратной зависимостью между содержаниями хрома и железа; при этом увеличение густоты вкрапленности сопровождается увеличением содержания хрома в хромшпинелиде – «хромистый» тренд. Для руд характерна резкая обогащенность тугоплавкими платиноидами за счет геохимического сродства с хромом. Концентрация МППГ в рудах достигает многих сотен мг/т.

Северная часть массива (севернее широты р. Шиликта) по строению значительно сложнее и может быть разделена на две субмеридиональные зоны. Восточная, шириной около 2 км, сложена близкими по составу к гипербазитам юго-востока реститогенными гипербазитами, включая беспироксеновые дуниты.

*Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. I Всероссийское металлогеническое совещ. Тез. докл. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1994. С. 208–210.

ты, со смещением в сторону тугоплавким спектром МПГ в хромшпинелидах. Западная зона шириной 5-8 км сложена однородными гарцбургитами с 15-20 мас. % ортопироксена (подтверждается слабо варьирующим составом акцессорного хромшпинелида), что свидетельствует об относительном постоянстве степени магматического деплетирования. На западе по гарцбургитам развит более поздний ортопироксенит-дунитовый комплекс. Составы хромшпинелида и оливина этого комплекса аналогичны гарцбургитовым и, наряду с геологическими данными, свидетельствует о метасоматической природе комплекса, возникшего в результате метаморфической дифференциации гарцбургитов. Глиноземистое хромитовое оруденение приурочено к дунитовой составляющей и, следовательно, также имеет метасоматическую природу. В координатах «железистость-хромистость» составы хромшпинелидов глиноземистых руд и рудовмещающих дунитов образуют моновариантную серию с обратной зависимостью содержаний глинозема и железа при относительно инертном поведении хрома; по мере увеличения густоты вкрапленности в хромшпинелиде возрастает содержание глинозема – «глиноземистый» тренд. Соотношение содержаний платиноидов отвечает хондритовому, а сами концентрации МПГ составляют десятки мг/т.

Вещественный состав гипербазитов центральной части массива изучен в значительно меньшей степени. По наиболее важным для формационного расчленения петрохимическим параметрам, прежде всего по содержанию нормативного пироксена (15-20 мас. %), степень деплетирования здесь аналогична гипербазитам северо-западной зоны. По величине отношения $Al_2O_3:CaO$ ($0,83 \pm 0,35$) и содержанию железа ($FeO = 8,5 \pm 0,4$ %) породы относятся к иному, чем юго-восточные, петрохимическому типу. Тем не менее, наличие здесь дунитов с высокохромистым хромшпинелидом и анхондритовый тип распределения в них платиноидов свидетельствуют о значительно более широком, чем на севере, развитии гипербазитов типа северо-восточной зоны и существенно расширяет перспективы поисков высокохромистого оруденения не только на северо-востоке, но и в центральной части Кимперсайского массива.

Таким образом, в строении массива принимают участие, по крайней мере, два различных петрохимических типа гипербазитов, сформировавшихся, по-видимому, еще в условиях верхней мантии, а затем пространственно совмещенных. Это обстоятельство необходимо учитывать при геодинамических и металлогенических построениях.

И.С. Чашухин, Ю.А. Волченко, С.Г. Уймин, И.И. Неустроева

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ И РУДОНОСНОСТИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА*

Северная часть Кемпирсайского массива в геологическом отношении изучена слабо, а перспективы ее в отношении хромитового оруденения неясны. В значительной мере это объясняется плохой обнаженностью, мощным корообразованием и, нередко, полной неизохимической серпентинизацией, создавшими представление об однородном строении гипербазитов. С целью расчленения геологического разреза и оценки его перспектив на хромитовое оруденение, нами проведено комплексное минералого-геохимическое исследование, основанное на высокой степени информативности состава хромшпинелидов и геохимии ЭПГ в рудах, рудообразующих и акцессорных хромшпинелидах [1]. Фактическую основу работы, охватившей обширную территорию от широты р. Шиликта на юге, до широты пос. Кемпирсай на севере, составили 200 образцов гипербазитов, отобранных из керна 96 картировочных скважин, 170 рентгено-спектральных анализов акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов, 30 полных силикатных анализов гипербазитов и 100 анализов обогащенных фракций хромшпинелидов на шесть элементов платиновой группы.

В результате проведенных работ на изученной территории установлена гетерогенность гипербазитов, в строении которых можно выделить три субмеридиональные зоны – западную, центральную и восточную.

Наиболее простая по строению центральная зона мощностью около 5-6 км сложена однородными гарцбургитами с 15-20 мас. % ортопироксена.

Химизм акцессорных хромшпинелидов гарцбургитов варьирует слабо и на диаграмме хромистость – железистость занимает поле, ограниченное координатами $Cr = 50-60 \%$, $f = 40-50 \%$ (рис. 1). Дуниты редки. Соотношение содержаний платиноидов отвечает хондритовому, а сами концентрации ЭПГ составляют первые десятки миллиграммов на тонну.

В западной зоне мощностью около 2 км, сложенной в основном аналогичными гарцбургитами, широко представлены беспироксеновые дуниты, образующие секущие гарцбургиты полосы шириной до 200 м. К последним пространственно приурочены многочисленные жилы ортопироксенитов. Все известные в северной части массива рудопроявления глиноземистых хромитовых руд приурочены к этой зоне, к участкам развития дунитов. Последние по составу хромшпинелида статистически разделяются на две группы: в первой он идентичен гарцбургитовому, во второй – заметно менее хромистый. Таким образом, те и другие дуниты располагаются вне поля реститогенных дунитов (см. рис. 1). Примечательно, что составы хромшпинелидов из дунитов второй группы обра-

*Ежегодник-1993 ИГГ УрО РАН. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1994. С. 143–146.

зуют единую непрерывную серию с хромшпинелидами руд, обусловленную постепенным увеличением массовой доли минерала, и могут рассматриваться как составы рудообразующих хромшпинелидов. Картина поведения платиноидов в породах и рудах аналогична таковой в гарцбургитах центральной зоны.

Породами иного состава сложена восточная зона мощностью около 2 км. Судя по составу хромшпинелида степень деплетирования гипербазитов здесь варьирует сильно – от предельных гарцбургитов до дунитов ($Cr = 39-79\%$, $f = 29-65\%$) и близка таковой в гипербазитах Главного рудного поля массива. Соотношение содержаний ЭПГ в аксессуарных хромшпинелидах резко меняется в пользу тугоплавких платиноидов, концентрация которых достигает первых сотен миллиграммов на тонну. Распространены также вторичные беспироксеновые дуниты, аналогичные западным безрудным. Таким образом, в строении северной части массива принимают участие два в различной степени деплетированных гипербазитовых комплекса, сформировавшихся, по-видимому, еще в условиях верхней мантии, а затем пространственно совмещенных. В дальнейшем оба комплекса претерпели этап метаморфической дифференциации с образованием комплементарной пары беспироксеновый дунит – ортопироксенит по схеме, предложенной Г.Н. Савельевой для гипербазитов Войкаро-Сыннинского массива [2]. По-видимому, с этим этапом связано формирование глиноземистого хромитового оруденения [3]. При этом следует различать дунитизацию безрудную и рудообразующую, что предполагает разобщенность этих процессов не только в пространстве, но и во времени.

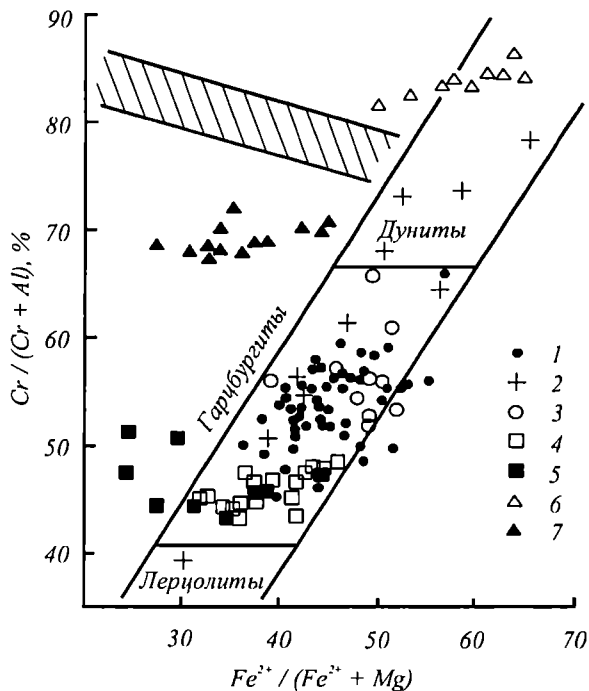


Рис. 1. Составы аксессуарных и рудообразующих хромшпинелидов Кемпирсайского и Райзского массивов.

1-6 – Кемпирсайский массив; 1-5 – северная часть массива (1 – гарцбургиты западной и центральной зон, 2 – гарцбургиты и дуниты восточной зоны; 3, 4 – апогарцбургитовые беспироксеновые дуниты; 3 – безрудные, 4 – рудоносные; 5 – руды), 6 – дуниты Западно-Блактайского рудопроявления; 7 – руды тела 33 массива Рай-Из /4/. Заштрихована область составов высокохромистых руд Главного рудного поля Кемпирсайского массива.

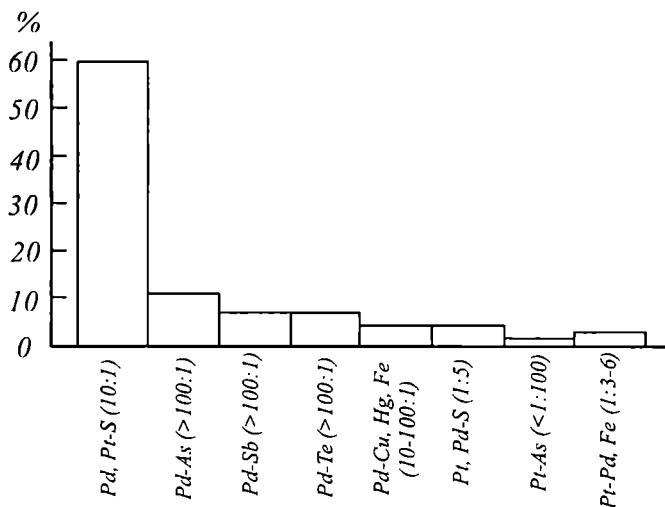


Рис. 2. Корреляция составов хромшпинелидов и содержаний суммы тугоплавких платиноидов в обогащенных фракциях хромшпинелидов из гипербазитов и руд Кемпирсайского массива.

1-6 – северная часть массива; 1-4 – западная и центральная зоны (1 – гарцбургиты, 2 – дуниты пироксеновые, 3 – дуниты беспироксеновые, 4 – руды (месторождения Солнечное, Сентябрьское, Савельевское, Придорожное), 5, 6 – восточная зона (5 – гарцбургиты и пироксеновые дуниты, 6 – дуниты беспироксеновые); 7-9 – Главное рудное поле; 7 – руды, 8 – гарцбургиты, 9 – дуниты; 10 – руды западного краевого дунит-троктолитового комплекса.

лидов Западно-Блактайского рудопроявления (центральная часть Кемпирсайского массива), а также рудного тела № 33 на массиве Рай-Из [4] (см. рис. 1). По-видимому, тренды отражают разную природу хромитового оруденения: уникальные по запасам месторождения Главного рудного поля образованы путем перестроения хрома потоком восходящих флюидов [5], остальные – в результате метаморфической дифференциации продуктов верхнемантийного деплетирования – гарцбургитов – на севере Кемпирсая, дунитов, в том числе пироксеновых, – на Рай-Изе и в центральной части Кемпирсая.

Сказанное согласуется с поведением ЭПГ: в рудах Главного рудного поля совместно с хромом накапливаются тугоплавкие платиноиды, в глиноземистых рудах севера массива сохраняется субхондритовый тип распределения ЭПГ. Это свидетельствует о геохимическом сродстве хрома с тугоплавкими ЭПГ, прежде всего с осмием (рис. 2). Характер распределения платиноидов однозначно свидетельствует о гетерогенности гипербазитов севера массива: в от-

Закономерности состава хромшпинелидов руд севера массива существенно иные, чем в месторождениях Главного рудного поля. Принципиальное отличие заключается в том, что если в последних по мере увеличения густоты вкрапленности содержание хрома в хромшпинелидах возрастает, а глинозема уменьшается, то в северо-кемпирсайских рудах в хромшпинелиде в том же направлении растет содержание глинозема при относительно инертном поведении хрома. Важно, что это различие не зависит от состава руд. Так, аналогичный северу Кемпирсая тренд установлен для высокохромистых хромшпинелидов

личие от западной и центральной зон в породах восточной зоны наличие обогащенности тугоплавкими ЭПГ. Этот критерий наряду с данными о составе хромшпинелидов свидетельствует о близости разреза этой зоны и Главного рудного поля, расширяет перспективы поисков высокохромистого оруденения кемпирсайского типа к северо-востоку.

Авторы выражают благодарность В.А. Вилисову и В.Г. Гмыре, выполнившим рентгеноспектральные определения состава хромшпинелидов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Типы распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов // Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Критерии прогнозов. Иркутск, 1990. С. 17-21.

2. Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкаро-Сыннинского массива (Полярный Урал) // Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977. С. 3-17.

3. Смирнова Т.А. Месторождения хромитов//Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: 1984. С. 99-128.

4. Уханов А.В., Никольская Н.Е., Гужова А.В. Следы кристаллизационной дифференциации в уральских хромитах // Геохимия. 1990. № 1. С. 61-72.

5. Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Об источнике хрома в рудах Кемпирсайского месторождения на Южном Урале // Ежегодник-1983. Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1984. С. 120-121.

ПЛАТИНОВОМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА*

В ходе геологического развития Уральского подвижного пояса многократно происходит концентрирование различных платиновых металлов, отвечающее разным уровням и параметрам протекания рудообразующих процессов. При этом установлена закономерная эволюция типов и масштабов возникающих концентраций платиновых металлов, тесно увязывающихся с характером геологических событий, определяющих главные этапы развития Урала.

На раннем позднерифейско-кембро-ордовикском (рифтогенно-авлакогенном, рифтогенном) этапе развития пояса формируются месторождения платиновых металлов, наиболее обогащенные тугоплавкими платиноидами, а также и платиной (сульфидно-самородный и самородно-сульфидный продуктивные парагенезисы). Крупнейшие из них связаны с хромитоносными стратиформными и альпинотипными комплексами. Распределение платиновых металлов в последних зависит от степени их трансформности: в слабо деплетированных гарцбургит-лерцолитовых разрезах альпинотипных комплексов распределение платиновых металлов в хромитовых рудах и гипербазитах по спектру и пропорциям наследует хондритовое – «субхондритовый тип»; в сильно деплетированных и флюидизированных дунит-гарцбургитовых разрезах распределение платиноидов фиксирует их контрастное фракционирование – «ахондритовый тип».

На среднем верхнеордовикско-силурийско-нижнедевонском (островодужном) этапе развития подвижного пояса сначала резко возрастает роль платины (сульфидно-самородный продуктивный парагенезис), а к заключительным стадиям – палладия (самородно-арсенидно-теллуридно-сульфидный продуктивный парагенезис). Наиболее крупные месторождения платины генетически связаны с дунитовыми членами зональных комплексов и медно-цинково-колчеданными рудами «уральского типа». Платино-палладиевые и палладиевые (иногда с золотом) руды, формирующие крупные и средние по масштабам месторождения, генетически связаны с ферроклино-пироксенит-габбровыми сериями зональных комплексов и массивами дифференцированных габбро с медносульфидным и медносульфидно-титаномагнетитовым оруденением.

Поздний девонско-пермский этап стабилизации и квазиплатформенной активизации сопровождался формированием средних и мелких золото-платино-палладиевых, золото-палладиевых и палладиево-золотых месторождений (самородно-сульфидно-теллуридно-арсенидовый продуктивный парагенезис), связанных с медносульфидно-магнетитовыми скарнами, медно-порфирированными и медно-никелевыми рудами активной и пассивной палеоокраин пояса.

* Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. I Всероссийское металлогеническое совещ. Тез. докл. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1994. С. 212–213.

Существенно прояснилось положение родиеносных руд, формирование которых ограничено ранним и средним этапами развития подвижного пояса и связано со стратиформными, зональными и колчеданосными комплексами.

Формы нахождения платиновых металлов, в собственно платиново-рудных и платиноидосодержащих формациях, характеризующих основные этапы развития уральского подвижного пояса, закономерно изменяются: основные тенденции эволюции – увеличение разнообразия минеральных видов и усложнение их состава при снижении роли самородных металлов и сплавов, а также уменьшение размеров выделений собственных минералов платиновых металлов к заключительному этапу развития пояса. Последнее определяет закономерное снижение продуктивности сопутствующих платинометалльных россыпей.

Выявленная закономерная эволюция типов месторождений и проявлений платиновых металлов, возникающих в процессе геологического развития уральского подвижного пояса, очевидно, отражает преемственность металлогении платиновых металлов и характеризуется имеющей общее значение тренд фракционирования платиноидов при развитии внутриконтинентальных подвижных поясов.

ПЛАТИНОВЫЕ МЕТАЛЛЫ В КОЛЧЕДАНЫХ РУДАХ УРАЛЬСКОГО ТИПА*

Платиноносность всех типов колчеданных месторождений Урала исследована в настоящее время крайне слабо. Однако еще Н.К. Высоцкий указывал на возможное присутствие платины в залежах «медистого серного колчедана» [2]. По данным О.Е. Звягинцева [3], присутствие платины в сульфидных рудах уральских месторождений на качественном уровне «установлено с несомненностью». Значительно позднее, в конце 60 – начале 70-х годов, О.Е. Юшко-

Распределение платиновых металлов в колчеданных рудах уральского типа

Тип руды	Содержание платиновых металлов, мг/т						Сумма, мг/т
	Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru	
Гайкос месторождение (Южный Урал)							
Медноколчеданная сплошная и вкрапленная	442	213	5	<10	10	19	690
Медноцинковоколчеданная сплошная и вкрапленная	221	65	7	<10	5	12	310
Руда текущей добычи (смесь медноколчеданной и медноцинковоколчеданной)	263	65	5	<10	13	17	365
Пиритный концентрат	256	38	7	<10	5	17	325
Цинковый концентрат	288	46	5	<10	10	35	385
Медный концентрат	365	135	15	<10	8	51	575
Левихинская группа (Средний Урал)							
Серноколчеданная сплошная	70	12	5	<10	40	80	210
Медпоколчеданная сплошная	210	18	5	<10	20	100	355
Медноколчеданная вкрапленная	156	30	14	<10	35	120	355
Медноцинковоколчеданная сплошная	100	45	5	<10	27	100	280
Медноцинковоколчеданная вкрапленная	20	17	26	<10	36	70	180
Цинковоколчеданная сплошная	80	40	10	<10	30	160	320
Цинковоколчеданная вкрапленная	20	32	18		30	50	150

*Ежегодник-1993 ИГГ УрО РАН. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1994. С. 131–136.

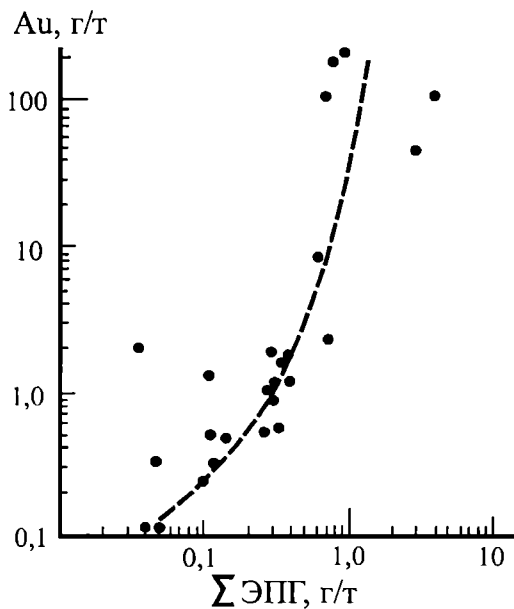


Рис. 1. Зависимость содержаний суммы платиновых металлов от содержаний золота в колчеданных рудах уральского типа и продуктах обогащения руд.

месторождения «уральского типа». Для этих целей коллекция из 40 представительных проб, характеризующая основные типы руд и продуктов обогащения из месторождений Южного и Среднего Урала (Гайское, Учалинское, Левихинское, Ново-Шайтанское). Анализ проб на платиновые металлы и золото выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН спектрохимическим и спектрофотометрическим методами; контрольные анализы – в институте «Уралмеханобр» (пробирно-химико-спектральный метод) и ПГО «Уралгеология» (нейтронно-активационный метод). Полученные результаты впервые дают представление о распределении всех платиновых металлов в колчеданных рудах и уровнях суммарных концентраций в различных зонах колчеданных залежей (см. таблицу).

Установлено, что в колчеданных рудах уральского типа присутствуют все металлы платиновой группы за исключением иридия, при этом ряд их убывания выглядит следующим образом: платина, палладий, рутений, осмий, родий, иридий. Палладиево-платиновая специализация, как и присутствие ощутимых количеств родия и рутения, характерна для всех типов этих руд. Однако уровень содержаний элементов и суммарные концентрации платиноидов резко варьируют. Минимальные содержания палладия и суммы платиноидов характерны для серноколчеданных руд, максимальные содержания платины и суммы платиноидов – для медноколчеданных руд. Повышенные концент-

Захаровой выполнены единичные определения платины, палладия и родия в обогащенных фракциях халькопирита и борнита из руд некоторых уральских колчеданных месторождений [5-6]; полученные результаты подтвердили данные О.Е. Звягинцева. Наконец, следует упомянуть об исследованиях М.И. Новгородовой [4], представляющих по сути единственную попытку приблизиться к пониманию закономерностей распределения платины и палладия в колчеданных рудах некоторых месторождений Южного Урала.

Выполненная нами работа продолжает исследования нетрадиционных для Урала типов платинопроявлений [1] и посвящена оценке платиноносности основного для Урала типа медно-цинковоколчеданных руд, формирующих

рации палладия присутствуют как в медно-цинковоколчеданных, так и в цинковоколчеданных рудах. Суммарные содержания платиновых металлов в рудах и концентратах изменяются от 0,1 до 1 г/т, однако, наиболее обычными для колчеданных руд уральского типа являются содержания 0,3-0,5 г/т. Степень платиноносности колчеданных руд сопряжена не только со степенью их медистости, но и со степенью золотоносности (см. рисунок), при этом максимальные содержания платины около 1 г/т выявлены в концентратах и технологических продуктах с очень высокими содержаниями золота, что косвенно предполагает наличие общих форм нахождения этих металлов. Установленная специализация колчеданных руд уральского типа в отношении платиновых металлов, вероятно, отражает процессы их раннего разделения в условиях эволюции мантийного вещества и фиксирует общий тренд фракционирования платиноидов при формировании комплементарной пары рестит – вулканит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н. Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития Уральского подвижного пояса //Ежегодник-1992. Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1992. С. 89-92.
2. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Пг.: КЕНС, 1923. Ч. 2, 3.
3. Звягинцев О.Е. Геохимия платины. Л.: ОНТИ-ХМТЕОРЕТ, 1936.
4. Новгородова М.И. Платина, палладий и золото в медноколчеданных рудах Южного Урала //Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 4. С. 942-944.
5. Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Разина И.С., Черняев Л.А. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. М.: Недра, 1970.
6. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. М.: Недра, 1975.

ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА*

В течение последних десятилетий на Урале проводились широкие исследования по разработке научных основ прогноза, поисков и оценке месторождений платиновых металлов, выявлению потенциала попутной платиноносности главных для Урала типов рудных формаций (хромиты, титаномагнетиты, колчеданы, скарны и др.), с выходом на решение общих проблем металлогении платиновых металлов внутриконтинентальных подвижных поясов. Исследования завершились открытием новых нетрадиционных для Урала типов месторождений и проявлений платиноидов, и составлением прогнозно-металлогенических карт Урала на рудную и россыпную платину и платиноиды.

Установлено, что в процессе развития уральского подвижного пояса происходит закономерное изменение состава и масштабов возникающих месторождений и проявлений платиновых металлов. На раннем верхнерифейско-кембрийско-ордовикском этапе его развития формируются месторождения, обогащенные тугоплавкими платиноидами (осмий, иридий, рутений) и платиной. Наиболее крупные из них генетически связаны с хромитоносными стратиформными и альпинотипными комплексами. Распределение платиновых металлов в последних зависит от степени их трансформации: в слабо деплетированных гарцбургит-лерцолитовых разрезах альпинотипных комплексов распределение платиновых металлов в рудах и породах по спектру и пропорциям наследует хондритовое – «субхондритовый тип»; в сильно деплетированных дунит-гарцбургитовых разрезах распределение платиноидов фиксирует их контрастное фракционирование – «ахондритовый тип».

На среднем верхнеордовикско-силурийско-девонском этапе развития подвижных поясов вначале резко возрастает роль платины, а к заключительным стадиям – палладия. Наиболее крупные месторождения платины генетически связаны с дунитовыми членами зональных комплексов и медно-цинковоколчеданными рудами «уральского типа». Платино-палладиевые и палладиевые (иногда с золотом) руды, формирующие крупные и средние по масштабам месторождения, генетически связаны с ферроклинопироксенит-габбровыми сериями зональных комплексов и массивами дифференцированных габбро с медносульфидным и медносульфидно-титаномагнетитовым оруденением.

Поздний девонско-пермский этап стабилизации и платформенной активизации пояса сопровождался формированием средних и мелких золото-платино-палладиевых, золото-палладиевых и палладиево-золотых месторождений, свя-

*VII Международный Платиновый симпозиум. Тез. докл. Изд. "Московский контакт", Москва, 1994. С. 117.

занных с медносульфидно-магнетитовыми скарнами, медно-порфировыми и медно-никелевыми рудами активной и пассивной палеоокаин пояса.

Существенно прояснились перспективы обнаружения руденосных руд. Формирование их ограничено ранним и средним этапами развития подвижного пояса и связано со стратиформными, зональными и колчеданоносными комплексами.

Формы нахождения платиновых металлов в месторождениях, характеризующих разные этапы развития уральского подвижного пояса, также закономерно изменяются. Основная тенденция их эволюции – увеличение разнообразия минеральных видов, усложнение их состава при снижении роли самородных металлов и сплавов, и уменьшение размеров выделений собственных минералов платиновых металлов к заключительному этапу развития пояса. Последнее и определяет закономерное падение продуктивности сопутствующих платиновометалльных россыпей.

Выявленная закономерная эволюция типов месторождений и проявлений платиновых металлов в процессе геологического развития уральского подвижного пояса очевидно отражает преемственность металлогении платиновых металлов и характеризует имеющий общее значение тренд фракционирования платиноидов при развитии внутриконтинентальных подвижных поясов.

РОДИЕНОСНОСТЬ РУД СТРАТИФОРМНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ*

Установлено, что перспективы выявления родиеносных руд на Урале ограничены структурно-формационными зонами раннего рифтогенного и среднего островодужного этапов его развития и связаны, в первую очередь, со стратиформными, зональными и колчеданосными комплексами.

В высокотитанистых титаномагнетитовых и ильменит-титаномагнетитовых рудах Кусинско-Копанского пироксенит (горнблендит) – габбрового (габбро-амфиболитового) стратиформного комплекса содержание родия составляет 15-30 мг/т, незначительно изменяясь по разрезу. В выделенных из этих руд концентратах флотации, обогащенных пиритом, пирротинном, а также халькопиритом и пентландитом, содержание родия возрастает до 30-50 мг/т, что дает основание связывать по крайней мере часть его с сульфидной составляющей титаномагнетитовых руд.

В хромитовых рудах Сарановского габбро-гипербазитового стратиформного комплекса содержание родия изменяется в более широких пределах (от 8 до 50 мг/т), при этом выявляется относительное обогащение им верхних (восточных) частей хромитоносного разреза. В концентратах флотации из хромитовых руд, после нескольких перечисток, содержание родия возрастает до 300-500-1500 мг/т. В рудах и концентратах установлены разнообразные минералы платиновых металлов, в том числе обогащенные родием: лаурит, содержащий до 3 %, эрлихманит – до 7,5 %, ирарсит – до 10 % родия. Родийсодержащие минералы находятся в тесном парагенезисе с сульфидами и сульфоарсенидами цветных металлов: миллеритом, кобальтистым миллеритом, кобальтистым пиритом, поллидимитом, линшеитом, герсдорфитом и др.

Приуроченность повышенных количеств платиновых металлов к участкам сильного метаморфизма руд, парагенезис платиноидных минералов с метаморфогенными сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта, меди и вторичными продуктами преобразования рудных минералов позволяют рассматривать платиноидную минерализацию стратиформных магматических комплексов как продукт метаморфогенно-гидротермального процесса, сопровождавшегося локальной мобилизацией и концентрацией платиновых металлов, включая родий.

Устойчивые относительно повышенные содержания родия, а также тугоплавких платиноидов (в первую очередь – иридия) в рудах стратиформных магматических комплексов Центрально-Уральского поднятия, очевидно отражают специализацию зон эпиконтинентального рифтогенеза в отношении платиноидов, и являются одним из доказательств генетического единства этих комплексов.

*Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. I Всероссийское металлогеническое совещ. Тез. докл. Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1994. С. 331–332.

И.И. Неустроева, Ю.А. Волченко

**МЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕТОДИКИ
«СПЕКТРОФОТОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ОСМИЯ И РУТЕНИЯ В СИЛИКАТНЫХ, СУЛЬФИДНЫХ
И ОКСИДНЫХ РУДАХ»***

Большинство методов определения платиновых металлов трудоемкие и дорогостоящие, поэтому на практике часто отдается предпочтение комбинированным методам, позволяющим определять не один элемент, а группу элементов в различных по химическому составу материалах. Для раздельного определения платиновых металлов приходится применять несколько избирательных дополняющих друг друга методик на разные группы платиновых металлов [2, 3]. Для этой цели нами используется методика «Спектрофотометрический метод определения осмия и рутения в силикатных, сульфидных и оксидных рудах», в основе которой лежит метод определения ультрамикрочастиц осмия и рутения с реактивом ДМАС [5]. Методика позволяет экономически выгодно и достаточно быстро анализировать из одной навески различные по составу пробы на Os и Ru с нижней границей содержаний 0.013 г/т. Поэтому нами выполнено исследование этой методики для определения ее метрологических характеристик с установлением категории точности по классификации НСАМ. Нами были применены близкие по составу к анализируемым объектам государственные стандартные образцы (ГСО): 1703-79 ХО-1 хвосты обогащения и 1702-79 КН-1 концентрат никелевый. Аттестованные характеристики (г/т) для осмия – массовая доля, погрешность и интервал содержаний: 0.014; 0.015; 0.010-0.049 и 0.06; 0.04; 0.050-0.099 (соответственно); для рутения – 0.029; 0.013; 0.020-0.099 и 0.34; 0,06; 0.20-0.49 (соответственно).

Планирование эксперимента по метрологической аттестации методики проводили в соответствии с ОСТ 41-08-205-81 [7]. Для каждого стандартного образца в разное время и разными исполнителями были выполнены серии определений осмия и рутения (см. таблицу). Статистическая обработка полученных результатов проведена в соответствии с требованиями ГОСТ 8.207-76 сотрудником центра метрологии УрО РАН Загряевой Р.Р.

Экспериментальные данные, полученные для каждого стандартного образца, исследовались на наличие «промахов» [1,6] и использовались для установления вида распределения. Статистическая обработка данных показала, что на такой объем выборки в трех случаях из четырех приходится по одному «промаху», и подтвердила непротиворечивость остальных результатов нормальному закону распределения. Результаты определения элементов, выявленные как «промахи», далее исключались при расчете метрологических характеристик.

*Ежегодник-1994. ИГГ УрО РАН. Изд УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 120–123.

По каждому элементу для каждого интервала определяемых содержаний для каждого ГСО рассчитывались метрологические характеристики [6, 7]: 1) воспроизводимость методики (случайная составляющая погрешности методики выполнения измерений); 2) составляющая неисключенной систематической погрешности результатов анализа. Оценка ее значимости производилась по критерию Стьюдента и «ничтожной погрешности». Поскольку для всех платиновых металлов отсутствуют нормативы допусков на погрешность анализа, для осмия и рутения в определяемых интервалах содержаний допустимое среднее квадратическое отклонение принято равным 30 % [7], что соответствует нормативу количественного анализа для III категории точности по классификации НСАМ; 3) суммарная погрешность, характеризующая точность определения элементов в данном интервале содержаний с помощью аттестуемой методики; 4) запас точности методики. Найденные метрологические характеристики методики представлены в таблице.

Из-за отсутствия стандартных образцов с аттестованными содержаниями $Ru < 0.34$ г/т, но более 0.029 г/т остается частично непокрытый ГСО интервал содержаний [0.10–0.19] г/т. Для определения категории точности в непокрытом диапазоне содержаний была проведена оценка однородности дисперсии по критерию Фишера для интервалов [0.20–0.49] г/т. Результаты расчетов показали, что дисперсии однородны, следовательно, можно расширить область действия исследуемой методики (при V категории точности определения рутения) на весь диапазон содержаний от 0.020 до 0.49 г/т.

Следует отметить, что использованные ГСО позволили определить метрологические характеристики методики для нескольких интервалов, но в пределах одного порядка содержаний и, кроме того, очень близко к нижней границе определяемых содержаний, особенно осмия. Даже в этих условиях для осмия систематическая составляющая погрешности оказалась незначимой по двум критериям, а суммарная погрешность в этом случае, определяемая случайной составляющей, оказалась стабильной во всех исследованных интервалах содержаний и близкой к нормативу точности IV категории количественного анализа.

Для рутения наблюдается больший по сравнению с осмием разброс экспериментальных данных, даже для содержаний, значительно отличающихся от содержаний нижней границы, который сохраняется для всех исследованных интервалов, и поэтому величина случайной составляющей погрешности и в этом случае также остается стабильной (см. таблицу). Однако в отличие от осмия для рутения оказалась значимой систематическая составляющая погрешности, которая в диапазонах, близких к содержаниям нижней границы, приводит к получению завышенных (относительно аттестованного в стандартных образцах содержания), а для более высоких содержаний – заниженных результатов.

Наличие значимой систематической составляющей погрешности при определении рутения увеличивает суммарную погрешность методики и резко снижает категорию точности анализа до V (полуколичественный).

Таблица
Метрологические характеристики методики определения Os и Ru спектрофотометрическим методом в силикатных, сульфидных и оксидных рудах

Определяемый элемент	Интервал содержания, г/т	Тип ГСО	Аттест. содержание и погрешность, г/т	Содержание, г/т	n	$\sigma_{\text{в.г.}}$ отн. %	$\sigma_{\text{т.}}$ отн. %	σ_{Σ} отн. %	$\sigma_{\text{D.r.}}$ отн. %	Запас точности стп Z	Категория анализа
Os	0.010-0.049	XO-1	0.014±0.015	0.013	30	49.1	5.7	49.1	30	0.60	IV
	0.050-0.099	КН-1	0.060±0.040	0.061	21	48.9	1.7	48.9	30	0.60	IV
Ru	0.020-0.099	XO-1	0.029±0.013	0.045	21	86.7	55.2	131.8	30	0.23	V
	0.20-0.49	КН-1	0.34±0.06	0.215	17	89.3	36.8	111.2	30	0.26	V

$\sigma_{\text{в.г.}}$ – относительное среднее квадратическое отклонение, случайная составляющая погрешности анализа;

$\sigma_{\text{т.}}$ – относительная систематическая составляющая погрешности анализа;

σ_{Σ} – суммарная погрешность;

$\sigma_{\text{D.r.}}$ – запас точности;

n – число измерений;

$\sigma_{\text{D.r.}}$ – допустимое относительное среднее квадратическое отклонение.

Определение осмия и рутения проводили из одной аналитической навески, а расхождение величин случайной составляющей погрешности определения для осмия и для рутения при этом значительно. Это позволяет сделать предположение о том, что в использованных стандартных образцах на воспроизводимость результатов анализа оказывают влияние формы нахождения этих элементов в материале стандартных образцов.

Формы нахождения платиновых металлов в рудах, которые использованы для создания стандартных образцов (норильские сульфидные медно-никелевые руды), изучены рядом авторов [8]. Результаты воспроизводимости определений осмия и рутения, полученные при метрологической аттестации, говорят о том, что осмий в материале стандартных образцов находится преимущественно в рассеянной форме, а рутений связан с редкими акцессорными минералами [4].

Переизмельчение анализируемого материала, как рекомендуется в работе [8], не всегда может привести к желаемым результатам, если преобладают плохо растираемые собственно минеральные формы и зерна минералов платиновых металлов имеют размеры более 70 мкм.

Выполненное метрологическое исследование методики «Спектрометрический метод определения осмия и рутения в силикатных, сульфидных и оксидных рудах» показало ее пригодность для геохимических исследований, а также необходимость продолжения этой работы на других ГСО с более высокими содержаниями Os и Ru для решения этих задач рудноформационного анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурдин Г.Д., Марков Б.Н. Основы метрологии. М.: Изд-во стандартов, 1985. С. 128-129.
2. Кривенко А.Н., Лапухов А.С., Глотов А.И. и др. Геохимия благородных металлов в медно-никелевых и колчеданно-полиметаллических рудах //Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. 1991. № 778. С. 110-132.
3. Курский А.Н., Витоженец Г.Ч., Здорова Э.П. и др. Комплекс методов определения содержания металлов платиновой группы //Руды и металлы. 1992. С. 129-139.
4. Надежность анализа горных пород. Факты, проблемы, решения /Под ред. В.И. Рехарского. М. Наука, 1985.
5. Сильниченко В.Г., Долинина Ю.В. Спектрофотометрическое определение ультрамикрочколичеств рутения и осмия в горных породах //Зав. лаб. 1969. Т. 35, № 10. С. 1161.
6. ГСИ. Прямые измерения с многократными наблюдениями. Методы обработки результатов наблюдений. Основные положения. ГОСТ 8.207-76. М., 1983.
7. Управление качеством аналитической работы. Порядок и содержание работы по аттестации методик количественного анализа минерального сырья. Отраслевой стандарт. ОСТ 41-08-205-81. М.: ВИМС. 1982.
8. Abstracts VII International Platinum Symposium. Russia. 1-4 Aug. M., 1994.

ПРОДУКТИВНОСТЬ ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНЫХ ПОЯСОВ УРАЛА*

Геологическое развитие уральского внутриконтинентального подвижного пояса сопровождалось многократным концентрированием всех платиновых металлов. Эти рудообразующие процессы протекали на уровне деплетирования вещества верхней мантии, при становлении рудно-магматических систем в коровых условиях, в периоды тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся привнесом и перераспределением платиновых металлов и т.д. При всем кажущемся многообразии выделенных типов платиновометального оруденения [1] установлена закономерная эволюция специализации и масштабов возникающих концентраций платиновых металлов, определяемая сменой геодинамических обстановок формирования и становления структурно-вещественных комплексов подвижного пояса [2]. Составленная нами карта платиноносности Северного, Среднего и Южного Урала масштаба 1:500000 позволила, кроме общеизвестного Платиноносного пояса Урала, выделить другие полигенные и полихронные осмиеносные, платиноносные, палладиеносные и золото-палладиеносные пояса [3], а выполненные подсчеты запасов и прогнозных ресурсов платиноидов для ряда рудоносных комплексов всех этих поясов впервые дали возможность на основе общепринятых масштабов оруденения провести приближенно-количественную оценку продуктивности платиновометального оруденения на все металлы платиновой группы (см. рисунок).

По полученным данным формирование крупных месторождений платины происходило в структурно-вещественных комплексах обстановок ранних островных дуг (Нижне-Тагильский и Гайский типы). Кроме того, месторождения платины средних масштабов связаны со структурно-вещественными комплексами обстановок океанического рифтинга (Кракинско-Нуралинский тип) и предконтинентальной стабилизации (Худолазовский, Высокогорский типы).

Крупные месторождения палладия образованы в связи со структурно-вещественными комплексами обстановок предконтинентальной стабилизации (Волковский, Высокогорский типы), средние по масштабам – сопряжены с рудо локализующими комплексами платформенной активизации на пассивной палеоокраине (Малдинский и Чурольский типы).

Собственно родиевых месторождений на Урале пока не выявлено. Мелкие проявления родиевых руд связаны с рудоносными комплексами ранних стадий развития подвижного пояса (Сарановский, Кемпирсайский, Нижне-Тагильский, Гайский типы).

Осмиевые месторождения формируются исключительно на ранних стадиях развития подвижного пояса в обстановках эпиконтинентального рифтоге-

*Ежегодник-1994. ИГГ УрО РАН. Изд УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 61–63.

Геодинамический режим, стадия развития палеоструктуры, возраст	Pt		Pd		Rh		Os		Ir		Ru		Au		
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Платформенной активизации ранняя, поздняя P _{2,3}															
Предконтинентальная S ₂ -C ₁															
Островные дуги поздняя S _{1,2}															
Островные дуги ранняя O ₂ -S ₁															
Океаническая поздняя O _{1,2}															
Океаническая ранняя O _{1,2}															
Эпиконтинентального рифтогенеза R ₂ -V															

Рис. 1. Масштабы платинометалльного оруденения, характеризующего основные геодинамические режимы развития Уральского подвижного пояса

1 – отсутствие, 2 – мелкие, 3 – средние, 4 – крупные, 5 – уникальные.

неза и океанического раздвига. Наиболее крупные из них найдены в структурно-вещественных комплексах обстановок океанического рифтинга (Кемпирсайский тип), в последующем трансформированных в обстановках зон коллизии. В аналогичных ситуациях возникают и иридиевые руды, однако параметры концентраций не превышают средних размеров (Кемпирсайский тип).

Рутениевая минерализация проявлена весьма широко и тесно связана с осмиевыми и иридиевыми рудами, хотя известны и собственно рутениевые аномалии. Наиболее крупные, средние по масштабам, месторождения рутения сформированы в комплексах обстановок эпиконтинентального (Сарановский тип) и океанического рифтогенеза (Кракинско-Нуралинский и Кемпирсайский типы).

Золото, совершенно не характерное для производных ранних стадий развития подвижного пояса, образует крупные концентрации в колчеданосных комплексах первичных вулканических поясов (Гайский тип), но в еще больших

количествах концентрируется совместно с палладием и платиной в структурно-вещественных комплексах обстановок предконтинентальной стабилизации и платформенной активизации на активной и пассивной палеоокраинах подвижного пояса.

Сравнительная оценка суммарной (в платиновом эквиваленте) продуктивности структурно-вещественных комплексов разных геодинамических обстановок позволяет наметить ряд убывания продуктивности в отношении платиновометалльного оруденения в геологической истории развития уральского подвижного пояса. Наиболее продуктивны осмиеносные (рутениево-иридиево-осмиевые) рудолокализирующие структурно-вещественные комплексы пассивной палеоокраины и коллизионных зон палеоокеанической области. Средняя продуктивность характеризует собственно платиноносные рудолокализирующие комплексы обстановок островных дуг различной степени зрелости. Минимально продуктивны палладиеносные (золото-палладиеносные) комплексы обстановок предконтинентальной стабилизации и платформенной активизации на активной и пассивной палеоокраинах подвижного пояса.

Сочетание обладающих разной степенью продуктивности осмиеносных, платиноносных, палладиеносных (золото-палладиеносных) поясов, возникновение и трансформация которых обусловлены строго определенными геодинамическими режимами развития подвижной системы, определяет металлогенический облик и основные черты внутреннего строения Уральской платиновометалльной провинции. Фундаментальное значение для прогностических целей имеет изучение и оценка степени сохранности первичных соотношений рудолокализирующих комплексов этих поясов, фиксирующих региональную металлогеническую зональность.

Исследование выполнено при содействии и финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 93-05-08466.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К., Мардиросьян А.Н. Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития подвижного пояса // Ежегодник-1992 Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 89-92.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Платиноидное оруденение в геологической истории уральского подвижного пояса // VII Международный Платиновый Симпозиум. Тез. докл. Москва, 1994. С. 117.
3. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиновометалльное оруденение и перспективы его освоения // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. № 6/94. Екатеринбург, 1994. С. 62-85.

ТИПЫ ПЛАТИНОВОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ*

В литературе Урал рассматривается как эталонный объект коренных россыпеобразующих месторождений платины и осмистого иридия. Оба типа месторождений – платиновый (дунитовый) и осмиевоиридиевый (перидотитовый) – приурочены к слабохромитоносным гипербазитовым массивам, содержащим редкую вкрапленность и отдельные гнездо- и шпирообразные скопления хромшпинелидов. Массивы с крупными собственно хромитовыми месторождениями традиционно считались неплатиноносными [1].

В конце 1970-х гг. в проблему платинометальности были вовлечены хромитовые руды. В результате были выявлены новые для Урала типы природных платиноносных объектов – разнообразные нероссыпеобразующие месторождения и проявления платиновых металлов с мелкой и тонкой преимущественно несамородной минерализацией. Впервые было обосновано представление о хромитовых рудах Урала как о комплексном сырье, из которого возможно попутное извлечение платиновых металлов [2-7].

Среди широко развитой на Урале минерализации многих известных в мире рудноформационных типов месторождений платинометального оруденения выделяются две группы месторождений и проявлений: собственно-платиноворудные формации, в рудах которых металлы платиновой группы (МПГ) являются ведущими по отношению к другим компонентам, и платиносодержащие рудные формации, в рудах которых МПГ подчинены одному или нескольким другим полезным компонентам (табл.1.).

Практический интерес и устойчивый геолого-промышленный тип месторождений МПГ на Урале составляет пока единственная собственно платиновая рудная формация нижнетагильского типа. Максимальные концентрации платиноидов этой формации приурочены к участкам перекристаллизованных дунитов и хромитсодержащих дунитов, образуя соответственно два рудных формационных подтипа месторождений МПГ в породах дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса дунит-клинопироксенит-габбровой формации Урала. В обоих подтипах этой рудной формации (дунитовом и хромитовом) присутствуют, как правило, все без исключения металлы платиновой группы с явным преобладанием среди них платины; при этом ассоциация тугоплавких МПГ более ранняя по сравнению с легкоплавкими. Общее содержание МПГ в среднем варьирует в пределах 0,2-0,5 г/т, нередко достигая 5-10 г/т. В отдельных местах (гора Соловьева и др.) содержания МПГ превышают десятки г/т, при этом наи-

*Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 38-55

более высокие концентрации металла приурочены к дунитам, насыщенным хромитовыми шлирами. Месторождения этого формационного типа представляют большой промышленный интерес. Они же являются коренными источниками собственно платиновых россыпей Урала.

Практически интересными и имеющими несомненно промышленное значение являются также месторождения и проявления платиноидно-хромитовых рудных формаций, генетически связанных с альпинотипными гипербазитами (см. табл. 1). Платиноидное оруденение в них специализировано на тугоплавкие элементы платиновой группы (ЭПГ) и образует в одних комплексах повышенные концентрации платиноидов в высокохромистых рудах (кемпирсайский тип), в других – приурочено к вкрапленным высокоглиноземистым (кракинский тип) или высокожелезистым (верхнейвинский тип) хромитовым рудам. Последние два типа являются источниками многочисленных осмий-иридийсодержащих россыпей, где извлечение осмистого иридия производится попутно с золотом.

Особенно интересна платиноидно-субферрихромитовая рудная формация верхнейвинского подтипа, в отдельных проявлениях которой (Приозерное в Нуралинском массиве, Южный Урал) содержание суммы тугоплавких МПГ достигает 10-15 г/т. В случае обнаружения существенных концентраций это будет, безусловно, новый для Урала геолого-промышленный тип месторождений МПГ.

Платиноидная минерализация в месторождениях и проявлениях остальных рудноформационных типов ассоциирует с основным оруденением, которое представлено различными рудами: титаномагнетитовыми в пироксенитах и горнблендитах (качканарский и первоуральский типы), медно-железо-ванадиевыми в габброидах (волковский тип), хромитовым в расслоенных габбро-гипербазитовых интрузиях (сарановский тип), скарновыми медносulfидно-магнетитовыми (высокогорский тип), медно-цинковыми колчеданными (гайский тип), sulfидными медно-никелевыми в габбродиабазлах (чурольский тип) и др. (см. табл. 1). В большинстве из них платиноиды генетически связаны с sulfидной минерализацией и представлены преимущественно палладием. Содержание МПГ в рудах указанных типов месторождений незначительно: десятки – первые сотни миллиграммов на тонну, в связи с чем их извлечение возможно только как попутное. Однако, из-за весьма малых размеров минеральных выделений платиноидов (1-50 мкм) их эффективная добыча создает сложные технологические проблемы. Как показывают расчеты, извлечение платиноидов, например, из титаномагнетитовых руд качканарского типа, в настоящее время нерентабельно.

На месторождениях волковского и других типов, где платиноиды ассоциируют с sulfидными медными и медно-никелевыми рудами, они вместе с основной массой sulfидов могут быть вовлечены в технологический процесс и в дальнейшем отделены в ходе металлургического передела. В связи с этим можно, очевидно, соответственно выделять волковский геолого-промышленный тип месторождений МПГ, также как и гайский, медистых песчаников и

Таблица 1

Платиноворудные и платиносодержащие формации Урала

1	2	3	4	5	6	7
Геологический режим	Стадия развития палеоструктуры, возраст	Рудовые формации, ассоциации, комплексы	Платиноворудные и платиносодержащие формации	Минеральный и геохимический типы МПГ оруденения	Способность к формированию россыпей	Формационные типы и подтипы МПГ оруденения
Эпиконтинентальный рифтогенез	Рифтогенно-авлакотенно-оропенная	Габродиабазов (платиновый стратиформный комплекс)	Платиноидно-ильменит-титаномагнетитовая	Rh, Ir, Pt, Pd	Нероссыпелобразующий	Кусинско-Копанский, МПГ в ассоциации с сульфидными металлами
		Железистых перидотитов (хромитоносный стратиформный комплекс)	Платиноидно-ферриаломохромитовая	Ru, Os, Ir, Pt, Rh, Pd; самородно-сульфидный	То же	Сарановский, МПГ в ассоциации с высокожелезисто-глиноземистыми шпинелидами
Госинклинальный	Начальная геосинклинальная океаническая (С ₁ -О ₂ , местами до О ₁)	Пикритов, пикрит-диабазов	Платиноидно-сульфидно-никелевая	Ru, Pt, Os, Pd; сульфидно-самородный	Мелкие россыпи, шиховые ороло	Теплогорский, МПГ в ассоциации с сульфидными металлами
		Гарибургит-перидотитовый (хромитоносный шларово-такситовый)	Платиноидно-хромитовая в перидотитах	Ru, Rh, Os, Ir, Pd; сульфидно-самородный	Кусты россыпей	Краинский, МПГ в ассоциации с высокоглиноземистыми хромшпинелидами

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Геоинтерпретация	Начальная геосинклинальная (С ₁ -О ₂ местами до О ₁) О ₁₋₂	Дунит-гарпургитовый (хромитосодержащий)	Платиноидно-хромитовая в дунитах	Os, Ir, Ru, Pt, Rh, Pd, самородно-арсенидно-сульфидный	Нероссыпеобразующий, мелкие шпиховые ореолы	Кемпирсайский, МПП в ассоциации с высокохромистыми хромшпиннелидами
		Дунит-верлит-клинотроксиновый (полосчатый вторичных гипербазитов)	Платиноидно-хромитовая в дунитах и перидотитах приконтактовых зон	Ru, Os, Ir, Pd, Pt, Rh; сульфидно-самородный	Отдельные россыпи	Верхнейвинский, МПП в ассоциации с высоко- и среднехромистыми повышенной железистости хромшпиннелидами
Геоинтерпретация	Раннегеосинклинальная (раннеостроводужная) S ₁ -D ₂	Базальт-андезит-риолитовая	Платиноидно-медно-цинковоколчеданная	Pt, Pd, Ru, Rh, Os, Ir	Нероссыпеобразующий	Гайский, МПП в ассоциации с сульфидами меди, цинка, железа
		Дунит-клинопроксиновый (зональный комплекс Ферро-ксит-габбронитовый)	Платиновая в дунитах (а) и хромитах (б)	а) Pt, Ru, Os, Pd, Ir, Rh; сульфидно-самородный; б) Pt, Ir, Rh, Ru, Os, Pd; сульфидно-самородный	Россыпеобразующий (крупные россыпи)	Нижнетагильский, МПП в ассоциации с высокожелезистыми средне- и малохромистыми хромшпиннелидами
Полые геосинклинальная (островодужная) Подвлия крякворесной стабильности S ₂ -S ₁ O ₃	Дунит-клинопроксиновый (габбровая)	Платиноидно-титаноматгетитовая в клинопроксиновых	Pd, Pt, Ru, Os, Rh, Ir, (Au, Ag); самородно-арсенидно-сульфидный	Нероссыпеобразующий	Качканарский, МПП в ассоциации с сульфидами цветных металлов	

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	
Госклипнальный	Поднеосениклипнальная (островолужная)	Дунит-клинопироксенит-габровая	Ферро-клинопироксенит-габроноритовый	Золото-платиноидная в дифференцированных пироксенитах	Rd, Au, Pt; слабо изученный	Нероссыпеобразующий	Баронский
	Поднеосениклипнальная		То же	Платиноидно-медносульфидно-титаноматгетитовая в горнблендитах	Rd, Pt, Ru, Au, Os, Rh, Ir; самородно-сульфидный	Нероссыпеобразующий	Первоуральский, МПГ в ассоциации с сульфидами и теллуридами цветных металлов
	Предконтинентальная (предоросенная)	Дунит-клинопироксенит-габровая	То же	Платиноидно-титано-матгетит-медно-сульфидная в габбро	Rd, Pt, Ru, Au; самородно-теллуридно-сульфидный	То же	Волковский, МПГ в ассоциации с теллуридами и сульфидами цветных металлов
	Предконтинентальная	Базальт-трахит-габросиенитовая (вулканоплутонических поясов)	Платиноидно-медносульфидно-матгетитовая (скарповая)	Rd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir; самородно-теллуридно-сульфидный	То же	Высокогорский, МПГ в ассоциации с сульфидами цветных металлов	

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Платформенной активизации	Квазиплатформенная S ₂ D ₁ C ₁ P ₂₋₃	Габбродиабазовая	Платиноидно-медно-никелевая	Rd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir; самородно-арсенидно-теллуридный	То же	Чурольский, МПП в ассоциации с сульфидами цветных металлов
		Дифференцированных оливиновых габбро	Платиноидно-сульфидно-медно-никелевая	Pt, Pd, Au; самородно-сульфидный	Шлиховые орудья (мелкие россыли)	Худолозовский, МПП в ассоциации с сульфидами цветных металлов
		Диабазовая, риолитовая	Платиноидно-золото-полиметаллическая	Au, Pd, Pt; сульфидно-самородный	Отдельные россыли	Мадинский, МПП в ассоциации с золотом и сульфидами цветных металлов

другие, в которых в связи с огромными запасами ведущих руд концентрации МПГ могут достигать значительных величин.

Особое место занимает тип платиноидной минерализации, обнаруженный на Баронском участке. Здесь концентрация МПГ в ассоциации с золотом сосредоточена предположительно в маломощном прослое апатитовых оливинитов, приуроченных к краевой дифференцированной зоне Волковского гипербазит-габбрового массива, в связи с чем этот тип минерализации можно сопоставлять со стиллуотерским.

Минеральные и геохимические типы платинометалльного оруденения весьма характерны и специфичны для разных формационных типов месторождений (см. табл. 1.). Собственно платиновая рудная формация нижнетагильского типа отличается, как указывалось выше, устойчиво резким преобладанием платины над другими МПГ и сульфидно-самородной формой проявления оруденения. Спектр минералов этой формации широк: изоферроплатина, тетраферроплатина, железистая платина, иридная платина с включениями в платине лаурита, эрликманита, ирарсита, холлингвортита, осмия самородного и других минералов. В примесной форме минералы платиновой группы рассматриваемой рудной формации отмечаются только во вторичных силикатах или перекристаллизованном хромите, что может свидетельствовать о перераспределении первичной платиноидной минерализации при позднее- и постмагматическом метасоматозе. В целом при перекристаллизации и метасоматозе происходит значительное концентрирование минеральных соединений собственно платины (изоферроплатины, тетраферроплатины, железистой платины, иридной платины), в то время, как более высокотемпературные минеральные соединения осмий-иридиевой ассоциации (по данным И.А. Малахова) содержатся в виде микровключений осмирида в менее трансформированных первичных хромшпинелидах.

Среди платиноидов, связанных с рудными формациями альпинотипных гипербазитов, железистых перидотитов, пикритов и пикрит-диабазов стратиформных комплексов западного склона Урала преобладают тугоплавкие МПГ (в первую очередь рутений и осмий) в сульфидно-самородной и, реже, в сульфидно-арсенидно-самородной форме.

Геохимическая специализация и минеральные типы оруденения резко сменяются для рудных формаций, связанных с габброидами, а также с гипербазитами явно метасоматического генезиса. Так, все три типа рудных формаций платиноидов, связанных с ферроклинопироксенит-габброноритовыми комплексами дунит-клинопироксенит-габбровой формации, в геохимическом отношении характеризуются резко преобладающим палладиевым спектром минерализации в самородно-теллуридно-сульфидной форме при обязательном участии в геохимическом облике оруденения золота, серебра и сульфидов меди. Такая же симптоматичная специализация МПГ (палладий, золото, платина, медь и

Тектоническая позиция, вмещающий субстрат и структурные условия концентрирования главных платиновородных и платиносодержащих формации Урала

Название рудной формации	Геотектоническая позиция	Вмещающие породы и особенности их метаморфизма	Рудоконтролирующие (структурные) зоны и морфология рудных тел
	2	3	4
Платиноидно-ферриальнохромитовая сарановского типа	Глубинные зоны разломов в активизированных окраинах платформ	Расслоенные дунит-гарбургит-пироксенит-габровые интрузии; антигорнитизация, оталькование, карбонатизация и хлоритизация пород	Средние уровни разреза в переходных зонах дунит-гарбургитов вблизи с перекрывающими габбро; слои, пласты
Платиноидно-сульфидно-ильменит-титаномагнетитовая Кусинско-Копанского типа	Рифтогенные перикратонные области активизированной окраины Восточно-Европейской платформы	Стратифицированные амфиболит-габброамфиболит-габровые интрузии; амфиболитизация, сосюртитизация вмещающих рудные тела пород	Выдержанные слои и горизонты титаномагнетит-ильменитовых руд
Платиноидно-сульфидно-никелевая теплогорского типа	Рифтогенно-авлакогенные зоны и глубинные разломы в активизированной части окраины Русской плиты	Стратифицированные пикрит- и эссексит-диабазовые, габбро-диабазовые и габровые дайки; серпентинизация, карбонатизация и оталькование рудовмещающих пород.	Минерализованные дайки вмещающих пород
Платиноидно-хромитовая в перидотитах кракинского типа	Крупные глубинные (трансконтинентальные) разломы с линейно-вытянутыми комплексами зрелых офиолитов в прикратонных зонах подвижных поясов;	Умеренно и слабо деплетированные, преимущественно гарбургитовые и гарбургит-лерцолитовые с небольшим объемом дунитов интрузивы; умеренная серпентинизация вмещающих пород	Верхние и средние уровни дунит-гарбургит-лерцолитовых серий пород; линзовидные залежи вкрапленных и массивных руд

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4
Платиноидно-хромитовая в перидотитах кракинского типа	глубинные разломы внутри эвгеосинклиналей на их границах с геоантиклинальными структурами	Умеренно и слабо деплетированные, преимущественно гарцбургитовые и гарцбургит-лерцолитовые с небольшим объемом дунитов интрузивы; умеренная серпентинизация вмещающих пород	Верхние и средние уровни дунит-гарцбургит-лерцолитовых серий пород; линзовидные залежи вкрапленных и массивных руд
Платиноидно-хромитовая в дунитах кемпирсайского типа		Сильно деплетированные интрузии гарцбургит-дунитов и дунитов; пониженная степень серпентинизации и перекристаллизация	Нижние и самые нижние уровни гарцбургит-дунитовых серий пород; линзовидные и пластообразные залежи массивных и вкрапленных руд
Платиноидно-хромитовая в дунитах и перидотитах приконтактных зон верхнейвинского типа		Дунит-верлит-клинопироксенитовые реакционно-полосчатые серии вторичных гипербазитов на контактах с габбро; интенсивная серпентинизация, авто- и постмагматический метасоматоз	Горизонты во вмещающих гипербазитах в фронтальных частях вторичных дунит-пироксенитовых комплексов; мелкие линзы и гнезда хромитов

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4
Платиновая в дунитах и хромитах Нижнетагильского типа	Крупные глубинные разломы в прибортовых (прикратонных) зонах подвижных поясов с концентрически-зональными цепочковатыми гипербазит-базитовыми комплексами дунит-клинопироксенит-габбровых ассоциаций (первые с офиолитовыми сериями пояса), реже те же комплексы в глубинных разломах прибортовых частей геосинклинальных областей на границе с зонами эвгеосинклиналией	Весьма сильно деплетированные дунитовые интрузивы с участками аутометасоматических диаллагитов; умеренная серпентинизация вмещающих дунитов	Верхние (ближе к метадунитам и оливиновым диаллагитам) горизонты дунитов на контактах с пересрвающими габбро; шпильры, гнезда, мелкие линзы
Платиноидно-титаномагнетитовая в клинопироксенитах качканарского типа		Полностью трансформированный субстрат весьма сильно деплетированных дунитовых массивов, преобразованных в диаллагиты на контакте с габбро; интенсивный метасоматоз с образованием участков амфиболитизации и сульфидной минерализации	Горизонты клинопироксенитов в дунитах на контакте с габброноритами; пластообразные залежи, линзы, зоны сульфидного обогащения в титаномагнетитах
Платиноидно-медносульфидно-титаномагнетитовая в горнблендитах первоуральского типа		Аутометасоматически преобразованные в горнблендиты клинопироксениты; амфиболитизация с трансформацией титаномагнетитовой минерализации и образованием сульфидов меди и железа	Зоны горнблендитов в клинопироксенитах на контактах с габбро; линзо- и жиллообразные залежи и тела
Платиноидно-медно-железо-ванадиевая в габброноритах волко вского типа		Начальные фазы оливинсодержащих, биотитовых габбро-сиенитовых комплексов; калиевый метасоматоз	Верхние зоны габброидов ближе к габбросиенитовым сериям; прожилковые и вкрапленные руды титаномагнетита на участках концентрации халькопирита и апатита

др.) сохраняется и для типичных месторождений гидротермально-метасоматического происхождения – высокогорского, гайского и других типов (см. табл. 1).

В истории геологического развития региона платинометальное оруденение, будучи генетически и пространственно связанным с геологическими формациями. Например, для наиболее широко распространенного лаурита установлено относительное обогащение осмием и родием от Западного рудного тела к Восточному, при появлении в лауритах верхней части разреза мышьяка.

Приуроченность концентрированного платинометального оруденения сарановского типа к участкам метаморфизованных руд и вмещающих пород с повышенной и высокой степенью окисления железа, тесный парагенезис МПГ с метаморфогенными сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта свидетельствуют метаморфогенно-гидротермальной природе повышенных концентраций платиноидов за счет преобразования и мобилизации платиновых металлов, первично заключенных в той или иной форме в ферриалюмохромитах дунит-гарцбургитовых серий пород стратифицированного сарановского комплекса. В связи с этим не исключена возможность обнаружения в этом комплексе хромитовых пластов с более высокими концентрациями платиноидов.

Наибольшие концентрации металлов платиновой группы на Урале приурочены, как уже отмечалось, к массивам гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации и дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации уральской палеозойской эвгеосинклинали (см. табл. 1). Ю.А. Волченко были установлены два основных типа распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов – субхондритовый (слабо дифференцированный) и анхондритовый (сильно дифференцированный). Было показано, что интенсивность проявления дифференциации платиновых металлов определяется степенью деплетирования разрезов альпинотипных комплексов. Во многих массивах структурно сближены оба типа распределения, а широко проявленный в альпинотипных комплексах Урала наложенный метаморфизм значительно усложняет картину распределения в них МПГ и приводит к возникновению новых типов платиноидного оруденения.

Основные данные об особенностях концентрирования платинометального оруденения в связи с породами дунит-гарцбургитовой формации можно видеть в приведенных выше табл. 1 и 2. Кракинский и кемпирсайский рудноформационные типы оруденения отражают накопление МПГ в связи с различно деплетированными частями разрезов альпинотипных комплексов, в то время как верхнерифейский рудноформационный тип характеризуется приуроченностью к приконтактовым зонам гипербазитов, представленным дунит-верлит-клинопироксенитовыми реакционно-полосчатыми комплексами; при этом концентрации МПГ обычно сопряжены с различными по составу хромитовыми рудами. Суммарные содержания металлов платиновой группы в первых двух формаци-

онных типах оруденения обычно колеблются от 0,1-0,3 до 0,5-1,0 г/т, а в верхневинском типе иногда достигают весьма значительных величин – 8-10 г/т и более (Приозерное проявление в Нуралинском массиве на Южном Урале). На Приозерном рудопроявлении платиносодержащие густовкрапленные хромитовые руды сильно катаклазированы и метаморфизованы. Геохимический ряд платиноидов: осмий (до 70-80 %), рутений, иридий, платина, палладий, родий. Для этих руд в целом характерен слабодифференцированный, субхондритовый тип распределения платиновых металлов.

Как свидетельствуют проведенные нами исследования, в Приозерном рудопроявлении распространены минералы ряда лаурит-эрликманит, обогащенные иридием и родием, но содержащие небольшое количество железа и никеля, а также многокомпонентные твердые растворы тугоплавких платиноидов с железом и никелем, обладающие иногда признаками «пористых сплавов». Минералого-геохимические данные по платиноидам Приозерного рудопроявления позволяют рассматривать лаурит-эрликманитовую минерализацию в качестве первичной, относя ее к гарцбургитовому типу платинопроявлений. Наложенный метаморфизм хромитовых руд и вмещающих пород сопровождался усложнением модели распределения платиноидов и формированием нового метаморфогенного парагенезиса минералов платиновой группы, сопровождаемым укрупнением зерен возникающих самородных сплавов.

Рудные зоны рассмотренных трех типов платинометалльного оруденения параллелизуются с массивами дунит-гарцбургитовой формации Главного Уральско-го разлома (Кемпирсайский, Рай-Из и др.), а также с внутренними перидотитовыми поясами этой формации, включающими также ряд крупных массивов (Алапаевской, Ключевской на Среднем Урале).

Рудная зона Платиноносного пояса включает собственно платиновые месторождения, приуроченные к дунитовым частям концентрически зональных дунит-клинопироксенитовых массивов (нижнетагильский тип) и комплексные месторождения, генетически связанные с ферроклинопироксенит-габброноритовым комплексом этого пояса.

В составе комплексов Платиноносного пояса наряду с реститогенными дунит-пироксенит-тылаитовыми сериями, которые можно рассматривать как фрагменты сильно деплетированного (дунитового) мантийного вещества, перемещенного в условиях режима относительной стабилизации в позднем ордовике в верхние структурные этажи эвгеосинклинального разреза, выделяются клинопироксенит-габброноритовые серии. Формирование последних происходит несколько позже (нижний-верхний силур) в позднеостроводужный период и сопряжено с внедрением огромных масс реоморфических габбро, интродуцировавших на стадии окончательного становления комплексов Платиноносного пояса (см. табл. 1). Металлогеническая специализация этих двух серий пород принципиально

различна. Для дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии характерно магноферрихромитовое, хроммагнетитовое и собственно платиновое оруденение, а для клинопироксенит-габброноритовой серии – титаномagnetитовое, медносульфидно-титаномagnetитовое, сульфидное палладиевое и золото-палладиевое оруденения.

В месторождениях нижнетагильского типа концентрация платины контролируется двумя главными факторами: вертикальным размахом рудной минерализации и наличием хромитовых шпиров, гнезд, жилок и т.п. Дополнительным фактором, имеющим вспомогательное значение, является петрологический признак, определяющий характер и степень перекристаллизации дунитов. Так, наиболее высокие концентрации платиноидов образуются в апикальных, прикровлевых частях дунитовых массивов. Среднее содержание платины здесь на всю массу дунитов составляет 0,13 г/т. Содержания платиноидов увеличиваются в десятки и сотни раз в участках, обогащенных хромитовыми шпирами и составляют в среднем на этих площадях 0,5 г/т.

Характерной особенностью дунитов Платиноносного пояса и, в частности, Нижне-Тагильского массива является присутствие в дунитах, наряду с акцессорными, рудообразующих или рудных хромшпинелидов. Наиболее высокие содержания последних отмечаются в центральной части массива, которая пространственно располагается в районе горы Соловьевой. Здесь были зафиксированы более тысячи шпиров и жил хромшпинелидов разной густоты вкрапленности и различной мощности – от 5 до 10 м при протяженности от двух-трех до 50-70 м. Чаще всего хромитовые обособления располагаются в виде кулисообразных тел и зон и характеризуются преобладающей северо-западной направленностью. Наибольшие концентрации МПГ приурочены к умеренно- и густовкрапленным рудам хромшпинелидов.

Пространственная связь наиболее богатой платиновой минерализации в Нижне-Тагильском массиве с зонами перекристаллизации и метасоматического преобразования дунитов объективно свидетельствует в пользу пневматолито-гидротермального метасоматического ее происхождения. Как следует из расчетов оливин-хромитовых равновесий для наиболее железистых фаций хромитов, их температура образования составляла 700-750°C, а железо-платиновые природные сплавы, в основном представленные изоферроплатиной (реже тетраферроплатиной) и обладающие эпигенетической природой, характеризуются еще более низкой температурой кристаллизации.

Таким образом, хромитовый тип платинового оруденения в Нижне-Тагильском массиве, представленный обычно изоферроплатиной и продуктами ее изменения (куперитом, туламинитом и др.), есть все основания относить к метаморфогенно-гидротермальному типу, более низкотемпературному, по сравнению с альпинотипными ультрамафитами, но более высокотемпературному, если его сопоставить с сульфидным и сульфоарсенидным, характерными для габброидов и клинопироксенитов.

В практическом отношении представляет интерес существенно палладиевое оруденение, совмещенное с медно-железо-ванадиевыми рудами. Месторождения и рудопроявления этого типа пространственно и генетически связаны с габбровыми членами интрузивных комплексов Платиноносного пояса Урала. В пределах Волковского рудного поля медносульфиднотитаномагнетитовые платиновосодержащие руды приурочены к комплексу габброидов, обладающему признаками псевдостратификации. Рудовмещающие и рудоносные породы представлены преимущественно оливинсодержащими битовнит-анортитовыми габбро в средних и нижних частях разреза и лабрадоровыми габбро – в его верхней части. Платиноидное оруденение наоборот наиболее значительно проявлено в верхних горизонтах, где локализуются преимущественно медносульфидные руды. Из сульфидов наиболее распространены халькопирит и борнит, которые и являются главными концентраторами палладия. Кроме палладия установлено присутствие в следовых количествах осмия, рутения, родия, иридия и относительно большее содержание платины, значительно уступающее содержанию палладия. Вместе с МПГ ассоциируют золото и серебро. благородно-металльная минерализация представлена меренскитом, палладийсодержащим золотом, палладийсодержащим медно-кобальтовым теллуридом, гесситом. Среднее содержание платиноидов в рудах волковского типа составляет 0,13 г/т.

В пределах Волковского габбрового массива, в его краевой зоне, переходной к существенно гипербазитовой части разреза, располагается Баронское рудопроявление платиноидов, приуроченное к одноименному месторождению магнетит-титаномагнетитовых руд. Платиноидная минерализация с промышленным содержанием зафиксирована в нацело серпентинизированных апатитовых оливинитах, содержащих около 20 % апатита. Эти породы предположительно малой мощности (единицы метров) заключены в теле пироксенитов, имеющем признаки дифференциации вещества: наряду с мономинеральными клинопироксенитами, преобладающими в разрезе, присутствуют полевошпатовые пироксениты, оливиновые пироксениты, верлиты. В маломощных горизонтах «серпентинизированных пироксенитов» отмечаются повышенные концентрации сульфидов.

Масштабы и характер платиноидной минерализации, обнаруженной в апатитовых оливинитах, изучены слабо. По результатам трех штучных проб установлены следующие средние содержания благородных металлов (г/т): платины – 0,35, палладия – 14,9, золота – 17,1. При минераграфическом изучении обнаружены самородный палладий и стибиопалладинит в виде точечных микровыделений (до 0,01 мм). В окружающих пироксенитах отмечается повышенный фон содержания палладия – 0,085 г/т, (по результатам изучения 25 проб).

Анализ геологических данных позволяет надеяться, что отмеченное золото-палладиевое оруденение может иметь промышленное значение. Субплатформенный характер становления ферроклинопироксенит-габброидных комп-

лексов Платиноносного пояса, очевидно, обусловил сквозную золото-палладиевую специализацию, а также медистый характер продуктивной на платиноиды сульфидной минерализации, что сближает эти комплексы с габбровыми комплексами платформенных областей. Наличие элементов расслоенности позволяет предполагать существование в этих комплексах платиноидного оруденения типа, подобного установленному в массиве Стиллутер. К подобному типу относится, возможно, и Баронское рудопроявление.

К достаточно перспективным на платиноидное оруденение рудноформационным типам относятся также месторождения и проявления чурольского, худолазовского и малдинского типов (см. табл. 1), которые формируются на квазиплатформенной стадии развития Урала в периоды ее тектоно-магматической активизации.

Наконец, крупные концентрации платиноидов могут быть обнаружены в медноколчеданных (гайский тип) рудах и медистых песчаниках, в которых вследствие больших запасов основных руд концентрация МПГ даже при их незначительном содержании могут достигать значительных величин.

Таким образом, на Урале наиболее интересные в практическом отношении месторождения и проявления МПГ генетически связаны с платиноносными мантийными дунитами, входящими в две изначально первичные ассоциации продуктов деплетирования вещества верхней мантии. Одна из них – доскладчатая альпинотипная дунит-гарцбургит-лерцолитовая ассоциация с комплементарными им габбро офиолитовых комплексов, другая, по-видимому, соскладчатая дунит-перидотит-габбровая (с габброидами габброноритового состава и норитами), преобразованная в ходе дальнейшего становления в метасоматические зональные дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые ассоциации. В дальнейшей истории развития Урала в геосинклинальное время произошла трансформация пород как альпинотипных, так и концентрически-зональных габбро-гипербазитовых комплексов с мобилизацией и перераспределением в них МПГ.

В дунитах альпинотипных гипербазитов перераспределение платиноидов происходило, очевидно, в связи с формированием магматогенно-метасоматических хромитов кемпирсайского типа (платиноидно-хромитовая рудная формация). В менее деплетированных дунит-гарцбургит-лерцолитовых сериях альпинотипных гипербазитов формировалась платиноидно-хромитовая рудная формация кракинского типа. В связи со вторичными дунит-верлит-клинопироксенитовыми полосчатыми комплексами пород этой серии шло формирование платиноидно-хромитовой рудной формации верхневинского типа. С последней связаны, как указывалось выше, крупные концентрации МПГ с ведущими осмий-рутений-иридиевым типом распределения (Нуралы, Приозерное проявление).

В концентрически-зональных габбро-гипербазитовых комплексах происходило более контрастное концентрирование МПГ. Дуниты с первичной (в том числе силикатной) осмий-иридиевой специализацией, вероятно значительно

трансформируются, и в них образуется собственно платинометальное оруденение – как в связи с мобилизованными шлирами хромитов, так и вне их (платиновая рудная формация нижнетагильского подтипа).

В эвгеосинклинальную стадию за счет трансформации более ранних (рифтогенно-геосинклинальных) габбро-гипербазитовых комплексов и новых поступлений в земную кору мантийных базальтоидных расплавов формируются месторождения и проявления МПГ в клинопироксенитах (качканарского подтипа, платиноидно-титаномагнетитовая рудная формация), в горнблендитах (первоуральского подтипа, платиноидно-медносульфидно-титаномагнетитовая рудная формация) и в габбро (волковского подтипа, платиноидно-медно-железо-ванадиевая рудная формация). Соответственно, в этом формационном типе оруденения ведущая роль различных МПГ меняется по мере углубления метасоматических процессов, повышения количества щелочей и увеличения роли в них калия: от преимущественно платиновой минерализации в дунитах, платиново-палладиевой с золотом – в клинопироксенитах и горнблендитах и до существенно палладиевой (до 95 %) с золотом в габбро волковского типа и оливинитах среди пироксенитов баронского подтипа.

При дальнейшем изучении платиноносности магматических комплексов особое внимание необходимо уделить систематическому опробованию нижних горизонтов норитов и габброноритов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов близ их контактов с пироксенитами; в расслоенных габбро-гипербазитовых массивах других регионов повышенные концентрации МПГ отмечаются именно в таких обстановках.

Исследования выполнены при содействии и финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. – М.: АН СССР, 1935.
2. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. – Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1986.
3. Волченко Ю.А. Геохимия и минералогия платиноидов и золота и гипербазитах и хромитовых рудах //Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
4. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И., Сандлер Г.А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов //Докл. АН СССР, 1973, т. 224, № 1.
5. Волченко Ю.А., Корус В.М., Наумова Н.Г., Неустроева И.И. Проблемы исследования платиноидов в хромитовых рудах //Комплексное использование руд черных металлов, вып. 4. – Свердловск: ИГГ УФААН СССР, 1979.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕНЕЗИС КРУПНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)*

Геологическое развитие уральской внутриконтинентальной подвижной системы сопровождалось многократным концентрированием всех платиновых металлов и формированием коренных руд различного генезиса. При многообразии выделенных типов руд (около 20) установлена закономерная эволюция специализации и масштабов возникающих концентраций платиновых металлов, определяемая сменой геодинамических обстановок формирования и становления структурно-вещественных комплексов подвижной системы. Кроме общеизвестного Платиноносного пояса, впервые удалось выделить другие платиноворудные пояса уральской подвижной системы (осмиеносные, платиноносные, палладиеносные, золото-палладиеносные) и оценить их сравнительную продуктивность. По нашим данным, формирование крупных месторождений платины пневматолито-метаморфогенного генезиса происходило в структурно-вещественных комплексах обстановок ранних островных дуг. Крупные месторождения палладия метаморфогенно-гидротермального типа связаны со структурно-вещественными комплексами обстановок предконтинентальной стабилизации. Крупнейшие месторождения осмия флюидно-метасоматического происхождения выявлены в структурно-вещественных комплексах обстановок океанического рифтинга, в последующем трансформированных в обстановках зон коллизии. В аналогичных же ситуациях возникают иридиевые и рутениевые руды, формирующие более скромные по масштабам месторождения. Золото, совершенно не характерное для ранней истории развития подвижной системы, образует крупные концентрации в колчеданосных комплексах первичных вулканических поясов, но в еще больших количествах накапливается совместно с палладием и платиной в структурно-вещественных комплексах обстановок предконтинентальной стабилизации и платформенной активизации на палеоокраинах подвижной системы. Сочетание выделенных платиново-рудных поясов, обладающих разной степенью продуктивности, определяет металлогенический облик и основные черты внутреннего строения уральской платиноносной провинции.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-64816).

*I Международный Симпозиум "Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов". Тез. докл. Изд. Санкт-Петербургского Горного института, Санкт-Петербург, 1996. С. 96-97.

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев,
А.Н. Мардиросьян, Л.К. Воронина
**МАЛОСУЛЬФИДНОЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
В УЛЬТРАМАФИТАХ ВОЛКОВСКОГО МАССИВА
(СРЕДНИЙ УРАЛ)***

Выполненная работа продолжает цикл исследований новых для Урала типов платинопроявлений [1-6, 8] и посвящена оценке платиноносности массивов сложно дифференцированных рудоносных габбро, формирующихся на предконтинентальной стадии уральской подвижной системы.

Золотопалладиевое оруденение в габбро Волковского массива известно давно и связано с собственно медносульфидными и медно-железо-ванадиевыми (апатит-титаномагнетит-медносульфидными) рудами верхних и средних частей разреза. благороднометальная специализация этих руд определяется резким преобладанием палладия и золота над платиной, постоянным присутствием повышенных содержаний серебра и очень низкими содержаниями остальных платиновых металлов. Для метаморфогенного по своей природе золотопалладиевого оруденения [7-8] установлена сопряженность платиноносности и медистости руд, при этом в медносульфидных рудах верхних частей разреза, содержащих 0,6-4,6 мас. % меди и 1,0-5,0 мас. % серы, содержание платиноидов и золота в сумме достигает 1-7 г/т, в то время как в медносульфидно-апатит-титаномагнетитовых рудах средних частей разреза, содержащих 0,3-0,7 мас. % меди и 0,5-1,2 мас. % серы, их количество не превышает 0,1-0,3 г/т. В нижней части разреза благороднометальное оруденение до последнего времени известно не было.

Малосульфидное платинометальное оруденение нового типа выявлено нами в нижней части разреза Волковского массива в зоне перехода от мафитов к ультрамафитам. В южной периферической части этого массива, в пределах опрокинутого и взброшенного тектонического блока, вскрывается зона перехода от амфибол-пироксеновых и оливиновых такситовых габбро к плагиоклазовым и мономинеральным клинопироксенитам, оливиновым клинопироксенитам и верлитам. Здесь, в непосредственной близости от рудной зоны Баронских титаномагнетитовых месторождений, выявлен и прослежен на сотни метров маломощный (0,5-2 м) прерывистый горизонт тектонизированных и метаморфизованных апатитовых оливинитов, вмещающих концентрированное золото-палладиевое оруденение. Апатитовые оливиниты представляют собой мелкозернистые породы темно-серого и черного цвета полосчатой и пятнисто-полосчатой текстуры, обусловленной неравномерным распределением апатита и рудных минералов. Первичный парагенезис представлен на 70-75 % высокожелезис-

*Ежегодник-1995 ИГГ УрО РАН, Изд. УрО РАН, Екатеринбург, 1996. С. 135-140.

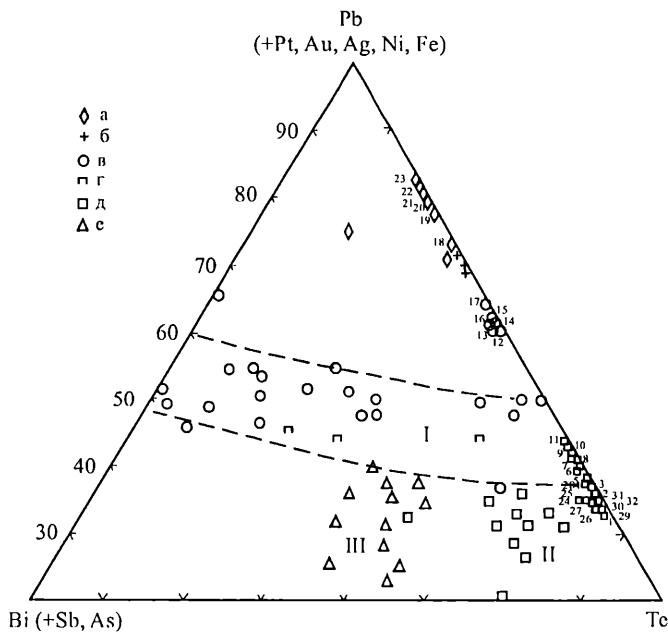


Рис. 1. Составы минералов в системе палладий – висмут – теллур.

а – кейтконнит; б – теллурупалладинит; в – котульскит; г – палладистый висмутотеллурид; д – меренскиит; е – майченерит. Знаки без номеров – опубликованные данные по составу природных и синтетических фаз [11]. Пронумерованы данные по составу природных фаз из ультрамафитов Волковского массива. 1 – 5 меренскиит; 6 – 11 меренскиит никелистый и никелисто-медистый; 12 – 17 котульскит медистый; 18 – 23 кейтконнит медистый и высокомедистый; кейтконнит медистый и высокомедистый; 24, 25 золото палладийсодержащие; 26 – 32 меренскиит из верхних и средних частей разреза Волковского массива – габбро с медносulfидным и медносulfидно-апатит-титаномагнетитовым оруденением (по В.В. Мурзину, В.П. Молошагу, Ю.А. Волченко, 1988-1991 гг.).

ванного титаномагнетита. Более поздние метаморфогенно-гидротермальные преобразования апатитовых оливинитов связаны с широко проявленными процессами антигоритизации, флогопитизации, хлоритизации, оталькования и сопровождались возникновением новых парагенезисов силикатных и рудных минералов, включая продуктивный на благородные металлы.

Химический состав апатитовых метаоливинитов, вмещающих благородно-метальное оруденение, представлен в табл. 1. Обращает на себя внимание очень

тым оливином (Fe 19-20 %) в виде мелких (0,2-0,5 до 1 мм) зерен, замещенных лизардитом; на 20-25 % фторапатитом, по распределению РЗЭ подобным фторапатиту верхних и средних горизонтов Волковского массива [10], в виде катаклазированных зерен размером 0,1-0,6 до 2 мм, аксессуарными клинопироксеном, амфиболом, титаномагнетитом и сульфидами (халькопирит, борнит, пирит). Массовая ранняя серпентинизация сопровождалась выделением большого количества железа в виде магнетита (до 7-8 мас. %), формирующего индивидуальные зерна 0,02-0,1 мм и тонкие, секущие апатит и клинопироксен прожилки размером до 2,0 x 0,2 мм, а также каймы вокруг зерен гематитизированного титаномагнетита.

Таблица 1

Химический состав (масс. %) апатитовых оливинитов Волковского массива, вмещающих малосульфидное платинометальное оруденение (содержание благородных металлов, г/т)

Компонент	1(56В)*	2(56Р)	3(829/4)	Компонент	1(56В)	2(56Р)	3(829/4)
SiO ₂	29,50	29,23	31,60	H ₂ O ¹	7,61	5,36	7,73
TiO ₂	0,09	0,04	0,05	S _{общ.}	0,11	0,14	-
Al ₂ O ₃	2,10	1,00	1,80	Cu	1,68	1,50	0,51
Fe ₂ O ₃	9,33	9,65	9,23	Ni	0,009	0,007	0,009
FeO	1,96	1,88	2,14	Co	0,012	0,011	-
MnO	0,15	0,11	0,10	Zn	0,008	0,009	-
MgO	24,28	26,36	25,80	Pt	0,39	0,57	0,40
CaO	12,12	10,61	10,89	Pd	16,00	21,70	14,90
Na ₂ O	0,07	0,11	0,18	Rh	0,004	0,005	<0,04
K ₂ O	0,04	0,02	0,05	Ir	<0,01	<0,01	-
P ₂ O ₅	8,20	7,89	7,82	Os	0,016	0,014	-
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	-	Ru	0,033	0,027	-
V ₂ O ₅	0,020	0,017	-	Au	0,74	1,20	3,80
П.п.п.	8,70	9,60	7,80	Ag	7,30	8,10	10,00
Сумма					98,38	98,18	98,00

*Анализы 1(56В) и 2(56Р) выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики И.И. Неустроева, О.А. Березикова, Ю.П. Любимцева, Т.В. Амелина); анализ 3(829/4) – в ПО «Уралгеология» (аналитики А.Н. Майорова, А.С. Болков).

низкое содержание серы (0,11-0,15 мас. %) при повышенно содержании меди (0,51-1,68 мас. %), что согласуется с разнообразием форм нахождения последней, присутствующей в рудах в виде высокомедистых сульфидов, теллуридов и оксидов. Отношение никеля к кобальту в апатитовых оливинитах близко к единице, отношение меди к никелю более 100, что характерно для метаморфогенно-гидротермальных медных руд. Содержание благородных металлов в апатитовых метаоливинитах в сумме составляет 20-30 г/т, при этом около 70 % приходится на палладий, платину и золото, определяя специализацию руд. Ряд убывания платиновых металлов в рудах следующий: палладий – платина – рутений – осмий – родий – иридий. В оливиновых магнетитсодержащих клинопироксенитах, вмещающих апатитовые оливиниты, среднее содержание палладия, платины и золота в сумме составляет примерно 0,5 г/т.

Наиболее концентрированное платинометальное оруденение связано с локальными зонами антигортитизации и хлоритизации, в которых содержание сульфидов и теллуридов достигает 0,5-1,0 об. %. Продуктивный на благородные металлы парагенезис представлен борнитом, халькопиритом, никелистым и никелевым карролитом, магнетитом, меренскиитом, котульскитом, кейтконнитом и их никелистыми и медистыми разновидностями, самородным золотом, иног-

Таблица 2

**Состав минералов благородных минералов в апатитовых
оливинитах Волковского массива, масс. %**

№ п/п	Pd	Pt	Au	Ag	Cu	Fe	Ni	Te	Sb	Bi	Сумма
1*	21,62	0,87	0,0	0,0	1,03	1,46	1,63	69,51	0,16	0,0	96,28
2	20,96	1,21	0,24	0,06	2,05	1,92	2,10	69,20	0,11	0,0	97,85
3	20,00	0,49	0,06	0,02	3,14	2,61	2,12	69,78	0,31	0,08	98,61
4	25,10	0,60	0,06	0,03	2,51	1,60	1,42	70,00	0,30	0,10	101,72
5	21,83	0,60	0,06	0,10	2,24	2,00	2,61	69,09	0,26	0,02	98,81
6	26,00	2,10	0,47	0,20	0,75	0,29	4,11	65,10	0,32	0,19	99,53
7	22,95	0,96	0,35	0,04	3,60	0,70	3,80	67,60	0,18	0,00	100,18
8	21,47	0,80	0,06	0,10	3,98	2,46	2,80	64,50	0,32	0,0	96,49
9	24,50	1,20	0,0	0,05	2,40	2,10	4,10	66,60	0,21	0,0	101,16
10	20,10	0,55	0,0	0,0	5,48	2,95	3,25	64,00	0,22	0,0	96,55
11	21,00	0,85	0,0	0,20	4,10	3,90	3,22	67,00	0,13	0,0	100,40
12	39,00	2,40	0,0	0,20	5,67	4,72	0,0	45,00	0,0	0,0	97,00
13	37,80	1,20	0,61	0,26	5,58	3,90	0,0	42,60	0,12	0,0	92,10
14	39,71	0,13	0,0	0,31	6,58	4,40	0,65	46,10	0,12	0,0	98,00
15	42,10	0,05	0,21	0,05	5,00	4,87	0,0	42,80	0,0	0,0	95,00
16	38,60	0,05	0,40	0,16	6,60	3,88	0,0	41,50	0,09	0,0	91,28
17	42,00	0,16	0,0	0,0	3,41	5,77	1,40	40,00	0,0	0,0	92,74
18	55,00	0,70	0,0	0,20	11,16	0,53	0,0	33,00	0,12	0,0	100,71
19	43,10	0,0	0,0	0,0	18,54	7,26	0,30	29,20	0,0	0,0	98,40
20	51,00	0,25	0,63	0,42	17,78	2,90	0,47	28,00	0,05	0,0	101,50
21	66,89	0,60	0,0	0,10	5,72	0,50	0,18	22,00	0,13	0,0	96,12
22	59,00	0,0	0,12	0,11	13,38	2,00	0,09	23,10	0,06	0,0	97,86
23	41,80	1,25	0,0	0,0	15,10	13,95	0,0	24,00	0,07	0,0	96,12
24	0,05	0,0	84,60	13,20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,25	98,10
25	0,14	0,0	85,40	12,20	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,67	98,41

*1-5 – меренскиит; 6-11 – меренскиит никелистый и никелисто-медистый; 12-17 – когюльскит медистый; 18-23 – кейтконнит высокомедистый; 24-25 – золото.

Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН методами РСМА на приборе JXA-5 (анализаторы Л.К. Воронина, Ю.А. Волченко).

да висмут и палладийсодержащим (табл. 2). Размеры выделений сульфидов и теллуридов обычно очень малы (от 0,02 до 0,2 мм), в редких случаях скопления кристаллических зерен и прожилки достигают размеров до 1-2 мм. Собственные минералы палладия и платины присутствуют в виде изолированных зерен и одно-двухфазных кристаллических сростков, заключенных в борните, халькопирите, серпентине, хлорите, магнетит-хлоритовых и карролит-халькопиритовых сростках. Размеры отдельных кристаллических зерен составляют от 5 х 10 до 20 х 20 мкм; встречены цепочковидные и прожилковидные ветвистые агрегаты размером 100 х (15-20) мкм. Распределение палладия, платины, тел-

лура в отдельных кристаллических зернах меренскиита относительно равномерное, в отличие от котульскита и кейтконнита.

Обнаружены зональные зерна, у которых внутренняя часть сложена кейтконнитом, а внешняя зона – высокомедистым кейтконнитом; установлено образование котульскита меренскиитом. В целом, соотношения теллуридов палладия в рудах свидетельствуют о следующей временной последовательности их формирования: кейтконнит-котульскит-меренскиит, что фиксирует возрастание потенциала теллура, сурьмы, платины и никеля к концу рудного процесса (см. табл. 2). Золото в рудах встречается в виде клиновидных прожилков размером $(200-300) \times (20-40)$ мкм, на выклинивании которых отмечается сыпь тонких, $5 \times (5-10) \times 10$ мкм изометричных зернышек золота. Прожилки и отдельные зерна его заключены в хлорит-антигоритовом агрегате, содержащем вкрапленность халькопирита, борнита и жилки позднего магнетита. Золото высокопробное, содержащее помимо серебра палладий и висмут (см. табл. 2).

Положение составов платино-палладиевых минералов, формирующих оруденение в апатитовых метаоливинитах Волковского массива, на диаграмме системы палладий – висмут – теллур (см. рисунок), фиксирует однотипный в первом приближении характер меренскиитовой минерализации во всех частях разреза Волковского массива (ан. 1-11 оливиниты, ан. 26-32 – габбро). Для меренскиитов характерны весьма низкие содержания висмута, сурьмы и мышьяка, так же как и отнюдь не случайное увеличение в минерале к нижним частям разреза содержания платины и особенно никеля (подобно парагенному карролиту). Котульскит и кейтконнит из апатитовых метаоливинитов (ан. 12-23) также отличаются от минералов из других известных месторождений [8, 11] весьма низкими содержаниями сурьмы, отсутствием висмута и мышьяка. Полученные результаты по высокопалладиевой области системы палладий – теллур существенно дополняют представления о пределах изоморфизма никеля, меди и палладия в котульскитах и кейтконнитах. Выполненное исследование в совокупности с ранее полученными данными по платиноносности разрезов Волковского и Качканарского массивов [1, 2, 5, 7, 8] дает полное представление об эволюции состава и продуктивности типов платинометального оруденения, возникающих в разных частях разреза дифференцированных рудоносных габбро платиноносного пояса и их ореольных образованиях.

Исследование выполнено при содействии и финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 96-05-64816).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И. и др. Новый тип платиновой минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 1. С.182-185.
2. Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Наумова Н.Г. Концентрированное пла-

тиноидно-сульфидное оруденение в габбро-гипербазитовых комплексах платиноносного пояса Урала // Достижения науки – производству. Информационные материалы, 2. Институт геологии и геохимии. Свердловск: УрО РАН, 1989. С. 22-23.

3. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Распределение и формы нахождения платиноидов в хромитовых рудах альпинотипных комплексов Урала // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук. С.-Пб. 1992. С. 115-116.

4. Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Виллисов В.А. Платиноидное оруденение краевых полосчатых серий альпинотипных комплексов Урала // Ежегодник-1992. Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1993. С. 77-80.

5. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиновометальное оруденение и перспективы его освоения //Изв. вузов. Горный журнал. 1994. № 6/94. С. 62-85.

6. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И. Платиновые металлы в колчеданных рудах уральского типа // Ежегодник-1993. Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 134-136.

7. Мурзин В.В., Волченко Ю.А., Молошаг В.П. Золото-палладиевое оруденение в дифференцированных габбровых комплексах Урала // Достижения науки – производству. Информационные материалы, 2. Ин-т геологии и геохимии. Свердловск: УрО РАН, 1988. С. 18-19.

8. Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 5. С.1200-1202.

9. Смирнов С.В., Волченко Ю.А., Первая находка платиноидной минерализации в хромитовых рудах Нуралинского массива на Южном Урале // Ежегодник-1991. Ин-т геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 115-117.

10. Фоминых В.Г., Холоднов В.В. Особенности состава апатита и условия образования титаномагнетитового оруденения Волковского габбрового массива на Среднем Урале // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 89-98.

11. Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. и др. Минералы благородных металлов. М.: Недра, 1986. 271 с.

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев, А.И. Мардиросьян

ПЛАТИНОНОСНЫЕ МАФИТЫ И УЛЬТРАМАФИТЫ УРАЛА: ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ, МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАЛЛОГЕНИЯ*

Исследование парагенетических ассоциаций элементов и минералов благородных металлов в альпинотипных и зональных комплексах Урала приближает нас к пониманию протекавших в них процессов и позволяет выйти на решение общих проблем по родо- и рудообразованию в мафит-ультрамафитовых комплексах уральской подвижной системы. Установлен неоднородный характер распределения благородных металлов в горных породах и рудах как альпинотипных, так и зональных комплексов, обусловленный их полигенной (полиформационной) природой, а также принципиальное различие генетических серий, формирующих эти комплексы, по ведущим парагенетическим ассоциациям элементов и минералов благородных металлов.

Благороднометальное и, в частности, платинометальное оруденение в ультрамафитах и мафитах Урала, в геологической истории и геодинамических режимах проявления последних ведет себя строго закономерно и дискретно. На ранних этапах заложения и развития подвижной системы (авлакоген-рифтогенная, океаническая стадии) в условиях режима преобладающего растяжения и раздвига континентальной коры, в выводимых слабо истощенных продуктах вещества верхней мантии (лерцолитах, гарцбургитах с небольшими массами дунитов и мантийных базальтов) отмечается относительно высокая концентрация большинства платиновых металлов при низких содержаниях золота и серебра. Дальнейшая трансформация альпинотипных комплексов в обстановках океанической и островодужной стадии развития системы приводит к образованию серии сильно деплетированных и флюидизированных хромитоносных ультрамафитов с сильно фракционированным распределением благородных металлов, в том числе – платиноносных высокохромистых руд кемпирсайского типа с резко преобладающим осмием, иридием и рутением в сульфидной и самородной формах нахождения. Для надсубдукционных хромитоносных ультрамафитов характерно контрастное фракционирование платиновых металлов при пестроте форм нахождения и частом присутствии серебра и золота. На раннеостроводужной стадии развития подвижной системы, в условиях общего сжатия и частых растяжений, в сильно деплетированных продуктах вещества верхней мантии – дунитовых членах дунит-тылаитовых серий – накапливается преимущественно платина с подчиненными количествами иридия и рутения в самородной и сульфидной формах. В позднеостроводужную и предконтинентальную

* «Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала». Тез. докл. VI Уральского петрографического совещания. Ч. 2. Изд. УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С. 75–76.

стадии развития системы, в условиях нарастания процессов ее стабилизации, в связи с наиболее дифференцированными комплексами базитов формируются магматогенно-метасоматические руды палладия и платины с повышенными количествами золота и серебра. В ферроклинопироксенитах и горнблендитах ореольных зон палладий и платина присутствуют в составе самородно-теллуридно-сульфидного парагенезиса. В рудогенных габбро, их дифференциатах, (апатитовые оливиниты, апатитовые оливиновые клинопироксениты) и продуктах автосоматоза палладий, платина, золото и серебро находятся в теллуридной и самородной формах в ассоциации с теллуридами и сульфидами цветных металлов, апатитом, титаномагнетитом, вторичными минералами.

Установлена различная подвижность благородных металлов, фракционирование их уже при магматическом деплетировании мантийного субстрата и в собственно магматическом процессе. Все больше данных свидетельствуют и о широком участии их в постмагматических процессах. При этом условия концентрирования благородных металлов тесно связаны с изменением окислительно-восстановительного потенциала среды рудообразования, с характером и масштабами проявления процессов метаморфизма и метасоматоза. Для формирования платинометаллических руд на ранних стадиях развития системы преобладающее значение имели постмагматические процессы, которые в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма ультрамафитов и мафитов приводили к существенному переотложению и выносу благородных металлов, в первую очередь палладия, платины, золота и серебра, в том числе и в углеродсодержащие глинистые толщи черносланцевых бассейнов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 96-05-64816).

В.А. Коротеев, И.С. Чашухин, Ю.А. Волченко

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ А.Г. БЕТЕХТИНА О ГЕНЕЗИСЕ ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В АЛЬПИНОТИПНЫХ УЛЬТРАМАФИТАХ*

60 лет назад А.Г. Бетехтин вскрыл основные закономерности размещения и условий формирования хромитовых месторождений (Бетехтин, 1937). Сформулированные им выводы ни только не потеряли актуальности, но получили развитие в ходе многолетнего изучения разведки и эксплуатации уникальных кемпирсайских месторождений. На примере этих месторождений подтвердилась обоснованность выделения двух генетических типов промышленного концентрирования хромшпинелидов – раннего, убогого, залегающего в анхимономинеральных дунитах и имеющего с ними размытые контакты («ортомагматического», по А.Г.) и позднего («гистеромагматического»), оторванного от дунитов и залегающего в перидотитах, с резкими секущими контактами рудных тел сложной, в том числе столбообразной формы.

Глубокое структурное и разведочное бурение в юго-восточной части Кемпирсайского массива показало, что концентрации первого типа залегают в самых низах стратифицированного разреза ультрамафитов, выше постепенно сменяются анхимономинеральными дунитами с аксессуарной вкрапленностью хромшпинелида, далее переходящими в гарцбургиты и лерцолиты, и по петрологическим данным могут быть отнесены к наиболее истощенному тугоплавкому остатку в ходе магматического деплетирования вещества верхней мантии. Примером промышленных концентраций этого типа является месторождение «Геофизическое XII».

Хромиты первого типа, наряду с аксессуарным хромшпинелидом дунитов, а также с хромшпинелидом ламелей распада пироксенов гарцбургитов, являются источником хрома для формирования переотложенного оруденения второго типа. Это подтверждается результатами изучения поведения элементов семейства железа во вмещающих оруденение второго типа ультрамафитах на примере глубоко залегающих крупнейших рудных тел 3 и 23, разведанных на южных флангах месторождения Алмаз-Жемчужина. Опробование шести глубоких – до 1400 м – разведочных скважин позволило установить нарушение первичных соотношений концентраций хрома, железа, марганца и никеля на расстоянии не менее 300 м по латерали. Протяженность этих нарушений по вертикали не установлена, т.к. сверху ореол срезается либо габбро-амфиболитами, либо эрозией, снизу ограничен забоем скважин, нам удалось проследить его на

* «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Тез. докл. Международного Бетехтинского Симпозиума. Изд. ИГЕМ РАН. Москва, 1997. С. 272-273.

расстоянии 350 м ниже и 400 м выше рудных тел. Истинные его масштабы, по-видимому, значительно больше.

Ореолы вместе с рудными телами составляют рудоносные зоны, мощностью до 1 км, внутри которых можно различать над-, меж- и подрудные подзоны и подзону выклинивания рудных тел, характеризующиеся разным поведением элементов семейства железа – частичным выносом из подрудных и боковых пород Cr_2O_3 (0,1 мас. %), NiO (0,04), FeO^* (0,5), MnO (0,02) и их привносом в межрудные подзоны, включая формирование рудных тел, а никеля – в надрудные (0,02) в незатронутых выветриванием породах. Следует подчеркнуть, что контакты рудоносной зоны, как и рудных тел несогласны с петрограницами. В итоге можно утверждать, что в процессе формирования высокохромистого хромитового оруденения возникает синрудная асимметричная геохимическая зональность, обусловленная переотложением ряда элементов семейства железа из нижележащих ультрамафитов в вышележащие вплоть до образования рудных тел. Подвижность этих элементов в ходе рудного процесса подтверждается и минералогически: переотложение хрома зафиксировано в исчезновении ламелл хромшпинелида из зерен пироксенов подрудного интервала, а привнос железа в межрудные ультрамафиты – повышением содержания железа в оливинах вплоть до 13 мас. % (как в рудообразующем хромшпинелиде) при фоновом содержании 8-9 %. Таким образом, подтвердился вывод А.Г. Бетехтина о том, что источником вещества хромитовых руд являются сами ультрамафиты.

Основную роль в формировании хромитовых месторождений II типа А.Г. Бетехтин отводил восстановленным летучим – сере, углероду, фтору, фосфору, бору при преобладании водорода. Это подтвердилось результатами изучения состава заключенных в хромитах газов (Симонов и др., 1988) и данными окситермобарометрических расчетов летучести кислорода в рудоносных зонах, количественно характеризующей окислительно-восстановительное состояние процесса хромитообразования и свидетельствующими о восстановленном характере рудообразующих флюидов, обогащенных водородом, метаном и окисью углерода (Чашухин и др., 1996).

В противоположность высокохромистым низкохромистые хромитовые руды генетически связаны с метасоматическими дунитами – продуктами двух независимых процессов – а) метаморфической дифференциации гарцбургитов и лерцолитов, б) их реакции с габбро и троктолитами. Состав рудообразующего хромшпинелида в целом наследует Cr/Al -отношение акцессорного хромшпинелида ультрамафитов – эдуктов метасоматических дунитов. С ростом количества хромшпинелида наблюдается два противоположных тренда в составе шпинелей с низким и высоким содержанием хрома: в первом случае возрастает количество алюминия при постоянстве содержания хрома, во втором – увеличивается содержание хрома при закономерном уменьшении количества алюминия.

Значения летучести кислорода в глиноземистых хромититах и вмещающих дунитах, на четыре порядка более высокие, чем в высокохромистых, свидетельствуют о существенно углекислом составе рудообразующего флюида.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 95-05-14287, 96-05-64816.

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив // Хромиты СССР. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1937. С. 7-156.

Симонов В.А., Чашухин И.С., Ковязин С.В. Закономерности распределения газов в хромитах и ультрабазитах Кемпирсайского месторождения // Информационные материалы. Свердловск, 1988. С. 89-100.

Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г., и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 136 с.

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.С. Чащухин

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ
В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ
УРАЛЬСКОЙ ПОДВИЖНОЙ СИСТЕМЫ:
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ***

Изучение парагенетических ассоциаций элементов и минералов платиновых металлов (ПАЭМ) в альпинотипных и зональных комплексах Урала позволило приблизиться к пониманию специфики протекавших в них процессов и выйти на решение некоторых общих проблем породо- и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах подвижных систем.

Основу исследования составляют материалы, полученные по 4 альпинотипным (Кемпирсай, Нурали, В-Нейва, Рай-Из) и 3 зональным (Нижний Тагил, Качканар, Кытлым) комплексам Урала. Прежде всего следует обратить внимание на неоднородный характер распределения платиновых металлов в горных породах и рудах альпинотипных и зональных комплексов, что обусловлено их полигенной (полиформационной) природой, а также на принципиальное различие этих комплексов по ведущим парагенетическим типам ПАЭМ.

Платиновые металлы и их разнообразные собственные минералы присутствуют во всех частях разрезов альпинотипных комплексов, формируя четыре различных типа ПАЭМ. Первый тип, иридиево-осмиево-рутениево-платиновый, характеризуется ассоциацией тугоплавких платиноидов и платины, при ведущей роли многокомпонентных твердых растворов, лаурита и ирарсита. Возникает уже на начальной стадии магматического деплетирования и характерен для слабо истощенных гарцбургит-лерцолитовых комплексов с унаследованным субхондритовым типом распределением платиноидов, описываемым очень пологой нормированной (С1) кривой. Коэффициент фракционирования (КФ), оцениваемый отношением палладия к иридию, для этих разрезов равен 0,3-5. Платиноидные минералы связаны с акцессорной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями высокоглиноземистых маложелезистых и низкотитанистых хромшпинелидов. Второй тип, платино-иридиево-рутение-осмиевый, присутствует в более деплетированных гарцбургит-дунитовых частях разрезов с явно нарушенным субхондритовым типом распределения платиноидов, характеризуемым сильно дифференцированной нормированной кривой, с максимумами по Ru и Os. КФ равен 0,2-2. В ПАЭМ ведущая роль принадлежит лауриту, эрликманиту, многокомпонентным твердым растворам на основе тугоплавких платиноидов. Характерен для зон перехода к краевому полосчатому дунит-клинопироксенит-габбровому комплексу и связан с высокоглиноземистыми железис-

* Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. Международного Бетехтинского Симпозиума. Изд. ИГЕМ РАН. Москва, 1997. С. 249-250.

тыми малотитанистыми хромитовыми рудами. Третий тип, рутениево-иридиево-осмиевый, типичен для очень сильно истощенных и флюидизированных частей разреза продуктивного на хром дунит-гарцбургитового комплекса с сильно фракционированным (анхондритовым) типом распределения платиноидов. Тренд фракционирования описывается крутовозрастающей кривой с близкохондритовыми концентрациями Ru, Ir и Os. КФ равен 0,01-0,1. ПАЭМ представлена сульфидами, сульфоарсенидами и твердыми растворами тугоплавких платиноидов (лаурит, эрликманит, ксингцхонгит, осарсит, руарсит и др.), постоянно присутствующими в высокохромистых маложелезистых хромитовых рудах, представляющих собой продукт высокотемпературного флюидного метасоматоза. Четвертый тип, платино-палладиевый, типичен для краевых полосчатых дунит-верлитклинопироксенит-габбровых серий альпинотипных комплексов и приурочен к высокожелезистым высокотитанистым среднехромистым хромитовым рудам, залегающим в верлитах и железистых дунитах. Характеризуется сильно фракционированным (анхондритовым) типом распределения платиновых металлов с очень дифференцированной нормированной кривой в области тугоплавких платиноидов и крутым подъемом ее в области легкоплавких платиноидов. КФ изменяется от 3-5 до 15-20. Ведущие минералы ПАЭМ ферроплатина, стибнопалладинит, сперрилит, серебро. В общем виде распределение платиновых металлов в альпинотипных комплексах характеризуется двумя противоположными трендами, имеющими конкретный генетический смысл. Для высокоглиноземистых хромитовых руд по мере увеличения железистости и густоты вкрапленности хромшпинелида содержание глинозема растет при инертном поведении хрома и тугоплавких платиноидов (типы 1-2). В высокохромистых маложелезистых рудах (тип 3) по мере увеличения железистости и густоты вкрапленности хромшпинелида увеличивается содержание хрома, падает глинозема, и одновременно с этим возрастает доля тугоплавких платиноидов в рудах.

Рассмотрение особенностей распределения ПАЭМ в комплексах платиноносного пояса Урала необходимо проводить с учетом их гетерогенности, обусловленной изменениями геодинамических обстановок формирования. Более ранние, дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовые собственно платиноносные серии характеризуются относительным накоплением Pt в дунитовых членах и в находящимся в них хромоворудных обособлениях. Суммарное содержание платиноидов в основной массе этих дунитов составляет 30-150, в среднем 60 мг/т, в том числе Pt 5-50, в среднем 20 мг/т. КФ изменяется от 4 до 20. В хромитовых шлирах, жилах распределение Pt и платиноидов не коррелируется с густотой вкрапленности хромшпинелида, содержанием в нем Cr, Fe, Al. КФ равен 10-20. В целом распределение платиноидов в дунит-тылаитовых сериях описывается правоасимметричной нормированной кривой с отчетливым максимумом по Pt. ПАЭМ представлена ферроплатиной, многокомпонентными твердыми растворами, а также сульфидами и сульфоарсенидами всех платиновых металлов, кроме палладия. Поздние ферро-клинопироксенит-габбровые (габбро-но-

ритовые), собственно палладиеносные серии характеризуются относительным накоплением Pd и Pt во фронтальных и тылаитовых частях ультрамафитовых разрезов, а также в габбро, при крайне низком содержании остальных платиновых металлов. Результирующая нормированная кривая имеет правоасимметричный вид с четко выраженным максимумом по Pd. КФ изменяется от 500-1000 в габбро и горнблендитах до 2000-5000 в ферроклинопироксенитах. ПАЭМ представлена сульфидами, теллуридами и арсенидами Pd и Pt (высоцкит, мертиит, котульскит, меренскиит и др.) с Cu, Hg, Ni.

Установленные различия ПАЭМ не только в ультрамафитовых, но и в мафитовых членах альпинотипных и зональных комплексов позволяют сделать вывод о принципиальном различии геодинамических обстановок зарождения, трансформации и становления этих комплексов в подвижных системах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 96-05-64816 и 95-05-14287.

УРАЛЬСКИЙ ПЛАТИНОВЫЙ ПОЛИГОН А.Г. БЕТЕХТИНА: НОВЫЕ ДОСТИЖЕНИЯ*

Разносторонние многолетние исследования А.Г. Бетехтина на всей территории уральского подвижного пояса, посвященные разработке основных проблем хромит-платинового рудообразования, фундаментальному изучению минералогии и геохимии платиносодержащих руд, окончательно утвердили Урал в качестве эталонного полигона мирового значения, наметив основные направления и перспективы дальнейших работ по платиновой тематике на многие годы. Представления А.Г. Бетехтина об эпигенетическом (гистеромагматическом, пневматолитовом) происхождении хромит-платиновых обособлений в результате распада летучих хром-платиносодержащих соединений (Бетехтин, 1935, 1954) не только не устарели, но получили в последние годы подтверждение на уральских объектах. Для Нижнетагильского массива нами установлена дискретность процессов формирования основной массы дунитов и хромит-платиновых руд. Выяснено, что основная масса дунитов с аксессуарной и повышенной вкрапленностью хромшпинелидов (в том числе, убоговкрапленные руды в дунитах) содержит крайне низкие количества платины: 5-50 мг/т. Для этих, фоновых, дунитов впервые установлено, что распределение платины связано прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). Так, при возрастании железистости от 6-7 до 9-11 % мол. количество платины увеличивается от 3-10 до 50-60 мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно с этим содержание Cr_2O_3 в дунитах уменьшается с 2-3 до 0,3-0,5 мас. %. Сингенетичные и сегрегационные шпирты и жилы в дунитах, сложенные густовкрапленными и сплошными («сливными») хромитами, также как и убоговкрапленные руды, содержат 100-200 и менее мг/т платины, то есть, практически неплатиноносны. На этом в целом минимально платиноносном фоне выделяются участки флюидно-метасоматического преобразования дунитов, вмещающие платиноносные дунит-пегматиты авроринского типа, и хромит-платиноворудные столбы и зоны, сложенные обычно средневкрапленными хромитами с характерным составом хромшпинелида, оливина и аксессуарных минералов. Содержание платины в них возрастает в десятки и сотни раз: от 1-5 до 50 г/т и болес. Для трех крупнообъемных проб хромит-платиновых руд, отобранных из таких участков в районе старого Александровского карьера, выполнено исследование состава сосуществующих минералов (хромшпинелидов, оливинов, минералов платиновых металлов, парогенных сульфидов). Содержание платины в пробах составило 0,7, 1,3, 2,0 г/т; в

* «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Тез. докл. Международного Бетехтинского Симпозиума. Изд. ИГЕМ РАН. Москва, 1997. С. 247-248.

концентратах из этих проб, соответственно, 5, 14 и 28 г/т. Во всех трех случаях хромит-платиновые обособления имеют состав средневкрапленного хромита с мелкими и крупными (от 100 до 1000 мкм и более) включениями иридийной тетраферроплатины, а также пентландита, миллерита и пирротина. Основопологающий вывод заключается в том, что накопление платины в дунитах, хромоворудных шлирах, жилах не контролируется лишь густотой вкрапленности хромшпинелидов, размерностью зерен сосуществующих хромшпинелидов и оливинов, степенью и типом серпентинизации дунитов. Концентрированное оруденение нижнетагильского типа приурочено к участкам флюидно-метасоматической проработки в апикальных частях дунитовых тел, а внутри них к дунит-пегматитам (с хромшпинелидом или хромтитаномagnetитом), либо к шлирам и жилам средневкрапленных хромитовых руд вполне определенного состава.

В полной мере подтвердились представления А.Г. Бетехтина о неплатиновом характере перидотитовых массивов Урала, содержащих крупные месторождения хромитов (Бетехтин, 1937, 1954). Обобщение всех материалов, полученных нами при выполнении исследований на крупнейших альпинотипных комплексах Урала, действительно свидетельствует об отсутствии в них собственно платиновых месторождений, но позволяет выделить в их составе четыре типа месторождений платиновых металлов (осмия, иридия, рутения, палладия), локализованных в разных частях разрезов, и отвечающих особенностям геодинамических обстановок преобразования альпинотипных комплексов. При этом установлены сопряженность процессов деплетирования альпинотипных ультрамафитов и фракционирования в них платиновых металлов, и присутствие во всех частях их разрезов платинометальной минерализации, в том числе – в промышленных количествах.

Подтвердилось замечательное наблюдение А.Г. Бетехтина о широком распространении серебра в хромитовых рудах альпинотипных комплексов (Бетехтин, 1954). Нами было установлено присутствие серебра в хромитовых рудах и ультрамафитах Рай-Иза и Кемпирсая, а также впервые выявлена собственная серебряная минерализация в высокохромистых рудах в дунит-гарцбургитах, а также в высокожелезистых высокоглиноземистых среднехромистых рудах дунитов краевого полосчатого комплекса (серебро самородное, серебро медистое, серебро палладистое).

Освоение богатейшего научного наследия и дальнейшее развитие исследований по платиновой тематике в последние десятилетия привели к открытию на Урале многочисленных новых типов платинометального оруденения (Волченко и др., 1994).

Исследование выполнено при содействии и финансовой поддержке РФФИ (проект № 96-05-64816).

ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. С. 1-148.

Бетехтин А.Г. Шорджинский хромитоносный перидотитовый массив генезис месторождений хромистого железняка вообще. В кн. Хромиты СССР. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 7-156.

Бетехтин А.Г. Коренные месторождения платины на Урале / Минералогия Урала. Т. 1. М., АН СССР, с. 29-45.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиново-метальное оруденение и перспективы его освоения // Горный журнал. Изв. ВУЗов. Уральское горное обозрение № 6/94. Изд. УГГГА, 1994. С. 62-85.

ХРОМИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ*

Кемпирсайский ультрамафитовый массив на Южном Урале вмещает уникальный по запасам узел месторождений высокохромистых хромитовых руд. Месторождения открыты в 1930 г, разрабатываются с 1938 г и дали свыше 120 млн. т руды со средним содержанием Cr_2O_3 более 50 мас. %. В 1990 г добыча превысила, 5 млн. т. Запасы крупнейшего месторождения Алмаз-Жемчужина, составляют около 100 млн. т с содержанием Cr_2O_3 более 45 мас. %. Оруденение разведано до глубины 1400 м.

Массив площадью более 900 км² расположен в пределах Северных Мугоджар и входит в состав Главного уральского офиолитового пояса, протягивающегося вдоль западной границы океанического сектора Урала с континентальным. Массив вытянут субмеридионально на 80 км и залегает в основании офиолитового разреза, со стандартной возрастной последовательностью пород: альпинотипные ультрамафиты, неравномерно тектонизированные и до глубины 1200-1400 м серпентинизированные, прорывающие их габброиды, сближенные дайки с участками плагиогранитов, низкокальциевые подводные, часто подушечные базальты, кремнистые осадки.

Ультрамафиты массива сложены двумя естественными ассоциациями: преобладающей дунит-гарцбургит-лерцолитовой и количественно резко подчиненной ферродунит-верлит-клинопироксенитовой, спорадически развитой на периферии массива на контакте первой с троктолитами и оливиновыми габбро (Павлов и др., 1968).

Массив состоит, по крайней мере, из двух неравных по площади блока - юго-восточного и западного (Коробков и др., 1988; Чашухин и др., 1994; Савельева, Перцев, 1995). Граница между блоками резкая и проходит предположительно по гигантской дайке иситов, протянувшейся на 20 км в субмеридиональном направлении (Штейнберг и др., 1995). Главные различия блоков выражены в их строении, составе пород и минералов, в том числе рудообразующего хромшпинелида - высокохромистого на юго-востоке и средне хромистого на западе, а также в масштабах хромитового оруденения.

Юго-восточный блок. Глубокое структурное и разведочное бурение подтвердило отмеченную еще В.П. Логиновым (Логинов и др., 1940) и Н.В. Павловым (Павлов и др., 1968) грубую стратификацию ультрамафитов этой части массива (Самсонов, Бачин, 1988). Она выражена в существовании более или менее дискретных четырех толщ, мощностью каждая до 1 км, с последова-

*Уральская летняя минералогическая школа-97. Екатеринбург, 1997. С. 28-33.

тельностью сверху вниз: 1) безрудные однородные гарцбургиты с 20-30 мас. % ортопироксена, залегающие непосредственно под породами ферро-дунит-клинопироксенитового комплекса; 2) вверху рудоносный, ниже безрудный дунит-гарцбургитовый комплекс, состоящий из чередования дунитов и гарцбургитов с пониженным в целом содержанием пироксена и нечеткими между ними границами; 3) беспироксеновые дуниты с концентрациями густовкрапленных хромитовых руд в верхах толщи, убогих и редковкрапленных в ее низах; 4) нижние безрудные гарцбургиты с участками шпинелевых лерцолитов; вблизи границы с дунитами представлены бластомилонитами, что дает основание предполагать тектоническую сдвоенность разреза.

Химический состав незатронутых рудным процессом ультрамафитов юго-восточного блока, включая дуниты, характеризуется рядом закономерностей, свидетельствующих об их образовании в ходе одноактного процесса. Массовые доли железа и марганца в расчете на закись и сухой остаток с учетом погрешностей химического анализа соответственно равны 8,0 и 0,12 %. С содержанием магния коррелируют прямо массовые доли никеля и хрома и обратно - кальция и алюминия, также не выходя за пределы ошибок анализов. Эта жесткая петрохимическая конструкция контролирует состав слагающих ультрамафиты минералов. Так, величина Fa в ряду шпинелевый лерцолит-предельный гарцбургит-малоэнстатитовый гарцбургит-пироксеновый дунит - дунит постепенно уменьшается от 10-10,5 до 7-8 %, хромистость хромшпинелида $Cr^* [(Cr/(Cr+Al))]$ в крупных незональных зернах закономерно увеличивается от 15-20 до 75-80 % (в том числе, на протяжении 30 см от 27 до 74 %). Существование моновариантных зависимостей между составами минералов и пород исключает метасоматический генезис ультрамафитов. С другой стороны, химический состав минералов не зависит от их положения в вертикальном разрезе ультрамафитов. Это наряду с постоянством содержания железа по вертикали противоречит образованию ультрамафитов путем кристаллизации из расплава. Остается единственный вариант: ультрамафиты юго-восточного блока сформировались в процессе магматического деплетирования вещества верхней мантии. Реститовой природой ультрамафитов, по-видимому, можно объяснить описанную выше расслоенность, возникшую в результате увеличивающейся с глубиной степени частичного плавления под действием потока восходящих восстановленных астеносферных флюидов. Последнее подтверждается уменьшением фугитивности кислорода в ультрамафитах в ходе магматического деплетирования (Чашухин и др., 1996).

Западный блок массива, в отличие от юго-восточного, сложен чрезвычайно однородными гарцбургитами с пониженным содержанием ортопироксена (15-20 мас. %), что подчеркивается составом акцессорного хромшпинелида с Cr^* , равной 45-62 % (Чашухин и др., 1994). В западной части блока шириной около 2 км широко развиты беспироксеновые дуниты в форме секущих полосчатость и директивность гарцбургитов жил и полос мощностью от первых

дециметров до десятков метров. С дунитами пространственно связаны жилы ортопироксенитов. Все известные в массиве рудопроявления среднехромистого хромита приурочены к участкам развития дунитов. Последние по составу хромшпинелида статистически разделяются на две группы: в первой он аналогичен гарцбургитовому, во второй - заметно менее хромистый. Железистость оливина в дунитах статистически равна гарцбургитовой и варьирует от 8,0 до 9,6 %. Приведенные данные не позволяют связывать формирование этих дунитов с процессом магматического деплетирования. В этом отношении они идентичны дунитам сетчатого комплекса Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале, и по аналогии с ними могут быть отнесены к продуктам метаморфической дифференциации гарцбургитов, представленных ассоциацией беспироксенового дунита с ортопироксенитом (Савельева и др., 1980). Примечательно, что составы хромшпинелидов из дунитов второй группы, т.е. наиболее глиноземистые, в координатах Cr^*/f образуют единую непрерывную серию с хромшпинелидами руд, обусловленную постепенным увеличением массовой доли минерала, и могут рассматриваться как рудообразующие. Можно утверждать, что эти руды являются метасоматическими образованиями - продуктами метаморфической дифференциации реститогенных гарцбургитов.

Генетические типы высокохромистого хромитового оруденения

Имеющиеся к настоящему времени данные по геологии, петрологии и геохимии ультрамафитов юго-восточного блока Кемпирсайского массива позволяют обосновать выделение двух генетических типов высокохромистого оруденения - магматического и метасоматического, латераль-сегрегационного.

Магматическое оруденение. Наиболее типичным примером магматического (ортомагматического, по А.Г. Бетехтину (1937)) оруденения могут служить руды месторождения «Геофизическое XII», разведанного Донской ГРП на СЗ юго-восточного блока. Руды, представленные убого- и редковкрапленными разностями, залегают в самых низах толщи анхимономинеральных дунитов. Количество хромшпинелида при значительных вариациях постепенно растет сверху вниз от 1,5-5,0 до 30-40 мас. %. Параллельно увеличивается железистость [$f = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$] сосуществующих оливина и хромшпинелида от 7-7,5 до 5-6 % и от 40-45 до 32-35 %, соответственно. К низам разреза в хромшпинелиде закономерно увеличивается массовая доля никеля и уменьшается - марганца, подтверждая геохимическое сродство первого с Mg, второго с Fe^{2+} .

По нашему мнению, наблюдаемая картина могла возникнуть только в результате кристаллизационной дифференциации хромшпинелид-оливинового расплава в сублитосферных условиях, о которых свидетельствуют сохранившиеся в средней части разреза низкие значения летучести кислорода (Чашухин и др., 1996). По-видимому, в благоприятных случаях длительно действующий поток горячих восстановленных флюидов после формирования стратифи-

цированного разреза ультрамафитов был сфокусирован в локальных участках типа горячих точек, где полностью переплавлял уже деплетированное вещество верхней мантии. Необычная воронкообразная морфология рудных тел не противоречит предложенному механизму.

Латераль-сегрегационное оруденение. Наиболее важный промышленный тип. А.Г. Бетехтин назвал этот тип гистеромагматическим и отметил следующие его отличительные особенности: а) пространственную оторванность от дунитов; б) эпигенетичность по отношению к ортомагматическим рудам; в) сложную, нередко столбообразную морфологию рудных тел; г) участие восстановленных флюидов (H_2 , S, C) при формировании руд (Бетехтин, 1937). Несмотря на то, что эти особенности были выявлены А.Г.Бетехтиным на примере месторождений Шорджинского массива (Закавказье), они в полной мере подтвердились в Главном рудном поле Кемпирсайского массива (Павлов и др., 1968; Смирнова, 1984; Самсонов, Бачин, 1988; Симонов и др., 1988; Самсонов, 1995).

Для выяснения генезиса оруденения мы предприняли изучение вариаций состава минералов по вертикали в крупнейшем в Главном рудном поле рудном теле № 3 (южный фланг месторождения Алмаз-Жемчужина) и поведения элементов семейства железа в околорудных породах.

Рудное тело мощностью около 300 м имеет сложную форму, ниже забоя через узкий перешеек соединяется с рудным телом № 23. На дневную поверхность не выходит. Контакты с вмещающими ультрамафитами резкие и несогласны с петрограницами. Рудное тело залегает в верхней части дунит-гарцбургитового комплекса со средним содержанием ортопироксена $11,5 \pm 9$ мас. % и перекрыто толщей гарцбургитов с 20 ± 3 мас. % пироксена. Руда сложена чередованием массивных и порошковых разностей с содержанием хромшпинелида от 30 до 90 мас. %, большей частью 70-80 мас. %. Тренды составов сосуществующих оливина и хромшпинелида по вертикали противоположны описанным выше рудам месторождения «Геофизическое XII». Так, железистость оливина и хромшпинелида сверху вниз закономерно увеличивается от 4,5 до 9,0 и от 30 до 33 %, соответственно. Параллельно растет массовая доля Mn и уменьшается Ni.

Приведенные данные исключают образование этого типа руд путем кристаллизационной дифференциации. Более определенное суждение об их генезисе следует из результатов изучения поведения общих для минералов руд и вмещающих пород элементов - Fe, Cr, Ni, Mn.

Был опробован керн шести глубоких разведочных скважин, характеризующий вмещающие рудные тела 3 и 23 ультрамафиты и выполнено 225 полных силикатных анализов. Расчет баланса привноса-выноса четырех элементов показал, что на расстоянии не менее 300 м по латерали вкрест простирания рудных тел наблюдается нарушение дорудных соотношений концентраций этих элементов. Суммарная протяженность этих нарушений по вертикали не установлена, т.к. сверху ореол срезается либо габбро-амфиболитами, либо эрозией,

снизу ограничен забоем скважин; нам удалось проследить его на расстоянии 350 м ниже и 400 м выше рудных тел. Истинные его масштабы, по-видимому, значительно больше.

Ореолы вместе с рудными телами составляют рудоносные зоны, мощностью до 1 км, внутри которых можно различать над-, меж- и подрудные подзоны и подзону выклинивания рудных тел, характеризующиеся разным поведением элементов семейства железа - частичным выносом из подрудных и боковых пород Cr_2O_3 (0,1 мас. %), NiO (0,04), FeO^* (0,5), MnO (0,02) и их привносом в междрудные подзоны, включая формирование рудных тел, а никеля - в надрудные (0,02). В итоге можно утверждать, что в процессе формирования оруденения возникает синрудная асимметричная геохимическая зональность, обусловленная переотложением элементов семейства железа из нижележащих ультрамафитов в вышележащие вплоть до образования рудных тел. Подвижность этих элементов в ходе рудного процесса подтверждается и минералогически: переотложение хрома зафиксировано в исчезновении ламеллей хромшпинелида из зерен пироксенов подрудного интервала, а привнос железа в междрудные ультрамафиты - повышением железистости оливина вплоть до 13 мас.% (как в рудообразующем хромшпинелиде) при фоновом содержании 8-9%.

По нашему мнению, обнаружение отрицательных ореолов элементов семейства железа в ультрамафитах лежащего бока и на выклинивании рудных тел может свидетельствовать об их локальном переотложении из нижележащих и боковых ультрамафитов в вышележащие под действием восходящих горячих мантийных флюидов. Вывод о восстановленном характере флюидов следует из результатов изучения состава захороненных в хромититах рудного тела № 3 газов, показавшего накопление внутри и в 30 м от него H_2 , CH_4 , CO и N_2 при практически полном их отсутствии во вмещающих ультрамафитах (Симонов и др., 1988). Результаты окситермобарометрических расчетов летучести кислорода в рудоносных зонах также свидетельствуют о преобладании во флюидах, наряду с водой, водорода, метана и монооксида углерода. Низкие значения $f\text{O}_2$ (значительно ниже буфера FMQ) указывают на астеносферный источник рудопереносящих флюидов.

Источником хрома, по-видимому, являются хромшпинелиды нижележащей магматической дунит-хромититовой серии и хромшпинелиды ламеллей распада пироксенов гарцбургитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, коды проектов 95-05-14287, 96-05-64816.

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева, В.А. Вилисов

ДИСКРЕТНЫЕ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: ПЕТРО- И РУДОГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ*

Несмотря на различные генетические пристрастия, большинство исследователей склонны рассматривать зональные мафит-ультрамафитовые комплексы Платиноносного пояса Урала (ППУ) как единую рудно-геохимическую систему, ответственную за формирование генетически единого ряда рудных формаций от хромитовых, хромтитано-магнетитовых и платиновых до безхромистых титаномагнетитовых, палладиевых и золото-палладиевых медносульфидных. При этом предполагается, что процесс накопления рудного вещества происходил перманентно в глубинных «сухих» высокотемпературных условиях, при умеренных и низких давлениях, по метаморфогенно-сегрегационной либо кристаллизационно-дифференционной схемам. Возникновение поздних наложенных зон и ареалов водного метаморфизма под воздействием глубинных высокотемпературных флюидов лишь усложняло общую картину процессов рудообразования, существенно не меняя первичных соотношений пород и руд.

Однако еще в 70-е годы, после открытия в комплексах ППУ новых типов сульфидного и теллуридного платино-палладиевого оруденения (Волченко и др., 1975, 1976, 1981) были предприняты попытки обосновать гетерогенность и полизональность мафит-ультрамафитовых комплексов ППУ на основе анализа степени неоднородности их геологических, геохимических и рудных полей. Были откартированы и выделены два генетических различных типа естественных ассоциаций пород и руд ППУ, формирование которых протекало соответственно в мантийно-коровых и коровых условиях. Дальнейшее изучение состава и соотношения пород и руд в этих образованиях позволило получить новую информацию о дискретности процессов породо- и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах ППУ.

Для дунит-верлит-оливинит-клинопироксенит-тылаитовой естественной ассоциации ППУ установлена однотипная геохимическая специализация на платину при следующем характерном ряде убывания содержаний благородных металлов: Pt, Ru, Os, Pd, Rh, Ir, Au. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов (троктолитов) к оливиновым клинопироксенитам и дунитам (10-20-30-50 мг/т соответственно). В дунитах распределение платины и платиноидов контролируется параметрами состава и положением в разрезе дунитовых тел. Содержание платины при возрастании железистости дунитов от 6 до 12 % мол. Увеличивается от 3-10 до 50-60 мг/т и в дальней-

* Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Тез. докл. научной конф. «Чтения А.Н. Заварицкого», Екатеринбург, 1998. С. 34-36.

шем не растет. Среди основной массы таких «фоновых» дунитов впервые выявлены отрицательные геохимические аномалии по платине, к которым и приурочены хромит- платиновые рудные столбы и зоны, имеющие эпигенетическую природу. Из трех реально присутствующих в дунитах ППУ ассоциаций минералов платиновых металлов наиболее характерной и распространенной является ассоциация железо-платиновых сплавов с рутений-, иридий- и осмий-содержащими минералами – ферроплатиновый тип.

Изотопно- геохимические и минералого-геохимические данные по ферроплатиновому типу оруденения указывают на мантийный источник генерации платиноидных элементов, конечная реализация которых в виде конкретного парагенезиса минералов происходила в условиях закрытой системы из концентрированного водно-щелочного флюида, отделившегося при эволюции рудно-магматической системы по той или иной модели (Хаттари и др., 1992; Иоган и др., 1994; Генкин, 1997).

Для оливинит-ферроклинопироксенит-горнblendит-габбровой (габброноритовой) естественной ассоциации ППУ установлена сквозная палладиевая (золото-платино-палладиевая) специализация при характерном ряде убывания содержания благородных металлов: Pd, Pt, Au, Ru, Os, Rh, Ir. В магнетитовых оливинитах, магнетитовых клинопироксенитах и горнblendитах присутствует сульфидный палладиевый (высоцкитовый) тип оруденения с парагенными теллуридами, арсенидами и антимонидами палладия и минералами системы Pd-Cu. В клинопироксен-амфиболовом и двупироксеновом габбро в связи с высокосульфидной минерализацией волковского типа присутствует меренскитовый тип палладиевого оруденения, а в низах разреза дифференцированного рудоносного габбро в связи с апатитовыми оливинитами и клинопироксенитами – малосульфидный меренскит-котульскитовый тип палладиевого оруденения.

Формирование палладиевого оруденения в этой ассоциации ППУ происходило как непрерывный элемент развития рудообразующей системы островодужных габбро (высокоглиноземистых базальтов). Поля устойчивости минеральных ассоциаций палладиевого (золото-палладиевого) оруденения указывают на средние и низкие (600-400°C и менее) температуры при высокой летучести кислорода в рудообразующей системе. Аналогичная медносульфидная золото-палладиевая минерализация с котульскитом и темагамитом, выявленная недавно в магнетитовых клинопироксенитах и амфиболовом габбро одного из комплексов аляскинского пояса (Уоткинсон и др., 1992), рассматривается как низкотемпературное гидротермальное образование.

Установленная дискретность дунит-тылаитовых и ферроклинопироксенит-габбровых ассоциаций по широкому спектру элементов и минералов благородных, цветных и черных металлов, резкое различие типов благороднометалльного оруденения и условий их формирования требуют новых подходов при анализе процессов и создании моделей пороодо- и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах ППУ.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, код проекта № 96-05-64816.

Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев,
А.Н. Мардиросьян, И.И. Неустроева

НОВЫЕ И ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ УРАЛА*

Начало изучения платиновых руд на Урале уходит во времена открытия первых в мире россыпей платины и осмистого иридия (1819-1824 гг.) и первых в мире коренных платиновых руд 100 лет назад. За длительный период исследования и промышленного освоения платинометальных месторождений Урал утвердился в качестве эталонного полигона мирового значения при рассмотрении ферроплатиновых руд уральского (тагильского) типа в дунитах и осмиридовых (сысерскит-невьянскитовых) руд в перидотитах.

За два последних десятилетия нами осуществлены широкие разработки научных основ прогноза, поисков и оценки месторождений платиновых металлов традиционных и новых типов, оценки потенциала попутной платиноносности главных для Урала рудных формаций (хромитов, титаномagnetитов, колчеданов и др.). Они завершились открытием новых типов месторождений платиноидов и составлением в 1992 г. прогнозных-металлогенических карт Урала масштаба 1:500 000 на рудную и россыпную платину и платиноиды (авторы А.Н.-Мардиросьян, К.К.Золоев, Ю.А.Волченко и др.). Эти карты с объяснительной запиской к ним демонстрировались на VII Международном Платиновом Симпозиуме (Москва, 1994 г.) [1].

При многообразии установленных типов руд, общее количество которых приближается к 25, закономерная эволюция специализации и масштабов возникающих концентраций платиновых металлов определяется сменой геодинамических обстановок формирования и становления структурно-вещественных ассоциаций подвижного пояса. Выделяется семь протяженных общеуральских платиноворудных поясов, характеризующих основные этапы развития этого подвижного пояса [2].

Схема размещения месторождений и проявлений платиновых металлов в платиноворудных поясах Урала обсуждалась на Международном симпозиуме в Санкт-Петербурге, 1996 г. [3] и затем демонстрировалась на VIII Международном Платиновом Симпозиуме в г. Рустенбурге (ЮАР) в 1998 г.

Аккреционные и коллизионные процессы привели к сближению и частичному перекрытию структурно-вещественных комплексов, трассирующих структурно-металлогенические зоны, отвечающие разным геодинамическим режимам ее развития. Поэтому на вышеуказанной схеме (рис. 1) для удобства рассмотрения платиноворудные пояса Урала обособлены, но жестко привязаны к единой координатной сети. Выделяются 7 поясов.

*Геология и металлогения Урала, кн. I. Екатеринбург, 1998. С. 238-255.

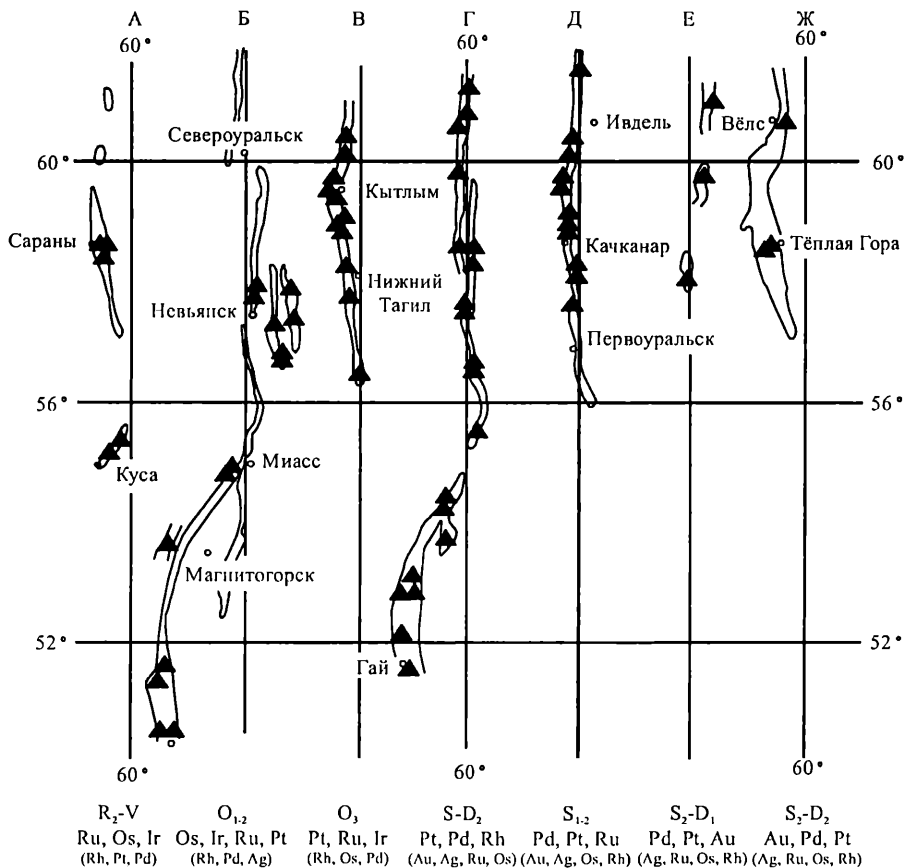


Рис. 1. Размещение платиноидного оруденения в платиноворудных поясах Урала (схема). Масштаб 1:10 000 000.

Черные треугольники - месторождения и проявления платиновых металлов. Платиноворудные пояса - под буквенными обозначениями (А, Б, В и т.д.) - объяснения см. в тексте.

Пояс А структурно-вещественных комплексов обстановок эпиконтинентального рифтогенеза. Характерны стратиформные хромитоносные и титаноносные мафит-ультрамафитовые массивы западного склона Урала, специализированные на рутений, осмий, иридий, а также родий и платину. Типовые объекты - массивы Сарановского пояса (сарановский тип платинометаллических руд).

Пояс Б структурно-вещественных комплексов обстановок океанического рифтинга, трансформированных в той или иной мере в надсубдукционных условиях. Представлен в разной степени хромитоносными мафит-ультрамафитовыми массивами главного офиолитового пояса Урала, специализированными на осмий, иридий, рутений, а также платину и палладий. Типовые объекты - Кем-

пирсай, Крака, Нурали, В-Нейва (кракинский, кемпирсайский, нуралинско-верхнейвинский, шандашинский типы платинометаллических руд).

Пояс В структурно-вещественных комплексов обстановок ранних островных дуг, в той или иной мере трансформированных в обстановках поздних островных дуг. Пояс включает зональные мафит-ультрамафитовые (дунит-клинопироксенит-тылаитовые) массивы собственно Платиноносного пояса Урала, специализированные на платину, рутений, иридий, а также на родий и осмий. Типовые объекты - Нижне-Тагильский массив (гора Соловьева), массива горы Соколиной-Вересовой, Кытлымский массив (нижнетагильский тип платинометаллических руд).

Пояс Г структурно-вещественных комплексов обстановок ранних островных дуг. Характерны риолит-безальтовые колчеданосные массивы главного вулканогенного (первичного) пояса Урала, специализированные на платину, палладий, родий, а также золото и серебро. Типовые объекты - Гай, Учалы, Сибай, Левиха (гайский тип золото-платинометаллических руд).

Пояс Д структурно-вещественных комплексов обстановок поздних островных дуг и квазиплатформенной стабилизации. Это собственно Палладиеносный (главный габбровый) пояс Урала с зональными ультрамафит-мафитовыми (оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-габбровыми) массивами, специализированными на палладий, платину, рутений, а также золото и серебро. Типовые объекты - Качканарский, Волковский, Кытлымский, Висимский, Ревдинский массивы (качканарский, волковский, баронский типы платинометаллических руд).

Пояс Е структурно-вещественных комплексов надсубдукционных зон на активной палеоокаине. Включает андезит-габбро-сиенитовые, гранодиоритовые вулcano-плутонические комплексы наложенных (вторичных) девонских и каменноугольных поясов, специализированных на палладий, платину, золото и серебро. Типовые объекты - Высокогорский, Лебяжинский, Ауэрбаховский комплексы (высокогорский тип золото-платинометаллических руд).

Пояс Ж структурно-вещественных комплексов обстановок длительной эпиплатформенной средне-позднепалеозойской активизации на пассивной палеоокаине. Ему свойственны протяженные рои габбро-диабазовых (диабазовых) даек, риолит-дацитовых тел и сопряженных приразломных метасоматитов разного состава, специализированных на палладий, платину, золото, серебро. Типовые объекты - Чурол, Дублинский камень, Большая Дайка горы Саранной, хребет Малдынырд (чурольский, саранинский, малдинский типы золото-платинометаллических руд).

Сарановский тип рутениево-осмиевых (с иридием) руд выявлен в комплексах пояса А. Полученные материалы [4,5] обосновывают представления о структурно-вещественных комплексах Сарановского пояса как о полигенных и полихронных образованиях, включающих вещественные ассоциации трех этапов: средне-позднерифейского эпиконтинентального рифтогенеза, венд-кембрийских трансформаций рифтогенных структур и позднепалеозойской платформен-

ной активизации. В настоящее время рудоносные комплексы этого пояса представляют собой будинированные и метаморфизованные тектониты - разрозненные части некогда единого разреза. Разрез стратиформных хромитоносных и платиноносных дунит-гарцбургитовых серий обладает отчетливыми признаками внутренней дифференциации и градиентностью по железу, титану, алюминию и другим элементам, включая металлы платиновой группы. Он вмещает многочисленные пластообразные тела хромитовых руд мощностью от 0,5-1,0 до 7-14 м.

Особенности распределения платиновых металлов в изученных разрезах стратиформных комплексов заключаются в однотипной геохимической специализации ультрамафитов и хромитовых руд на тугоплавкие платиноиды при выдержанном ряде убывания содержаний платиновых металлов: осмий, рутений, иридий, платина, палладий, родий.

Тугоплавкие платиноиды (осмий, рутений, иридий) в сумме составляют 70-90 % в хромитовых рудах и 60-80 % в ультрамафитах от общего количества находящихся в них платиновых металлов. Среднее суммарное содержание платиноидов в хромитовых рудах Западного, Центрального и Восточного рудных тел соответственно составляет 350, 500 и 300 мг/т, увеличиваясь в отдельных их участках до 1000-2000 мг/т; в основных типах ультрамафитов, формирующих разрез, данные характеристики равны 100-120 мг/т для дунитов, 100-150 мг/т для энстатитовых дунитов и 75-100 мг/т для дунит-гарцбургитов с аномальными увеличениями в хромитоносных ультрамафитах до 200-300-400 мг/т. Содержания платиновых металлов по разрезу, как в хромитовых рудах, так и в ультрамафитах изменяются закономерно: нижние части разреза относительно обогащены осмием, рутением, иридием, а верхние - платиной, родием, палладием (рис.2). Максимальные концентрации осмия, рутения и иридия в хромитовых рудах приурочены к приконтактовым частям и зонам деформаций, где наиболее сильно проявлен метаморфизм и выявленное окисление железа в рудообразующих хромшпинелидах.

Во всех частях стратифицированного хромитоносного разреза присутствует платиноидная минерализация, представленная сульфидами, сульфоарсенидами и интерметаллидами тугоплавких платиновых металлов. Минералы ряда лаурит-эрликманит, ирарсит, иридосмин и другие образуют идиоморфные включения размером от 5-10 до 50-80 мкм и более в хромшпинелидах и силикатном цементе. Выявлена сопряженность состава минералов ряда лаурит - лаурит осмиевый - эрликманит и распределения осмия, рутения и иридия в рудах. Максимальная обогащенность осмием (и иридием) характеризует лауриты (и хромитовые руды) нижних и средних частей разреза. Лауриты верхних частей разреза относительно обогащены рутением и в них появляется мышьяк (до 2% мас.) и родий (до 2-3% мас). Типичный спектр примесных элементов - никель, железо, медь. Установленная генетическая связь собственных минералов платиновых металлов с сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта, меди: миллеритом и его кобальтистыми разновидностями, кобальтистым пиритом, полидими-

том, хизлевудитом, герсдорфитом и др. Включения минералов платиновых металлов, находящиеся в катаклазированных и метаморфизованных хромитовых рудах, обладают морфоструктурными признаками метаобразований и не несут на себе следов хрупких деформаций и резорбции, находясь при этом в трещиноватых зернах хромшпинелида и внутри эпигенетических сульфидов никеля, железа, кобальта.

В альпинотипных дунит-гарцбургитовых комплексах отмечается иное распределение хромит-платинометальной минерализации, которая предопределена сложной и длительной историей формирования и преобразования этих комплексов в геодинамических обстановках океанической и островодужной стадий развития Урала. Установлено, что эта минерализация присутствует во всех частях разрезов альпинотипных комплексов. Выделяются четыре типа геологических обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платиноидной минерализации (рис. 3, 4; табл. 1), обладающей разной степенью продуктивности.

Первый тип связан с лерцолит-гарцбургитовыми (при резко подчиненных дунитах) разрезами, вмещающими высокоглиноземистые маложелезистые и низкотитанистые рудообразующие и акцессорные хромшпинелиды (рис. 3, поле 1). Основная особенность распределения платиноидов в типе 1 заключается в унаследованном субхондритовом характере нормированной (по хондриту C1) кривой, отражающей слабое фракционирование платиновых металлов (рис. 4; I). Специализация типа определяется платиной и тугоплавкими платиноидами. Парагенезис минералов платиновых металлов (табл. 1) представлен многокомпонентными твердыми растворами и интерметаллидами этих элементов, а также их сульфидами и сульфоарсенидами с характерными примесями железа и никеля. Данный тип, получивший название кракинского [6], возникает уже на ранней стадии магматического деплетирования и характерен для слабо истощенных разрезов альпинотипных комплексов.

Второй тип связан с дунит-гарцбургитовыми разрезами альпинотипных комплексов, вмещающими месторождения высокохромистых низкоглиноземистых маложелезистых хромовых руд. Для этих сильно истощенных и флюидизированных разрезов распределение платиноидов описывается сильно фракционированной нормированной C1 кривой анхондритового типа (рис. 4, II). Специализация руд этого типа определяется тугоплавкими платиноидами – осмием, иридием и рутением. Парагенезис минералов платиновых металлов представлен, в первую очередь, их сульфидами и сульфоарсенидами, а также интерметаллидами на основе платиноидов, никеля, меди и железа (табл. 1). Названный «кемпирсайским» [7] этот тип хромит-платиноидного оруденения сформирован, по видимому, в астеносферных условиях при участии глубинных высоконагретых восстановленных флюидов [8].

Третий тип характеризует гарцбургит-дунитовые разрезы периферических зон перехода к краевому полосчатому комплексу и содержащие среднехромистые железистые низкотитанистые рудообразующие и акцессорные хромшпинелиды.

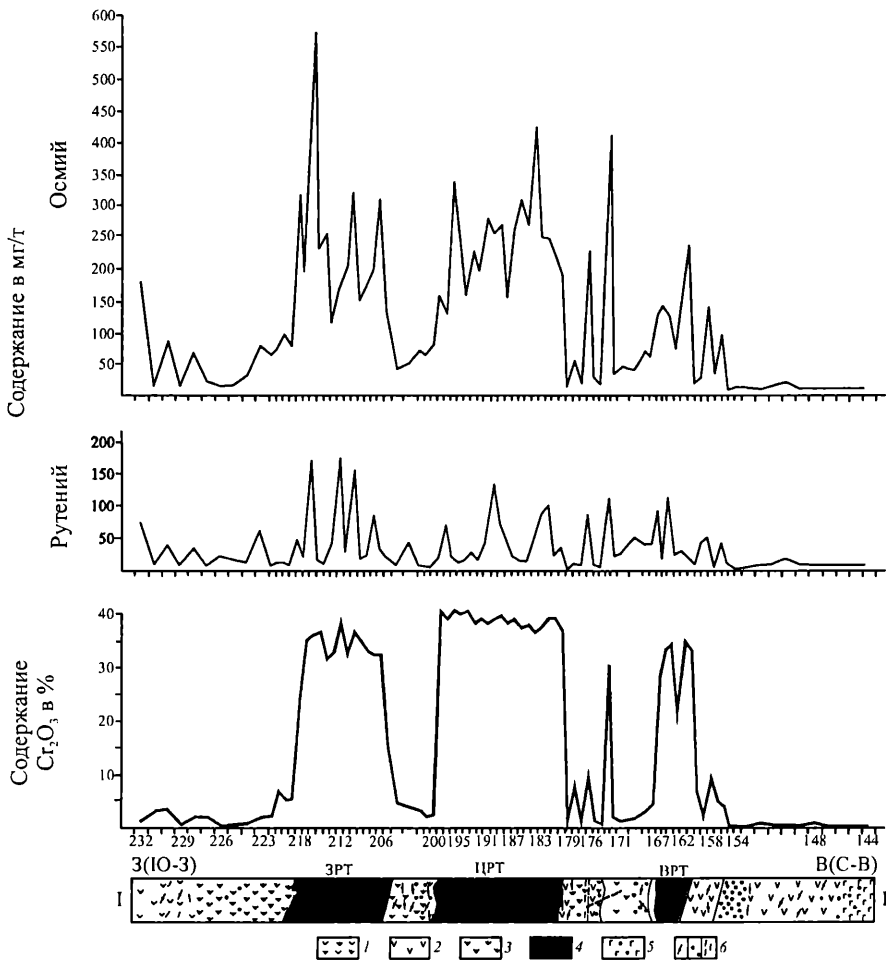


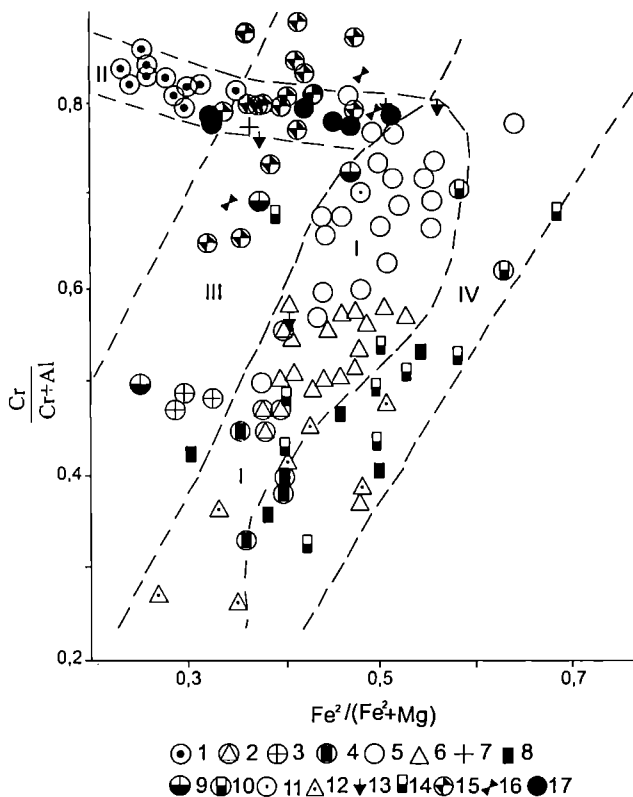
Рис. 2. Распределение осмия, рутения и оксида хрома в платинометалльных рудах сарановского типа по разрезу Главного Сарановского месторождения.

1 - дуниты и дуниты энстатитовые, дунит-пегматиты энстатитсодержащие; 2 - дунит-гарцбургиты; 3 - ультрамафиты с повышенной вкрапленностью хромшпинелидов; 4 - хромититы густовкрапленные и массивные, оливин-хромитовые и хромит-оливиновые породы; 5 - габбро-диабазы и диабазы; 6 - участки горных пород: с карбонатными прожилками, повышенной вкрапленностью сульфидов и интенсивным дроблением и расланцеванием пород.

лиды. Для этих разрезов, находящихся под непосредственным влиянием краевого полосчатого комплекса, характерен отчетливо, а иногда и контрастно фракционированный тип распределения платиноидов (рис.4,III). Специализация хромит-платиноидных руд определяется тугоплавкими платиноидами и платиной. Парагенез платиноидных минералов представлен их сульфидами и интерме-

Рис. 3. Типы рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов в ультрамафитах альпинотипных комплексов Урала.

Массивы: 1-8 – Кемпирсайский; 9-14 – Нуралинский; 15-16 – Верхнейвинский; 17 – Райизский. Рудообразующие хромшпинелиды: 1, 17 – дунит-гарцбургитов; 2 – гарцбургитов; 3, 9, 15 – краевого полосчатого комплекса. Аксессуарные хромшпинелиды: 5, 11 – дунитов; 6, 12 – гарцбургитов, лерцолитов; 7, 13, 16 – периферических зон перехода; 8, 14 – краевого полосчатого комплекса. I – лерцолит-гарцбургитовые разрезы с резко подчиненными дунитами, II – дунит-гарцбургитовые разрезы, III – гарцбургит-дунитовые разрезы периферических зон перехода к краевому полосчатому комплексу, IV – дунит-верлит-клинопироксенитовые разрезы краевого полосчатого комплекса.



таллидами с примесями железа и никеля (см. табл. 1). Эпи «нуралинско-верхнейвинский» тип хромит-платиноидных руд обладает геохимическими чертами ранних ассоциаций и одновременно содержит следы поздней трансформации альпинотипных комплексов [9].

Четвертый тип – «шандашинский» платино-палладиевый, иногда с серебром и золотом, типичен для полосчатых краевых дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых разрезов альпинотипных комплексов [10]. Рудообразующие и аксессуарные хромшпинелиды представлены здесь среднехромистыми высокоглиноземистыми железистыми и высокотитанистыми разновидностями. Распределение платиноидов характеризуется сильно и контрастно фракционированной нормированной по Cr кривой (рис. 4, IV). Специализация руд на платину и палладий дополняется присутствием фаз, содержащих в своей основе родий, рутений, иридий, серебро и золото, а также примеси никеля, железа, интерметаллиды, а также сульфиды, сульфоарсениды и антимониды платиновых металлов (см. табл. 1).

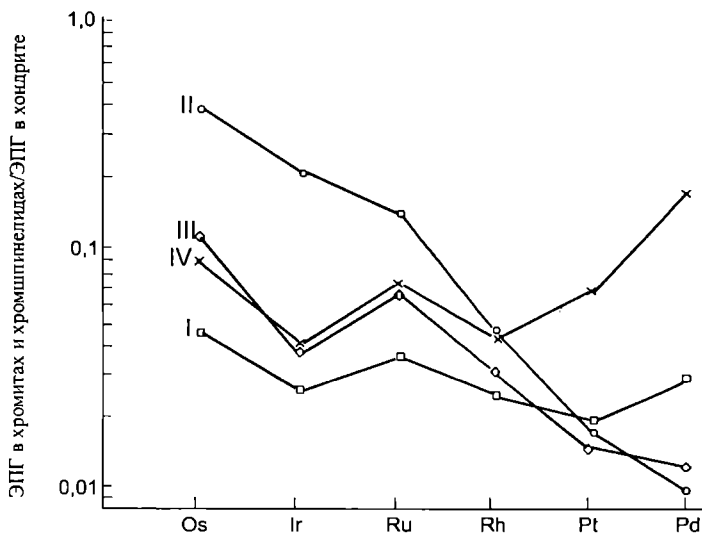


Рис. 4. Нормированные по хондриту C1 кривые распределения платиновых металлов в хромит-платиноидных рудах альпинотипных комплексов Урала.

I – кракинский тип, результирующая кривая на основе 78 анализов; II – кемпирсайский тип, результирующая кривая на основе 450 анализов; III – нуралинско-верхнейвинский тип, результирующая кривая на основе 24 анализов; IV – шандашинский тип, результирующая кривая на основе 45 анализов.

Изначально значения фугитивности кислорода в платиносодержащих глиноземистых хромититах и вмещающих ультрамафитах этих руд на порядки выше, чем в высокохромистых рудах, что свидетельствует о существенно углекислом составе рудообразующего флюида. Все это дает основание связывать формирование глиноземистых хромит-платиноидных руд с надсубдукционными обстановками трансформации альпинотипных комплексов на островодужной стадии развития подвижной системы.

Из четырех рассмотренных выше геологических обстановок формирования хромит-платинометалльных руд кракинского, кемпирсайского, верхнейвинского и шандашинского типов остановимся на второй (кемпирсайской) обстановке, приводящей к образованию наиболее масштабного хромит-платинометалльного оруденения.

Кемпирсайский тип рутениево-иридиево-осмиевых руд выявлен в хромитоносных дунит-гарцбургитовых комплексах (пояс Б) главного офиолитового пояса Урала, вмещающих месторождения высокохромистых хромовых руд. Основная особенность распределения платиновых металлов в рудах этого типа заключается в контрастной геохимической специализации руд и ультрамафи-

Оценка условий хромит-платиноидного рудообразования в дунитах лерцолит-гарцбургитовых разрезов кракинского типа и дунит-гарцбургитовых разрезов кемпир-сайского типа свидетельствует о восстановленном характере рудообразующих флюидов при трансформации альпинотипных комплексов на субкеанической стадии их эволюции [11]. Состав же рудообразующих флюидов при формировании глиноземистых руд третьего и четвертого типов определенно иной: значения фугитивности

тов. Она свидетельствует о сильном фракционировании платиноидов в процессах хромитообразования. Рудовещающие ультрамафиты специализированы на легкоплавкие платиноиды (платину, палладий); все разности высокохромистых хромитовых руд - на тугоплавкие элементы, в первую очередь - осмий, образуя следующий устойчивый ряд убывания содержаний платиновых металлов (осмий, иридий, рутений, платина, родий, палладий). Установлена взаимосвязь процессов накопления хрома и тугоплавких платиноидов в рудах: по мере увеличения густоты вкрапленности и железистости хромшпинелида увеличивается содержание хрома и падает - глинозема; одновременно с этим возрастает суммарное содержание осмия, иридия, рутения. Общее содержание платиноидов в рудах закономерно увеличивается от 0,2-0,3 г/т в редковкрапленных до 0,7-2,0 г/т в густовкрапленных и сплошных рудах. Максимальные концентрации платиноидов приурочены к фронтальным зонам рудных тел, внутрирудными дунитами, участкам обогащения руд паргаситом, эденитом, флогопитом. Тугоплавкие платиноиды, составляющие более 90% от общего количества платиновых металлов в рудах, на 80 % и более заключены в хромшпинелидах, содержащих весьма мелкие и тонкие включения собственных минералов платиновых металлов и сульфидов цветных металлов. Характер распределения платиноидов во вторичных минералах руд (серпентине, тальке, хлорите, поздних сульфидах) свидетельствует о незначительном перераспределении их в процессе пострудного преобразования. Собственные минералы платиновых металлов в рудах кемпирсайского типа представлены сульфидами, сульфоарсенидами и твердыми растворами тугоплавких платиноидов с характерными примесями железа, никеля, меди (см. табл.1). Наиболее распространены минералы ряда лаурит-эрликманит, содержащие до 4 % мышьяка. Обычны иридосмин и осмирид. Встречены ирарсит, осарсит, а также ксингцхонгит, в том числе - резко обогащенный никелем. Все эти минералы присутствуют в виде моно- и полифазных выделений размером от 1 до 50 мкм; более крупные до 100-200 мкм и более весьма редки [12, 13]. Важно подчеркнуть, что средние результирующие пропорции платиноидов для ведущих минеральных форм, сквозных для всех классов крупности, весьма близки к имеющим выдержанный характер пропорциям платиновых металлов в хромитовых рудах и в выделенных из них концентратах [13].

Развиваемая модель флюидно-метасоматического происхождения платинометалльно-хромитовых руд кемпирсайского типа [8, 14] предполагает трансформацию в низах океанической литосферы практически нехромитоносных реститогенных дунит-гарцбургитовых серий со слабо дифференцированным (субхондритовым) типом распределения платиноидов под воздействием восходящих потоков нагретых восстановленных флюидов. Результаты изучения в высокохромистых рудах состава захороненных газов, постоянное присутствие в околорудных ультрамафитах и в цементе высокохромистых руд высокотемпературных амфиболов (паргасита, эденита) как будто не противоречат представлениям об участии в рудообразующем процессе восстановленного натрийсо-

Парагенезисы минералов ЭПГ в хромит-платинометаллических рудах

Типы Минерализации	I Кракинский Иридиево-осмиево-рутениевый	II Кемпирсайский Рутениево-иридиево-Осмисеи	III Верхнейвинский Платино-иридиево-рутениево-осмиевый	IV Шандашинский Платино-палладиевый (с серебром и золотом)
Главные минералы ЭПГ*	(Ru,Os,Fe) (Ru,Os,Ir,Rh) ζ (Ir,Rh,Pt,Ru)AsS (Ru,Os,Ir,Ni,Cu) (Pt,Fe,Ni,Cu) (Pt,Fe)	(Ru,Os,Rh)(S,As) (Os,Ru,Ir)(S,As) (Os,Ir,Ru) (Ir,Os,Ru)	(Ru,Os,Ir) ζ (Os,Ru,Ir,Rh) ζ (Ru,Os,Ir,Fe,Ni) (Os,Ir) (Ir,Os)	Pt ₃ Fe (Pt,Fe,Ru,Ni) (Pt,Fe,Rh,Ir)(As,S) ζ (Pd,Ni,Cu) ζ (Sb,S) ζ (Fe,Pt)
Второстепенные и редкие минералы ЭПГ	(Ir,Fe) (Pt,Pd,Fe) PtAs ₂ (Pt,Ir)(Fe,Ni,Cu) ζ	(Os,Ru,Ir)AsS (Ru,Os,Ir)AsS (Ir,Os,Ru)AsS (Ir,Rh,Cu,Ni)S (Rh,Ir,Ru)AsS	IrAsS Pt ₃ Fe (Ir,Fe) (Rh,Fe) PtAsS RhAsS	(Pt,Pd)S (Os,Ru,Fe) Ag(Fe,Pd) Fe,Ni(Pt,Pd,Ru) Cu,Ni(Pt,Pd,Ru)

* ЭПГ - элементы платиновой группы.

держашего метано-водного флюида [15]. В общем виде специфика распределения платиноидов в рудах кемпирсайского типа хорошо увязывается с усложнением модели их фракционирования и накопления в процессах последовательного деплетирования, флюидизации и, при определяющем влиянии этих факторов, формировании обогащенных тугоплавкими платиноидами высокохромистых хромитовых руд.

Нижнетагильский тип (пояс В) платиновых (с иридием, рутением, родием, осмием) руд локализован в дунит-клинопироксенит-тылаитовых сериях зональных комплексов обстановок ранних островных дуг. Стала очевидной необходимость выделения в составе гетерогенных полизональных ультрамафит-мафитовых комплексов Платиноносного пояса Урала двух совершенно различных генетических ассоциаций пород и руд, формирующихся в разных геодинамических обстановках [16, 17]: дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовых серий собственно Платиноносного пояса и оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-габбровых (габбро-норитовых) серий Палладиеносного пояса [18, 19, 24], охарактеризованного здесь Баронским типом.

Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой естественной ассоциации собственно Платиноносного пояса (нижнетагильский тип платинометаллического оруденения) установлена сквозная однотипная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержаний благородных

металлов: платина, рутений, осмий, палладий, родий, иридий, золото. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов (троктолитов) к оливиновым клинопироксенитам, верлитам и дунитам - от 5-10 до 20-30 и 50-60 мг/т соответственно. Наиболее концентрированное платиновое оруденение связано с дунитовыми членами серий.

Геохимическое распределение платины и платиноидов в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. Так, на примере массива горы Соловьева, нами впервые установлены количественные соотношения содержаний платины (суммы платиновых металлов) с параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов (рис. 5).

Показано, что в дунитах, наименее затронутых поздними процессами хромит-платинового рудообразования, эти содержания связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной - с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-17 до 9-11 мол. % содержание платины (суммы платиноидов) увеличивается от 3-10 (20-30) до 50-60 (100) мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в дунитах уменьшается от 2 до 0,3-0,5 мас. %. В исследованных дунитах горы Соловьева размер зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень ранней их серпентинизации, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают. Среди основной массы таких дунитов с фоновыми содержаниями платины в 30-50 мг/т впервые выявлены отрицательные геохимические аномалии, на площади которых содержание платины уменьшается в 3-5-10 раз (район Госшахты, Крутого и Сыркова Лога). Именно к ним часто приурочены хромит-платиновые рудные столбы и зоны с резко повышенными и высокими содержаниями платины — 0,5-10 г/т. Часто встречающиеся в фоновых дунитах шпирсы и гнезда хромшпинелидов, имеющие сегрегационную природу, как правило, не содержат собственной платиновой минерализации, а количество платины в них не превышает 50-100-200 мг/т.

Из трех реально присутствующих в дунитах парагенетических ассоциаций минералов платиновых металлов наиболее характерной и распространенной является ассоциация железо-платиновых сплавов с рутений, иридий и осмийсодержащими минералами - ферроплатиновый тип (табл. 2).

Ферроплатиновый тип минерализации связан с сидеронитовыми пятнистыми дунитами и ветвистыми струйчато-вкрапленными хромитовыми жилами в них, по содержанию хромшпинелида, представляющими собой средне-густовкрапленные хромитовые руды. Хромшпинелид руд имеет относительно выдержанный состав и содержит 52-54 мас. % оксида хрома. Железистость хромшпинелида 33-42 мол. %. Сосуществующий оливин содержит 0,1-0,15 мас. % никеля и имеет железистость 5,5-7 мол. %. В цементе хромит-платиновых руд присутствуют слюды, хлориты, амфиболы. В целом для этого парагенезиса характерна повышенная степень окисления железа в сосуществующих минералах. Выделения платиновых минералов находятся в тесном взаимопроращении

с хромшпнелидами и имеют как идиоморфную, так и ксеноморфную формы. Размеры их варьируют от 100 до 2000 мкм и более. Представлены изоферроплатиной и тетраферроплатиной с включениями платинистого осмирида, иридия, осмия, холлингвортита, ирарсита и др. Содержание в матричной ферроплатине примесей других платиноидов в сумме составляет 8-10 мас. %, меди и никеля в сумме до 5-7% мас. Парагенные сульфиды - пентландит, миллерит, пирротин.

Изотопно-геохимические и минералого-геохимические данные по ферроплатиновому типу оруденения указывают на мантийный источник генерации платиноидных элементов. Конечная реализация их в виде конкретного парагенезиса собственных минералов происходила в условиях закрытой системы из концентрированного водно-щелочного флюида, отделившегося при эволюции рудно-магматической системы по той или иной модели [20,21]. Таким образом, есть основания для отнесения эпигенетических хромит-платиновых руд нижне-тагильского типа к флюидно-метаморфогенным образованиям.

Гайский тип (пояс Г) золото-палладиево-платиновых (с родием) руд выявлен в колчеданосных комплексах главного вулканогенного (первичного) пояса Урала.

Установлено, что в колчеданных рудах уральского типа присутствуют все металлы платиновой группы за исключением иридия, при этом ряд их убывания выглядит следующим образом: платина, палладий, рутений, осмий, родий. Палладиево-платиновая специализация, как и присутствие ощутимых количеств родия и рутения, характерны для всех типов этих руд. Однако уровень содержания ведущих элементов и суммарные концентрации платиноидов резко варьируют. Минимальные содержания палладия и суммы платиноидов характерны для серноколчеданных руд, максимальные содержания платины и суммы платиноидов - для медноколчеданных руд. Повышенные концентрации палладия присутствуют как в медно-цинковоколчеданных, так и в цинковоколчеданных рудах. Суммарные содержания платиновых металлов в рудах и концентратах изменяются от 0,1 до 1 г/т, однако наиболее обычными для колчеданных руд уральского типа являются содержания 0,3-0,5 г/т (табл. 3). Степень платиноносности колчеданных руд сопряжена не только со степенью их медистости, но и со степенью золотоносности (рис. 6), при этом максимальные содержания платины около 1 г/т выявлены в концентратах и технологических продуктах с очень высокими содержаниями золота, что косвенно предполагает наличие общих форм нахождения этих металлов. Установленная специализация колчеданных руд уральского типа в отношении платиновых металлов, вероятно, отражает процессы их раннего разделения в условиях эволюции мантийного вещества и фиксирует общий тренд фракционирования платиноидов при формировании комплементарной пары рестит-вулканит.

Полученные в последнее время данные о распределении платиновых металлов в колчеданных рудах уральского и баймакского типов [19] - месторождения Сибай, Александрийское, Бакр-Тау, Таш-Тау, полностью согласуются с приведенной выше информацией. Последнее еще больше подчеркивает прак-

тическое значение медно-цинковоколчеданных руд как перспективного источника попутного получения больших количеств платины и палладия.

Баронский тип (пояс Д) золото-платино-палладиевых руд, как указывалось выше, генетически связан с зональными ультрамафит-мафитовыми массивами Палладиеносного пояса Урала. Для оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-габбровой (габбро-норитовой) естественной ассоциации, формирующей палладиеносный пояс, характерна сквозная палладиевая (золото-платино-палладиевая) специализация. Она имеет следующий устойчивый ряд убывания содержаний благородных металлов: палладий, платина, золото, рутений, осмий, родий, иридий. Различные геологические обстановки концентрации платиновых металлов и золота в пределах этой ассоциации обусловили возникновение нескольких разных типов руд: качканарского, волковского, баронского (см. табл. 2). В целом формирование благороднометального оруденения этого пояса происходило как элемент развития рудообразующей системы островодужных габбро (высокоглиноземистых базальтов). Поля устойчивости минеральных ассоциаций золото-палладиевого оруденения указывают на средние и низкие (600–400°C и менее) температуры при высокой летучести кислорода в рудообразующей системе.

Оруденение баронского типа впервые выявлено нами в нижней части разреза Волковского сложно дифференцированного рудоносного габбрового массива. Здесь, в зоне перехода от такситовых амфибол-пироксеновых и оливиновых габбро к плагиоклазовым и оливиновым клинопироксенитам и верлитам выявлен маломощный (0,5–8 метров) прерывистый горизонт будинированных, рассланцованных и зеленокаменно измененных апатитовых оливинитов и апатитовых оливиновых клинопироксенитов, несущих акцессорную и, в отдельных участках, повышенную вкрапленность сульфидов меди и железа (халькопирит, борнит, карролит, пирит), повышенные и высокие количества платиновых металлов, а также золота и серебра. Состав руд приведен в табл. 4.

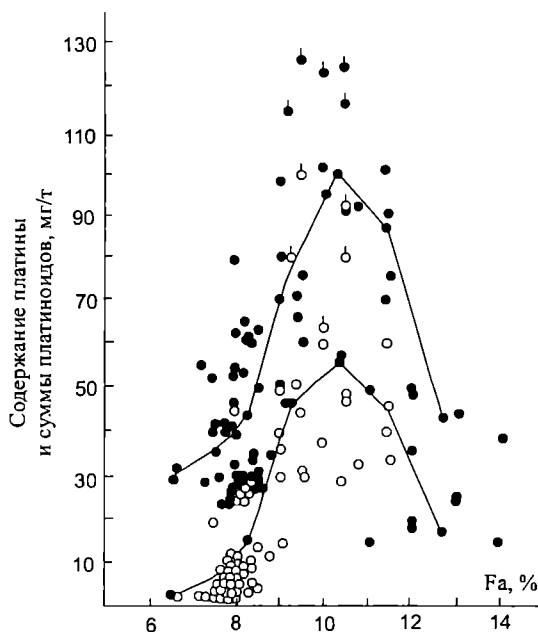


Рис. 5. Распределение платины (позалитые кружки) и суммы платиновых металлов (залитые кружки) горы Соловьёва в зависимости от железистости оливина.

Кружки с крестиками - верлиты, оливиновые клинопироксениты. На основе анализа 709 проб.

**Парагенезисы минералов ЭПГ в рудах Платиноносного (В)
и Палладиеносного (Д) поясов Урала**

Типы минерализации	Нижнетагильский (ферроплатиновый)	Качканарский (высоцкитовый)	Волковский (меренскиитовый)	Баронский (котульскитовый)
Главные минералы ЭПГ	Изоферроплатина Pt ₃ Fe Тетраферроплатина PtFe Осмирид IrOs Платосмирид IrOsPt Иридосмип OsIr	Высоцкит PdS Высоцкит платиновый Атепеит (Pd,Hg)3As Мертиит Pd ₃ (Sb,As) ₂ Котульскит (Pd,Hg)Te	Меренскиит (Pd,Pt)Te ₂ Гессит (Ag,Pd) ₂ Te Медно-кобальтовый теллурид с Pd	Котульскит (Pd,Pt,Cu)Te Меренскиит (Pd,Pt,Cu)Te
Второстепенные и редкие минералы ЭПГ	Os самородный Ir самородный Лаурит (Ru,Os,Ir)S ₂ Туламинит Pt ₂ CuFe Ирарсит (Ir,Rh,Pt)AsS	Меренскиит PdTe ₃ Палладий медистый PdCu Палладий ртутный PdHg Брэггит (Pt,Pd)S Потарит PdHg	Золото палладий-содержащее	Меренскиит-Ni Котульскит-Cu Кейтконнит (Pd,Cu) ₃ Te Кейтконнит-Cu Золото палладий-содержащее

Суммарное содержание платиноидов от 5 до 40 г/т, при этом палладий резко преобладает над платиной при крайне низких содержаниях остальных платиноидов. Золото содержится в количествах от 0,5-1 до 5-10 г/т. Максимальные концентрации палладия, платины и золота связаны с локальными зонами антигоритизации, хлоритизации и ослюденения в апатитовых оливинитах и апатитовых оливиновых клинопироксенитах. Размеры выделений палладиевых минералов и золота составляют 10-20 мкм; иногда встречаются их кристаллические сростки в виде цепочек кристаллов и прожилков размером (50-100 мкм и более). Продуктивный парагенезис минералов представлен борнитом, халькопиритом, шикелевым карролитом, магнетитом, меренскиитом, котульскитом, кейтконнитом, их никелистыми и медистыми разновидностями, палладийсодержащим самородным золотом.

Исследование состава, внутреннего строения и соотношения минералов продуктивного парагенезиса свидетельствует о возрастании потенциала теллура, сурьмы, платины и никеля в системе к завершающим стадиям процесса формирования руд баронского типа. Отношение никеля к кобальту в рудах близко к 1, в то время как отношение меди к никелю значительно больше 100, что весьма характерно для метаморфогенно-гидротермальных медных руд.

Однотипный сквозной характер ведущей меренскиитовой минерализации говорит о близких параметрах формирования концентрированного благороднометалльного оруденения в различных частях разреза Волковского рудоносного массива, отвечающих условиям средне-низкотемпературного метаморфогенно-гидротермального процесса при относительно невысоких значениях легучести серы [23].

Таблица 3

Распределение платиновых металлов в колчеданных рудах уральского типа

Тип руды	Содержание платиновых металлов/г							Сумма, мг/г
	Pt	Pd	Rh	*	Os	Ru		
Гайское месторождение (Южный Урал)								
Медноколчеданная сплошная и вкрапленная	442	213	5	<10	10	19	690	
Медно-цинковоколчеданная сплошная и вкрапленная	221	65	7	<10	5	12	310	
Руда текущей добычи (смесь меднокол- чеданной и медно-цинковоколчеданной)	263	65	5	<10	13	17	365	
Пиритный концентрат	256	38	7	<10	5	17	325	
Цинковый концентрат	288	46	5	<10	10	35	385	
Медный концентрат	365	135	15	<10	8	51	575	
Львухинская группа (Средний Урал)								
Серноколчеданная сплошная	70	12	5	<10	40	80	210	
Медноколчеданная сплошная	210	18	5	<10	20	100	355	
Медноколчеданная вкрапленная	156	30	14	<10	35	120	355	
Медно-цинковоколчеданная сплошная	100	45	5	<10	27	100	280	
Медно-цинковоколчеданная вкрапленная	20	17	26	<10	36	70	180	
Цинковоколчеданная сплошная	80	40	10	<10	30	160	320	
Цинковоколчеданная вкрапленная	20	32	18	<10	30	50	150	

Саранинский и малдинский типы золото-палладиевых (с платиной) руд выявлены на западном склоне Среднего, Северного и Приполярного Урала в связи с магматогенными и метаморфогенными комплексами обстановок эпиплатформенной активизации на пассивной палеоокраине.

Саранинский тип платино-палладиевых (с золотом) руд характеризует габбро-диабазы (диабазы) с медно-никелевой минерализацией, встреченные на горе Саранной, горе Дублинский Камень и в Чурольско-Ишеримской зоне на Среднем и Северном Урале. Многочисленные рои даек габбро-диабазов (диабазов) трассируют протяженный региональный пояс, имеющий золото-платино-палладиевую специализацию (см. рис. 1) при следующем выдержанном ряде убывания содержаний благородных металлов: палладий, платина, золото, родий, осмий, рутений, иридий. Дайки габбро-диабазов и комагматичных диабазов имеют мощность от 1 до 25 и более метров и сложены кварцсодержащими зеленокаменноизмененными разностями, состоящими на 35-40 % из амфиболизованного клинопироксена и актинолита, на 55-60 % из сосюритизированного основного плагиоклаза ряда лабрадор-битовнит. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, титаномагнетитом и сульфидами, количество которых на отдельных участках резко увеличивается. Разнообразная сульфидная минерализация в дайках встречается в виде рассеянной мелкой и тонкой вкрапленности и каплеобразных обособлений размером до 2 см.

В целом количество сульфидных минералов невелико (0,1-0,2-0,5), но на отдельных небольших участках оно возрастает на 1-2 порядка. Сульфидные выделения обычно полифазны и сложены (в порядке относительной распространенности по убыванию) пирротинном, пентландитом, халькопиритом, пиритом, борнитом, виоларитом, блеклыми рудами. Состав руд определяется следующими вариациями основных компонентов: меди от 0,07 до 1 %, никеля от 0,04 до 0,6, кобальта от 0,004 до 0,008 %, серы от 0,29 до 1 %. Содержание благородных металлов в рудах составляет (в мг/т): палладия - 100-350, платины 100-400, золота 50-100, родия 10-15, осмия 12, рутения 18, иридия менее 10, серебра 1000-2000.

Основная особенность распределения благородных металлов в рудах заключается в тесной связи их с местами концентрации сульфидов железа, никеля и меди и однотипной специализации руд и концентратов. Извлеченные из руд саранинского типа коллективные сульфидные концентраты содержат 14-32 г/т палладия, 7,5-9,7 г/т платины, 8-9 г/т золота. Таким образом, в кобальтсодержащих медно-никелевых рудах саранинского типа содержание благородных металлов (по сумме) изменяется от 0,3-0,6 г/т в бедновкрапленных разностях до 20-30 г/т в богатых густовкрапленных рудах, встречающихся лишь в виде очень небольших участков. Платиноидная минерализация связана в основном с сульфидами, и установлена нами как непосредственно в рудах, так и в сульфидных концентратах. Представлена стибийотеллуридами и висмутостибийотеллуридами палладия, их ртутными разновидностями, а также ртутными теллуридами палладия и палладистым золотом (табл.5). Одно-двухфазные выделения палладиевых минералов имеют идиоморфную форму и размеры от 5x5 мкм до 20-50 мкм. Чаще всего

находятся в никелевом пирротине, халькопирите и пентландите. Отметим, что по мере увеличения степени метаморфизма рудоносных габбро-диабазов, первичные соотношения основных компонентов руд (включая благородные металлы) нарушаются и количество выделений палладиевых минералов уменьшается.

Малдинский тип золото-палладиевых (с платиной) руд выделен нами [24] после открытия в 1978 г. на западном склоне Среднего Урала в пределах сарановского рифтогенного комплекса специфичной золото-палладиевой минерализации и выявления аналогичного парагенезиса минералов в россыпях западного склона Приполярного Урала [25].

Специализация руд малдинского типа определяется, в первую очередь, палладием и золотом при широком варьировании соотношений этих компонентов в различных объектах. Так, геологическая позиция рудопроявления малдинского типа Восточное, находящегося в пределах сарановского комплекса, определяется приуроченностью к ореольной зоне деформаций и метаморфизма в экзоконтакте крупнейшей дайки габбро-диабазов мощностью 50 м и протяженностью 700 м с золото-платино-палладиевым оруденением саранинского типа. Здесь рассланцованные антигоритовые серпентиниты по хромитоносным дунит-гарцбургитам и вмещаемые ими метаморфизованные хромит-оливиновые породы Восточного рудного тела содержат повышенные и высокие количества палладия, золота и платины - 100-600, 150-1500, 100-200 мг/т соответственно. Эти же типы пород и хромитовых руд в других многочисленных сечениях сарановского комплекса, удаленных от этой и других аналогичных даек, содержат очень малые, фоновые количества благородных металлов: 40, 20 и 36 мг/т соответственно.

Хромит-оливиновые породы рудопроявления Восточное содержат (в порядке убывания в мг/т): палладия 580-1100, платины 150-280, золота 50-200, родия 30-70, осмия 109-180, рутения 100-220, иридия 70-100, что характеризует совмещенный геохимический спектр этих гетерогенных руд. Методом флотации из руд получены концентраты, содержащие 95-195 г/т палладия, 23-33,8 г/т платины, 3,6-9,3 г/т золота, 7-10 г/т родия. После нескольких перечисток получен продукт, содержащий до 371,4 г/т палладия, 33,6 г/т платины, 10,7 г/т золота. Именно в этих концентратах были выявлены разнообразные минералы палла-

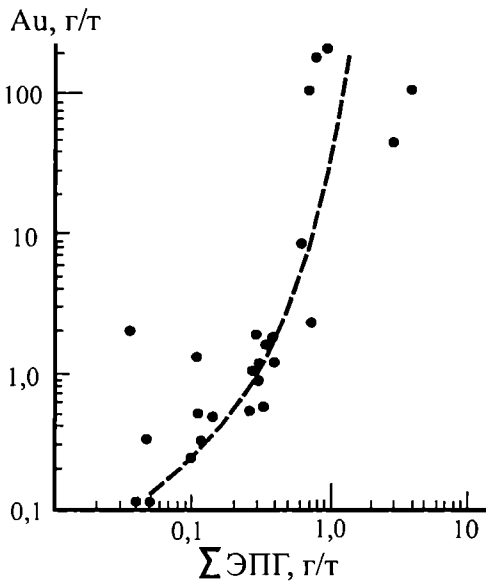


Рис. 6. Зависимость содержаний суммы платиновых металлов (ЭПГ) от содержаний золота в колчеданных рудах уральского типа и продуктах обогащения руд.

Химический состав (мас.%) апатитовых оливинитов Волковского массива, вмещающих малосульфидное платинометальное оруденение (содержание благородных металлов, г/т)

Компонент	1(56В)*	2(56Р)	3(829/4)	Компонент	1(56В)	2(56Р)	3(829/4)
SiO ₂	29,50	29,23	31,60	H ₂ O ⁺	7,61	5,36	7,73
TiO ₂	0,09	0,04	0,05	Собщ.	0,11	0,14	-
Al ₂ O ₃	2,10	1,00	1,80	Cu	1,68	1,50	0,51
Fe ₂ O ₃	9,33	9,65	9,23	Ni	0,009	0,007	0,009
FeO	1,96	1,88	2,14	Co	0,012	0,011	-
MnO	0,15	0,11	0,10	Zn	0,008	0,009	-
MgO	24,28	26,36	25,80	Pt	0,39	0,57	0,40
CaO	12,12	10,61	10,89	Pd	16,00	21,70	14,90
Na ₂ O	0,07	0,11	0,18	Rh	0,004	0,005	<0,04
K ₂ O	0,04	0,02	0,05	Ir	<0,01	<0,01	-
P ₂ O ₅	8,20	7,89	7,82	Os	0,016	0,014	-
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	-	Ru	0,033	0,027	-
V ₂ O ₅	0,020	0,017	-	Au	0,74	1,20	3,80
П.п.п.	8,70	9,60	7,80	Ag	7,30	8,10	10,00
Сумма					98,38	98,18	98,00

*Анализы 1 (56В) и 2(56Р) выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН (аналитики И.И.Неустроева, О.А.Березикова, Ю.П.Любимцева, Т.В.Амелина); анализ 3(829/4) - в ПО «Уралгеология» (аналитики А.Н.Майорова, А.С.Болков).

дия, платины и золота с характерной примесью ртути, меди, мышьяка (интерметаллиды малдинского типа. Минералы образуют кристаллические зерна размером от 5х5 до 30х50-70 мкм. Кроме обычного палладистого золота, встречен порпечит, содержащий до 12,5 % палладия, 5,7 % ртути, 1,6 % меди. Специфику минерализации также определяет впервые выявленный сульфид палладия, родия и ртути.

Для оруденения малдинского типа на Приполярном Урале в рассланцованных минерализованных риолитах рифея на основе впервые выполненных анализов намечен спектр убывания содержаний благородных металлов в рудах: золото, палладий, платина, родий, рутений, осмий, иридий. Ртутно-палладиево-золотая минерализация недавно открытого там же рудопроявления Нестеровское приурочена к зонам рассланцевания в терригенных толщах нижнего палеозоя.

Таким образом, состав исходного субстрата приразломных рудоносных метасоматитов не является определяющим при характеристике данного типа благороднометальной минерализации. Установленная нами генетическая связь золото-палладиевой минерализации малдинского типа с рудоносными (золото-платино-палладиеносными) габбро-диабазамы среднепалеозойского возраста при анализе процессов рудоотложения свидетельствует о приоритете структурно-магматического контроля метаморфогенно-гидротермального оруденения этого типа.

**Парагенезисы минералов ЭПГ в рудах саранинского
и малдинского типов**

Типы минерализации	Саранинский платино-палладиевый (с золотом)	Малдинский золото-палладиевый (с платиной)
Главные минералы ЭПГ	Боровскит Pd_3SbTe_4 Боровскит ртутный $Pd_3(Sb,Hg,Bi)Te_4$ Боровскит висмутовый $Pd_3(Sb,Bi)Te_4$	Золото палладистое с медью и ртутью Au, Ag, Pd, Cu, Hg Золото палладистое и медистое Au, Ag, Cu Мертиит $Pd_5(Sb,As)_2$ Атенеит $(Pd,Hg)As$
Второстепенные и редкие минералы ЭПГ	Майченерит сурьмянистый $Pd(Bi,Sb)Te$ Тамагамит Pd_3HgTe_3 Золото палладистое Au, Ag, Pd	Стиллуотерит Pd_8As_3 Стибиопалладинит Pd_5Sb_2 Палладоарсенид Pd_2As Кейтконнит Pd_3Te Порпечит Au, Ag, Pd, Hg Потарит Pd, Hg, As

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 96-05-64816.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Платиноидное оруденение в геологической истории Уральского подвижного пояса. // VII Международный Платиновый Симпозиум. Тезисы докладов. Москва, 1994. - С. 117.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Продуктивность платиново-металлических поясов Урала. // Ежегодник-1994 ИГГ УрО РАН. - Екатеринбург, 1995. - С. 61-63.
3. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных системах (на примере Урала). // I Международный Симпозиум «Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов». Тезисы докладов. - С.-Петербург, 1996. - С. 96-97.
4. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала). // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. - Свердловск, 1979. - С. 70-81.
5. Волченко Ю.А., Нечухин В.М., Алимов В.Ю. Хромитовые системы. // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. - М.: Наука, 1990. - С.57-78.

6. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Типы распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов. // Инф.материалы, Всесоюзн.совещ. «Геохимия и критерии рудоносности базитов и гипербазитов». Т. 2 - Иркутск, 1990. - С. 17-21.
7. Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Наумова Н.Г., Воронина Л.К. Платиноиды в хромитоносном разрезе Кемпирсай. // Ежегодник-1988 ИГГ УрО РАН. - Свердловск, 1989.- С. 94-96.
8. Чащухин И.С, Волченко Ю.А., Самсонов Г.П. Флюидно-метасоматическая модель генезиса хромитовых руд в альпинотипных гипербазитах на примере Кемпирсайского массива. // Геодинамика и металлогения Урала. Материалы к II Уральскому металлогеническому совещанию. - Свердловск, 1991. - С. 173-174.
9. Смирнов С.В., Волченко Ю.А. Первая находка платиноидной минерализации в хромитовых рудах Нуралинского массива на Южном Урале. // Ежегодник-1991 ИГГ УрО РАН. - Екатеринбург, 1992. - С. 115-177.
10. Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Вилесов В.А. Платиноидное оруденение краевых полосчатых серий альпинотипных комплексов Урала. // Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. - Екатеринбург, 1993. - С. 77-80.
11. Чащухин И.С, Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. - Екатеринбург, УрО РАН, 1996. - 136 с.
12. Волченко Ю.А., Наумова Н.Г., Неустроева И.И., Воронина Л.К. Формы нахождения платиновых металлов в хромитовых рудах альпинотипных комплексов Урала. // Ежегодник-1989 ИГГ УрО РАН. - Екатеринбург, 1990. - С. 76-78.
13. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Распределение и формы нахождения платиноидов в хромитовых рудах альпинотипных комплексов Урала. // Современные проблемы минералогии и сопредельных наук (тез. докл. к VIII съезду ВМО). - С.Петербург, 1992. -С. 115-116.
14. Волченко Ю.А., Воронина Л.К., Пальгуева Г.В. Паргасит в хромитовых рудах Кемпирсай. // Ежегодник-1990 ИГГ УрО РАН. - Екатеринбург, 1991. - С.89-92.
15. Коротеев В.А., Штейнберг Д.С, Чащухин И.С, Волченко Ю.А. Положение хромитового оруденения и ассоциированной платиноидной минерализации в истории формирования альпинотипных ультрамафитов (на примере Урала). // Материалы ХХІХ Сессии МГК. Тез. докл. Т. 2. Киото. - С.801.
16. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала. // Петрология и рудообразование. Инф. материалы ИГГ УНЦ АН СССР. - Екатеринбург, 1986. С. 56-63.
17. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Фоминых В.Г. Титаномагнетитовые системы. // Главные рудные геолого-геохимические системы Урала. - М.: Наука, 1990. - С. 79-96.
18. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных системах (на примере Урала). // Крупные и уникальные месторождения редких и

благородных металлов (Труды I Международного Симпозиума). - С.-Петербург, 1998. - С. 231-239.

19. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Неустроева И.И., Вилесов В.А. Парагенетические ассоциации элементов и минералов благородных металлов в зональных мафит-ультрамафитовых комплексах Урала: платиноносный и палладиеносный пояса. // Минералогия Урала, т. 1. Материалы III регионального совещания. - Миасс, 1998. - С. 74-76.

20. Hattori K., Cabri L.J. Origin of platinum-group minerals nuggets inferred from osmium-isotope study. // *Canad. Mineralogist*. 1992. V. 30. Pt. 2. - P. 289-301.

21. Иоган З., Оненштеттер М. Силикатные включения в изоферроплатине из интрузивных комплексов аляскинского типа: генетическое значение // VII Международный Платиновый Симпозиум. Тез. докл. - М.: Наука. 1994. - С. 42-43.

22. M.G.Dobrovolskaya, V. V.Distler. The noble metals in Cu-massive sulphide ore deposits of the south // *International Platinum. Theophrastus publications*. St.-Petersburg - Athens. 1998. P. 155-171.

23. Молошаг В.П., Гуляева Т.Я., Грабежев А.И. Фугометрия рудно-метасоматических систем Урала. // Ежегодник-1996 ИГГ УрО РАН. - Екатеринбург, 1997. - С. 166-168.

24. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платинометальное оруденение и перспективы его освоения. // *Изв. ВУЗов Горный журнал*, № 6/4. - Екатеринбург, 1994. - С. 62-85.

25. Малюгин А.А., Вилесов В.А. Арсеноантимониды палладия в россыпях зоны рифтогенеза Урала. // Ежегодник-1981 ИГГ УНЦ АН СССР. - Свердловск, 1982. - С. 87-88.

ПЛАТИНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА*

ВВЕДЕНИЕ

Начало изучения платиновых руд на Урале уходит во времена открытия здесь первых в мире россыпей платины и осмистого иридия (1819-1824 гг.) и первых в мире коренных платиновых руд 100 лет тому назад. Благодаря трудам многих поколений исследователей Урал является эталонным полигоном мирового значения при рассмотрении месторождений платиновых руд в хромитоносных дунитах зональных мафит-ультрамафитовых комплексов (уральский, нижнетагильский тип).

Однако, несмотря на очевидные успехи в изучении руд данного типа, которые, прежде всего, связаны с именами Л.Дюпарка, Н.К.Высоцкого, А.Н.Заварицкого, А.Г.Бетехтина, С.А.Кашина и др., многие принципиальные вопросы геохимии, минералогии, генезиса хромит-платиновых руд в дунитах требовали дальнейших всесторонних исследований на современном аппаратурном уровне для разработки генетической модели их формирования и научных критериев прогноза и поисков.

Прежде всего, это касается: а) установления основных закономерностей распределения платины и платиновых металлов в дунитах и хромититах зональных комплексов; б) выделения устойчивых парагенетических ассоциаций элементов и минералов платиновых металлов и минералов-спутников в дунитах и хромит-платиновых рудах; в) оценки флюидного режима и фуго-барометрии процессов рудообразования; г) оценки вероятных источников рудного вещества. В результате выполненных в последний период исследований по указанным направлениям многое стало более ясным и позволило приблизиться к пониманию генетической сущности процесса формирования хромит-платиновых руд зональных комплексов (Волченко и др., 1994, 1995, 1997, 1998; Малахов и др., 1995; Аникина и др., 1998, 1999; и др.).

Планируемая в рамках летней минералогической школы-99 «Под знаком Pt» геологическая экскурсия на Нижнетагильский дунитовый массив предусматривает посещение старейшего на Среднем Урале центра по добыче коренной и россыпной платины. Участникам экскурсии будет предложено посетить 4 участка с коренными хромит-платиновыми проявлениями (Госшахта. Дунитовый. Александровский. Сырковский). ознакомиться с геологическими материалами по ним, а также с разрезами сопряженных долинных и ложковых платиновых россыпей плиоцен-четвертичного возраста. На участке Новый Лог бу-

*Путеводитель экскурсий Уральской летней минералогической школы-99. Екатеринбург, 1999. 26 с.

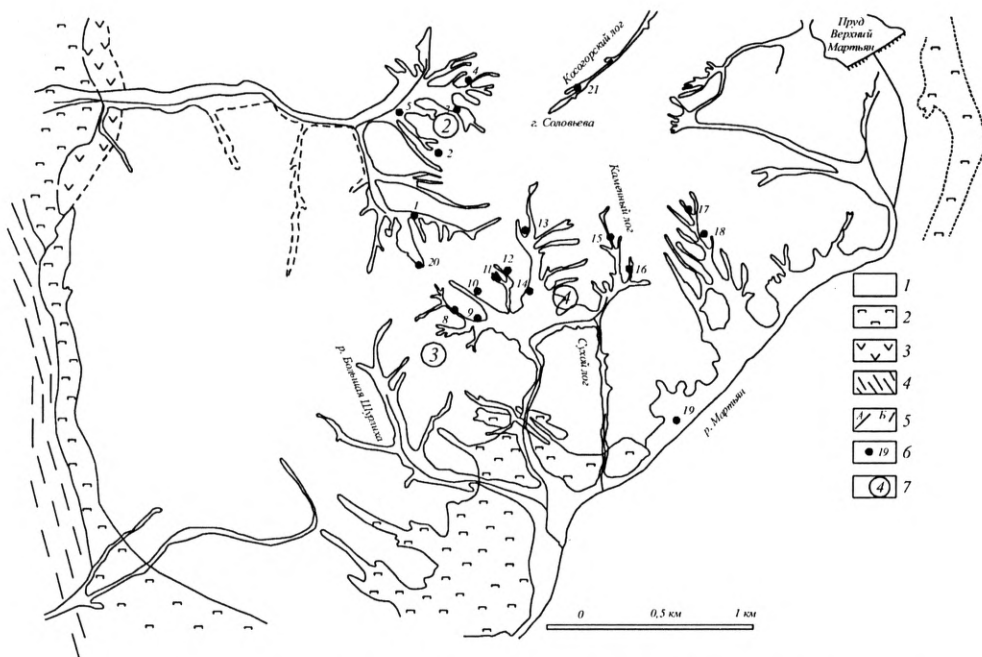


Рис. 1. Схематическая геологическая карта г.Соловьёвой с наиболее крупными платинопроявлениями и россыпями платины. Составил Ю. А. Волченко по материалам Н.К.Высоцкого, А.Н.Заварицкого и др. с дополнениями и уточнениями автора (1994-1998).

1 - дуниты 2 - клинопироксениты оливковые и мономинеральные. 3 - брусит-антгоритовые серпентиниты; 4 - сланцы серицит-хлорит-глинистые; 5 - геологические границы: а - достоверные; б - предполагаемые; 6 - наиболее известные и крупные проявления платины (первооткрыватель и год. находки): 1 - Серебряковская жила (Серебряков, 1892); 2 - Голицынская жила (Голицын, 1893-1897); 3 - Комаровская жила (Комаров, 1895-1897); 4 - Заварицкий П908); 5 - Господская шахта (1909) 6-8 - Заварицкий (1908); 9 - Конради (1907); 10-12 - Заварицкий (1908); 13 - Конради (1907); 14 - Борисовская жила; 15 - Кустовская жила (Заварицкий, 1908); 16-18 - Заварицкий (1908); 19 - Дедкова яма, Авроринское (бр. Дедковы, 1898-1899); 20 - Конради (1907); 21 - Косогорское; 7 - объекты экскурсии: 2 - участок Госшахта; 3 - участки Дунитовый и Александровский; 4 - участок Сырковский.

дуг продемонстрированы разрезы древних (мезозойских, палеогеновых, неогеновых) металлонесных отложений, сохранившихся в виде фрагментов в пределах протяженной Висимской мезозойской депрессии. На участках Сырковский и Новый Лог экскурсантам будет представлена возможность отбора шлиховых проб.

1. ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНЫ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО МАССИВА

Район Нижнетагильского массива является старейшим и крупнейшим на Урале центром добычи платины. Вслед за открытием в 1824 году в северной

части Тагило-Баранчинского комплекса первой на Урале и в России чисто платиновой россыпи по р.Орулихе, в 1827 году непосредственно в пределах Нижнетагильского дунитового массива были открыты россыпи по р.Захаровке и многочисленные платиновые россыпи ложкового типа по правым притокам р.Мартьян на южном склоне г.Соловьевой. С этого времени и до конца 70-х годов 19 века почти весь платиновый промысел Урала был сосредоточен в этом районе, причем ежегодная добыча платины из россыпей достигала 2-3 т. Первые в России (и мире) коренные месторождения платиновых металлов были также открыты в дунитах Нижнетагильского массива, но значительно позже - в 1892 - 1898 гг. (Серебряковская жила в Крутом логу. Комаровская жила и Голицынская жила в Соловьевом логу. Кустовская - в Каменном, Борисовская - в Александровском, Дедковская - Авроринское месторождение - в правом борту р.Мартьян и т.д.) - рис.1. При относительно небольших размерах, все эти месторождения отличались исключительным богатством руд. Наконец, в 1909 году старателями было открыто самое богатое и крупное коренное месторождение, известное под названием Господской шахты (Госшахты) и находящееся в борту одного из левых притоков Соловьева лога. Среднее содержание платины в приповерхностных частях этого месторождения составило около 400 г/т; отсюда на начальном этапе отработки было добыто более 50 кг металла. В целом хромит-платиновые руды коренных месторождений характеризуются крайне неравномерным распределением платины (от 0.5 - 5 - 50 до 500 г/т и более). Изменчивость содержаний в несколько порядков от месторождения к месторождению и в пределах отдельных рудных тел очевидно обусловлена резкими вариациями размеров выделений платиновых минералов в рудах. Так, Н.К.Высоцкий отмечал (1913. с.242), что в Сырковском логу была найдена большая часть наиболее крупных нижнетагильских самородков платины.

По различным оценкам из россыпей и коренных руд Нижнетагильского массива за весь период освоения извлечено более 160 тонн платины. Добыча платины из россыпей продолжается и в настоящее время. В последние годы производится переоценка коренных платиновых руд массива с использованием больших объемов буровых и горных работ и привлечением современных аналитических методов.

2. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНЫ В ДУНИТАХ И ХРОМИТАХ. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ КОРЕННЫХ РУД И РОССЫПЕЙ

Нижнетагильский массив относится к южному сегменту собственно Платиноносного пояса Урала, входя в состав крупнейшего Тагило-Баранчинского мафит-ультрамафитового комплекса. Формирование массива, как и всего комплекса в целом, происходило в условиях развития Тагильской палеоостроводужной системы в верхнем ордовике. Массив имеет форму зонального купола общей площадью 47.5 км² и сложен почти на две трети дунитами, а

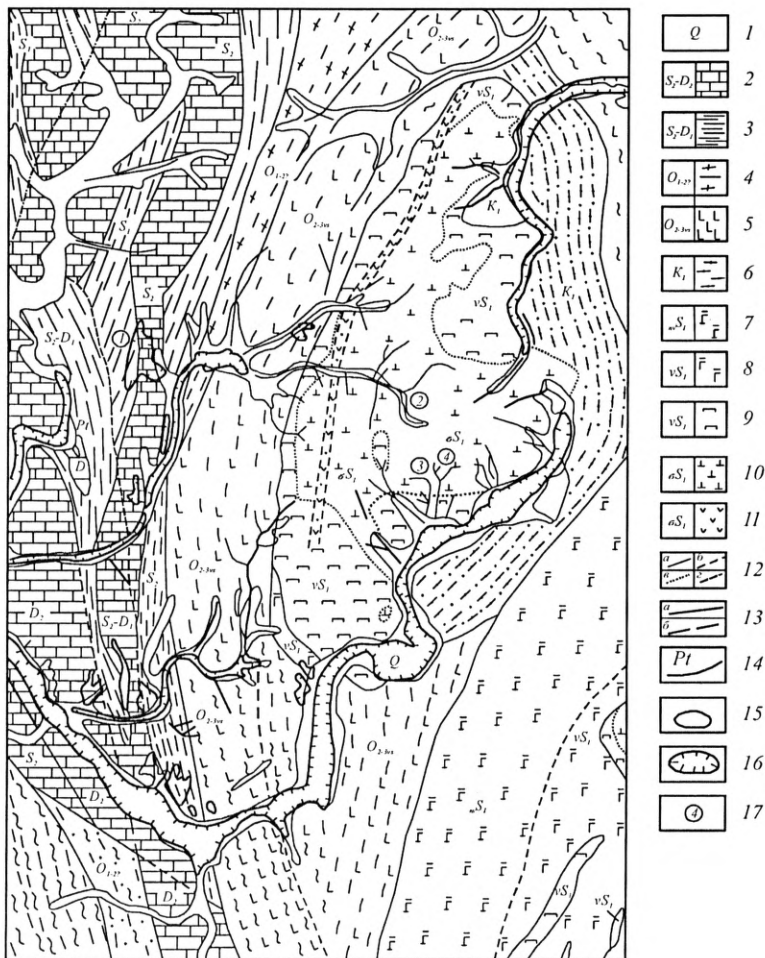


Рис. 2. Геологическая карта западной части Нижнетагильского мафит-ультрамафитового массива (по материалам Висимской партии УГСЭ с дополнениями и упрощениями автора).

1 - четвертичные отл-я; 2 - известняки; 3 - глинистые сланцы; 4 - углисто-глинистые и хлорит-серицитовые сланцы; 5 - базальтовые порфириды и диабазы; 6 - кыльмиты; 7 - габброиды: габбронориты (а), зеленокаменные диафториты апогабброноритовые (б); 8 - амфибол-соссюритовые габбро нерасчлененные; 9 - пироксениты: оливковые (а), магнетитовые (б); 10 - дуниты; 11 - брусит-антигоритовые серпентиниты; 12 - геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б), разновозрастных фаций внутри интрузивных комп-сов (в), границы площади развития габбро-пегматитовых и микрогаббровых жил; 13 - разрывные нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б); 14 - россыпи; 15 - полигоны гидравлик; 16 - дражные полигоны; 17 - объекты экскурсий: 1 - Новый Лог; 2 - Госшахта; 3 - Дунитовый и Александровский; 4 - Сырковский.

также оливиновыми и мономинеральными клинопироксенитами, верлитами, тылаитами (рис. 1, 2).

Центральная часть массива представляет собой каплевидное тело дуни- тов. площадью 27,2 км крупнейшее по размерам в Платиноносном поясе. По результатам структурного бурения и геолого-геофизическим данным массив на глубине имеет клиновидную форму с более пологими (55-65°) углами паде- ния на восток западного контакта и более крутого (75-80°) восточного. В об- рамлении массива на западе развиты терригенно-вулканогенные и терригенно- карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя. На западе это порфиритоиды и зеленые сланцы, превращенные в амфиболиты и кытлымиты, а также уг- листые сланцы и известняки, на востоке и на юге - кытлымиты по вулканоген- но-терригенному субстрату.

Бытует мнение, что платина присутствует в дунитовых массивах Платино- носного пояса чуть ли не повсеместно, ассоциируя с аксессуарной вкрапленнос- тью, жилками и шширами хромшпинелида, и что «все массивы дунита вообще должны рассматриваться как сплошные коренные месторождения платины» (Высоцкий, 1923, с. 169-170). Однако исчерпывающий анализ информации о со- держании платины в дунитах Нижнетагильского (Соловьевогорского) массива за последнее столетие (табл. 1) указывает на крайне неравномерное распреде- ление ее при вариации концентраций от следовых (менее 5 мг/т) до высоких (500-2000 мг/т). Последнее в полной мере относится и к распределению платины в гнездах, жилах и шширах хромита в дунитах. Н.К.Высоцкий (1923) указывал: «что касается условий залегания вышеуказанных обогащенных платиной мест в масси- вах дунита вообще, то оно не является, по-видимому, подчиненным какой-либо законности, или, вернее, последняя остается еще не разгаданной».

Выполненные в последние годы исследования внесли ясность в данный вопрос (Волченко и др., 1986, 1994, 1998). Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаит- товой ассоциации, формирующей массивы собственно Платиноносного пояса, установлена однотипная сквозная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержаний благородных металлов: платина, рутений, осмий, палладий, иридий, родий, золото. Выявлено закономер- ное возрастание средних содержаний платины от тылаитов (троктолитов) к оливиновым клинопироксенитам. и далее, к верлитам и дунитам - от 5-10 до 20-30 и 50-60 мг/т соответственно. Геохимическое распределение платины (и платиноидов) в дунитах контролируется параметрами их состава и поло- жением в разрезе дунитовых тел. Так, для массива г. Соловьевой нами впер- вые установлены количественные соотношения содержаний платины (и сум- мы платиновых металлов) с параметрами химического состава дуниатов и слагающих их минералов (рис. 3).

В дунитах, практически не затронутых процессами хромит-платинового ру- дообразования (западная, северная, восточная части массива), эти содержания связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с

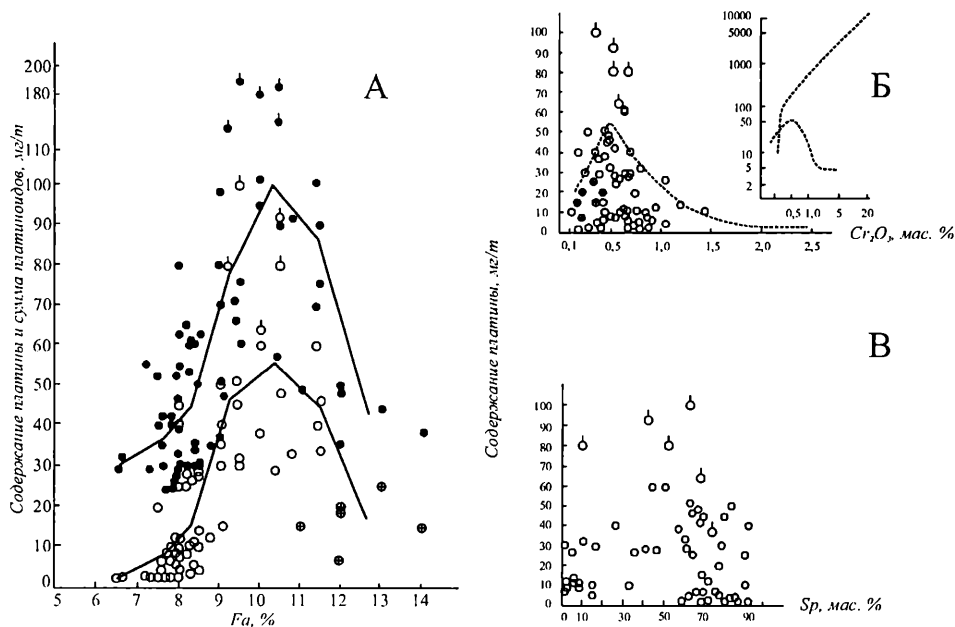


Рис. 3. Распределение платины в различных типах дунитов г. Соловьёвой.

А - Распределение платины (незалитые кружки) и суммы платиновых металлов (залитые кружки) в зависимости от железистости оливина; кружки с крестиками - верлиты и оливиновые клинопироксениты (на основе 79 проб); Б - распределение платины в зависимости от содержания хрома в фоновых дунитах; В - то же в эпигенетических платиновых рудах; Г - распределение платины в дунитах с различной степенью серпентинизации.

количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-7 до 10-12% мол. содержание платины (суммы платинидов) увеличивается от 5-10 (20-30) до 50-60 (100) mg/t и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в дунитах уменьшается от 2 до 0.5-0,3% мас. В исследованных дунитах г. Соловьёвой (поверхность, карьеры, скважины, включая структурную скважину 7529 - дублер знаменитой скважины №1) размер зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень ранней серпентинизации дунитов, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают. Среди основной массы таких дунитов с фоновыми содержаниями платины 30-60 mg/t впервые установлены площадные отрицательные геохимические аномалии, в пределах которых содержание платины уменьшается в 5-10 раз и составляет «следы» - 5-10 mg/t (участки Госшахта, скв.7529, Крутой Лог, Дунитовый, Александровский и др.), а железистость оливина становится минимальной (6-7-8% мол.). В пределах этих аномалий 70-80% проб оказываются «пустыми» и содержат менее или около 10 mg/t платины (данные по 5 скважинам, пройденным на Александровском участке; 166 проб). Именно с такими участками сопряжены хромит-платиновые рудные столбы и зоны с

резко повышенными и высокими концентрациями платины – 0,5-5-50 г/т. Часто встречающиеся в фоновых дунитах прожилки, шпирсы и гнезда хромшпинелидов, имеющие сингенетичную сегрегационную природу, не несут платиновой минерализации, а количество содержащейся в них платины не превышает 50-200 мг/т. Необходимо подчеркнуть, что как оливины дунитов, так и ранние сингенетичные обособления хромшпинелида, несут следы пластических деформаций и рекристаллизации (Бетхер, Волченко, 1996), в то время как хромит-платиновые эпигенетические по своей природе рудные тела являются постдеформационными.

Исследование рудных столбов и минерализованных зон на четырех участках г. Соловьевой позволило выявить характерные особенности состава сосуществующих минералов (хромшпинелид, оливин, платина и др.) и приблизиться к пониманию условий их формирования.

Прежде всего отметим, что на основе большого количества авторских зондовых анализов хромшпинелидов из всех типов дунитов и хромититов как с платиновой минерализацией, так и без нее (рис.4), удалось выделить основные типы рудообразующих и аксессуарных хромшпинелидов г. Соловьевой (рис. 4).

Аксессуарные хромшпинелиды из фоновых дунитов характеризуются максимальной железистостью ($Fe^{2+}/Fe^{2+} + Mg = 0,6-0,7$) и высоким содержанием двуокиси титана (0,5-0,8 % мас). Для хромшпинелидов из рудовмещающих дунитов и неплатиноносных шпирсов, жил, гнезд при их близкой хромистости характерна более низкая железистость (0,5-0,6) и более низкие содержания двуокиси титана (0,4-0,5 % мас). Рудообразующие хромшпинелиды платиноносных дунитов, платиноносных шпирсов и гнезд формируют свое компактное поле составов, характеризующихся соизмеримой и повышенной хромистостью, минимальной железистостью (0,3-0,5) и наименьшими содержаниями двуокиси титана (0,3-0,4 % мас). Платиновые руды хромитового подтипа характеризуются повышенной хромистостью и максимальной магниальностью ($Mg/Mg + Fe^{2+} = 0,55-0,70$), в отличие от платиновых руд дунитового подтипа.

Оливин рудовмещающих дунитов на всех исследованных участках имеет выдержанную пониженную железистость от 6,6 до 7,7 % мол. Непосредственно на контакте с хромит-платиновыми выделениями, в каймах, а также в цементе руд оливин не сохранился. Очень мелкие (менее 10 мкм) включения оливина в хромшпинелидах имеют еще более низкую железистость: 4,0-4,5 % мол.

Состав платины от участка к участку, и даже в пределах рудного тела изменяется существенно, но в целом преобладает тетраферроплатина PtFe при подчиненном развитии изоферроплатины Pt₃Fe и присутствии разновидностей этих минералов с высокими переменными содержаниями иридия, меди и никеля. В виде включений в этой платине присутствуют иридосмин, осмирид, осмий, платинистый иридий, лаурит и другие минералы. Содержание в железистой платине примесей остальных платиноидов составляет в сумме от 2-4 до 10 мас. %; меди и никеля (в сумме) от 1-2 до 9-10 мас. %. Платина хромитового подтипа отличается большим количеством благородных примесей в противоположность

**Содержание платины в дунитах Нижнетагильского массива
(г. Соловьёва)**

№	Авторы, год	Оценка;
1	Конради С.А., 1907	9-92 (27)
2	Высоцкий Н.К., 1913	0-1247 (318)
3	Высоцкий Н.К., 1923	3-95 (70)
4	Дюпарк Л., 1920	55
5	Бетехтин А.Г., 1924, 1927	10-800 (200)
6	Заварицкий А.Н., 1928	20
7	Обручев В.А., 1929	27-90
8	Кашин С.А., Маханов С.А., 1949-1956	10-2000 (279-500)
9	Юшко-Захарова О.Е., 1970, 1975	30-110
10	Фоминых В.Г., Хвостова В.П., 1970	93
11	Crocket G.H., 1979	82
12	Лазаренков В.Г., Иванова О.К., 1994	400-500
13	Иванов О.К., 1996	0-2000. 11,6-73,2 (39,4)
14	Гарутти Д., Ферштатер Г.Б. и др., 1997	24
15	Волченко Ю.А., Неустроева И.И. 1985-1998	3-60

платине дунитового подтипа, в которой преобладают примеси меди и никеля.

В платиновых рудах выявлены разнообразные флюидосодержащие минералы - мусковиты, флогопиты, хлориты, амфиболы, апатиты, а также стекла с газовой-жидкими включениями (Иоган, Оненштеттер, 1994, 1997, Волченко, 1997, Аникина и др., 1998), что является доказательством важной роли летучих компонентов в процессах концентрации платиновых металлов и формирования хромит-платиновых руд. Изотопно-геохимические (Hattori, Sabri, 1992) и минералого-геохимические данные по ферроплатиновому типу оруденения указывают на мантийный источник генерации элементов платиновой группы. Конечная реализация их в виде конкретного парагенезиса собственных минералов происходила, вероятно, в условиях закрытой системы из концентрированного водно-щелочного флюида. Изложенные материалы дают основания для отнесения хромит-платиновых руд нижнетагильского типа к эпигенетическим флюидно-метаморфогенным образованиям.

Руды рассмотренного типа являются россыпеобразующими. Размеры выделения платины в рудах варьируют в очень широких пределах, от 10-20 мкм до 1000-2000 мкм и более. При этом платина хромитового субтипа относительно крупнее, чем платина дунитового субтипа. Гранулометрический анализ платины рудной зоны участка Дунитовый на основе 209 зерен показал, что 2/3 их

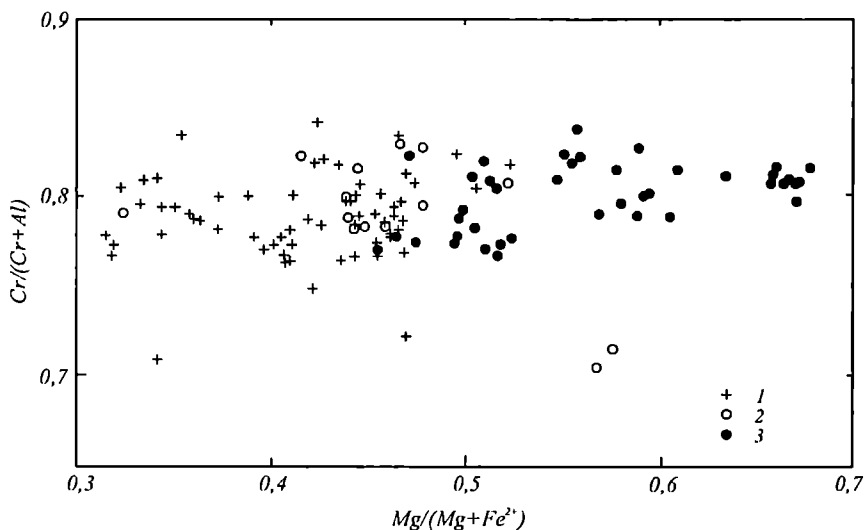


Рис. 4. Типы рудообразующих и акцессорных хромшпинелидов в дунитах Нижнетагильского массива (г. Соловьева).

1 - акцессорные хромшпинелиды; 2 - рудообразующие хромшпинелиды неплатиноносных шлиров, жил и гнезд; 3 - рудообразующие хромшпинелиды платиноносных шлиров, жил и гнезд с видимой платиной.

имеют крупность менее 100 мкм, то есть обладают флотационной крупностью. Последнее предполагает избирательность состава платины, концентрирующейся в россыпях, и свидетельствует о возможности формирования при их обработке крупных техногенных месторождений с тонкой платиной.

Пространственное размещение россыпей в районе Нижнетагильского массива зависит от многих факторов, но в первую очередь определяется насыщенностью площадей коренными источниками, отвечающими рангу россыпеобразующих месторождений и платинопроявлений. С другой стороны, размещение россыпей определяется интенсивностью и направленностью тектонических движений в мезозое, неотектонических деформаций в неоген-четвертичное время. В районе четко определены основные эпохи россыпеобразования: позднемезозойская, раннемиоценовая, средне-позднемиоценовая и плиоцен-четвертичная (Баранников, Волченко. 1997). Мезозойские эрозионно-структурные депрессии - важнейшие морфоструктуры, контролирующие пространственное размещение большинства россыпей. Положение депрессий предопределено литоморфными, структурно-тектоническими особенностями пород субстрата. Часто они наследовали зоны разломов, межформационных срывов. Сохранность древних металлоносных отложений в мезозойских депрессиях во многом определяется развитием карста, проявлением неотектонических деформаций. Наиболее богатые россыпи плиоцен-четвертичного возраста обычно приурочены к участкам современной гидросети, наследующей или пересекающей мезозойские эро-

зионно-структурные депрессии, а также ранне-миоценовые речные долины. Богатые ложковые и долинные россыпи на склонах г. Соловьевой имеют плиоцен-четвертичный возраст. Россыпи Висимской эрозионно-структурной депрессии (Новый Лог, Западно-Александровская и др.) имеют верхнемезозойский, палеогеновый и неогеновый возраст.

3. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ЭКСКУРСИИ

3.1. Месторождения и проявления коренной платины

3.1.1. Участок Госшахта. Месторождение Госшахта было открыто в 1909 году в глубоко врезанном борту небольшого левого притока Соловьева Лога (№ 5, рис. 1). В приповерхностных частях представляло собой систему субпараллельных и переплетающихся маломощных (1-5 см) крутопадающих хромит-платиновых жил, которые то выклинивались, то сливались в компактное овальное столбообразное тело с сечением 6-12 м² круто падающее на ЮВ и сопровождающееся по периферии шликерами и жилками хромитита. Как отмечал А.Н. Заварицкий (1928), на глубинах около 25 и 40 метров форма рудного столба Госшахты определялась системой столбообразно падающих небольших струеобразных шликеров и резко ограниченных жилок, сливающихся время от времени в более компактную массу, имеющую отпрыски в разные стороны. Общее склонение рудного столба к В-ЮВ под углом 60-70°. По падению (скатыванию) хромит-платиновые жилы и прожилки имеют переменную мощность (от нескольких мм до 5 и более см), часто выклиниваются и переплетаются. Месторождение отрабатывалось шахтой до глубины 183 м. Но морфология хромит-платиновых жил рудного столба существенно не изменилась. Распределение платины в пределах рудного столба крайне неравномерное. Даже в соседних пробах количество ее изменялось в сотни раз. Все месторождение в целом не имело резких границ, отделяющих его от окружающего дунита. Поэтому, как замечает А.Н. Заварицкий (1928), «цифры среднего содержания, которые для разных горизонтов колеблются от 5 до 50 г/т являются случайными и мало характеризуют природу месторождения». Размеры выделений платины в руде изменяются от 20-50 мкм до 1-2 см. По составу отвечает иридийстой тетраферроплатине, реже встречается иридийстая изоферроплатина. Присутствуют включения платинистого иридия и осмирида. Реликтов оливина в цементе хромит-платиновых руд не сохранилось. Оливин дунитов, непосредственно вмещающих рудный столб Госшахты, то есть дунитов отрицательных ореолов, содержащих не более 3-10 мг/т платины, имеет железистость 6,6-7,5 мол. %. В рудовмещающих дунитах и хромит-платиновых рудах установлена вкрапленность и прожилки слюд (мусковит, флогопит), хлоритов и различных хромсиликатов (хромхлориты, хромдиопсид, уваровит, хром-везувиан и др.). Прекрасные образцы хромит-платиновых руд из месторождения Госшахта находятся в музее Уральской государственной горно-геологической академии.

3.1.2. Участок Дунитовый¹ Расположен в северо-восточной-восточной прибортовой части Нового (Соловьевогорского) дунитового карьера. Здесь в 1997-1998 гг. были выявлены новые минерализованные платиноворудные зоны в стенках карьера и прибортовой северо-восточной части за пределами карьера. Зоны с видимой платиной встречены в крупноглыбовых развалах дунитов, вмещающих систему маломощных (1-5 см) коротких (до 1 м) хромит-платиновых жил и изолированных гнезд, формирующих в целом протяженное рудное тело ориентировочной мощностью 0,5-1,0 м. Формирование минерализованной зоны происходило в прифронтальной части отрицательного геохимического ореола в дунитах, содержание платины в котором изменяется от следовых до 10-15 мг/т, а железистость оливина снижается до 6-7,5 мол. %. В рудном теле в целом содержание платины составляет 2-5 г/т, палладия 0,06 г/т, иридия 0,05 г/т. В отдельных хромит-платиновых жилах концентрация платиновых металлов возрастает соответственно до 20-50 г/т, 0,20-0,37 г/т и 0,7-1,2 г/т. Соотношения хромшпинелида и силикатного цемента (вместе с карбонатными прожилками) в отдельных жилах и гнездах варьируют от существенного преобладания первого (до 70-85 об. %) до примерно равных соотношений. Рудные хромшпинелиды Дунитового участка по составу приближаются к типичным рудообразующим хромшпинелидам дунитового субтипа (рис. 5), обладающим умеренной хромистостью и магнезиальностью¹. Состав акцессорного хромшпинелида из серпентинитовых кайм рудных жил и рудовмещающих дунитов резко отличается большей железистостью и приближается к составу хромшпинелидов фоновых дунитов. Оливин в каймах и цементе руд не сохранился. Оливин включений в рудообразующих хромшпинелидах имеет железистость 4,0-4,4 мол. %.

Платиновая минерализация присутствует в виде кристаллических зерен размером от 5х5 - 50х100 до 500х1000 мкм и более. Резко преобладает мелкая и тонкая платина, количество которой составляет около 80 %. Идиоморфные зерна платины включены в хромшпинелиды, где находятся около трещинок, часто пересекая и цементируя их. Реже более крупные зерна платины включены в силикатный цемент руд, либо находятся на контакте хромшпинелидов и силикатов. По составу платина Дунитового участка представляет собой железо-платиновые твердые растворы, обогащенные медью и никелем. Соотношения основных компонентов в них (табл. 4) в большинстве случаев отвечает тетраферроплатине. Реже встречаются зерна зонального строения, центральная часть которых по составу отвечает изоферроплатине, а каймы шириной 100-200 мкм - тетраферроплатине. Встречены единичные мелкие зерна изоферроплатины без кайм (табл. 4). В тетраферроплатине присутствуют тонкие вроски иридосмина и осмия. Все минералы хромит-платиновых рудных жил не несут следов пластических деформаций, типичных для рудовмещающих дунитов, что указывает на их постдеформационное происхождение и эпигенетический характер. Этот вывод подтверждается более высокой окисленностью рудных хромшпинелине-

¹ Раздел написан при участии Е.В. Аникиной.

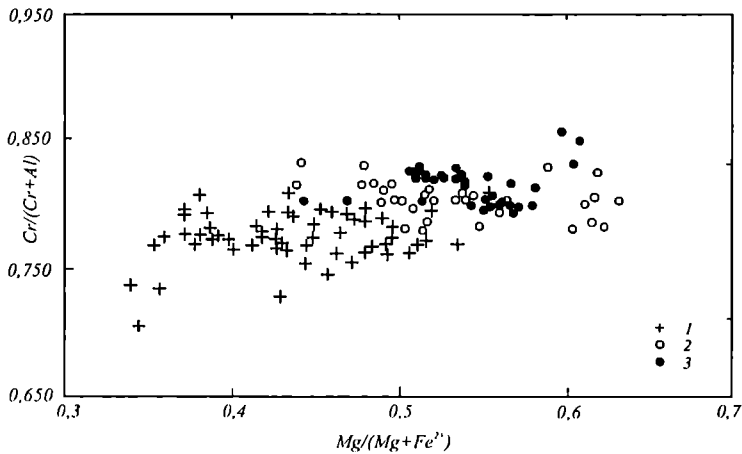


Рис. 5. Соотношение хромистости и магнезиальности акцессорных и рудных хромшпинелидов Дунитового участка г. Соловьёвой.

1 - акцессорные хромшпинелиды; 2 - рудные хромшпинелиды; 3 - хромшпинелиды обогащенных платиной хромититов из Соловьёвогорского карьера.

независимо от железистости, размера минеральных зерен, а также степени серпентинизации горной породы, имеет в большинстве случаев постоянный состав изотопов кислорода - $d^{18}O = 7,6\%$. Акцессорные хромшпинелиды также характеризуются относительным постоянством изотопного состава кислорода. $d^{18}O$ варьирует от 6,3 до 7,0% при среднем значении 6,7%. Рудные хромшпинелиды имеют практически такой же изотопный состав кислорода, как акцессорные хромшпинелиды - $d^{18}O = 6,5\%$. Причем эта величина одинакова как для относительно ранних шпиров, не содержащих платиновой минерализации, так и для типичных эпигенетических жильных хромититов, обогащенных платиной.

Характерной особенностью обогащенных платиной хромититов является присутствие в хромшпинелиде полиминеральных микровключений размером 10-100 мкм. Морфология их разнообразная, но преобладают полигональные формы отрицательных кристаллов. Установлены следующие минеральные ассоциации: 1) оливин + хлорит; 2) флогопит + диопсид + хлорит; 3) апатит + хлорит + гранат + серпентин (табл. 3). В составе включений отмечаются также Fe-Cu и Ni сульфиды. В ряде случаев фазовый состав включений еще более сложный, и не всегда удается диагностировать отдельные минералы. Наряду с вышеперечисленными наблюдаются однофазные включения оливина.

В цементе руд помимо серпентина присутствует обогащенный Na хлорит, гранат андрадит-гроссулярового ряда, апатит и карбонаты. Последние, вместе с серпентином и артинитом, выполняют контракционные трещины в хромититах. Сходная по набору минералов и химическому составу отдельных фаз ассо-

лидов (+3,2-4,7 log fO_2 FMQ) и более низкой температурой оливин-хромитового равновесия (~950°C) по сравнению с парагенезисами рудовмещающих дунитов (+2,1-3,1 log fO_2 FMQ и 1200°C соответственно) – (табл. 2).

Изучение изотопного состава кислорода сосуществующих оливинов и хромшпинелидов (табл.2) показало, что оливин из дунитов,

циация слагает маломощные пегматитовые жилы и линзы в дунитах в окружении хромит-платиновых рудных зон.

3.1.3. Участок Александровский. Расположен в верховьях Александровского лога и охватывает территорию Александровского карьера и его ближайшее окружение (рис. 2). Здесь в дунитах центральной части г.Соловьевой находится серия сближенных платиново-рудных столбов, окруженных отрицательными ореолами по платине. Рудные тела представляют собой систему маломощных (0,5-3-5 см) сетчатых шпиров и жил протяженностью от нескольких дециметров до 1 м. Подавляющее большинство шпиров и жил имеет северо-западное субширотное и северо-восточное простирание при крутом (до вертикального) падении на СВ и ЮВ. Дуниты негативных геохимических аномалий, непосредственно расположенные к северу, западу и югу от Александровского рудного узла, имеют железистость оливина 6,5-7,5 мол. %, содержат крайне низкие, следовые количества платины: 5-15 мг/т (данные по 5 скважинам, 166 проб). Содержания платины в отдельных рудных телах в южной и юго-восточной прибортовых частях карьера изменяются в широких пределах от 0,5-5 до 50 г/т. В крупнообъемной пробе разнозернистых дунитов с повышенной вкрапленностью, струйками и прожилками хромшпинелида содержание платины составляет 0,3-1 г/т, палладия 0,005 г/т, иридия - 0,01 г/т. В хромовом концентрате из этой пробы дунитов платины - 5-28 г/т, палладия - 0,08-0,12 г/т; иридия - 0,2-0,4 г/т. В отдельных хромитовых шпирях и жилах с видимой платиной содержание ее составляет 10-50 г/т, палладия - 0,1-0,7 г/т; иридия - 0,12 г/т. Оливин околорудных дунитов имеет железистость 7,0-7,7 мол. %. Рудообразующий хромшпинелид отчетливо двух субтипов: дунитового и хромитового. Первый имеет умеренную хромистость и магнизиальность; второй - относительно повышенную хромистость и предельную (0,64-0,68) магнизиальность (рис. 4).

Платина Александровского участка исследована из разнозернистых дунитов с повышенной вкрапленностью, пятнообразными скоплениями и тонкими струйками хромшпинелида, а также из зон сближенных средневкрапленных хромитовых шпиров и жил. Платиновая минерализация в дунитах представлена идиоморфными кристаллическими зернами и сростками зерен размером от 20х20-100х100 мкм до 600х1000 мкм, находящимися в оливине и серпентине рядом с редкими выделениями хромшпинелида. По соотношению основных компонентов (табл. 5, ан. 1-3) отвечает тетраферроплатине, реже изоферроплатине. Содержит очень мелкие 10х10 - 20-10 мкм включения иридосмина и осмия самородного.

Платина в хромититах присутствует в виде более крупных ксеноморфных зерен (1400х800 - 2000х1000 и 400х200 - 300х100) в хромшпинелидах и более мелких и тонких (50х100 - 200) прожилков, отходящих от них, секущих и частично выполняющих интерстиции, заполненные силикатным цементом. По составу эта платина отвечает иридной тетраферроплатине с повышенными содержаниями никеля и меди, и содержит многочисленные тонкие включения платинистого иридия и осмирида (табл. 5, ан. 4-5).

Таким образом, в пределах Александровского участка присутствуют платиновые руды дунитового и хромитового субтипов, обладающие дискретными минералого-геохимическими характеристиками.

3.2. Россыпные проявления платины

3.2.1. Участок Сырковский. Расположен в 300-400 м к востоку от Александровского участка на площади россыпи Сырковского лога, доработанной в последние годы до цоколя, сложенного обохренной корой выветривания шшироносных дунитов. В результате проведенного картирования и опробования этого участка выявлено новое рудное тело, подсеченное также и скважиной С-2, глубиной 55,5 м. На поверхности в глыбовых развалах дунитов центральной части участка (рис. 2) рудное тело представляет собой маломощную (0,5-2 м) зону пятнистых «сидеронитовых» дунитов брекчиевидной текстуры, сильно напоминающих руды месторождения Крутой Лог. Овальные и угловатые участки размером от 2х1 до 5х10 см и более, сложенные дунитом с акцессорной и повышенной вкрапленностью хромшпинелида. цементируются дунитами с обильной вкрапленностью хромшпинелида. переходящими в средне-густовкрапленные руды, формируя петельчато-брекчиевидную текстуру платиноносных руд. В наклонной скважине на глубине - 50 м рудная зона имеет мощность более 1 м. Сложена разнотекстурными брекчиевидными «сидеронитовыми» дунитами с обособлениями хромшпинелида в цементе размером 1-5 см и хромитовыми жилами мощностью 1-2 см. Хромшпинелид цемента и жил разнотекстурный и порфировидный, катаклазированный, сечется кривой сеткой карбонатных и карбонатно-бруситовых прожилков. Цемент хромшпинелида в «сидероните» и хромитовых жилах - серпентин, оливин в цементе и каймах не сохранился. Выявленный рудный столб имеет северозападное - субмеридиональное простирание и субвертикальное (75-80°) падение.

В рудовмещающих дунитах железистость оливина составляет 6,8-7,5 % мол. Содержание платины 10-20 мг/т. Состав рудообразующего хромшпинелида приближается к хромитовому субтипу платиновых руд.

Содержание платины в рудном теле на поверхности составляет 0,9-1,2 г/т, палладия 0,015 г/т, иридия 0,01 г/т, а на глубине около 40 метров соответственно 0,56-1,5 г/т, 0,01-0,15 г/т и 0,01 г/т. В концентратах из хромитовых обособлений и жил содержится 2,5-6,6 г/т платины, 0,37-0,54 г/т палладия, 0,13-0,18 г/т иридия.

Платина Сырковского участка средняя и крупная по размерам (200х400 - 700х1000 мкм и крупнее) в виде зерен ксеноморфной формы находится во взаимоотношениях с хромшпинелидом и в интерстициях. По составу (табл.6) соответствует иридной изоферроплатине. Содержит многочисленные мелкие и тонкие включения платинистого иридия и осмирида.

3.2.2. Участок Новый Лог. Располагается в 5 километрах к западу от дунитового массива г.Соловьевой (рис. 1). Россыпное месторождение Нового Лога приурочено к Висимской мезозойской депрессии и находится на междуречье рек Межевой Утки и Висима. Древние континентальные отложения здесь прослежены более чем на 2 км. Однако полоса металлоносных толщ более

локальна (около 1 км при ширине в 200-300 м). Их мощность на флангах 15-20 м и возрастает в центральной зоне карста до 50-65 м. В плотике россыпи развиты углисто-глинистые сланцы, чередующиеся с известняками (S_2-D_1). Простирание пород на ССЗ (18-25°), падение на З и В (под углами 35-60°).

В геологическом разрезе россыпи принимают участие следующие разновозрастные образования:

0-5 м - делювиальные суглинки и глины (Q_3);

5-13 м - глины красноцветные, желтые, в основании - галечно-щебнистый горизонт (N_1^{2-3} sv);

13-38 м - толща, представленная переслаиванием глин желтого, светло-желтого, розового цвета с кварцевыми песками, галечником (слабоокатанным). Участками песок пропитан гидроксидами железа. Есть горизонты песчаника на кремнистом цементе («точильники»). Отмечены линзы, прослои, обогащенные черным шлихом (N_1 nr);

38-44 м - глины серого и зеленовато-серого цвета с прослоями песка, большим количеством растительных остатков, обугленной древесины. Отмечены конкреции марказита (Pz^3 - krt);

44-48,7 м - переслаивание грубозернистого песка (с гравием, галькой кварца) и темно-желтых глин. Есть горизонты песчано-галечных отложений. Обилие слоев с черным шлихом оксидами железа (K_{1-2});

48,7-50 м - серые, желтые глины коры выветривания сланцев (el MZ).

Возможно, что с мезозойскими образованиями нижнего мела следует параллелизовать мощные скопления бурых железняков, залегающие на закарстованных известняках и вскрытые в дне старого карьера. Во многом аналогичные отложения были установлены в соседней россыпи Журавлева лога, где они от-

Таблица 2

**Результаты мессбауэровских и изотопных исследований
сосуществующих оливинов и хромшпинелидов
из дунитов и хромититов Нижнетагильского массива**

№ Обр.	Порода	Mg/(Mg + Fe) _{Ol}	Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Fe ²⁺) _{Chr}	T, °C	ΔlogfO ₂ , FMQ	δ ¹⁸ O, ‰ Ol	δ ¹⁸ O, ‰ Chrt
19	дунит	0,925	0,294	1040	+2,9	8,7	3,7
47	дунит	0,927	0,307	1030	+3,0	7,6	6,8
31/1	дунит	0,912	0,308	1050	+3,1	7,6	6,0
34	хромитит	0,915	0,363	1260	+3,2	5,2	6,6
31/2	Pt-хромитит	0,948	0,369	980	+4,7	н.о	6,5
35	Pt-хромитит	0,961	0,328	930	+4,7	н.о	6,5

Примечание: мессбауэровские данные, Ol оливин, Chrt - хромшпинелид.

**Химический состав минералов, образующих микровключения
в хромшпинелиде, мас.%**

№ Обр.	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма
31/2	Фл	40,81	0,01	15,42	1,76	0,05	25,85	0,02	0,50	10,29	1,79	н.о.	96,50
31/2	Гр	36,54	1,64	12,44	5,84	0,00	3,47	34,63	0,09	0,02	2,27	н.о.	96,94
31/2	Серп	40,95	0,00	0,14	3,17	0,06	38,62	0,05	0,00	0,00	2,04	н.о.	85,01
31/2-1	Ол	41,68	н.о.	н.о.	4,02	0,08	51,74	0,33	н.о.	н.о.	1,26	0,27	99,37
35	Фл	40,00	0,03	15,12	1,81	0,02	25,76	0,00	0,00	10,77	1,77	н.о.	95,29
35	Кл	28,20	0,00	18,60	1,91	0,08	34,03	0,03	1,74	0,03	2,59	н.о.	87,21
35	Ди	53,22	0,07	1,04	1,78	0,00	16,41	24,60	0,24	0,02	1,73	н.о.	99,11
35-1	Ол	42,07	н.о.	н.о.	4,26	0,11	53,08	0,26	н.о.	н.о.	0,56	0,20	100,52
А1	Кл	29,93	0,06	19,91	2,00	0,00	33,96	0,03	0,51	0,02	2,43	н.о.	88,84
А1	Фл	40,32	0,00	16,62	1,87	0,00	26,18	0,02	0,00	10,71	1,80	н.о.	97,52
А1	Гр	34,71	0,99	8,80	6,83	0,00	4,17	34,88	0,00	0,03	4,60	н.о.	95,00
А1-1	Ол	41,93	н.о.	н.о.	3,87	0,00	52,05	0,25	н.о.	н.о.	0,96	0,16	99,22
А1/1	Кл	29,01	0,02	17,76	1,69	0,02	35,70	0,05	2,19	0,04	3,48	н.о.	89,97
А1/1	фл	39,64	0,00	16,85	2,35	0,00	25,46	0,03	0,13	10,66	2,13	н.о.	97,25

Примечание: одинаковыми номерами обозначены различные фазы, образующие полиминеральные включения. Фл - флогопит; Гр - гранат; Серп - серпентин; Ол — оливин; Кл - клинохлор; Ди - диопсид. Анализы выполнены на микроанализаторе Camebax в ГЕОХИ РАН, аналитик И.И. Кононкова.

носятся к мезозойским. Представлены толщей глин белого, серого цвета со щебенкой окремнелого известняка, прослоями кварцевого галечника. Последние нередко пропитаны гидроксидами железа, содержат жеоды бурого железняка.

Платина в россыпи абсолютно преобладает над золотом, количество которого не превышает 5-7 %. Типоморфные черты платины и золота исследованы на основе крупнообъемных проб, отобранных из окремнелых конгломерато-брекчий и гравелито-песчаников, а также белоцветных кор выветривания, представленных галечниково-песчанистыми глинами.

Содержание платины в окремнелых гравелито-песчаниках от 100 до 630 мг/т, в белоцветных корах выветривания от 300 до 1000 мг/т. Количество золота в этих же пробах соответственно 30-100 и 100 мг/т. Размеры зерен платины изменяются от 100 до 1000 мкм, но резко преобладает мелкая платина (70-80 % - менее 400 мкм), причем платина из кор относительно мельче. Окатанность зерен слабая. Часто у кристаллических зерен и сростков можно наблюдать кристаллограни, отвечающие кубу, куб-октаэдру, куб-тетраэдру. Усредненные составы платины приведены в таблице 7.

Состав платины участка Дунитовый

№п.п	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Cu	Ni	сумма
1	73,48	0,22	0,45	0,0	0,03	0,61	14,23	8,03	0,41	97,46
2	75,32	0,24	3,35	0,0	0,5	0,61	17,17	1,66	1,14	99,54
3	72,20	0,13	2,04	0,0	0,0	0,70	13,65	2,47	7,06	98,25
4	74,65	0,13	1,81	0,0	0,0	0,84	14,98	2,87	2,02	97,20
5	84,01	0,44	0,86	0,0	0,03	0,69	12,46	1,07	0,82	100,38

Примечания:

1. $(Pt_{0,6921} Rh_{0,015} Ir_{0,006} Pd_{0,005} Ru_{0,001})_{0,998} (Fe_{0,658} Cu_{0,326} Ni_{0,018})_{1,002}$
2. $(Pt_{1,009} Ir_{0,046} Rh_{0,016} Pd_{0,006} Ru_{0,001})_{1,028} (Fe_{0,804} Cu_{0,068} Ni_{0,050})_{0,922}$
3. $Pt_{0,934} Ir_{0,027} Rh_{0,017} Pd_{0,003})_{0,981} (Fe_{0,612} Ni_{0,304} Cu_{0,098})_{1,019}$
4. $(Pt_{1,023} Ir_{0,025} Rh_{0,019} Pd_{0,003})_{1,07} (Fe_{0,212} Cu_{0,121} Ni_{0,092})_{0,93}$
5. $(Pt_{2,46} Rh_{0,038} Ir_{0,025} Pd_{0,024} Ru_{0,002})_{2,549} (Fe_{1,225} Cu_{0,096} Ni_{0,08})_{1,451}$

1-4 - тетраферроплатина; 5- изоферроплатина. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе JXA-5. Аналитик В.А.Вилисов.

Состав платины Александровского участка

№ п.п	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Си	Ni	сумма
1	79,42	0,14	3,78	0,06	0,34	0,41	13,72	0,24	0,89	99,00
2	77,37	0,71	0,4	2,20	0,14	0,12	15,22	1,56	0,91	98,63
3	82,24	0,13	3,20	0,18	0,36	0,27	12,36	0,0	0,3	99,04
4	73,22	0,06	5,5	0,0	0,07	0,12	12,32	1,98	4,09	97,36
5	72,25	0,06	6,61	0,03	0,18	0,27	11,81	1,49	5,32	98,01

Примечания:

1. $(Pt_{1,162} Ir_{0,056} Rh_{0,011} Ru_{0,01} Pd_{0,004} Os_{0,001})_{1,244} (Fe_{0,201} Ni_{0,045} Cu_{0,01})_{0,756}$
2. $(Pt_{1,052} Ir_{0,031} Pd_{0,018} Rh_{0,011} Ru_{0,003} Os_{0,002})_{1,142} (Fe_{0,244} Cu_{0,062} Ni_{0,042})_{0,853}$
3. $(Pt_{2,5} Ir_{0,1} Ru_{0,02} Rh_{0,016} Pd_{0,008} Os_{0,006})_{2,65} (Fe_{1,32} Ni_{0,03})_{1,35}$
4. $(Pt_{1,03} Ir_{0,029} Rh_{0,003} Ru_{0,002} Pd_{0,001})_{1,115} (Fe_{0,6061} Ni_{0,194} Cu_{0,085})_{0,885}$
5. $(Pt_{1,007} Ir_{0,094} Rh_{0,002} Ru_{0,005} Pd_{0,001} Os_{0,001})_{1,115} (Fe_{0,525} Ni_{0,246} Cu_{0,064})_{0,885}$

1-2; 4-5 - тетраферроплатина; 3 - изоферроплатина. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе JXA-5. Аналитик В.А.Вилесов.

По соотношению основных компонентов платина относится к двум минеральным видам: тетраферроплатине и количественно подчиненной изоферроплатине (табл.7). Весьма ограниченно распространены зерна, отвечающие таким минеральным разновидностям, как иридиастая изоферроплатина, медистая и никелистая тетраферроплатина. Следует подчеркнуть, что состав платины россыпи Новый Лог полностью аналогичен таковому коренных платинопроявлений г. Соловьевой. В хромитоносных эфелях россыпи содержатся значительные количества платины (30-120 мг/т), при этом в чистом хромовом концентрате от 30 до 190 мг/т. Составы хромшпинелидов россыпи и концентратов в большинстве случаев соответствуют составам аксессуарных хромшпинелидов из дунитов г. Соловьевой. Встречаются и рудообразующие хромшпинелиды.

Золото россыпи очень мелкое. 80-90 % его образуют зерна размером от 100 до 500-600 мкм. Резко преобладает слабо окатанное золото с отчетливо видными кристаллогранями (более 75 %). По составу высокопробное (850-990) с характерными примесями меди (0,2-0,41 до 1,7 % мас.).

Распределение металла в разрезе россыпи сложное, отмечены не только приплотиковые концентрации, но и многочисленные «повисшие» пласты

К настоящему времени россыпь отработана. На ее месте находится карьер (500х350 м) с крутыми (30-45) бортами. Глубина до уреза воды на дне карьера достигает 30 м.

При проведении экскурсии есть возможность наблюдать вскрытый в днище закарстованный плотик, а также в стенках карьера разновозрастные образования (ϵ MZ.K₁?, N₁¹⁻² nr, N₁²⁻³ sv. Q). Сейчас ведется повторная отработка песчаных (эфельных) отвалов россыпи, откуда помимо платины извлекается хромит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере Нижнетагильского (Соловьевогорского) массива рассмотрены принципиальные вопросы геохимии, минералогии и генезиса платиновых руд в дунитах. Предложена вероятная модель формирования ферроплатиновых руд нижнетагильского (уральского) типа в зональных мафит-ультрамафитовых комплексах.

Впервые установлены количественные соотношения содержаний платины с параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов. В дунитах, практически не затронутых процессами хромит-платинового рудообразования, содержания платины связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). В этих дунитах размер зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень их ранней серпентинизации, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают. На г. Соловьевой среди основной массы таких дунитов с фоновыми содержаниями платины в 30-60 мг/т впервые установлены негативные геохимические аномалии, в пределах которых содержание платины уменьшается в 5-10 раз (достигая значений от «следов» до 5-10 мг/т), а железистость оливина становится минимальной (6-7 до 8

мол. %). С прифронтальными частями этих аномалий сопряжены минерализованные зоны и рудные столбы с резко повышенными и высокими концентрациями платины (0,5-5-50 г/т). Для сосуществующих хромшпинелида и оливина рудных столбов характерны повышенная и высокая магнезиальность (отношение $Mg/Mg+Fe^2$ в хромшпинелидах равно 0,5-0,68; железистость оливина включений 4,0-5,0 мол. %). Выявлены также очень высокая степень окисленности рудных хромшпинелидов и более низкая температура оливин-хромитового равновесия (~ 950°C) по сравнению с парагенезисами рудовмещающих дунитов (~ 1200°C). В рудных столбах установлены разнообразные флюидосодержащие минералы (флогопиты, мусковиты, хлориты, амфиболы и др.), а также стекла с газовой-жидкими водно-щелочными включениями. Кроме того, рассмотренные минеральные ассоциации хромит-силикат-платиновых рудных столбов не несут следов высокотемпературных пластических деформаций, которые так характерны для фоновых рудовмещающих дунитов.

Изотопно-геохимические данные по ферроплатиновому типу оруденения указывают на мантийный источник генерации элементов платиновой группы. Конечная же реализация их в виде парагенезиса собственных минералов вероятно происходила в условиях закрытой системы из концентрированного водно-щелочного флюида. Изложенные материалы дают основания для отнесения ферроплатиновых руд нижнетагильского (уральского) типа к постдеформационным эпигенетическим флюидно-метаморфогенным образованиям.

В рамках рассматриваемого ферроплатинового типа руд нами выделяются два подтипа (субтипа), обладающие дискретными минералого-геохимическими характеристиками и параметрами формирования. Платиноносные зоны дунитового субтипа находятся в участках пегматитизации дунитов, и представлены разнозернистыми дунитами с повышенной вкрапленностью, гнездообразными выделениями и тонкими струйками хромшпинелида. Хромшпинелиды руд дунитового субтипа, обладающие умеренной хромистостью и магнезиальностью, на диаграмме составов занимают промежуточное положение между акцессорными хромшпинелидами дунитов и хромшпинелидами неплатиноносных шлиров и жил с одной стороны, и рудообразующими хромшпинелидами хромитового субтипа с другой. Платина дунитового субтипа по составу отвечает тетраферроплатине. при подчиненной роли изоферроплатины. содержит малые количества иридия (0,40 -3,70, в среднем 1,50) и остальных благородных примесей (в сумме до 3-5 мас. %) при значительной примеси меди (~5,0 мас. %) и широких вариациях никеля (0,5-7 мас. %). Платина мелкая и тонкая, более 80 % зерен относятся к классу крупности менее 400 мкм, при этом 60 % зерен к классу менее 100 мкм. Как правило, идиоморфные кристаллические зерна платины находятся около хромшпинелида в серпентинизированном оливите или по трещинкам в хромшпинелиде, В платине присутствуют тонкие включения ирийдосмина и осмия самородного.

Платиновые руды дунитового подтипа характерны для Дунитового и Александровского участков.

Состав платины участка Сырковский

№ п.п.	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Cu	Ni	сумма
1	74,48	0,38	10,58	0,0	0,05	0,98	12,46	1,03	0,46	99,42
2	73,07	0,36	10,42	0,08	0,05	1,01	11,69	1,08	0,46	98,22

Примечания:

- $(Pt_{2,176} Ir_{0,318} Rh_{0,055} Pd_{0,021} Ru_{0,003} 2,573 (Fe_{1,289} Cu_{0,093} Ni_{0,045})_{1,427}$
- $(Pt_{2,213} Ir_{0,031} Rh_{0,058} Pd_{0,02} Ru_{0,003} Os_{0,002} 2,617 (Fe_{1,237} Cu_{0,1} Ni_{0,046})_{1,383}$

1-2 - изоферроплатина. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе JXA-5. Аналитик В.А.Вилисов.

Таблица 7

Состав платины участка Новый Лог (средние составы по типам)

№ п.п.	кол. анал.	Pt	Pd	Ir	Os	Ru	Rh	Fe	Cu	№	сумма
1	3	78,64	0,29	0,18	0,0	0,03	0,66	17,36	2,28	0,52	99,96
2	5	74,69	0,20	3,02	0,03	0,07	0,64	12,58	6,9	0,58	98,71
3	1	70,45	0,21	4,47	0,0	0,0	0,74	13,02	1,93	6,62	97,04
4	4	74,45	0,25	2,3	0,01	0,06	0,68	14,4	3,79	3,12	99,06
5	9	85,05	0,37	2,27	0,05	0,03	0,76	11,24	0,46	0,44	100,67
6	3	75,75	0,25	9,4	0,05	0,06	0,98	11,91	0,25	0,44	99,09

Примечания:

- $(Pt_{1,048} Rh_{0,017} Pd_{0,007} Ir_{0,002} Ru_{0,001} 1,075 (Fe_{0,809} Cu_{0,093} Ni_{0,023})_{0,925}$
- $(Pt_{1,019} Ir_{0,042} Rh_{0,017} Pd_{0,005} Ru_{0,002} 1,085 (Fe_{0,6} Cu_{0,289} Ni_{0,026})_{0,915}$
- $(Pt_{0,953} Ir_{0,06} Rh_{0,027} Pd_{0,005} 1,038 (Fe_{0,6} Ni_{0,28} Cu_{0,08})_{0,962}$
- $(Pt_{0,986} Ir_{0,031} Rh_{0,017} Pd_{0,006} Ru_{0,002} Os_{0,001} 1,043 (Fe_{0,666} Cu_{0,154} Ni_{0,137})_{0,957}$
- $(Pt_{2,583} Ir_{0,07} Rh_{0,044} Pd_{0,02} Os_{0,002} Ru_{0,002} 2,221 (Fe_{1,192} Ni_{0,044} Cu_{0,043})_{1,279}$
- $(Pt_{2,302} Ir_{0,29} Rh_{0,057} Pd_{0,014} Ru_{0,004} Os_{0,002} 2,669 (Fe_{1,264} Ni_{0,044} Cu_{0,023})_{1,331}$

1-4 - тетраферроплатина; 5-6 - изоферроплатина. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН на приборе JXA-5. Аналитик В.А.Вилисов.

Хромит-платиновые руды хромитового субтипа представляют собой находящиеся в дунитах рудные столбы и зоны, сформированные сетчатыми и струеобразными системами маломощных хромитовых шпиров и жил, либо «сидеронитовыми» хромитоносными дунитами брекчиевидной текстуры, переходящими в бедно-среднекрапленные руды. Хромшпинелиды руд этого подтипа отличаются повышенной хромистостью и максимальной магнизиальностью по сравнению с платиновыми рудами дунитового подтипа. Платина хромитового субтипа более крупная: лишь 30 % зерен относится к классу крупности менее 400 мкм. По составу отвечает иридовой изоферроплатине с содержанием иридия от 4 до 10 мас. % и от 6 до 12 мас. % суммы всех благородных примесей.

Содержание меди и никеля соответственно составляет 1-2 и 0,5-5 мас. %. Ксеноморфные кристаллические зерна платины находятся во взаимопрорастаниях с хромшпинелидом и в виде прожилков и включений в интерстициальном силикатном цементе руд. В платине находятся многочисленные мелкие и тонкие включения платинистого иридия и осмирида.

Платиновые руды хромитового подтипа характерны для участков Госшахта, Александровский и Сырковский.

Проведенное изучение коренного платинового оруденения нижнетагильского типа свидетельствует о более широком, чем предполагаюсь, развитии высокожелезистой платины в этом типе руд. Кажущийся изоферроплатиновый состав комплементарных долинных и древний россыпей обусловлен тем, что резко преобладающая часть платины дунитового субтипа (тетраферроплатины) имеет тонкую флотационную крупность зерен, в то время как преобладающая часть зерен платины хромитового субтипа (изоферроплатины) имеет гравитационную крупность зерен.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникина Е.В., Ерохин Ю.В., Вилисов В.А. Na-клинохлор в хромититах Нижнетагильского дунит-клинопироксенит-габбрового массива. Минералогия Урала. Материалы III регионального совещания. Т. I. Тез. докл. Изд. Имин. УрО РАН. Миасс. 1998. С. 8-10.

2. Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Уханов А.В., Устинов В.И. Первые данные об изотопном составе кислорода в сосуществующих оливинах и хромшпинелидах в дунит-клинопироксенит-габбровых комплексах Урала // Ежегодник 1997 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 147-150.

3. Бетхер О.В., Волченко Ю.А. Петроструктуры оливина в дунитах Нижнетагильского и Инаглинского массивов. Сб. «Магматизм и геодинамика Сибири». Тез. докл. науч. конф. Изд. Томского ун-та. Томск. 1996. С.48-49.

4. Баранников А.Г., Волченко Ю.А. Золото-платиновые россыпи Среднего Урала. Путеводитель экскурсии к XI Международному совещанию по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Изд. ИГЕМ. Москва, 1997. С, 14.

5. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала// Петрология и рудообразование. Инф. материалы ИГГ УНЦ АН СССР. Екатеринбург. 1986. С.56-63.

6. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В. А. и др. Платина Урала (платинометальное оруденение и перспективы его освоения). Горный журнал. Уральское горное обозрение. - 1994 - № 6. С.62-85.

7. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Типы платинометального оруденения и их генетическая сущность. Сб. «Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования.» Изд. Уралгеолкома. Екатеринбург. 1995. С.38-55.

8. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Уральский платиновый полигон А.Г.Бетехтина: новые достижения. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях» Международный Бетехтинский Симпозиум, Тез. докл. Изд. ИГЕМ. Москва. 1997. С.247-248.

9. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала. Сб. Геология и металлогения Урала». Т.1. Изд. «УГСЭ». Екатеринбург. 1998. С.238-255.

10. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале. Тр. геолкома. новая серия, вып. 62. С.Петербург, 1913. С.694.

11. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. КЕПС, т.IV. вып. II. Петроград, 1923. С. 344.

12. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. Изд. геолкома, Ленинград, 1928. С. 56.

13. Иванов КС, Аникина Е.В., Ефимов А.А., Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Шмелёв В.Р. Платиноносный пояс Урала. Путеводитель. Екатеринбург: УрО РАН. 1999. С. 95.

14. Йохан З., Оненштеттер М. Силикатные включения в изоферроплатине из интрузивных комплексов аляскинского типа: генетическое значение. VII Международный платиновый симпозиум. Тез. докл. Изд. ИГЕМ. Москва, 1994. С.42-43.

15. Йохан З. Происхождение платинометального оруденения: роль флюидов. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенном рудных месторождениях». Международный Бетехтинский Симпозиум. Тез. докл. Изд. ИГЕМ, Москва. 1997. С. 265-266.

16. Малахов И.А., Вилисов В.А., Савохин И.В. Состав, особенности формирования и генезис платинометальной минерализации в Нижнетагильском массиве на Среднем Урале. Сб. «Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования» Изд. Уралгеолкома. Екатеринбург. 1995. С.55-68.

17. Hattori K., Cabri L.J. Origin of platinum-group minerals nuggets interred from osmium-isotope study // Can. Min.. 1992. v.30. pt.2. p. 285-301.

См. также

1. Аникина Е.В. Минералогические особенности хром-платиноидных руд Нижнетагильского массива: генетические следствия // Структура и эволюция минерального мира. Тезисы докладов, Сыктывкар, 1997.- с.7

2. Аникина Е.В., Зедлер И.К. Ассоциация минералов кальция и алюминия в хром-платиновых рудах Нижнетагильского массива: особенности и петрологическое значение // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Часть II. Екатеринбург, 1997.- с.66-67.

3. Аникина Е.В., Уханов А.В., Устинов В.И. Формирование хром-платинового оруденения в габбро-гипербазитовых комплексах Урало-Аляскинского типа как результат эволюции флюидно-магматической системы // Про-

блемы генезиса магматических и метаморфических пород. Тезисы докладов. Санкт-Петербург, 1998.-С.63-64

4. Уханов А.В., Аникина Е.В., Устинов В.И. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива в свете данных по изотопному составу кислорода оливинов и хромшпинелидов. // Геохимия. № 12, 1998.- с. 1298-1300.

5. Pushkarev E.V., Anikina E.V., Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Ukhanov A.V., Borg G. The oxygen geochemistry of oxide and silicate minerals applied to the genesis of the Ural-Alaskan type complexes and related chromite-platinum deposits within the Uralide Orogen, Russia // Abstracts of EUG 10. 1999. Strasbourg. P.474

6. Sedler I.K., Anikina E.V., Borg G. Silicate inclusions in chromites and Pt-Fe alloys from the Alaskan-type Nizhni Tagil Massif, Middle Urals - Metallogenetic implications for Platinum mineralization // Beiheft zum European Journal of Mineralogy.-1997.- v.9, p.325

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева, В.А. Вилисов

ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ГАББРОДИАБАЗАХ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА – НОВЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ*

С габбродиабазовой формацией западного склона Урала пространственно и генетически связаны многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения сульфидных медно-никелевых руд. Однако, если расположенные на Полярном Урале медно-никелевые месторождения в диабазах и габбродиабазых Пай-Хоя изучены достаточно хорошо и параметры платинометального оруденения в них достаточно ясны, то платинопроявления Северного и Среднего Урала, связанные с габбродиабазами и комагматичными диабазами среднепалеозойского возраста, оставались до последнего времени слабо изученными.

На Северном и Среднем Урале в пределах Кваркушко-Каменногорского сегмента Центрально-Уральского поднятия многочисленные кулисообразно расположенные рои габбродиабазовых даек трассируют протягивающийся на многие сотни километров дайковый пояс, сформированный в обстановках длительной сквозной эпиплатформенной среднепалеозойской активизации на пассивной палеоокраине подвижной системы [1].

Основу исследования составили материалы, собранные нами на трех полях (роях) даек этого пояса: Велсовско-Ниолсовском (Чурольско-Ишеримская зона), Койвенско-Вильвенском (зона Сарановского пояса) и Теплогорско-Промысловском (район Дублинского Камня). Обследованные дайки габбродиабазов имеют мощность от 10 до 50 – 100 и более метров и протяженность от 300-500 до 1500 метров и более.

Дайки сложены мелко-среднезернистыми, иногда порфиroidными, кварцсодержащими (0,5-2 %) габбродиабазами, состоящими на 40 % из клинопироксена, в большей или меньшей степени амфиболизированного, на 55 % из сосюритизированного основного плагиоклаза ряда лабродор – битовнит. Разнообразные акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, ильменитом, сфеном, апатитом, сульфидами железа, меди, никеля, кобальта. Акцессорная вкрапленность мелких и тонких сульфидов в габбродиабазых явление повсеместное. На этом фоне в приконтактных и центральных частях габбродиабазовых даек выделяются участки (зоны) площадью от первых десятков до 500-1000 м² и более, в пределах которых вкрапленность сульфидов распределена очень неравномерно, а общее количество их резко возрастает и достигает 5-10-25%. Выделения сульфидных минералов имеют форму вкрапленников размером от 0.1 до 1 мм, а также овальных и круглых «капель» размером от 0.5-1 до 3 см. Обычно они полифазны и сложены (в порядке относительной

* Ежегодник-1998, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1999. С. 101–105.

распространенности по убыванию) пирротином, халькопиритом, пентландитом, пиритом, борнитом, виоларитом, блеклыми рудами. Однако даже в пределах отдельного рудного тела соотношение минералов в агрегатных скоплениях резко варьирует. Состав кобальтово-медно-никелевых сульфидных руд дайкового пояса определяется следующими вариациями основных компонентов (в % мас.) никеля 0.05-0.7, меди 0.1-1.1 кобальта 0.004-0.008, серы 0.29-1.5. Установлено, что в отношении благородных металлов они специализированы на палладий, платину и золото при следующем выдержанном ряде убывания их содержаний: палладий, платина, золото, родий, осмий, рутений, иридий. Соответственно их концентрации в рудах составляют (в г/т): 0.10-0.35, 0.10-0.40, 0.05-0.10, 0.015, 0.012, 0.018, 0.010. Содержание серебра – 1-2 г/т. Основная особенность распределения платиновых металлов и золота в рудных телах заключается в их тесной связи с местами концентрации сульфидов железа, никеля и меди. Извлеченные из этих руд коллективные флотационные концентраты с высокими концентрациями серы, меди, никеля и кобальта (соответственно 30-35, 6-21, 1.2-2.5, 0.05-0.12% мас.) содержат (в г/т) – палладия 0.6-32, платины – 1.3-10, золота – 3-9. Таким образом, суммарные концентрации благородных металлов в бедновкрапленных медно-никелевых рудах пояса составляют 0.3-0.7 г/т, достигая в густовкрапленных и массивных рудах 5-50 г/т.

Платиноидная минерализация установлена нами как непосредственно в рудах, так и в сульфидных концентратах. Представлена стибителлуридами палладия и платины (боровскит), ртутными стибителлуридами палладия и платины (боровскит ртутный), теллуридами и бителлуридами палладия и платины (котульскит сурьмянистый, меренскиит висмутовый) (см. таблицу). Выявлено палладистое золото, диагностированное лишь на качественном уровне.

Наиболее распространенный палладиевый минерал медно-никелевых руд – боровскит. Встречен в каплеобразных обособлениях размером от 0.5 до 2 см, сложенных в основном пирротином, а также в халькопирит-пентландит-пирротиновых, пирротин-халькопиритовых и халькопирит-пирротиновых выделениях овальной формы. Идиоморфные кристаллические зерна боровскита размером 5x10 – 20x12 до 25x30 мкм находятся в пирротине с пламевидными включениями пентландита, выделениями пирита кобальтового, халькопирита, виоларита и силикатных минералов (клинопироксены, амфиболы), и приурочены к контактам с этими фазами, а также к краевым частям пирротиновых обособлений, где развиты пентландит-пирротиновые и силикатно-пентландитовые каймы шириной 0.1-0.5 мм. В редких случаях кристаллы боровскита находятся непосредственно в пентландите, халькопирите и кобальтовом пирите. Распределение основных минералообразующих компонентов в кристаллических зернах боровскита относительно равномерное. Однако от зерна к зерну состав его сильно изменяется, что связано с широкими изоморфными замещениями платиновых металлов никелем, железом и ртутью, а сурьмы – висмутом и мышьяком (см.

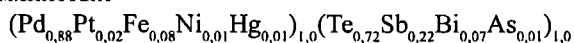
**Состав минералов платиновых металлов в рудоносных
габбродиабазах западного склона Урала, мас.%**

№ п/п	Pd	Pt	Te	Sb	Bi	Hg	As	Ni	Fe	Сумма
1	24,78	2,16	54,05	8,23	5,01	0,00	0,07	0,44	3,22	97,96
2	27,70	2,20	43,10	12,90	3,70	1,70	0,19	0,44	2,40	94,33
3	28,16	2,06	51,00	10,81	5,00	0,35	0,28	1,62	1,83	101,11
4	27,59	2,05	50,14	10,15	4,65	0,25	0,34	0,46	2,05	97,68
5	27,39	2,06	51,66	10,63	5,02	0,41	0,26	0,98	1,73	100,14
6	27,10	1,77	57,40	2,71	5,90	2,20	0,38	1,67	1,70	100,83
7	26,33	2,90	53,77	10,84	4,54	0,64	0,65	1,07	1,10	101,84
8	30,00	2,00	46,00	8,00	2,50	1,00	0,50	0,40	2,00	92,40
9	25,67	2,22	50,94	10,39	5,06	1,65	0,77	0,95	2,41	100,06
10	23,40	1,10	52,40	4,38	6,00	7,20	0,14	0,35	1,90	96,87
11	22,90	0,58	42,80	11,10	8,20	14,10	0,18	1,20	0,74	101,80
12	34,29	2,19	41,83	15,44	5,69	0,60	0,30	0,49	0,87	101,70
13	38,63	1,95	37,87	10,85	6,27	0,44	0,20	0,25	1,74	98,20
14	34,10	1,40	42,90	14,10	5,80	2,30	0,28	0,26	0,76	101,90
15	21,46	1,88	53,27	0,64	4,22	1,80	0,80	0,99	14,60	99,66
16	26,46	1,06	62,50	2,46	6,74	0,61	0,35	0,35	1,10	101,63
17	23,72	2,20	62,06	0,98	8,38	0,39	0,30	0,86	2,11	101,00
18	23,05	2,35	64,05	1,16	7,95	0,76	0,36	1,20	1,29	102,17
19	21,26	1,93	58,00	1,22	5,28	0,77	0,15	1,05	5,94	95,60
20	23,72	2,33	65,10	1,00	4,54	0,44	0,26	1,05	3,45	101,89

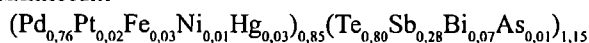
Кристаллохимические формулы минералов

- Боровскит $(Pd_{2,26}Pt_{0,11}Fe_{0,56}Ni_{0,07})_{3,0}(Sb_{0,66}Bi_{0,23}As_{0,01})_{0,9}Te_{4,10}$
- Боровскит $(Pd_{2,26}Pt_{0,11}Fe_{0,43}Ni_{0,07}Hg_{0,08})_{3,31}(Sb_{1,07}Bi_{0,18}As_{0,03})_{1,28}Te_{3,41}$
- Боровскит $(Pd_{2,48}Pt_{0,10}Fe_{0,31}Ni_{0,26}Hg_{0,02})_{3,17}(Sb_{0,83}Bi_{0,22}As_{0,03})_{1,08}Te_{3,75}$
- Боровскит $(Pd_{2,53}Pt_{0,10}Fe_{0,36}Ni_{0,08}Hg_{0,01})_{3,08}(Sb_{0,81}Bi_{0,22}As_{0,04})_{1,07}Te_{3,85}$
- Боровскит $(Pd_{2,46}Pt_{0,10}Fe_{0,29}Ni_{0,16}Hg_{0,02})_{3,03}(Sb_{0,83}Bi_{0,23}As_{0,03})_{1,09}Te_{3,88}$
- Боровскит $(Pd_{2,43}Pt_{0,09}Fe_{0,29}Ni_{0,27}Hg_{0,10})_{3,18}(Sb_{0,21}Bi_{0,27}As_{0,05})_{0,53}Te_{4,29}$
- Боровскит $(Pd_{2,35}Pt_{0,14}Fe_{0,19}Ni_{0,17}Hg_{0,03})_{2,88}(Sb_{0,84}Bi_{0,20}As_{0,08})_{1,12}Te_{3,99}$
- Боровскит $(Pd_{2,87}Pt_{0,11}Fe_{0,36}Ni_{0,07}Hg_{0,05})_{3,46}(Sb_{0,67}Bi_{0,12}As_{0,07})_{1,86}Te_{3,68}$
- Боровскит $(Pd_{2,30}Pt_{0,11}Fe_{0,41}Ni_{0,15}Hg_{0,08})_{3,05}(Sb_{0,81}Bi_{0,23}As_{0,10})_{1,14}Te_{3,81}$
- Боровскит ртутный
 $(Pd_{2,26}Pt_{0,06}Hg_{0,37}Fe_{0,35}Ni_{0,06})_{3,10}(Sb_{0,37}Bi_{0,30}As_{0,02})_{0,69}Te_{4,21}$
- Боровскит ртутный
 $(Pd_{2,18}Pt_{0,03}Hg_{0,71}Fe_{0,13}Ni_{0,21})_{3,26}(Sb_{0,92}Bi_{0,40}As_{0,02})_{1,34}Te_{3,40}$
- Котульскит сурьмянистый
 $(Pd_{0,76}Pt_{0,03}Fe_{0,04}Ni_{0,02}Hg_{0,01})_{0,86}(Te_{0,77}Sb_{0,30}Bi_{0,06}As_{0,01})_{1,14}$

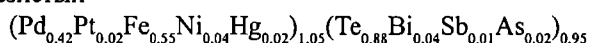
13. Котульскит сурьмянистый



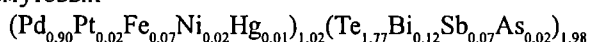
14. Котульскит сурьмянистый



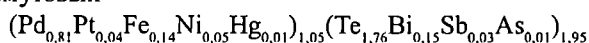
15. Котульскит железистый



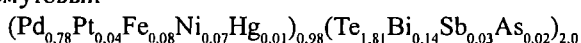
16. Меренскиит висмутовый



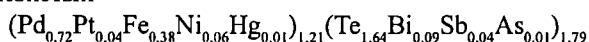
17. Меренскиит висмутовый



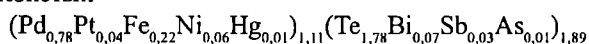
18. Меренскиит висмутовый



19. Меренскиит железистый



20. Меренскиит железистый



Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН методами РСМА на приборе JXA-5 (аналитики В.А. Виллисов, Л.К. Воронина).

таблицу). Выявлены двухфазные зональные зерна боровскита, в которых на более ранний боровскит, содержащий 4.8 % висмута, 2 % ртути нарастает ртутный боровскит, содержащий 6.0-8.2 % висмута и 7.2-14.1 % ртути (ан. 10-11, см. таблицу).

Котульскит встречается в пирротине в виде изолированных мелких (10x10 – 15x15 мкм) зерен рядом с включениями халькопирита, пентландита и роговой обманки. Составы котульскита характеризуются высокими содержаниями сурьмы (и висмута), что дает основания для выделения сурьмянистой разновидности этого минерала (см. таблицу, ан. 12-14). Установлено срастание котульскита с повышенными содержаниями ртути (2.3 %) и меренскиита.

Меренскиит обнаружен в тех же образцах и обстановках, что и боровскит и котульскит. Присутствует в виде очень мелких (5x10 – 10-20 мкм) идиоморфных кристаллических зерен, заключенных в пирротине, и, в редких случаях, в халькопирите. Распределение палладия, платины, теллура в отдельных кристаллических зернах меренскиита относительно равномерное. Типохимизм минерала (ан. 16-20) определяется постоянными примесями никеля, железа, ртути, но в еще большей степени примесями висмута, сурьмы и мышьяка, по содержанию которых этот минерал резко обособляется от меренскиитов из медносульфидно-титаномагнетитовых и медносульфидных руд Урала [2, 3].

Для сульфидов парагенных с минералами платиновых металлов очень характерны повышенные количества никеля и кобальта: в пирротине 1-1.6 % ни-

келя и 0.07 % Со, в пирите 0.03-0.05 % никеля и 1.4-2.1 % Со. В целом соотношения стибботеллуридов, висмутотеллуридов и теллуридов палладия и платины в кобальто-медно-никелевых рудах предполагают следующую временную последовательность их образования: боровскит – котульскит – меренскиит – обогащенные ртутью разновидности этих минералов.

Рассмотренный платино-палладиевый (с золотом) преимущественно боровскитовый тип минерализации является новым для Урала. Поскольку первые находки боровскита на Урале связаны с медно-никелевыми рудопроявлениями горы Саранной (Средний Урал) [4], предложено выделенный нами тип минерализации именовать как «саранинский».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала // Геология и металлогения Урала. Сборник научных трудов. Кн. 1. Екатеринбург, 1998. С. 238-255.

2. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И., Сандлер Г.А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 1. С. 182-185.

3. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др. Малосульфидное платинометальное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урала) // Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 135-140.

4. Волченко Ю.А., Ярош Н.А., Сандлер Г.А., Масленников В.Е. Первая находка платиноидной минерализации в габбро-диабазе западного склона Урала // Ежегодник-1973 Ин-та геологии и геохимии. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 115-116.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ В ПОРОДАХ ДАВЫДОВСКОГО ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)*

О широком развитии платиноносных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов, получивших впоследствии название ассоциаций аляскинского или урало-алаянского типа, а также концентрически-зональных массивов ультрамафитов, на Урале известно еще с конца прошлого века. Долгое время, однако, считалось, что их распространение ограничено главным образом Платиноносным поясом и единственное исключение представляет расположенный в 50 км восточнее его Уктусский массив (рис. 1), принадлежность которого к ассоциациям платиноносного типа обосновал в 1922 г. И.Ф. Токарев [1]. Позднее А.С. Варлаков [2], а затем О.К. Иванов [3 и др.] отнесли к этому типу еще ряд массивов, расположенных по всей ширине Уральского складчатого пояса. Выказанные ими представления, однако, не имели достаточно надежного обоснования и не получили широкого признания. В последние годы установлено, что большим сходством с массивами платиноносного типа обладает расположенный в пределах восточной окраины Урала (приблизительно в 100 км к востоку от Платиноносного пояса) Давыдовский дунит-клинопироксенит-габбровый массив (рис. 1).

Давыдовский массив представляет собой небольшое линзовидное тело (около 7 км длиной при максимальной ширине не более 1,5 км), залегающее между пластинами крупного чешуйчатого надвига, сложенными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами среднего девона. По набору пород и их количественному соотношению он близок массивам Платиноносного пояса Урала. Около 60 % площади этого массива сложено габброидами, 34 % приходится на долю пироксенитов, в резко подчиненном количестве – не более 6 % присутствуют серпентинизированные дуниты. В то же время он не имеет характерного для типовых платиноносных массивов концентрически-зонального строения с дунитовым «ядром» изометричной формы в центре. Дуниты здесь образуют небольшие линзовидные тела, вытянутые согласно преобладающему простиранию структурных элементов массива, что придает ему сходство с расчлененной частью офиолитовых разрезов. Имевшиеся до настоящего времени геохимические данные не позволяли достоверно судить о принадлежности этих пород к какому-либо определенному типу ультрамафитов: по содержанию большинства элементов изученные образования занимают промежуточное положение между породами из массивов Платиноносного пояса и породами офиолитовых комплексов [4]. В связи с этим особое значение приобретает анализ рас-

* Доклады РАН. Т. 368 № 6, Москва, 1999. С. 818–820.

пределения в породах элементов платиновой группы (ЭПГ), по характеру которого главные типы ультрамафитов отличаются достаточно надежно [5-7 и др.].

Для изучения геохимии ЭПГ в породах рассматриваемого массива было определено содержание всех шести платиновых металлов в 9 пробах из главных петрографических разновидностей (табл. 1). Анализы выполнены в лабораториях Института геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург) и ЦНИГРИ (Москва). Результаты анализа разных лабораторий хорошо согласуются между собой.

Полученные данные показывают, что общее содержание ЭПГ изменяется от 60 до 200 мг/т в дунитах, от 30 до 120 мг/т в клинопироксенитах и от 20 до 70 мг/т в габбро, т. е. отчетливо выражена тенденция к снижению количества платиноидов от ультраосновных разновидностей пород к базитам. Ряд убывания содержаний ЭПГ во всех породах имеет следующий вид: платина, палладий, рутений, осмий, иридий, родий. В дунитах и клинопироксенитах платина резко преобладает над остальными элементами этой группы (до 160 мг/т в дунитах и до 119 мг/т в пироксенитах). Помимо платины в ощутимых количествах постоянно присутствует палладий (от 1 до 20 мг/т). Величина платино-палладиевого отношения сильно варьирует, но всегда остается достаточно высокой (от 3 до 61, обычно выше 5). Содержания осмия, рутения и особенно иридия и родия очень низки. Распределение ЭПГ в габбро в общих чертах имеет такой же характер, как в дунитах и пироксенитах, но отличается относительно повышенной долей палладия. Величина отношения Pt/Pd в них равна 1-2. Отношение палладия к иридию (коэффициент фракционирования платиноидов) во всех петрографических разновидностях высокое, но оценить его количественно не удалось из-за крайне низкого (ниже чувствительности анализа) содержания иридия. Отношение осмия к рутению, характеризующее фракционирование летучих ЭПГ, выдержанное – 0.7-1.

В результате проведенного в последние годы сравнительного изучения характера распределения и форм нахождения платиновых металлов в породах и рудах альпинотипных, концентрически-зональных и стратиформных мафит-ультрамафитовых массивов Урала установлены основные особенности геохимии платиноидов в ассоциациях перечисленных типов [5-7]. Сопоставление выявленных в породах Давыдовского массива геохимических характеристик ЭПГ с полученными в процессе этих исследований данными показывает, что изученные образования очень близки к ультрамафитам Платиноносного пояса Урала, существенно отличаясь от аналогичных пород из ассоциаций других типов. Все петрографические разновидности пород этого массива характеризуются относительно невысоким суммарным содержанием ЭПГ. Как правило, оно не превышает 100 мг/т (см. табл. 1). Такие же концентрации платиноидов свойственны и породам из массивов Платиноносного пояса (средняя величина суммы ЭПГ в дунитах Платиноносного пояса составляет 65 мг/т, в клинопироксенитах – 90 мг/т, в габброидах дунит-верлит-клинопироксенитовых серий – 50 мг/т и только в габбро, ассоциирующих с железистыми разновидностями клинопи-

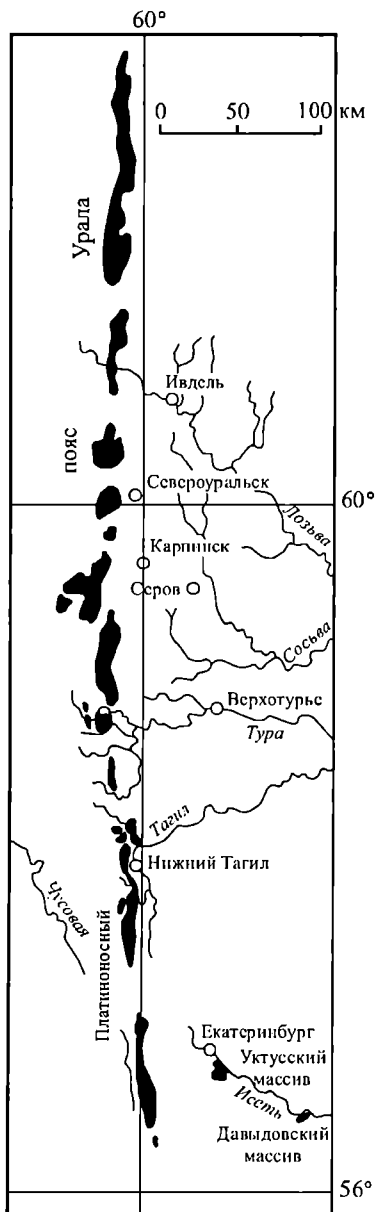


Рис. 1. Схема расположения дунит-клинопироксенит габбровых массивов восточного склона Северного и Среднего Урала.

роксенитов, поднимается до 110 мг/т), тогда как ультраосновные разновидности пород альпинотипных комплексов и расслоенных массивов, как правило, имеют повышенное содержание этих элементов (более 100 мг/т), а в альпинотипных ассоциациях высокий уровень содержания платиноидов сохраняется и в мафитах (среднее содержание в альпинотипных габброидах Урала 115 мг/т) [6, 7]. По спектру платиноидов породы Давыдовского массива также имеют большое сходство с ассоциациями платиноносного типа. Во всех петрографических разновидностях рассматриваемого массива, как и в породах Платиноносного пояса, резко преобладают легкоплавкие элементы – платина и палладий при низком содержании остальных платиновых металлов, чем они отличаются от мафит-ультрамафитовых ассоциаций других типов, породы которых постоянно содержат в заметных количествах все элементы спектра, а в некоторых случаях преобладают тугоплавкие платиноиды. Наконец, важнейшей чертой геохимии платиноидов в изученном массиве является высокая величина отношения платины к палладию (см. табл. 1), что является отличительной особенностью ассоциаций платиноносного типа. Для Платиноносного пояса Урала эта величина изменяется от 5 до 10 в дунитах разных массивов, составляет в среднем около 7 в клинопироксенитах и 3-4 габбро дунит-клинопироксенит-тылаитовых серий [6]. Исключение составляют лишь наиболее поздние габброиды, ассоциирующие с железистыми клинопироксенитами, где палладий обычно преобладает над платиной. Тенденция к повышению роли палладия в поздних габбро проявлялась и в Давыдовском массиве, но не столь отчетливо и выразилась в резком понижении платино-палладиевого отношения (см. табл. 1). Для сравнения – величина этого отношения в породах из мафит-ультра-

**Содержание элементов платиновой группы в породах
Давыдовского массива**

№ п/п	Характеристика проанализированных пород	Содержание, мг/г						Сумма ЭПГ	Отношения	
		Pt	Pd	Rh	Ir	Os	Ru		Pt/Pd	Os/Ru
1	Серпентинит дупитовый	61	3	<5	<10	3	4	77	20	0.75
2	»	160	21	<5	<10	3	3	193	7.6	1
3	»	61	1	<2	1	<4	-	66	61	-
4	Дунит клилопироксеновый серпентинизированный	16	6	<2	<1	<4	<4	28	2.7	~1
5	Клилопироксенит роговообманковый	19	3	<5	<10	2	3	32	6.3	0.7
6	»	90	18	<5	<10	3	3	119	5	~1
7	»	18	4	<2	<1	<4	<4	28	4.5	1
8	Габбро пироксен- роговообманковое	<10	4	<5	<10	2	3	21	~2	0.7
9	»	30	28	<5	<10	3	3	68	1	1

Примечание. Анализы 1, 2, 5, 6, 8, 9 выполнены в Платиновой группе Института геологии и геохимии УрО РАН. Содержания платины, палладия, родия и иридия определялись химико-спектральным и комбинированным методами; осмия и рутения – спектрофотометрическим методом с ДМАС (аналитики И.И. Неустроева, Ю.П. Любимцева, О.А. Березикова). Анализы 3, 4, 7 выполнены в лаборатории ЦНИГРИ. Содержания платины, палладия, родия и иридия определялись пробирно-атомно-эмиссионным методом; осмия и рутения – кинетическим методом (аналитики А.Н. Курский, С.И. Шварцман).

мафитовых ассоциаций других типов редко достигает 3, обычно же имеет более низкие значения.

Выявленные особенности геохимии платиноидов в породах Давыдовского массива однозначно свидетельствуют о его принадлежности к ассоциациям платиноносного типа. Наличие же существенных различий в составе изученных пород и аналогичных образований из платиноносных массивов Урала [4] показывает, что Давыдовский массив не был тектонически перемещен из Платиноносного пояса, а сформировался в пределах геологических структур восточной окраины Урала. Таким образом, получено бесспорное доказательство развития мафит-ультрамафитовой ассоциации платиноносного типа в восточной части Уральского складчатого пояса.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 95-05-14280, 96-05-64816 и 98-05-64826).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Токарев И.Ф. // Зап. УОЛЕ. 1922. Т. 37. В. 1. С. 31-41.
2. Варлаков А.С. в сб.: Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск, 1976. С. 62-86.
3. Иванов О.К. В сб.: Петрология и геохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 326-353.
4. Смирнов В.Н. Ежегодник-1992. Свердловск, 1993. С. 48-50.
5. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. // Изв. вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994. № 6/94. С. 62-85.
6. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. в сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. Междунар. Бетехтинского симп. М.: ИГЕМ РАН, 1997. С. 247-248.
7. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Чашухин И.С. В сб.: Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральск. петр. совещания. Екатеринбург, 1997. С. 77-78.

Представлена академиком В.И. Коротеевым 14.01.1997 г.

ГЛАВА 4.9. ПЛАТИНА*

Открытие платины и осмистого иридия в золотых россыпях Верх-Исетских, Невьянских и Билимбаевских промыслов относится к 1819-1820 гг. Первая богатая собственно платиновая россыпь выявлена в 1824 г. по р. Орулихе, левому притоку р. Баранчи. Вслед за этим богатые платиновые россыпи были обнаружены по рекам Ису, Мартьяну и в других местах. Первые коренные месторождения платины были открыты значительно позже, в 1892-1897 гг. в хромитоносных дунитах Нижне-Тагильского (Соловьевогорского) массива: месторождения Серебряковское в Крутом Логу, Авроринское в долине р. Мартьяна, Господская шахта на северном склоне горы Соловьевой. С той поры и до 1914 г. из нижнетагильских и исовских россыпей, а также и коренных месторождений ежегодно в целом добывалось по 2-4 т платины, что составляло 80-90 % ее мировой добычи (Н.К. Высоцкий, 1913). В последующие годы роль Урала в мировой добыче платины постепенно снижалась в связи с открытием и вовлечением в эксплуатацию многочисленных россыпных и коренных месторождений платиновых металлов в Канаде, на Аляске, в ЮАР и Норильском районе с его гигантскими платиноносными сульфидными медно-никелевыми месторождениями.

Переходя к характеристике уральских собственно платиновых и платиносодержащих руд, рассмотрим сначала коренное оруденение, а затем платиноносные коры выветривания и россыпи платиновых металлов.

Благодаря трудам многих выдающихся исследователей (Н.К. Высоцкого, Л. Дюпарка, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина, С.А. Кашина, А.А. Иванова, Н.В. Бутырина и др.), Урал является эталонным полигоном мирового значения при характеристике месторождений платиновых металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах подвижных поясов. Кроме давно известных типов месторождений платины в дунитах (нижнетагильский, соловьевогорский тип), иридия и осмия в дунит-гарцбургитах (верхнейвинский тип), палладия в меденосных габбро (волковский тип), для Урала не менее характерны разнообразные платиносодержащие руды хрома, железа, меди, никеля и других металлов, в которых за последние десятилетия выявлены многочисленные новые типы платинометальной минерализации (Ю.А. Волченко, 1986; Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев и др., 1994; Ю.А. Волченко и др., 1998). Анализ геологических и геодинамических обстановок нахождения всех месторождений и проявлений платиновых металлов на Урале позволил нам выделить семь протяженных об-

* Месторождения полезных ископаемых Урала. Платина. Гл. 4.9 коллективной монографии. Екатеринбург, 1999. С. 103–114.

щепуральских платиноворудных поясов, характеризующих основные этапы развития складчатой системы (Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, 1998): Центрально-Уральский (Сарановский), Офиолитовый, Платиноносный, Палладиеносный, Главный вулканогенный, Вулкано-плутонический, Дайковый. Кратко охарактеризуем платиноносность каждого из выделенных поясов.

Сарановский пояс мафит-ультрамафитовых хромитоносных стратиформных комплексов расположен в пределах Центрально-Уральского поднятия. В этом поясе выявлено осмиево-рутениевое (с иридием) оруденение, приуроченное к пластам хромитовых руд Главного Сарановского, Южного Сарановского, Промежуточного и других месторождений - сарановский тип минерализации (Ю.А. Волченко, 1986; Ю.А. Волченко и др., 1990). Разрезы стратиформных хромитоносных и платиноносных дунит-гарцбургитовых комплексов обладают отчетливыми признаками внутренней дифференциации и градиентностью по железу, титану, алюминию и другим элементам включая металлы платиновой группы. Они вмещают многочисленные пластообразные тела хромитовых руд мощностью от 0,5-1 до 7-14 м. Главные особенности распределения платиноидов в изученных разрезах заключаются в однотипной геохимической специализации ультрамафитов и хромитовых руд на тугоплавкие платиновые металлы (рутений, осмий, иридий) и закономерном изменении содержаний платиноидов в рудах, ультрамафитах и собственных минералах по стратифицированному разрезу.

Тугоплавкие платиноиды (осмий, рутений, иридий) в сумме составляют 70-90 % в хромитовых рудах и 60-80 % – в ультрамафитах от общего количества находящихся в них платиновых металлов. Среднее суммарное содержание платиноидов в хромитовых рудах наиболее крупных западного, центрального и восточного рудных тел соответственно составляет 350, 500 и 300 мг/т, увеличиваясь в отдельных их участках до 1000-2000 мг/т; в основных типах ультрамафитов, формирующих разрезы, данные характеристики равны 100-120 мг/т для дунитов, 100-150 - для энстатитовых дунитов и 75-100 мг/т для дунит-гарцбургитов с аномальными увеличениями в хромитоносных ультрамафитах до 200-300-400 мг/т. Содержания платиновых металлов по разрезам как в хромитовых рудах, так и в ультрамафитах изменяются закономерно: нижние части разрезов относительно обогащены осмием, рутением, иридием, а верхние - платиной, родием, палладием. Максимальные концентрации осмия, рутения и иридия в хромитовых рудах приурочены к при контактовым частям и зонам деформации внутри них, где наиболее сильно проявлен метаморфизм и выявлена повышенная и высокая степень окисления железа в рудообразующих хромшпиделидах.

Платиноидная минерализация представлена сульфидами, сульфоарсенидами и интерметаллидами тугоплавких платиновых металлов. Минералы ряда лаурит $(Ru,Os)S_2$ -эрликманит $(Os,Ru)S_2$, ирарсит $IrAsS$, иридосмин $OsIr$ и другие образуют идиоморфные включения размером от 5-10 до 50-80 мкм и более в хромшпинелидах и силикатном цементе. Отметим, что включения минералов платиновых металлов, находящиеся в катаклазированных и метаморфизован-

ных хромитовых рудах, обладают морфоструктурными признаками метаобразований и не несут на себе следов хрупких деформаций и резорбции, находясь при этом в трещиноватых зернах хромшпинелида и внутри эпигенетических сульфидов никеля, железа, кобальта.

Приуроченность концентрированного платинометального оруденения сарановского типа к участкам сильного метаморфизма хромитовых руд и хромитоносных ультрамафит-пегматитов, парагенезис с метаморфогенными сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта позволяют рассматривать его как продукт метаморфогенно-гидротермальных преобразований стратиформных хромитоносных дунит-гарцбургитовых комплексов, сопровождавшихся локальной мобилизацией и сбросом платиновых металлов, первично рассеянных в той или иной форме в хромшпинелидах.

Офиолитовый пояс включает многочисленные кулисообразно расположенные цепочки мафит-ультрамафитовых альпинотипных комплексов, фиксирующих собой зону Главного Уральского Глубинного разлома и оперяющих ее с востока структурных элементов. Длительная история формирования и преобразования мафит-ультрамафитовых комплексов пояса в различных геодинамических обстановках (океанической и островодужной) предопределила типы распределения платиновых металлов, позицию и состав связанной с ними хромит-платиноидной минерализации. Установлено, что платинометальное оруденение присутствует в связи с хромитовыми рудами всех частей разреза альпинотипных комплексов пояса. При этом выделяются четыре типа геологических обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платиноидной минерализации: кракинский, кемпирсайский, верхнейвинский и шандашинский (Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев и др., 1994; Ю.А. Волченко и др., 1998). Более детально охарактеризуем вторую, приводящую к образованию наиболее масштабного хромит-платинометального оруденения.

Кемпирсайский тип рутениево-иридиево-осмиевых руд выявлен в хромитоносных дунит-гарцбургитовых комплексах, вмещающих месторождения высокохромистых низкоглиноземистых маложелезистых хромовых руд. Основная особенность распределения платиновых металлов в рудах этого типа заключается в контрастной геохимической специализации руд и ультрамафитов, свидетельствующей о сильном фракционировании платиноидов в процессах хромитообразования. Рудовмещающие ультрамафиты специализированы на легкоплавкие платиноиды - платину и палладий, а хромитовые руды - на тугоплавкие, в первую очередь осмий, образуя следующий устойчивый ряд убывания содержания платиновых металлов: осмий, иридий, рутений, платина, родий, палладий. Установлена взаимосвязь процессов накопления хрома и тугоплавких платиноидов в рудах: по мере увеличения густоты вкрапленности и железистости хромшпинелида возрастает содержание хрома и падает - глинозема; одновременно с этим повышается суммарное содержание осмия, иридия, рутения. Общее содержание платиноидов в рудах закономерно увеличивается от 0,2-0,3 г/т в

редковкрапленных до 0,7-1,0 - 2,0 г/т в густовкрапленных и сплошных рудах. Максимальные концентрации платиноидов приурочены к фронтальным зонам рудных тел, внутрирудным дунитам, участкам обогащения руд паргаситом, эденитом, флогопитом. Тугоплавкие платиноиды, составляющие более 90 % от общего количества платиновых металлов в рудах, на 80 % и более заключены в хромшпинелидах, содержащих весьма мелкие и тонкие включения собственных минералов платиновых металлов и сульфидов цветных металлов. Собственные минералы платиновых металлов в рудах кемпирсайского типа представлены сульфидами, сульфоарсенидами и твердыми растворами тугоплавких платиноидов. Наиболее распространены минералы ряда лаурит $(Ru,Os)S_2$ - эрликманит $(Os,Ru)S_2$, содержащие до 3-4 % мышьяка. Обычны иридоосмин $OsIr$ и осмирид $IrOs$. Встречены ирарсит $IrAsS$, осарсит $OsAsS$ и ксингцхонгит $(Ir,Rh,Cu,Ni)S$, в том числе - резко обогащенный никелем. Все эти минералы присутствуют в виде моно- и полифазных выделений размером от 1-50 до 100 мкм.

Развиваемая модель флюидно-метасоматического происхождения платинометалльно-хромитовых руд кемпирсайского типа (И.С. Чащухин, и др., 1991) предполагает трансформацию в низах океанической литосферы практически нехромитоносных реститогенных дунит-гарцбургитовых серий со слабо дифференцированным (субхондритовым) типом распределения платиноидов под воздействием восходящих потоков нагретых восстановленных флюидов.

Платиноносный пояс расположен в западной части Тагильской структурно-формационной зоны. Он образован цепочкой мафит-ультрамафитовых массивов овальной и серповидной формы, имеющих зональное строение.

Еще в 70-е гг., после выявления в зональных комплексах Платиноносного пояса новых типов сульфидного и теллуридного платино-палладиевого оруденения (Ю.А. Волченко, 1975), делались попытки обосновать гетерогенность и полизональность этих образований на основе анализа степени неоднородности их геологических, геохимических и рудных полей. Были откартированы и выделены два генетически различных типа естественных ассоциаций горных пород и руд, формирование которых протекало, соответственно, в мантийных и мантийно-коровых условиях. Дальнейшее геологическое изучение зональных комплексов позволило получить новую информацию о дискретности процессов породо- и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса и привело к пониманию возможности и необходимости выделения в его составе двух самостоятельных поясов: собственно Платиноносного и Палладиеносного.

Нижнетагильский (соловьевогорский) тип платиновых (с иридием, рутением, родием, осмием) руд локализован в мафит-ультрамафитовых комплексах собственно Платиноносного пояса. Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации, формирующей пояс, установлена сквозная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержания благородных металлов: платина, рутений, осмий, палладий, родий, ири-

дий, золото. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов (троктолитов) к оливиновым клинопироксенитам, верлитам и дунитам - от 5-10 до 20-30 и 50-60 мг/т, соответственно. Наиболее концентрированное платиновое оруденение связано с дунитовыми членами серий.

Среди дунитов с фоновыми содержаниями платины 30-50 мг/т впервые выявлены отрицательные геохимические аномалии, на площади которых содержание платины уменьшается в 3-10 раз (район «Госшахты», Крутого и Сыркова Лога). Именно к ним часто приурочены хромит-платиновые рудные столбы и гнезда с резко повышенными и высокими содержаниями платины - 0,5-10-50 г/т и более, которые и являлись объектами добычи коренной платины на площади Соловьевогорского рудного поля. Крупнейший рудный столб в дунитах горы Соловьевой вскрыт «Госшахтой» до глубины 183 м. Крутопадающее (60-70°) рудное тело представляет собой зону прожилково-сетчатой хромит-платиновой минерализации с овальным сечением от 10 до 20 м² при содержании от 5 до 500 г/т. Вкрапленная в хромите платина имела размеры от 20-50 мкм до 1-2 см.

Из трех присутствующих в дунитах парагенетических ассоциаций минералов платиновых металлов наиболее характерна и распространена является ассоциация в различной степени упорядоченных железоплатиновых сплавов с рутений-иридий- и осмийсодержащими минералами - ферроплатиновый тип. *Выделения* платиновых минералов находятся в тесном взаимопрорастании с хромшпинелидами и имеют как идиоморфную, так и ксеноморфную формы. Размеры их варьируются от 20-50-100 до 200-500 мкм и более. Они представлены изоферроплатиной Pt,Fe, тетраферроплатиной PtFe с включениями платинистого осмирида IrOs, иридия Ir, осмия Os, холлингвортита (Rh,Pt,Ir)AsS, ирарсита IrAsS, туламинита Pt₂FeCu и др. Содержание в матричной ферроплатине примесей других платиноидов в сумме составляет 2-4 до 10 мас.%, меди и никеля в сумме до 1.5-9 мас.%. Парагенные сульфиды - пентландит, миллерит, пирротин.

Изотопно-геохимические и минералого-геохимические данные по ферроплатиновому типу оруденения указывают на мантийный источник генерации платиноидных элементов. Конечная реализация их в виде конкретного парагенезиса собственных минералов происходила в условиях закрытой системы из концентрированного водно-щелочного флюида. Таким образом, есть основания для отнесения эпигенетических хромит-платиновых руд нижнетагильского типа к флюидно-метаморфогенным образованиям.

Палладиеносный пояс расположен в западной части Тагильской зоны, непосредственно рядом с Платиноносным и восточнее его. Он охватывает многочисленные массивы Главного габбрового пояса Урала.

Для оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-габбровой (габбро-норитовой) ассоциации, формирующей Палладиеносный пояс, установлена сквозная палладиевая (золото-платино-палладиевая) специализация руд и горных пород при характерном ряде убывания содержаний благородных металлов: палладий, платина, золото, рутений, осмий, родий, иридий. В магнетитовых оливинитах,

магнетитовых клинопироксенитах и горнблендитах присутствует сульфидный палладиевый (высоцкитовый) тип оруденения - качканарский тип. В клинопироксен-амфиболовом и двупироксеновом габбро в связи с высокосульфидной минерализацией волковского типа присутствует меренскиитовый тип палладиевого оруденения, а в низах разреза дифференцированного рудоносного габбро в связи с апатитовыми оливинитами и апатитовыми клинопироксенитами – малосульфидный котульскитовый тип палладиевого оруденения с золотом – баронский тип.

Волковский и баронский типы золото-платино-палладиевых руд. Сложно дифференцированный (псевдостратифицированный) Волковский рудоносный комплекс на Среднем Урале вмещает одноименное крупное месторождение медно-сульфидно-apatит-титаномагнетитовых руд, содержащих палладий, платину, золото и другие благородные металлы. Специализация высокосульфидных руд волковского типа определяется резким преобладанием палладия и золота над платиной и весьма низкими содержаниями остальных благородных металлов. Распределение этих элементов в медно-сульфидно-apatит-титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых рудах средних и нижних частей разреза комплекса характеризуется выдержанными низкими суммарными содержаниями (от 50 до 200 мг/т) и отсутствием значимой корреляционной связи между содержаниями платиноидов, золота, с одной стороны, и основных рудообразующих компонентов (железа, титана, ванадия, фосфора, меди), с другой. Высокое суммарное содержание благородных металлов (до 1-7 г/т) при неравномерном распределении платиноидов и золота в высокосульфидных рудах верхней части разреза комплекса обусловлено присутствием разнообразных форм их нахождения: меренскиит $PdTe_2$, самородное палладиесодержащее золото, гессит Ag_2Te и др.

Малосульфидное золото-платино-палладиевое оруденение баронского типа связано с зоной перехода от такситовых амфибол-пироксеновых и оливиновых габбро к плагиоклазовым и оливиновым клинопироксенитам и верлитам. В этой зоне выявлен и прослежен на сотни метров маломощный от 0,5-2,0 до 8 м прерывистый горизонт тектонизированных и зеленокаменно-измененных апатитовых оливинитов и апатитовых оливиновых клинопироксенитов, несущий вкрапленность халькопирита, борнита, карролита, пирита и содержащий высокие количества платиновых металлов, а также золота и серебра. Суммарное содержание платиноидов - 5-10-20 г/т и более, при этом палладий резко преобладает над платиной при ничтожных содержаниях остальных платиноидов. Золото содержится в количествах от 0,5 до 9 г/т. Максимальные концентрации палладия, платины и золота связаны с локальными зонами антигоритизации, хлоритизации и ослюденения в апатитовых оливинитах и апатитовых оливиновых клинопироксенитах. Размеры выделений палладиевых минералов и золота составляют 10-20 мкм; иногда встречаются их кристаллические сростки и прожилки размером до 50-100 мкм и более. Продуктивный парагенезис представлен борнитом,

халькопиритом, никелевым карролитом, магнетитом, меренскиитом $PdTe_2$, ко-тульскитом $PdTe$, кейтконнитом Pd_3Te , палладийсодержащим золотом.

Различные геологические обстановки концентрации платиновых металлов и золота в пределах Палладиеносного пояса обусловили возникновение нескольких разных типов платиносодержащих руд - качканарского, волковского, баронского. Но в целом формирование благороднометального оруденения этого пояса происходило как элемент развития рудообразующей системы островодужных габбро (высокоглиноземистых базальтов).

Колчеданные месторождения Урала приурочены к палеовулканическим поясам Тагильской и Магнитогорской структур, обладающим принципиально сходным характером строения и развития, имеющим общую тенденцию к омоложению в восточном и южном направлениях и формирующим *Главный вулканогенный пояс*.

Платиноносность всех типов колчеданных руд Урала изучена недостаточно, хотя многие исследователи указывали на присутствие платины и платиноидов в медно-цинковых колчеданных рудах ряда уральских месторождений (Н.К.Высоцкий, 1923; О.Е.Звягинцев, 1936; О.Е.Юшко-Захарова, 1975; М.И.-Новгородова, 1976). Нами на примере ряда колчеданных месторождений — Гайского, Учалинского, Левихинского и других исследована платиноносность основного для Урала типа медно-цинковых колчеданных руд, формирующих крупнейшие залежи «уральского типа» и выделен новый для Урала тип платиносодержащих рудных формаций, или *Гайский тип* золото-палладиево-платиновой (с родием) минерализации. Установлено, что в колчеданных рудах уральского типа присутствуют все металлы платиновой группы, за исключением иридия, при этом ряд их убывания выглядит следующим образом: платина, палладий, рутений, осмий, родий. Постоянно присутствует золото. Палладиево-платиновая специализация, как и присутствие ощутимых количеств родия и рутения, характерны для всех типов этих руд. Однако уровень содержаний ведущих элементов и суммарные концентрации платиноидов резко варьируют. Минимальные содержания палладия и суммы платиноидов характерны для серноколчеданных руд, максимальные содержания платины и суммы платиноидов - для медно-колчеданных руд. Повышенные концентрации палладия присутствуют как в медно-цинковых колчеданных, так и в цинковых рудах. Суммарные содержания платиновых металлов в рудах и концентратах изменяются от 0,1 до 1 г/т, однако наиболее обычными для колчеданных руд уральского типа являются содержания 0,3-0,5 г/т. Степень платиноносности колчеданных руд пропорциональна их золотоносности. Максимальные содержания платины около 1 г/т выявлены в концентратах и технологических продуктах с очень высокими содержаниями золота, что косвенно предполагает наличие общих форм нахождения этих металлов.

Медно-сульфидно-магнетитовая скарновая рудная формация фрагментарно проявлена в различных структурно-формационных зонах Северного, Среднего и Южного Урала: Тагильский сегмент Тагильско-Сакмарского вулканичес-

кого пояса, Западно-Магнитогорский вулканический пояс, но везде ее геологоструктурная позиция определяется приуроченностью к вулканоплутоническим комплексам наложенных верхнесилурийско-девонских и карбоновых поясов, поэтому данный пояс с платиновым оруденением называется *Вулкано-плутоническим*. Выделение в этом поясе платиновой минерализации стало возможным благодаря исследованиям Л.А.Амосова (1989), Ю.А. Волченко (1988, 1990), В.В.Мурзина, В.Н.Сазонова (1990).

Высокогорский тип золото-платино-палладийсодержащих медносульфидно-магнетитовых руд выделен на основе изучения и систематического опробования ряда месторождений, связанных с Тагильской и Кушвинской вулканоплутоническими структурами, вмещающими Высокогорское, Лебяжинское, Осokino-Александровское, Гороблагодатское скарново-магнетитовые месторождения. Специализация высокосернистых медистых магнетитовых руд и рудовмещающих скарнов определяется палладием, платиной, золотом и серебром. Пропорции платиновых металлов в рудах изучены еще слабо, но можно наметить следующий характерный ряд убывания их содержаний: палладий, платина, рутений, осмий, родий, иридий.

Содержание палладия и платины в рудах изменяются в следующих пределах, г/т: от 0,01-0,10 до 0,50 и от 0,01-0,05 до 0,10, соответственно. Распределение их контролируется рудно-метасоматической зональностью в пределах как месторождений, так и отдельных рудных тел.

Степень платиноносности скарновых руд в пределах отдельных зон нарастает по мере увеличения в них медно-сульфидной составляющей. Наиболее высокие содержания палладия установлены в рудах центральных частей Высокогорского и Лебяжинского месторождений - до 0,17 и 0,43 г/т, соответственно. В медно-сульфидных концентратах содержание палладия, платины и золота по сравнению с рудой возрастает на порядок и более, достигая соответственно 4,0; 0,2 и 0,5 г/т.

Учитывая крупные размеры месторождений скарново-магнетитовой рудной формации, перспективы ее как коренного источника для попутного извлечения благородных металлов, кажутся благоприятными.

На Северном и Среднем Урале, в пределах Кваркушско-Каменногорского сегмента Центрально-Уральского поднятия, многочисленные кулисообразно расположенные рои габбро-диабазовых даек трассируют протяженный на многие сотни километров лайковый пояс. С этими дайками пространственно и генетически связаны многочисленные рудопоявления сульфидных медно-никелевых руд со специфической платино-палладиевой минерализацией, выделяемые в составе *Дайкового пояса*.

Основу исследования составили материалы, собранные нами на трех дайковых полях: Велсовско-Ниолсовском (Чурольско-Ишеримская зона), Койвенско-Вильвенском (зона Сарановского пояса) и Теплогорско-Промысловском (район Дублинского Камня). Обследованные дайки габбро-диабазов имеют мощность от 10 до 50-100 м и более и протяженность от 300-500 до 1500 м и более.

Дайки сложены мелко-среднезернистыми, иногда порфирированными, кварцсодержащими (0,5-2 %) габбро-диабазами, состоящими на 40 % из амфиболлизированного клинопироксена, на 55 % из основного плагиоклаза ряда лабрадор-битовнит. Разнообразные акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, сульфидами железа, меди, никеля, кобальта. В приконтактовых и центральных частях габбро-диабазовых даек выделяются зоны повышенной вкрапленности сульфидов с содержанием их от 5 до 25 %. Сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом, пентландитом, пиритом, борнитом, виоларитом, блеклыми рудами. Состав кобальтово-медно-никелевых сульфидных руд Дайкового пояса следующий, мас. %: никеля - 0,05-0,7, меди - 0,1-1,1, кобальта - 0,004-0,008, серы - 0,29-1,5. Установлено, что в отношении благородных металлов они специализированы на палладий, платину и золото при следующем выдержанном ряде убывания их содержаний: палладий, платина, золото, родий, осмий, рутений, иридий. Соответственно их концентрации в рудах составляют, г/т: 0,10-0,35; 0,10-0,40; 0,05-0,10; 0,015; 0,012; 0,018; 0,010. Серебра - 1-2 г/т. Основная особенность распределения платиновых металлов и золота в рудных телах заключается в их тесной связи с местами концентрации сульфидов железа, никеля и меди. Извлеченные из этих руд коллективные флотационные концентраты с высокими концентрациями серы, меди, никеля и кобальта (соответственно 30-35,6-21,1,2-2,5,0,05-0,12 мас. %) содержат палладия 0,6-32, платины 1,3-10, золота 3-9 г/т. Таким образом, суммарные концентрации благородных металлов в бедновкрапленных медно-никелевых рудах пояса составляют 0,3-0,7 г/т, достигая в густовкрапленных и массивных рудах 5-50 г/т.

Платиноидная минерализация представлена стибитотеллуридами палладия и платины Pd_3SbTe_4 (боровскит), ртутными стибитотеллуридами палладия и платины $(Pd,Hg)_3SbTe_4$ (боровскит ртутный), теллуридами и бителлуридами палладия и платины (котульскит сурьмянистый $Pd(Te,Sb)$, меренскиит висмутовый $Pd(TeBi)_2$). Наиболее распространенный палладиевый минерал медно-никелевых руд - боровскит Pd_3SbTe_4 .

Рассмотренный платино-палладиевый (с золотом) преимущественно боровскитовый тип минерализации новый для Урала. Поскольку первые находки боровскита на Урале связаны с медно-никелевыми рудопроявлениями горы Саранной, на Среднем Урале (Ю.А. Волченко и др., 1974), выделенный нами тип минерализации именуется «саранинским». Анализ всех материалов по эндогенному платинометаллому оруденению Урала показывает, что при развитии складчатых систем уральского типа основной тренд фракционирования платиновых металлов заключается в следующем:

а) преобладание тугоплавких платиноидов в рудоносных комплексах ранних этапов;

б) накопление платины и родия в рудоносных комплексах средних этапов при отчетливом уменьшении роли осмия, иридия и рутения;

в) возрастание роли палладия при уменьшении роли платины и почти полном исчезновении тугоплавких платиноидов в рудоносных комплексах поздних и заключительных этапов развития складчатых систем.

Установлено, что в процессе развития подвижной системы происходит закономерное изменение типов формирующейся платиноидной минерализации. На ранних этапах продуктивный парагенезис минералов представлен сульфидами, сульфоарсенидами, многокомпонентными твердыми растворами и самородными сплавами осмия, рутения, иридия. На средних этапах парагенезис представлен интерметаллическими соединениями, твердыми растворами, самородными металлами, сульфидами и сульфоарсенидами платины, родия и тугоплавких платиноидов. Минерализация поздних этапов развития наиболее разнообразна и охватывает широкий спектр сульфидов, арсенидов, антимонидов, теллуридов, стибитотеллуридов, висмутотеллуридов, арсеноантимонидов, самородных сплавов палладия и платины. Самородное золото в виде его палладистой, висмутистой и ртутистой разновидностей также часто присутствует в составе поздних типов минерализации. В целом масштабы платинометалльного оруденения рассмотренных типов и их россыпеобразующая способность уменьшаются к заключительным этапам развития подвижной системы.

В связи с большим распространением на Урале никеленосных кор выветривания мезозойского и палеогенового возраста проведены исследования по оценке платиноносности (и золотоносности) этих образований, что привело к выделению нового для Урала сахаринского типа платинового оруденения (Ю.А. Волченко и др., 1996), стимулируя научный интерес к данному вопросу у многих исследователей.

Нами изучено распределение платиноидов и золота во всех зонах профиля выветривания 12 месторождений силикатного никеля Урала. С этой целью в Институте геологии и геохимии УрО РАН выполнено 62 анализа на все элементы платиновой группы и золото. Учтены единичные определения платины, палладия, золота и серебра, сделанные другими исследователями. Впервые установлено, что в месторождениях силикатных никелевых руд, развитых в коре выветривания мафит-ультрамафитовых комплексов Урала, постоянно присутствуют платиноиды в повышенных, а иногда и высоких количествах. Геохимическая специализация руд определяется платиной, палладием, рутением, родием при весьма неравномерном распределении этих элементов по различным зонам профиля корообразования. Среднее суммарное содержание платиновых металлов в никеленосных корах составляет 300-400 мг/т, достигая в отдельных месторождениях 800 мг/т и более, что свидетельствует о существенном переносе и накоплении платиноидов в процессе корообразования латеритного типа. Содержание золота более низкое и относительно ровное в корах альпинотипных комплексов - 40-50 до 100 мг/т и более; в корах зональных комплексов - 10-30 мг/т и менее. На примере месторождений силикатного никеля, расположенных в пределах Кемпирсайского и Уктусского массивов, изучено распределение платиновых металлов и рассчитаны коэффициенты их накопления по всему про-

филю корообразования. Для месторождений, связанных с альпинотипными комплексами, установлено несомненное накопление большинства платиновых металлов, а также золота при кратности для Pt – 5-15, Pd – 5-30, Rh – 3-10, Ru – 2-5, Os – 2-3, Au – 2-4. Получаемый в результате металлургического передела этих руд на Южноуральском никелевом комбинате гранулированный никель содержит в сумме от 8 до 12 г/т благородных металлов.

Для месторождений, связанных с зональными комплексами Платиноносного пояса, также установлено накопление большинства платиновых металлов при коэффициентах накопления для Pt – 3, Pd – 6-10, Rh – 2-3, Ru – 3-10, Os – 4-10.

Максимальные концентрации палладия чаще встречаются в нижней зоне выщелачивания и гидролиза серпентинитов, а платины - в верхней части разреза: контакт зон гидролиза и окисления, зона охр.

Минеральные формы нахождения благородных металлов в никеленосных корях изучены слабо. В последнее время (И.В. Толовина, 1997) появились сообщения о находках в силикатных никелевых рудах Елизаветинского и Сахаринского месторождений тонких (1-10 мкм) частиц собственных минералов платины и палладия в виде их самородных элементов и интерметаллидов системы Pt-Pd.

Таким образом, никеленосные коры выветривания Урала в целом, и особенно так называемые черные горизонты в них, обогащенные минералами марганца, являются концентраторами благородных металлов. При таких огромных запасах и прогнозных ресурсах этих месторождений, даже при современном уровне технологии переработки силикатно-никелевых руд, они представляют промышленный интерес как источник для попутного получения платиновых металлов, в первую очередь палладия и платины.

Платина добывается из россыпных месторождений Урала с 1824 г. и по настоящее время. Главными районами добычи платиновых металлов из россыпей являются Североуральский, Кытлымский, Невьянский, Тагильский, Исовской, Миасский, которые приурочены к мафит-ультрамафитовым массивам Платиноносного и Офиолитового поясов Урала. Содержание платины в промышленных россыпях обычно составляет 200-250 мг/м³, однако обрабатываются россыпи и отвалы и с более низкими содержаниями. Во многих россыпях платина добывается совместно с золотом.

Платиноносные россыпи остаются основным источником получения платиновых металлов на Урале. Другим источником являются платиноносные руды меди, железа, никеля, из которых попутно извлекаются платиновые металлы.

Для научного прогнозирования ареалов россыпей платиновых металлов на Урале в первую очередь необходим анализ мафитовых и мафит-ультрамафитовых комплексов в отношении россыпеобразующей способности слагающих их горных пород и руд. Нами предпринята попытка оценить потенциальную россыпеобразующую способность всех платиноносных месторождений Урала (Ю.А. Волченко и др., 1994; 1998). Для Платиноносного пояса наиболее продуктивны хромитоносные дуниты, а также оливиновые клинопироксениты с хром-

титаномагнетитовой минерализацией. Более сложный характер связи россыпей с коренными источниками наблюдается в альпинотипных комплексах Офиолитового пояса. Максимально хромитоносные массивы пояса с высокохромистыми хромитовыми рудами кемпирсайского типа не имеют комплементарных россыпей, и, напротив, слабо хромитоносные массивы с рудами кракинского и верхнейвинского типа сопровождаются россыпями осмистого иридия и комплексными россыпями.

Третий по значению и способности к россыпеобразованию - малдинский тип золото-платино-палладиевых руд (Ю.А.Волченко и др., 1994; 1998), постоянно сопровождающийся комплексными палладиево-золотыми россыпями, впервые выявленными в Косью-Кожимском районе на западном склоне Приполярного Урала (А.А.Малпогин, В.А.Вилисов, 1982). Все остальные типы платинометального оруденения на Урале, в том числе и месторождения собственно Палладиеносного пояса, обладают минимальной способностью к образованию россыпей.

Пространственное размещение и богатство россыпей зависит от многих факторов, но в первую очередь определяется насыщенностью площадей коренными источниками, относящимися к группе россыпеобразующих рудных формаций. Наиболее богатые россыпи плиоцен-четвертичного возраста обычно приурочены к участкам современной гидросети, наследующей или пересекающей мезозойские эрозионно-структурные депрессии, а также раннемиоценовые речные долины. По составу ведущего благородного металла на Урале выделяются платиновые россыпи (в которых платина является преобладающим или единственным благородным металлом), золото-платиновые, золото-осмиридиевые, в которых золото играет сугубо подчиненную роль, и комплексные золотые, в которых в том или ином количестве почти всегда присутствуют платиновые металлы (платина, осмистый иридий, минералы палладия).

В целом на территории Северного, Среднего и Южного Урала обособляются следующие основные рудно-россыпные узлы с платиной и осмистым иридием (с севера на юг): Чистопский, Салатимский, Верхне-Сосьвинский, Кытлымский, Павдинский, Исовской, Салдинский, Баранчинский, Нижне-Тагильский, Невьянский, Чусовской, Сысертский, Омутнинский, Уфалейский, Миасский.

Рассмотренные основные региональные закономерности размещения коренного платинометального оруденения и россыпей позволяют более правильно ориентировать дальнейшие работы на коренную и россыпную платину и платиноиды в пределах Урала.

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ ПРИ РАЗВИТИИ ПОДВИЖНЫХ СИСТЕМ УРАЛЬСКОГО ТИПА И ПРОБЛЕМА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

Благодаря трудам многих поколений исследователей Урал утвердился в качестве эталонного полигона при характеристике месторождений платиновых металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах и решении фундаментальных проблем платиноносности внутриплитных и межплитных подвижных систем.

Кроме давно известных типов коренных месторождений платины в дунитах (уральский, нижнетагильский тип), иридия и осмия в дунит-гарцбургитах (перидотитовый, верхнейвинский тип), палладия в меденосных габбро (габбровый, волковский тип) для Урала не менее характерны разнообразные платиносодержащие руды хрома, железа, меди, никеля и других металлов, в которых за последние десятилетия выявлены многочисленные новые типы платиноидной минерализации (Ю.А.Волченко, др., 1975; Ю.А.Волченко, 1986; Ю. А.Волченко, К.К.Золоев, В.А.Коротеев и др., 1994; Ю.А.Волченко, К.К.Золоев, В.А.Коротеев и др., 1998). Проведенный анализ геологических и геодинамических обстановок нахождения всех новых месторождений и проявлений платиновых металлов на Урале, позволил нам выделить семь протяженных общеуральских платиноворудных поясов (см. рис. 1), характеризующих основные этапы развития этой подвижной системы (Ю.А.Волченко, В.А.Коротеев, 1998). Выполненные исследования дали возможность обосновать металлогеническую зональность уральской платиноносной провинции, выявить и проследить тренды фракционирования платиновых металлов как в процессе развития отдельных платиноворудных поясов, так и подвижной системы в целом.

Переходя к характеристике ведущих типов платинометального оруденения для каждого из выделенных платиноворудных поясов (Центрально-Уральского, Офиолитового, собственно Платиноносного, Палладиеносного, Главного вулканогенного, Вулкано-плутонического, Дайкового), кратко остановимся на специфике основных этапов развития уральской подвижной системы.

Установлено, что для структурно-вещественных комплексов ранних этапов ее развития (R_2 -V, $O_{1,2}$, обстановки эпиконтинентального рифтогенеза и океанического рифтинга, пояса А и Б) характерна специализация хромитовых руд и хромитоносных ультрамафитов на тугоплавкие платиноиды, ассоциированная осмиево-рутениевая и осмиево-иридиевая минерализация (сарановский, кемпирсайский, верхнейвинский типы оруденения).

Структурно-вещественные комплексы средних этапов развития (O_3 , S_1 , S_2 - D_2 , обстановки ранних островных дуг, пояса В и Г) специализированы в первую

*Уральская летняя минералогическая школа-99. Екатеринбург, 1999. С. 41–60.

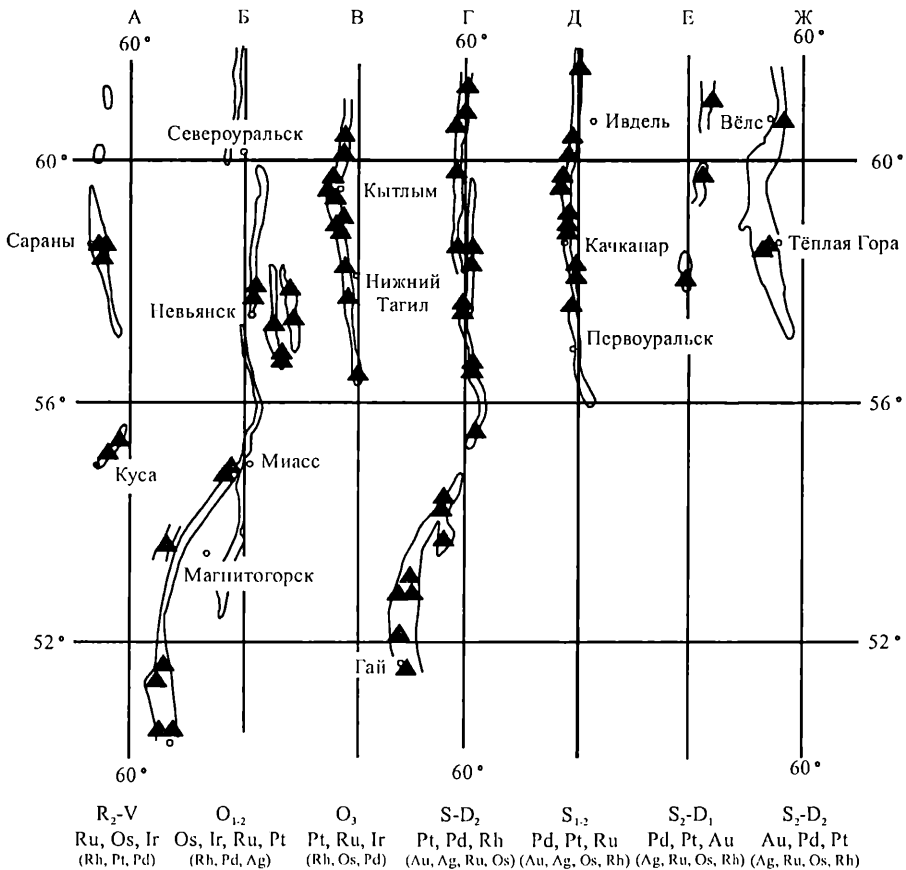


Рис. 1. Размещение платиноидного оруденения в платиноворудных поясах Урала (схема). Масштаб 1: 10000000.

Платиноворудные пояса: А - Центрально-Уральский; Б - Офиолитовый; В - собственно Платиноносный; Г - Главный вулканогенный (первичный); Д - Палладиеносный; Е - Вулкано-плутонический (вторичный); Ж - Дайковый. Черные треугольники - месторождения и проявления платиновых металлов.

очередь на платину, родий, а также на рутений и золото, и содержат соответственно в хромитоносных ультрамафитах и в медно-цинковых колчеданах платиновую и золотую минерализацию (нижнетагильский, гайский типы оруденения).

Структурно-вещественные комплексы поздних этапов развития (S₁-S₂, обстановки поздних островных дуг и квазиplatformенной стабилизации, пояс Д) имеют специализацию на палладий, платину, золото, рутений, несут платино-палладиевую в титаномагнетитах и золото-палладиевую в медносульфидно-апатит-титаномагнетитовых рудах минерализацию (качканарский, волковский, баронский типы оруденения).

Для структурно-вещественных комплексов надсубдукционных зон на активной палеоокраине подвижной системы (девонские и карбоновые наложенные вулканоплутонические пояса с медносulfидно-магнетитовыми скарновыми рудами, пояс Е) характерна специализация на палладий, золото, платину и ассоциированная золото-палладиевая и палладиево-золотая минерализация (высокогорский тип оруденения).

Формирующиеся в обстановках длительной (S_2 - D_2) эпиплатформенной активизации на пассивной палеоокраине, структурно-вещественные комплексы дайковых поясов и приразломных метасоматитов (пояс Ж) специализированы на палладий, платину, золото и в связи с сульфидными рудами содержат платино-палладиевую, золото-палладиевую и палладиево-золотую минерализацию (саранинский, чурольский, малдинский типы оруденения).

Центрально-Уральский (Сарановский) пояс мафит-ультрамафитовых хромитоносных стратиформных комплексов находится в пределах Центрально-Уральского поднятия. В пределах этого пояса выявлено осмиево-рутениевое (с иридием) оруденение, приуроченное к пластам хромитовых руд Главного Сарановского, Южного Сарановского, Промежуточного и других месторождений - сарановский тип минерализации (Ю.А. Волченко, 1986; Ю.А. Волченко и др., 1990). Полученные материалы (Ю.А. Волченко, Я.Ш. Брянский, Н.Г. Вилесов, 1979; Ю.А. Волченко и др., 1990) обосновывают представления о структурно-вещественных комплексах пояса как о полигенных и полихронных образованиях, включающих вещественные ассоциации трех этапов: средне-поздне-рифейского эпиконтинентального рифтогенеза, венд-кембрийских трансформаций рифтогенных структур и средне-позднепалеозойской платформенной активизации. Объективно в настоящее время платиноносные комплексы Сарановского пояса представляют собой будинированные и сильно метаморфизованные тектонические фрагменты, характеризующие различные части некогда единого разреза, сокращенного по мощности, имеющего этажное строение и густо иссеченного разновозрастными дайковыми образованиями. Разрез стратиформных хромитоносных и платиноносных дунит-гарцбургитовых серий обладает отчетливыми признаками внутренней дифференциации и градиентностью по железу, титану, алюминию и другим элементам, включая металлы платиновой группы. Он вмещает многочисленные пластообразные тела хромитовых руд мощностью от 0,5-1 до 7-14 м. Главные особенности фракционирования платиноидов в изученных разрезах заключаются в однотипной геохимической специализации ультрамафитов и хромитовых руд на тугоплавкие платиновые металлы (рутений, осмий, иридий) и закономерном изменении содержаний платиноидов в рудах, ультрамафитах и собственных минералах по стратифицированному разрезу тел.

Тугоплавкие платиноиды (осмий, рутений, иридий) в сумме составляют 70-90 % в хромитовых рудах и 60-80 % в ультрамафитах от общего количества находящихся в них платиновых металлов. Среднее суммарное содержание пла-

тиноидов в хромитовых рудах наиболее крупных Западного, Центрального и Восточного рудных тел соответственно составляет 350, 500 и 300 мг/т, увеличиваясь в отдельных их участках до 1000-2000 мг/т; в основных типах ультрамафитов, формирующих разрезы данные характеристики равны 100-120 мг/т для дунитов, 100-150 мг/т для энстатитовых дунитов и 75-100 мг/т для дунит-гарцбургитов с аномальными увеличениями в хромитоносных ультрамафитах до 200-300-400 мг/т. Содержания платиновых металлов по разрезам, как в хромитовых рудах, так и в ультрамафитах, изменяются закономерно: нижние части разреза относительно обогащены осмием, рутением, иридием, а верхние - платиной, родием, палладием. Максимальные концентрации осмия, рутения и иридия в хромитовых рудах приурочены к приконтактовым частям и зонам деформации внутри них, где наиболее сильно проявлен метаморфизм, и выявлена повышенная и высокая степень окисления железа в рудообразующих хромшпинелидах.

Во всех частях стратифицированного хромитоносного разреза присутствует платиноидная минерализация, представленная сульфидами, сульфоарсенидами и интерметаллидами тугоплавких платиновых металлов. Минералы ряда лаурит $(Ru,Os)S_2$ - эрликманит $(Os,Ru)S_2$, ирарсит $IrAsS$, иридосмин $OsIr$ и другие образуют идиоморфные включения размером от 5-10 до 50-80 мкм и более в хромшпинелидах и силикатном цементе. Выявлена сопряженность состава минералов ряда лаурит-лаурит осмиевый-эрликманит и распределения осмия, рутения и иридия в рудах. Максимальная обогащенность осмием (и иридием) характеризует лауриты (и хромитовые руды) нижних и средних частей разреза. Лауриты верхних частей разреза относительно обогащены рутением и в них появляются мышьяк (до 2 мас. %) и родий (до 2-3 мас. %). Типичный спектр примесных элементов - никель, железо, медь. Установлена генетическая связь собственных минералов платиновых металлов с сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта, меди: миллеритом и его кобальтистыми разновидностями, кобальтистым пиритом, полидимитом, хизлевудитом, герсдорфитом и др. Отметим, что включения минералов платиновых металлов, находящиеся в катаклазированных и метаморфизованных хромитовых рудах, обладают морфоструктурными признаками метаобразований и не несут на себе следов хрупких деформаций и резорбции, находясь при этом в трещиноватых зернах хромшпинелида и внутри эпигенетических сульфидов никеля, железа, кобальта.

Приуроченность концентрированного платинометалльного, оруденения сарановского типа к участкам сильного метаморфизма хромитовых руд и хромитоносных ультрамафит-пегматитов, парагенезис с метаморфогенными сульфидами и сульфоарсенидами никеля, железа, кобальта позволяют рассматривать его как продукт метаморфогенно-гидротермальных преобразований стратиформных хромитоносных дунит-гарцбургитовых серий, сопровождавшихся локальной мобилизацией и сбросом платиновых металлов, первично рассеянных, в основном, в той или иной форме в хромшпинелидах.

Совершенно иное и более сложное распределение платиновых металлов характерно для в разной степени хромитоносных мафит-ультрамафитовых массивов главного офиолитового пояса Урала.

Офиолитовый пояс включает многочисленные кулисообразно расположенные цепочки мафит-ультрамафитовых альпинотипных комплексов, фиксирующих собой зону Главного Уральского Глубинного разлома и оперяющих ее с востока структурных элементов. Длительная история формирования и преобразования мафит-ультрамафитовых комплексов пояса в различных геодинамических обстановках (океанической и островодужной) предопределила типы распределения платиновых металлов, позицию и состав связанной с ними Cr-Pt-минерализации. Установлено, что платинометальное оруденение присутствует в связи с хромитовыми рудами всех частей разреза альпинотипных комплексов пояса. При этом выделяются четыре типа геологических обстановок и, соответственно, четыре типа сопряженной хромовой и платиноидной минерализации: кракинский, кемпирсайский, верхневинский и шандашинский (Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев и др., 1994; Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев и др., 1998). Более детально охарактеризуем вторую, приводящую к образованию наиболее масштабного хромит-платинометального оруденения.

Кемпирсайский тип рутениево-иридиево-осмиевых руд выявлен в хромитоносных дунит-гарцбургитовых комплексах, вмещающих месторождения высокохромистых низкоглиноземистых маложелезистых хромовых руд. Основная особенность распределения платиновых металлов в рудах этого типа заключается в контрастной геохимической специализации руд и ультрамафитов, свидетельствующей о сильном фракционировании платиноидов в процессах хромитообразования. Рудовмещающие ультрамафиты специализированы на легкоплавкие платиноиды - платину, палладий; все разности высокохромистых хромитовых руд на тугоплавкие, в первую очередь - осмий, образуя следующий устойчивый ряд убывания содержаний платиновых металлов: осмий, иридий, рутений, платина, родий, палладий. Установлена взаимосвязь процессов накопления хрома и тугоплавких платиноидов в рудах: по мере увеличения густоты вкрапленности и железистости хромшпинелида увеличивается содержание хрома и падает - глинозема: одновременно с этим возрастает суммарное содержание осмия, иридия, рутения. Общее содержание платиноидов в рудах закономерно увеличивается от 0,2-0,3 г/т в редковкрапленных до 0,7-1,0-2,0 г/т в густовкрапленных и сплошных рудах. Максимальные концентрации платиноидов приурочены к фронтальным зонам рудных тел, внутрирудным дунитам, участкам обогащения руд паргаситом, эденитом, флогопитом. Тугоплавкие платиноиды, составляющие более 90 % от общего количества платиновых металлов в рудах, на 80 % и более заключены в хромшпинелидах, содержащих весьма мелкие и тонкие включения собственных минералов платиновых металлов и сульфидов цветных металлов. Характер распределения платиноидов во вторичных минералах руд (серпентине, тальке, хлорите, поздних сульфидах) свидетельствует о

незначительном распределении их в процессе пострудного преобразования. Собственные минералы платиновых металлов в рудах кемпирсайского типа представлены сульфидами, сульфоарсенидами и твердыми растворами тугоплавких платиноидов с характерными примесями железа, никеля, меди. Наиболее распространены минералы ряда лаурит $(Ru,Os)S_2$ - эрликманит $(Os,Ru)S_2$, содержащие до 3-4% мас. мышьяка. Обычны иридоосмин $OsIr$ и осмирид $IrOs$. Встречены ирарсит $IrAsS$, осарсит $OsAsS$, а также ксингтонит $(Ir,Rh,Cu,Ni)S$, в том числе, - резко обогащенный никелем. Все эти минералы присутствуют в виде моно- и полифазных выделений размером от 1 до 50 мкм; более крупные (до 100-200 мкм и более) весьма редки. Важно подчеркнуть, что средние результирующие пропорции платиноидов для ведущих минеральных форм, сквозных для всех классов крупности, весьма близки к имеющим выдержанный характер пропорциям платиновых металлов в хромитовых рудах и выделенных из них концентратах. Развиваемая модель флюидно-метасоматического происхождения платинометалльно-хромитовых руд кемпирсайского типа (И.С. Чашухин, Ю.А. Волченко, Г.П. Самсонов, 1991) предполагает трансформацию в низах океанической литосферы практически нехромитоносных реститогенных дунит-гарцбургитовых серий со слабо дифференцированным (субхондритовым) типом распределения платиноидов под воздействием восходящих потоков нагретых восстановленных флюидов. Оценка условий хромит-платиноидного рудообразования в дунит-гарцбургитовых разрезах кемпирсайского типа свидетельствует о восстановительном характере рудообразующих флюидов при трансформации альпинотипных комплексов на субокеанической стадии их эволюции (И.С. Чашухин и др., 1996). В частности, результаты изучения в высокохромистых рудах состава захороненных газов, постоянное присутствие в окolorудных ультрамафитах и в цементе высокохромистых руд высокотемпературных амфиболов (пар-гасита, эденита) как будто не противоречат представлениям об участии в рудообразующем процессе восстановленного натрийсодержащего метановодного флюида. В общем виде специфика распределения платиноидов в рудах кемпирсайского типа хорошо увязывается с усложнением модели их фракционирования и накопления в процессах последовательного деплетирования, флюидизации и, при определяющем влиянии этих факторов, формировании обогащенных тугоплавкими платиноидами высокохромистых хромитовых руд в ультрамафитах.

Анализ всех полученных материалов по платиноносности альпинотипных мафит-ультрамафитовых комплексов Урала свидетельствует о более сложной, чем предполагалось, картине фракционирования платиновых металлов (а также золота и серебра) в этих образованиях. Степень и тип фракционирования благородных металлов контролируется процессами деплетирования ультрамафитов и характером распределения собственных минералов в форме самородных сплавов, интерметаллидов и сульфидов. В процессе эволюции альпинотипных комплексов и их трансформации в надсубдукционных обстановках степень

фракционирования платиноидов нарастает, в системе появляются серебро и золото, которые входят в единую парагенетическую ассоциацию элементов и минералов благородных металлов. Возникновение же крупномасштабного рутениво-иридиево-осмиевого платиноидного оруденения связано с ранней историей формирования альпинотипных хромитоносных комплексов.

Платиноносный пояс расположен в западной части Тагильской структурно-формационной зоны. Он образован цепочкой мафит-ультрамафитовых массивов изометричной овальной, серповидной и линзовидной формы, имеющих зональное строение.

Несмотря на различные генетические пристрастия, до сих пор большинство исследователей склонны рассматривать зональные мафит-ультрамафитовые комплексы Тагильской зоны как единую рудно-геохимическую систему Платиноносного пояса Урала, ответственную за формирование всего ряда присутствующих здесь руд - от хромитовых, хромтитаномагнетитовых и платиновых до безхромистых титаномагнетитовых платино-палладиевых и золото-палладиевых медносульфидно-тита-номагнетитовых и медносульфидных. При этом предполагается, что процесс накопления рудного вещества происходил перманентно в глубинных высокотемпературных и «сухих» условиях, при умеренных и низких давлениях, по метаморфогенно-сегрегационной, либо кристаллизационно-дифференционной схемам. Возникновение поздних наложенных зон и ареалов водного метаморфизма под воздействием глубинных высокотемпературных флюидов лишь усложняло общую картину процессов рудообразования, существенно не меняя первичных соотношений пород и руд зональных комплексов (А.А. Ефимов, 1997; А.А. Ефимов, Т.А. Потапова, 1998; О.К. Иванов, 1997).

Однако еще в 70-е годы, после выявления в зональных комплексах Платиноносного пояса новых типов сульфидного и теллуридного платино-палладиевого оруденения, делались попытки обосновать гетерогенность и полизональность этих образований на основе анализа степени неоднородности их геологических, геохимических и рудных полей. Были откартированы и выделены два генетически различных типа естественных ассоциаций горных пород и руд, формирование которых протекало, соответственно, в мантийных и мантийно-коровых условиях. Дальнейшее геологическое изучение зональных комплексов позволило получить новую информацию о дискретности процессов породо- и рудообразования в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса, и привело к пониманию возможности и необходимости выделения в его составе двух самостоятельных поясов: собственно Платиноносного и Палладиеносного.

Нижнетагильский (соловьевогорский) тип платиновых (с иридием, рутением, родием, осмием) руд локализован в мафит-ультрамафитовых комплексах собственно Платиноносного пояса. Для дунит-верлит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации, формирующей пояс, установлена сквозная геохимическая специализация на платину при следующем устойчивом ряде убывания содержания благородных металлов: платина, рутений, осмий, палладий, родий, ири-

дий, золота. Выявлено закономерное возрастание средних содержаний платины от тылаитов (троктолитов) к оливиновым клинопироксенитам, верлитам и дунитам - от 5-10 до 20-30 и 50-60 мг/т соответственно. Наиболее концентрированное платиновое оруденение связано с дунитовыми членами серий.

Геохимическое распределение платины и платиноидов в дунитах контролируется параметрами их состава и положением в разрезе дунитовых тел. Так, на примере массива горы Соловьева, нами впервые установлены количественные соотношения содержаний платины (суммы платиновых металлов) с параметрами химического состава дунитов и слагающих их минералов.

Показано, что в дунитах, наименее затронутых поздними процессами хромит-платинового рудообразования, эти содержания связаны прямой зависимостью с железистостью оливина (дунита) и обратной - с количеством хромшпинелида (содержанием хрома в дунитах). При возрастании железистости от 6-7 до 9-11 %мол. содержание платины (суммы платиноидов) увеличивается от 3-10 (20-30) до 50-60 (100) мг/т и в дальнейшем не растет. Параллельно содержание хрома в дунитах уменьшается от 2 до 0,3-0,5 % мас. В исследованных дунитах горы Соловьева размер зерен сосуществующих оливина и хромшпинелида, как и степень ранней их серпентинизации, ощутимого влияния на распределение платиновых металлов не оказывают. Среди основной массы таких дунитов с фоновыми содержаниями платины в 30-50 мг/т впервые выявлены негативные геохимические аномалии, на площади которых содержание платины уменьшается в 3-5-10 раз (район Госшахты, Крутого и Сыркова Лога). Именно к прифронтальным частям этих аномалий часто приурочены хромит-платиновые рудные столбы и гнезда с резко повышенными и высокими содержаниями платины - 0,5-10-50 г/т и более, которые и являлись объектами добычи коренной платины на площади Соловьевогорского рудного поля. Крупнейший рудный столб в дунитах г. Соловьевой вскрыт «Госшахтой» до глубины 183 м. Крутопадающее (60-70°) рудное тело представляет собой зону прожилково-сетчатой хромит-платиновой минерализации с овальным сечением от 10 до 20 м² при содержании от 5 до 500 г/т. Вкрапленная в хромите платина имела размеры от 20-50 мкм до 1-2 см. Часто встречающиеся в фоновых дунитах шлиры и гнезда хромшпинелидов, имеющие сегрегационную природу, как правило, не содержат собственной платиновой минерализации, а количество платины в них не превышает 50-100-200 мг/т.

Из трех присутствующих в дунитах парагенетических ассоциаций минералов платиновых металлов наиболее характерной и распространенной является ассоциация в различной степени упорядоченных железо-платиновых сплавов с рутений-, иридий- и осмийсодержащими минералами - ферроплатиновый тип.

Ферроплатиновый тип минерализации связан с «сидеронитовыми» пятнистыми брекчиевидными дунитами и ветвистыми струйчато-вкрапленными системами хромитовых жил в них. Хромшпинелид руд имеет относительно выдержанный состав и содержит 52-54 % мас. оксида хрома. Железистость хромш-

пинелида 33-42 мол. %. Сосуществующий оливин содержит 0,1-0,15 мас. % никеля и имеет железистость 5,5-7 мол. %. В цементе хромит-платиновых руд присутствуют слюды, Na-хлориты, амфиболы. В целом для этого парагенезиса характерна повышенная степень окисления железа в сосуществующих минералах. Выделения платиновых минералов находятся в тесном взаимопрорастании с хромшпинелидами и имеют как идиоморфную, так и ксеноморфную формы. Размеры их варьируют от 20-50-100 до 200-500 мкм и более. Представлены тетраферроплатиной, изоферроплатиной с включениями иридомина, платинистого осмирида, иридия, осмия, холлингвортита, ирарсита, туламинита и др. Содержание в матричной ферроплатине примесей других платиноидов в сумме составляет 2-5-10 мас. %, меди и никеля в сумме до 4-9 мас. %. Парагенные сульфиды - пентландит, миллерит, пирротин. Выделяется два субтипа руд: дунитовый и хромитовый.

Изотопно-геохимические и минералого-геохимические данные по ферроплатиновому типу оруденения указывают на мантийный источник генерации платиноидных элементов. Конечная реализация их в виде конкретного парагенезиса собственных минералов происходила в условиях закрытой системы из концентрированного водно-щелочного флюида, отделившегося при эволюции рудно-магматической системы по той или иной модели (К. Hattori, L.J. Cabri, 1992; З. Йохан, М. Оненштеттер, 1994, 1997). Таким образом, есть основания для отнесения эпигенетических хромит-платиновых руд нижнетагильского типа к флюидно-метаморфогенным образованиям.

Расположенный рядом с Платиноносным и восточнее его собственно Палладиеносный пояс представлен многочисленными массивами Главного габбрового пояса Урала. Для оливинит-ферроклинопироксенит-горнблендит-габбровой (габброноритовой) естественной ассоциации Палладиеносного пояса установлена сквозная палладиевая (золото-платино-палладиевая) специализация руд и горных пород при характерном ряде убывания содержаний благородных металлов: палладий, платина, золото, рутений, осмий, родий, иридий. В магнетитовых оливинитах, магнетитовых клинопироксенитах и горнблендитах присутствует сульфидный палладиевый (высоцкитовый) тип оруденения с парагенными арсенидами, антимонидами и теллуридами палладия и минералами системы палладий-медь. В клинопироксен-амфиболовом и двупироксеновом габбро в связи с высокосульфидной минерализацией волковского типа присутствует меренскиитовый тип палладиевого оруденения, а в низах разреза дифференцированного рудоносного габбро в связи с апатитовыми оливинитами и апатитовыми клинопироксенитами - малосульфидный котульскитовый тип палладиевого оруденения с золотом.

Волковский и Баронский типы золото-платино-палладиевых руд. Сложно дифференцированный (псевдостратифицированный) Волковский рудоносный комплекс на Среднем Урале вмещает одноименное крупное месторождение медносульфидно-апатит-титаномагнетитовых руд, содержащих палладий, пла-

тину, золото и другие благородные металлы. Специализация высокосульфидных руд определяется резким преобладанием палладия и золота над платиной и весьма низкими содержаниями остальных благородных металлов. Распределение этих элементов в медносульфидно-апатит-титаномагнетитовых и апатит-титаномагнетитовых рудах средних и нижних частей разреза комплекса характеризуется выдержанными низкими суммарными содержаниями (от 50 до 200 мг/т) и отсутствием значимой корреляционной связи между содержаниями платиноидов, золота, с одной стороны, и основных рудообразующих компонентов (железа, титана, ванадия, фосфора, меди), с другой стороны. Тип распределения резко изменяется лишь в самых верхах разреза, где в результате низкотемпературного аутометасоматоза волковского габбро формируются богатые медносульфидные (борнит-халькопиритовые) руды (В.В. Мурзин, Ю.А. Волченко, В.П. Молошаг, 1988), и в самых низах разреза, где в зеленокаменно-измененных ультрамафитах Волковского комплекса (апатитовых оливинитах, апатитовых оливинитовых клинопироксенитах) выявлено малосульфидное платинометальное оруденение нового баронского типа (Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев и др., 1996).

Высокое суммарное содержание благородных металлов (до 1 -7 г/т), при неравномерном распределении платиноидов и золота в медносульфидных рудах верхней части разреза комплекса обусловлено разнообразием форм их нахождения: меренскиит $PdTe_2$, самородное палладиесодержащее золото $AuPd$, гессит Ag_2Te и др. Особенности состава минералов продуктивного парагенезиса позволяют оценить условия его формирования как характеризующиеся пониженными температурами и повышенным окислительным потенциалом системы (В.В. Мурзин, В.П. Молошаг, Ю.А. Волченко, 1988).

Малосульфидное золото-платино-палладиевое оруденение баронского типа связано с зоной перехода от такситовых амфибол-пироксеновых и оливинитовых габбро к плагиоклазовым и оливинитовым клинопироксенитам и верлитам, где на поверхности выявлен и прослежен на сотни метров по простиранию маломощный (0,5-2,0 до 8 метров) прерывистый горизонт тектонизированных и зеленокаменно-измененных апатитовых оливинитов и апатитовых оливинитовых клинопироксенитов, несущий аксессуарную вкрапленность сульфидов меди и железа (халькопирит, борнит, карролит, пирит), повышенные и высокие количества платиновых металлов, а также золота и серебра. По скважинам рудная зона с золото-палладиевой минерализацией прослежена до глубины 30-40 м. Суммарное содержание платиноидов на поверхности - 5-10-20 г/т и более, на глубине 10-35 м - 7-12 г/т, при этом палладий резко преобладает над платиной, при ничтожных содержаниях остальных платиноидов. Золото содержится в количествах от 0,3-1 до 9 г/т. Максимальные концентрации палладия, платины и золота связаны с локальными зонами антигортитизации, хлоритизации и ослюденения в апатитовых оливинитах и апатитовых оливинитовых клинопироксенитах. Размеры выделений палладиевых минералов и золота составляют 10-20 мкм; иногда встреча-

ются их кристаллические сростки и прожилки размером до 50-100 мкм и более. Продуктивный парагенезис представлен борнитом, халькопиритом, никелевым карролитом, магнетитом, меренскиитом $PdTe_2$, котульскитом $PdTe$, кейтконнитом Pd_3Te , их никелистыми и медистыми разновидностями, самородным золотом, содержащим палладий.

Исследование состава, внутреннего строения и соотношения минералов продуктивного парагенезиса свидетельствует о возрастании потенциала теллура, сурьмы, платины и никеля в системе к завершающим стадиям процесса рудообразования. Отношения никеля к кобальту в рудах близко к 1, в то время как отношение меди к никелю много более 100, что характерно для метаморфогенно-гидротермальных медных руд. Однотипный сквозной характер ведущей меренскиитовой минерализации говорит о близких параметрах формирования концентрированного благороднометалльного оруденения в различных частях разреза Волковского рудоносного комплекса, отвечающих условиям средне-низкотемпературного метаморфогенно-гидротермального процесса, при относительно невысоких значениях летучести серы (В.П. Молошаг, Т.Я. Гуляева, 1997).

Различные геологические обстановки концентрации платиновых металлов и золота в пределах Палладиеносного пояса обусловили возникновение нескольких разных типов руд: качканарского, волковского, баронского. Но в целом формирование благороднометалльного оруденения этого пояса происходило как элемент развития рудообразующей системы островодужных габбро (высокоглиноземистых базальтов). Поля устойчивости минеральных ассоциаций золото-палладиевого оруденения указывают на средние и низкие (600-400°C и менее) температуры при высокой летучести кислорода в рудообразующей системе.

Колчеданные месторождения на Урале приурочены к палеовулканическим поясам и зонам, формирующим протяженный первичный вулканогенный пояс в пределах Тагильской и Магнитогорской структур, обладающих принципиально сходным характером строения и развития и имеющим общую тенденцию к омоложению в восточном и южном направлениях.

Платиноносность всех типов колчеданных руд Урала исследована недостаточно, хотя многие исследователи указывали на присутствие платины и платиноидов в медно-цинковоколчеданных рудах ряда уральских месторождений (Н.К. Высоцкий, 1923; О.Е. Звягинцев, 1936; О.Е. Юшко-Захарова, 1975; М.И. Новгородова, 1976). Нами на примере ряда колчеданных месторождений (Гайского, Учалинского, Левихинского и др.) исследована платиноносность основного для Урала типа медно-цинковоколчеданных руд, формирующих крупнейшие залежи «уральского типа», и выделен новый для Урала тип платиносодержащих рудных формаций.

Гайский тип золото-палладиево-платиновых (с родием) руд. Установлено, что в колчеданных рудах уральского типа присутствуют все металлы платиновой группы, за исключением иридия, при этом ряд их убывания выглядит следующим образом: платина, палладий, рутений, осмий, родий. Постоянно присут-

ствуется золото и серебро. Палладиево-платиновая специализация, как и присутствие ощутимых количеств родия и рутения, характерны для всех типов этих руд. Однако уровень содержания ведущих элементов и суммарные концентрации платиноидов резко варьируют. Минимальные содержания палладия и суммы платиноидов характерны для серноколчеданных руд, максимальные содержания платины и суммы платиноидов - для медноколчеданных руд. Повышенные концентрации палладия присутствуют как в медно-цинковоколчеданных, так и в цинково-колчеданных рудах. Суммарные содержания платиновых металлов в рудах и концентратах изменяются от 0,1 до 1 г/т, однако наиболее обычными для колчеданных руд уральского типа являются суммарные содержания 0,3-0,5 г/т. Степень платиноносности колчеданных руд сопряжена не только со степенью их медистости, но и со степенью золотоносности, при этом максимальные содержания платины около 1 г/т выявлены в концентратах и технологических продуктах с очень высокими (десятки г/т) содержаниями золота, что косвенно предполагает наличие общих форм нахождения этих металлов. Установленная специализация колчеданных руд уральского типа в отношении платиновых металлов, вероятно, отражает процессы их раннего разделения в условиях эволюции мантийного вещества и фиксирует общий тренд фракционирования платиноидов при формировании комплементарной пары рестит-инициальный вулканит.

Полученные в самое последнее время данные о распределении платиновых металлов в колчеданных рудах уральского и баймакского типов - месторождений Сибай, Александринское, Бакр-Тау, Таш-Тау (М.Г. Dobrovolskaya, V.V. Distler, 1998) полностью согласуются с приведенной выше информацией, что еще больше подчеркивает практическое значение медно-цинковоколчеданных руд как перспективного источника попутного получения не только золота, но и больших количеств платины и палладия.

Медносульфидно-магнетитовая скарновая рудная формация фрагментарно проявлена в различных структурно-формационных зонах Северного, Среднего и Южного Урала (Тагильский сегмент Тагильско-Сакмарского вулканического пояса, Западно-Магнитогорский вулканический пояс), но везде ее геолого-структурная позиция определяется приуроченностью к вулcano-плутоническим комплексам наложенных верхнесилурийско-девонских и карбоновых поясов, фиксирующих тектоно-магматическую активизацию на общем фоне квазиплатформенной стабилизации. Поэтому данный пояс с платиновым оруденением называется Вулкано-плутоническим. Сведения о платиноносности магнетитовых, медносульфидно-магнетитовых и медноскарновых руд Урала до последнего времени отсутствовали, поскольку специализированных исследований в этом направлении не проводилось. В качестве платиносодержащей выделение формации стало возможным благодаря исследованиям Л.А. Амосова (1989), Ю.А. Волченко (1988, 1990), В.В. Мурзина, В.Н. Сазонова (1990).

Высокогорский тип золото-платино-палладийсодержащих медно-сульфидно-магнетитовых руд выделен на основе изучения и систематического опробо-

вания ряда месторождений, связанных с Тагильской и Кушвинской вулканоплутоническими структурами (Высокогорского, Лебяжинского, Осокино-Александровского, Гороблагодатского и др.). Специализация высокосернистых медистых магнетитовых руд и рудовмещающих скарнов определяется палладием, платиной, золотом и серебром. Пропорции платиновых металлов в рудах изучены еще слабо, но можно наметить следующий характерный ряд убывания: палладий, платина, рутений, осмий, родий, иридий.

Содержание палладия и платины в рудах изменяются в следующих пределах (в г/т) от 0,01-0,10 до 0,50 и от 0,01-0,05 до 0,10 соответственно. Распределение их контролируется рудно-метасоматической зональностью, как в пределах месторождений, так и в пределах отдельных рудных тел. Дифференцированная оценка платиноносности зональных разрезов этих месторождений - дело будущего, однако уже сейчас есть основания для предварительных выводов. Во-первых, более платиноносны центральные части разрезов, реже периферические фронтальные зоны. Во-вторых, степень платиноносности скарновых руд в пределах отдельных зон нарастает по мере увеличения в них медносульфидной составляющей. Наиболее высокие содержания палладия установлены в рудах центральных частей Высокогорского и Лебяжинского месторождений - до 0,17 и 0,43 г/т соответственно.

Из руд высокогорского типа выделены коллективные сульфидные и железные концентраты, которые были проанализированы на содержание платиновых металлов и золота. Установлено, что благородные металлы в магнетитовых концентратах присутствуют лишь в следовых количествах, в то время как в медносульфидных содержание палладия, платины и золота по сравнению с рудой возрастает на порядок и более. Так, в грубом медном концентрате, содержащем около 9 мас. % меди, количество палладия, платины и золота (в г/т) составляет 0,81, 0,1 и 0,34 соответственно. В чистом медном концентрате с содержанием меди 24-26% мас. эти концентрации палладия, платины и золота возрастают соответственно до 3,8, 0,19, 0,42 г/т. Золотая минерализация известна в медносульфидно-магнетитовых скарнах, в то время как формы нахождения платиновых металлов в этих рудах исследованы слабо. В медноскарновых рудах Шиловского месторождения на Среднем Урале выявлена золотогессит-меренскиит-борнит-халькопиритовая минерализация (В.В. Мурзин, В.Н. Сазонов, 1990). Эта специфичная минерализация ранее установлена в зональных комплексах Палладиеносного пояса Урала (Ю.А. Волченко и др., 1975; В.В. Мурзин, Ю.А. Волченко и др., 1987).

Учитывая крупные масштабы проявлений платиноидно-медносульфидно-магнетитовой рудной формации, и достаточно определенную связь золото-палладиевого оруденения с медносульфидной составляющей этих руд, даже при невысоких (десятки - сотни мг/т в сумме) содержаниях платиноидов, перспективы данной формации как коренного источника для попутного извлечения благородных металлов, кажутся благоприятными.

На Северном и Среднем Урале, в пределах Кваркушско-Каменногорского сегмента Центрально-Уральского поднятия, многочисленные кулисообразно расположенные рои габбро-диабазовых даек трассируют протяженный на многие сотни километров дайковый пояс. С этими дайками пространственно и генетически связаны многочисленные рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд со специфичной платино-палладиевой минерализацией, выделяемой в составе Дайкового пояса.

Основу исследований составили материалы, собранные нами на трех дайковых полях: Велсовско-Ниолсовском (Чурольско-Ишеримская зона), Койвенско-Вильвенском (зона Сарановского пояса) и Теплогорско-Промысловском (район Дублинского камня). Обследованные дайки габбро-диабазов имеют мощность от 10 до 50-100 м и более и протяженность от 300-500 до 1500 м и более.

Дайки сложены мелко-среднезернистыми, иногда порфирированными, кварцсодержащими (0,5-2 %) габбродиабазами, состоящими на 40 % из клинопироксена, в большей или меньшей степени амфиболизированного, на 55 % из сосюритизированного основного плагиоклаза ряда лабрадор-битовнит. Разнообразные акцессорные минералы представлены титано-магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, сульфидами железа, меди, никеля, кобальта. Акцессорная вкрапленность мелких и тонких сульфидов в габбродиабазе явление повсеместное. На этом фоне в приконтактных и центральных частях габбродиабазовых даек выделяются участки и зоны площадью от первых десятков до 500-1000 м² и более, в пределах которых вкрапленность сульфидов распределена очень неравномерно, а общее количество их резко возрастает и достигает 5-10-25 %. Выделения сульфидных минералов имеют форму вкрапленников размером от 0,1 до 1 мм, а также овальных и круглых «капель» размером от 0,5 - 1 до 3 см. Обычно они полифазны и сложены (в порядке относительной распространенности по убыванию) пирротином, халькопиритом, пентландитом, пиритом, борнитом, виоларитом, блеклыми рудами. Однако даже в пределах отдельного рудного тела соотношение минералов в агрегатных скоплениях резко варьирует. Состав кобальтово-медно-никелевых сульфидных руд дайкового пояса определяется следующими вариациями основных компонентов (в мас. %) никеля 0,05-0,7, меди 0,1-1,1, кобальта 0,004 – 0,008, серы 0,29-1,5. Установлено, что в отношении благородных металлов они специализированы на палладий, платину и золото при следующем выдержанном ряде убывания содержаний благородных металлов: палладий, платина, золото, родий, осмий, рутений, иридий. Соответственно их концентрации в рудах составляют (в г/т): 0,10 -0,70; 0,10 - 0,40; 0,05 - 0,10; 0,015; 0,012; 0,018;< 0,010. Серебра - 1-2 г/т. Основная особенность распределения платиновых металлов и золота в рудных телах заключается в их тесной связи с местами концентрации сульфидов железа, никеля и меди. Извлеченные из этих руд коллективные флотационные концентраты с высокими концентрациями серы, меди, никеля и кобальта (соответственно 30-35, 6-21, 1,2-2,5, 0,05-0,12 мас. %) содержат (в г/т) палладия 1,0-32, платины 1,3-10, золота 3-

9. Таким образом, суммарные концентрации благородных металлов в бедновкрапленных медно-никелевых рудах пояса составляют 0,3-1,0 г/т, достигая в густовкрапленных и массивных рудах 5-50 г/т.

Платиноидная минерализация установлена как непосредственно в рудах, так и в сульфидных концентратах. Представлена стибитотеллуридами палладия и платины Pd_3SbTe_4 (боровскит), ртутными стибитотеллуридами палладия и платины $(PdHg)_3SbTe_4$, (боровскит ртутный), теллуридами и бителлуридами палладия и платины (котульскит сурьмянистый $Pd(TeSb)$, меренскиит висмутовый $Pd(Te,Bi)_2$). Выявлено палладистое золото, диагностированное лишь на качественном уровне.

Наиболее распространенный палладиевый минерал медно-никелевых руд - боровскит Pd_3SbTe_4 . Встречен в каплеобразных обособлениях размером от 0,5 до 2 см, сложенных в основном пирротинном, а также в халькопирит-пентландит-пирротиновых, пирротин-халькопиритовых и халькопирит-пирротиновых выделениях овальной формы. Идиоморфные кристаллические зерна боровскита размером $5 \times 10 - 20 \times 12$ до 25×30 мкм находятся в пирротине с пламевидными включениями пентландита, выделениями пирита кобальтового, халькопирита, виоларита и силикатных минералов (клинопироксены, амфиболы), и приурочены к контактам с этими фазами, а также к краевым частям пирротиновых обособлений, где развиты пентландит-пирротиновые и силикатно-пентландитовые каймы шириной 0,1-0,5 мм. В редких случаях кристаллы боровскита находятся непосредственно в пентландите, халькопирите и кобальтовом пирите. Распределение основных минералообразующих компонентов в кристаллических зернах боровскита относительно равномерное. Однако от зерна к зерну состав его сильно изменяется, что связано с широкими изоморфными замещениями платиновых металлов никелем, железом и ртутью, а сурьмы - висмутом и мышьяком. Выявлены двухфазные зональные зерна боровскита, в которых на более ранний боровскит, содержащий 4,8 мас. % висмута, 2 мас. % ртути, нарастает ртутный боровскит, содержащий 6,0-8,2 мас. % висмута и 7,2-14,1 мас. % ртути.

Котульскит встречается в пирротине в виде изолированных мелких ($10 \times 10 - 15 \times 15$ мкм) зерен рядом с включениями халькопирита, пентландита и роговой обманки. Составы котульскита характеризуются высокими содержаниями сурьмы (и висмута), что дает основания для выделения сурьмянистой разновидности этого минерала. Установлено срастание котульскита с повышенными содержаниями ртути (2,3% мас.) и меренскиита.

Меренскиит обнаружен в тех же образцах и обстановках, что и боровскит и котульскит. Присутствует в виде очень мелких ($5 \times 10 - 10 \times 20$ мкм) идиоморфных кристаллических зерен, заключенных в пирротине, и, в редких случаях, в халькопирите. Распределение палладия, платины, теллура в отдельных кристаллических зернах меренскиита относительно равномерное. Типохимизм минерала определяется постоянными примесями никеля, железа, ртути, но в еще большей степени примесями висмута, сурьмы и мышьяка, по содержанию ко-

торых этот минерал резко обособляется от меренскиитов из медносульфидно-титаномагнетитовых и медно-сульфидных руд Урала.

Для сульфидов, парагенных с минералами платиновых металлов, очень характерны повышенные количества никеля и кобальта, в пирротине 1-1,6 мас. % никеля и 0,07 мас. % кобальта, в пирите 0,03-0,05 мас. % никеля и 1,4-2,1 мас. % кобальта. В целом соотношения стибитотеллуридов, висмутотеллуридов и теллуридов палладия и платины в кобальтово-медно-никелевых рудах предполагают следующую временную последовательность их образования: боровскит-котульскит-меренскиит-обогащенные ртутью разности этих минералов.

Рассмотренный платино-палладиевый (с золотом) преимущественно боровскитовый тип минерализации является новым для Урала. Поскольку первые находки боровскита на Урале связаны с медно-никелевыми рудопроявлениями горы Саранной, Средний Урал, (Ю.А.Волченко и др., 1974), предложено выделенный нами тип минерализации именовать как «саранинский».

Анализ всех материалов по эндогенному платинометалльному оруденению Урала показывает, что при развитии подвижных систем уральского типа основной тренд фракционирования платиновых металлов заключается в следующем:

а) относительном накоплении и преобладании тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru) в рудоносных комплексах ранних этапов,

б) накоплении платины и родия в рудоносных комплексах средних этапов, при отчетливом уменьшении роли осмия, иридия и рутения;

в) резком возрастании роли палладия при уменьшении роли платины почти полном исчезновении тугоплавких платиноидов в рудоносных комплексах поздних и заключительных этапов развития подвижной системы.

Золото, совершенно не характерное для структурно-вещественных комплексов ранних этапов развития, образует заметные концентрации уже в колчеданосных комплексах первичных вулканических поясов, но в еще больших количествах накапливается совместно с палладием (и платиной) в структурно-вещественных комплексах поздних этапов развития - поздние островодужные обстановки, квазиплатформенная стабилизация и платформенная активизация на активной и пассивной палеоокраинах подвижной системы.

Установлено, что в процессе развития подвижной системы происходит закономерное изменение типов формирующейся платиноидной минерализации. На ранних этапах продуктивный парагенезис минералов представлен сульфидами, сульфоарсенидами, многокомпонентными твердыми растворами и самородными сплавами осмия, рутения, иридия с характерными примесями никеля, железа и меди. На средних этапах парагенезис представлен интерметаллическими соединениями, твердыми растворами, самородными металлами, сульфидами и сульфоарсенидами платины, родия и тугоплавких платиноидов с постоянными примесями никеля и меди. Минерализация поздних этапов развития наиболее разнообразна и охватывает широкий спектр сульфидов, арсенидов, антимонидов, теллуридов, стибитотеллуридов, висмутотеллуридов, арсеноантимонидов,

самородных сплавов палладия и платины, причем типохимизм минералов определяется постоянным присутствием в них примесей железа, меди, ртути, а иногда и золота. Самородное золото в виде его палладистой, висмутистой и ртутистой разновидностей также часто присутствует в составе поздних типов минерализации.

В целом масштабы платинометального оруденения рассмотренных типов и их россыпеобразующая способность уменьшаются к заключительным этапам развития подвижной системы. Сочетание обладающих различной степенью продуктивности осмиеносных, платиноносных, палладиеносных, золото-палладиеносных поясов, возникновение и трансформация которых обусловлены строго определенными геодинамическими режимами развития подвижной системы, определяет металлогенический облик и основные черты внутреннего строения Уральской платинометальной провинции.

Таким образом, первостепенное значение для прогностических целей имеет знание геохимического цикла фракционирования платиновых металлов, изучение и оценка степени сохранности первичных соотношений рудолокализирующих комплексов всех выделенных поясов, фиксирующих региональную и локальную металлогеническую зональность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Радыгин А.И., Сандлер Г.А. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов. Докл. АН СССР, т.224, № 1. Москва, «Наука», 1975. С. 182-185.

2. Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала. Сб. «Петрология и рудообразование». Информационные материалы ИГТ УНЦ АН СССР. Изд. РИСО УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 56-63.

3. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала (платинометальное оруденение и перспективы его освоения). Горный журнал. Уральское горное обозрение. 1994, № 6. С.62-85.

4. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Новые и перспективные типы платинометального оруденения Урала. Сб. «Геология и металлогения Урала» кн. 1. Изд. ОАО «УГЭСЭ», Екатеринбург, 1998. С. 238-255.

5. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Платина Урала: платинометальные пояса и новые типы оруденения. Сб. «Золото, платина и алмазы республики Коми и сопредельных регионов». Материалы Всероссийской конф. Изд. Геопринт, Сыктывкар, 1998. С.74-75.

6. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М., Алимов В.Ю. Хромитовые системы. В кн. «Главные рудные геолого-геохимические системы Урала». Изд. «Наука», Москва, 1990 С.57-78.

7. Волченко Ю.А., Брянский Я.Ш., Вилесов Н.Г. Новые данные по геологии и рудоносности сарановского комплекса (западный склон Урала). Сб. «Генезис оруденения в базитах и гипербазитах». Труды ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 151, Изд. РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, 1979. С.70-81.

8. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Генетические типы хромит-платиноидного оруденения в альпинотипных комплексах подвижных систем. Ежегодник-1997 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1998. С. 190-193.
9. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др. Малосульфидное платино-метальное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал). Ежегодник-1995 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 135-140.
10. Волченко Ю.А., Ярош Н.А., Сандлер Г.А. Первая находка платиноидной минерализации в габбро-диабаззах западного склона Урала. Ежегодник-1973 ИГГ УНЦ АН СССР. Изд. РИСО УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С.115-116.
11. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи. Изд. КЕПС. ч. 2-3, вып. 11, Петроград, 1923. 232 с.
12. Ефимов А.А. Структура и вещественные комплексы Чистопского массива в Платиноносном поясе Урала. Ежегодник-1996 ИГГ УрО РАН. Изд. НИСО УрО РАН. Екатеринбург, 1997. С.67-70.
13. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Главный габбро-гипербазитовый пояс Урала: геодинамическая трактовка вещества, структуры и метаморфизм. Сб. «Проблемы пегрогенезиса и рудообразования». Тез. докл. Науч. конф. «Чтения А.Н. Заварицкого». Изд. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, 1998. С.58-61.
14. Звягинцев ОЕ. Геохимия платины. Изд. ОНТИ-ХИМТЕОРЕТ, Л., 1936. 96 с.
15. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дуитовые массивы Урала. Изд. Уральского универ-та, Екатеринбург, 1997. 327 с.
16. Йохан З., Оненштеттер М. Силикатные включения в изоферроплатине из интрузивных комплексов аляскинского типа: генетическое значение. VII Международный платиновый симпозиум. Тез. докл. Москва, 1994. С.42-43.
17. Йохан З. Происхождение платинометального оруденения: роль флюидов.// «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Междунар. Бетехтинский Симпозиум. Тез.докл., Москва, 1997. С.265-266.
18. Молошаг В.П., Гуляева Т.Я. Физико-химические условия образования медно-сульфидной минерализации Волковского месторождения. Сб. «Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала», ч. 2. Тез. докл. VI Ур. петрограф. сов. Изд. НИСО УрО РАН, Екатеринбург, 1997. С. 102-103.
19. Мурзин В.В., Волченко Ю.А., Молошаг В.П. Золото-напладиевое оруденение в дифференцированных габбровых комплексах Урала. Сб. «Достижения науки - производству». Инф. мат-лы ИГГ УрО АН СССР, вып.2. Свердловск, 1988. С.18-19.
20. Мурзин В.В., Молошаг В.П., Волченко Ю.А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале. Докл. АН СССР, т. 300, № 5. Изд. «Наука», Москва, 1988. С. 1200-1202.
21. Мурзин В.В., Волченко Ю.А., Молошаг В.П., Мамин Н.А. Типоморфизм золотой минерализации в ультрабазитах Урала. Сб. «Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала». Инф материалы. Изд. РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, 1987. С. 40-49

22. Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Рудные минеральные ассоциации в Шиловском медно-скарновом месторождении. Сб. «Материалы к минералогии Урала». Изд. РИСО УрО АН СССР, Свердловск, 1990. С.69-79.
23. Новгородова М.И. Платина, палладий и золото в медноколчеданных рудах Южного Урала. Доклады АН СССР, т. 226, № 4, 1976. С.942-944.
24. Чашухин И.С., Волченко Ю.А., Самсонов Г.П. Флюидно-метасоматическая модель генезиса хромитовых руд в альпинотипных гипербазитах на примере Кемпирсайского массива. Сб.»Геодинамика и металлогения Урала». Материалы II Уральского металлогенического совещания. Изд. Уралгеолкома. Свердловск, 1991.С.173-174.
25. Чашухин И.С, Вотяков С.Л. и др. ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрамафитов Урала. Изд. НИСО УрО РАН. Екатеринбург, 1996. 136 с.
26. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. Изд.»Недра», Москва, 1975. 247 с.
27. Dobrovolskaya M.G., Distler V.V. The noble metals in Cu-massive sulphide ore deposits of the south Urals. International Platinum. Theophrastus publications. St.-Petersburg - Athens. 1998. P.155-171.
28. Hattori K., Cabri L.J. Origin of platinum-group minerals nuggets inferred from osmium-isotope study. Canad. Mineralogist. 1992. V. 30. Pt.2. - P.289-301.

**НАУЧНЫЕ
И
ПРОИЗВОДСТВЕННЫЕ
ОТЧЁТЫ**

ОТЧЁТ*
Приложение 1

**СОСТАВ И СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ
И ЗОЛОТА ГУСЕВОГОРСКОГО ТИТАНОМАГНЕТИТОВОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Ю.А. Волченко

**Состав платиноидов и золота Гусевогорского
титаномагнетитовго месторождения**

Состояние вопроса

На слабую изученность минерального состава платиноидов (и золота) в пироксенитовом типе платиновых месторождений (рудопроявлений) вообще, и в Гусевогорском месторождении – в частности, неоднократно обращали внимание многие исследователи (13, 23, 31). Резко преобладающая часть информации о составе платины и золота Гусевогорского массива получена предшествующими исследователями при изучении шлихов золото-платиновых и чисто платиновых россыпей ближнего сноса (лога Киприяновский, Петропавловский, Хищнический, р.р. Мокрая, Б. Гусева и др.). Здесь были установлены следующие минералы: поликсен (13), осмистый иридий (21), платинистый иридий (?) (22), осмит (?) (21), самородный палладий (?) (23), самородное золото (13, 23). Единственное исследование шести зерен «рудной платины» выполнено в 1959 году И.К. Латышем (23), который, не прибегая к точным методам диагностики, установил самородную платину и «самородную платину с рельефно выступающими пластинками палладистой платины (?)». Отметим, что в россыпях, связанных с другими рудопроявлениями пироксенитового типа, установлены дополнительно купроплатина и иридий самородный (?) (22). Во всех вышеприведенных случаях нами сохранена вопросительная авторская индексировка, выражающая недоизученность или сомнительность вида.

В качестве минералов-спутников, в сростках с которыми находятся те или иные из выше перечисленных минералов, описаны пироксен, титаномагнетит, оливин и хромит (хром-магнетит) (13, 23, 22).

Все данные по химическому составу относятся к анализу шлиховой «сырой платины» и шлихового золота, т.е. представляют собой анализы полиминеральных смесей; химических анализов «коренной платины» из пироксенитов не имеется. Так же отсутствуют в литературе сведения о составе, элементах-примесях отдельных минералов платиновых металлов и золота, и количественные данные об их физических свойствах. Информация И.К. Латыша (23) об обогащенности «рудной платины» палладием и родием, представляется нена-

дежной, поскольку нет доказательств чистоты анализируемого материала. И уж совсем непонятна и произвольно сделанная им же (23) экстраполяция данных пробирно-спектрального анализа пород для суждения о том, «что главными компонентами в составе платиновых минералов являются платина и палладий», поскольку вопрос о формах вхождения различных элементов платиновой группы в породы и руды данный исследователь нигде не рассматривает. Этим ограничиваются сведения, которыми мы располагали, приступая к исследованиям.

Объекты и методы исследований

В конце 1963 года, после пуска обогатительной фабрики качканарского ГОКа, в аварийном пульпосбросе была взята проба тяжелой фракции отвальных хвостов, в которой впервые обнаружены зерна платины и золота. Для опытного улавливания съемной платины, и золота из хвостов I стадии мокрой магнитной сепарации на 13 и 14 секциях обогатительной фабрики в начале 1964 года были установлены шлюзы, которые действовали на протяжении более года. На шлюзах 14 секции произведен 21 сполоск, а на 13 секции – 46 сполосков с выделением тяжелой фракции и последующим отделением от нее золото-платинового концентрата. Работа выполнялась сотрудниками рудоиспытательной станции Качканарского ГОКа В.В. Стахановым и Е.Д. Усковым в содружестве с Войцеховичем (институт «Уралмеханобр»). В течение всего этого периода поступала руда из Главной залежи Гусевогорского месторождения; конкретные места ее отбора зафиксированы на плане горных работ в Главной залежи по состоянию на конец 1963 года. Из этого плана (рис.1) видно, что на фабрику поступали продукты отработки верхних горизонтов руд самого различного состава, причем некоторая часть этих выветренных руд являлась ложем небольшой нагорной ложковой россыпи ручья Безымянного. Последнее обстоятельство не исключает возможности попадания на фабрику небольшого количества россыпной платины и золота наряду с «коренным металлом». Однако, исходя из характера питания и условий залегания этой россыпи (рис. 1), предопределивших ее элювиально-делювиальный тип, с большой надежностью можно исключить возможность попадания на фабрику «чужеродного» материала и утверждать, что золото-платиновый концентрат, полученный на 13 и 14 секциях обогатительной фабрики достаточно представительно характеризует платину и золото Гусевогорского титаномагнетитового месторождения.

Золото-платиновый концентрат, полученный на 14 секции в 1964-65 гг. и любезно переданный нам для анализа начальником рудоиспытательной станции Е.Д. Усковым, послужил основой для настоящих исследований. Небольшая часть зерен золота выделена нами из протолочек измененных (амфиболитизированных, серпентинизированных и сульфидизированных) титаномагнетитовых и оливиновых пироксенитов. Просмотр нескольких сотен полированных шлифов и штуфов с целью выявления зерен платины и золота положительных результатов не дал.

Приступая к описанию использованных методических приемов и аппаратуры, отметим, что к настоящему времени благодаря усилиям большого числа исследователей сложился вполне определенный комплекс методов, позволяющий не только производить точную диагностику рудных минералов и их микровключений, но и устанавливая их типоморфные особенности, что чрезвычайно важно для расшифровки физико-химических условий минералообразования и отнесения минеральных ассоциаций к тому или иному генетическому типу. Достаточно подробно описание этого комплекса содержится в двухтомнике «Современные лабораторные методы минералогического анализа» (под редакцией Е.В. Рожковой) (38), в книгах «Физические методы в определительной минералогии» (под редакцией Д. Зусмана) (56), «Диagenетические свойства рудных минералов» (46) и других работах. В настоящем исследовании использованы многие элементы этого комплекса, что позволило получить ценную и, в ряде случаев, оригинальную информацию.

Подготовка препаратов. После предварительной расситовки извлеченного на обогатительной фабрике золото-платинового концентрата, все фракции были

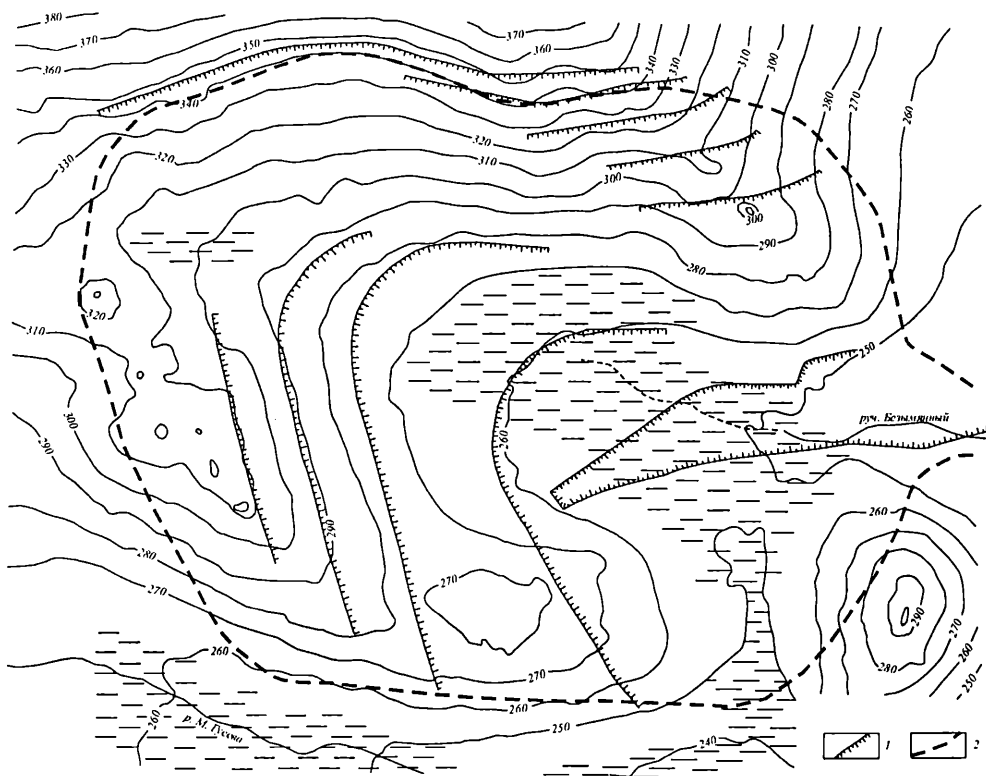


Рис. 1. План горных работ в Главной залежи Гусевогорского месторождения по состоянию на конец 1963 г.

просмотрены под бинокулой и из каждого класса крупности отобраны представительные пробы, охватывающие все многообразие форм, цветов и оттенков зерен платины и золота.

Отобранный для первоочередного исследования материал состоял из ~ 50 зерен золота и ~ 150 зерен платины.

Последующий процесс цементации этих зерен и изготовления полированных шлифов представлял собой упрощенную модификацию метода, примененного и описанного Л.В. Разиным и др. (37).

На поверхность дна-вкладыша пресс-формы конструкции А.П. Перелева, изготовленной из нержавеющей стали, помещались капсулы с зернами платины или золота. Капсулы состоят из колечек диаметром 6-8 и высотой 5 мм, нарезанных из трубок, изготовленных из кварцевого стекла. Влажная папиросная бумага, с помещенными на нее зернами, служит дном кварцевых капсул. Затем на дно-вкладыш надевается патрон и происходит аккуратное заполнение 1/3 части его порошкообразным или гранулированным полистиролом с последующим уплотнением при помощи винтового домкрата, который через полый шток передает давление на поршень-пуансон. Вся пресс-форма в сборе помещается на электроплитку, где прогревается в течение 10-12 минут, достаточных, чтобы температура ее основания достигла 120-130°C. Затем пресс-форма быстро снимается с плитки, производится повторное уплотнение поршнем расплавленного полистирола и быстрое охлаждение ее струей холодной воды. При помощи специального кольца-подставки производится выжимание прессом полистироловой шашки из патрона. Полный цикл изготовления одной шашки занимает около 20 минут. Наиболее близкие к поверхности шашек края рудных зерен, как правило, погружены в полистирол на глубину от нескольких десятых до 1-3 мм. Вскрытие зерен проводили стандартным способом на чугунных или стальных дисках с применением грубых абразивных порошков. Эту операцию надо производить очень осторожно, с тем, чтобы не «завалить» на один бок рабочую плоскость и не потерять ценные для исследований зерна. После того, как большинство зерен хотя бы немного вскрыто, учитывая, что при последующей обработке шлифа величина среза возрастет, приступали к доводке и полировке. Доводка осуществлялась на толстой матовой стеклянной доске с использованием «минутников» - микропорошков электрокорунда марок М-5, М-3, М-2. Кольцевые барьеры из твердого кварцевого стекла разрушали крупные зерна абразива при вскрытии и доводке шлифов, предохраняя зерна платины и золота от случайных грубых царапин, выведение которых дело трудное и времяемкое. Полировка производилась сначала на суконном диске с окисью хрома, а затем – с водой. Завершающим этапом являлась полировка на чистом фетре с водой и без нее. За качеством всех операций, а особенно – полирования, осуществлялся постоянный контроль под микроскопом.

Исследование химического состава. «Сырая» платина и золото из концентратов проанализированы химически, пробирно-химическим и пробирно-спект-

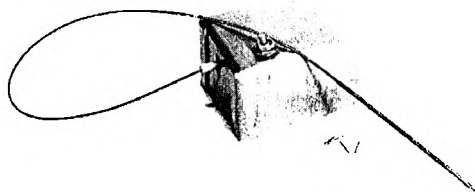


Рис. 2. Микродрель для извлечения материала для микроанализа.

SEM-2 «Кембридж» английского производства в институте физики металлов УФАН. Данная аппаратура позволяет определять элементы с порядковыми номерами от 11 до 92 с относительной чувствительностью от 1,0 до 0,001% и абсолютной чувствительностью (по данным фирмы Y.E.O.L.) до 10^{-13} . Относительная чувствительность анализа зависит от состава и степени полированности образца, порядкового номера определяемого элемента и условий эксперимента. В конкретных условиях нашего исследования она равнялась для Fe, Ni – 0,01-0,025%; Pd, Rh, Ru, Cu, Ag – 0,05-0,1%; Pt, Ir, Os, Au – 0,1-0,3%. Исследованные минералы проанализированы с точностью (по сумме) $\pm 3\%$; естественно, что относительная точность малых концентраций будет значительно большей. В качестве эталонов использовались образцы чистых элементов, за исключением серы и мышьяка, для которых эталонами служили PbS (галенит) и синтетическое соединение InAs. При расчете концентраций вводились поправки на «поглощение» и на атомный номер. Поправки на флюоресценцию и на различную степень отражения и торможения электронов пучка атомами образца и эталоне не учитывались из-за незначительности их влияния на конечный результат анализа и сложности расчета. Подробное описание использованной нами аппаратуры и особенностей работы на ней при анализе платиновых и золотых руд содержится в ряде печатных и рукописных работ (42, 45), к которым мы и отсылаем.

Измерение отражательной способности. Отражательная способность определена у всех исследованных минералов в воздухе, в широком спектральном диапазоне (400-700 нм) для 18 длин волн. Измерение выполнено нами в минераграфическом кабинете ИМГРЭ (Москва) на приборе ПООС-1 относительным методом, с использованием кремниевого эталона. Относительная погрешенность измерения R – 2-3%. Для ряда минералов, с целью контроля, было проведено повторное определение отражательной способности для 9 длин волн на приборе ФМЭ-1 (лаборатория физических методов исследования минера-

ральным методами химлаборатории института «Уралмеханобр» М.М. Пастуховой, которая так же выполнила качественный спектральный анализ двух платиновых зерен.

Качественный и количественный анализ отдельных зерен минералов платиновых металлов и золота выполнен нами совместно с физиком-аналитиком А.С. Авдониным в институте ВИМС (Москва) с помощью рентгеновского микроанализатора УХА-3А фирмы Y.E.O.L. (Япония). Несколько определений выполнено на зонде

лов, ЦНИГРИ, Москва), с эталоном – пирит. Установлена неплохая сходимость измеренных величин коэффициентов отражения не превышающая, как правило, 5%. На основе полученных данных построены кривые дисперсии отражательной способности, позволившие более объективно судить о цвете минералов и проследить, в ряде случаев, связь между изменениями R и состава минералов. Следует отметить, что для некоторых минералов такие дифференциальные кривые построены впервые. Определение микротвердости минералов выполнено нами на микротвердомере ПМТ-3 по общественной методике (41, 30,25). Для минералов платиновых металлов оптимальная нагрузка на индектор составляла 50-70 г; уменьшение нагрузки до 20-30 г сопряжено с исследованием микровключений размером менее 70 микрон. Минералы группы золота исследовались при нагрузке 10-15 г. Количество замеров микротвердости в каждом отдельном зерне составляло, как правило, не менее 5, лимитируясь, естественно, размерами микровключения. Прибор тарировался по NaCl. С целью контроля серия определений микротвердости минералов выполнено нами совместно с С.И. Лебедевой на контрольном микротвердомере в институте ИМГРЭ. Микрорентгенометрический анализ. Исследование платинового концентрата под бинолупой и последующее изучение изготовленных цементных полированных шлифов в отраженном свете позволило установить в платине обилие включений, представленных как другими минералами платиновых металлов, так и пироксеном, оливином, титаномагнетитом. Поскольку рентгенометрическое исследование таких фаршированных зерен является делом весьма затруднительным, встал вопрос о разделении этих изучаемых фаз и извлечении микроколичеств вещества минералов для рентгеноструктурного анализа. В литературе описаны различные способы извлечения микропробы из полированного шлифа (4, 15, 46). Однако наиболее прогрессивные из них требуют специального довольно сложного оборудования и задалживают микротвердомеры, а другие – малопроизводительны и просто непригодны для минералов с достаточно высокой (5-7) твердостью. Нами из стандартных деталей, которые можно приобрести в любом магазине «Юный техник», сконструирована и собрана микродрель (рис. 2), позволяющая быстро и просто извлекать материала проб для микрорентгенометрического и микроспектрального анализов из зерен минералов самой различной твердости размером 50 м и более. Миниатюрный электромотор, питаемый батареей КБС ($V=3,7$ В), через гибкий капроновый привод передает вращающее усилие патронной головке, в которой крепится стандартное твердосплавное сверло с диаметром жала 50, 100 микрон и более. Исследуемый полированный шлиф просматривается под обычным рудным микроскопом при небольшом ($\sim 100\times$) увеличении и к выбранному зерну под максимальным удобным углом (не $> 70^\circ$) подводится жало сверла. Включается мотор и производится аккуратное касание зерна с усилием, определяемым его твердостью. Металлическая стружка в процессе сверления разбрасывается по поверхности

шлифа возле точки сверления. Разрушенный материал собирается со всей этой поверхности путем нанесения на нее капли каучукового клея или цеппонлака, с последующим скатыванием этой капли при помощи стеклянного шпателя в шарик. Полученный шарик, после дополнительного растирания между двумя предметными стеклами для измельчения и более равномерного распределения вещества, переносится в рентгеновскую камеру, либо дополнительно «формируется» для придания ему оптимальной формы. Весь процесс отбора пробы и подготовки ее к последующему анализу, при наличии соответствующих навыков, занимает 5-10 минут. Именно благодаря применению этой микродрели нам удалось отобрать пробу для рентгеноструктурного анализа из зерен лаурита осмистого размером около 30 микрон. Съемка рентгенограмм производилась в камерах РКД диаметром 57,3 мм в лаборатории Института геологии и геохимии УФАН (аналитики В.А. Юников, Г.В. Пальгуева) и ЦКЛ Уральского территориального геологического управления (аналитик Н.Ф. Оботнип).

В заключение наметим оптимальную, на наш взгляд, последовательность применения описанных выше методов.

В процессе изучения полированных шлифов в отраженном свете выбирались зерна (участки зерен) минералов, которые затем помечались, фотографировались и служили в дальнейшем постоянными полигонами для проведения различных исследований.

Сначала измерялась отражательная способность «свежей» полированной поверхности минералов. Затем определялся химический состав выбранных участков и их фазовая однородность. Учитывая, что электронная бомбардировка нарушает структуру вещества лишь в очень тонком поверхностном слое, замеры микротвердости производились по всей площади анализируемых участков. После этого с помощью микродрели здесь отбирались пробы для рентгенометрического и микроспектрального анализа. Затем, очевидно, на этих участках может производиться структурное травление с последующим изучением протравленной поверхности под электронным микроскопом.

Комплексирование методов, при строгой определенности объекта исследований, предполагает получение всесторонней, надежной и более однозначно интерпретируемой информации о минералах, которая является основой для всего последующего рассмотрения физико-химических условий формирования минеральных парагенезисов.

В настоящей главе, представляющей итог двухлетних исследований автора, с любезного согласия М.М. Пастуховой и Е.Д. Ускова использованы химанализы платины и золота из еще не опубликованной статьи Ю.А. Волченко, Е.Д. Ускова, М.М. Пастуховой «Основные особенности химического и минерального состава «сырой» платины и золота Гусевогорского титаномагнетитового месторождения».

Состав и физические свойства минералов платиновых металлов

«Сырая» платина, выделенная из золото-платинового концентрата, была подвергнута ситовому анализу. Результаты ситового анализа (табл. 1) свидетельствуют, что преобладающая часть (74,5%) извлекаемой «сырой» платины представлена мелкими и средними зернами (классы $+0,80-+0,28$ мм).

Исследование под бинокулпой каждой из девяти выделенных фракций показало, что морфология платины разных классов различна. Для классов $+1,25-+0,56$ мм характерны зерна лепешковидной, пластинчатой комковидной, каплевидной и древовидной формы при редкой встречаемости сглаженных кристаллов и друзовидных кристаллических сростков. Классы $+0,40-+0,20$ мм сложены прекрасно образованными кристаллами и сростками кристаллов, не несущими на себе таких яв-

ных следов деформации, связанной с процессами дробления, обогащения, которые мы наблюдаем в более крупных классах.

И, наконец, в классах $+0,14$ мм и менее наряду с кристалликами и зернами неправильной формы, встречается очень много обломочков кристаллов.

Некоторое представление о морфологии зерен «сырой» платины дает рис. 3. Цвет исследованных зерен самый различный: от ярко-белого, серовато-белого до серого и черного.

Определенной связи цвета с размером и формой зерен не установле-

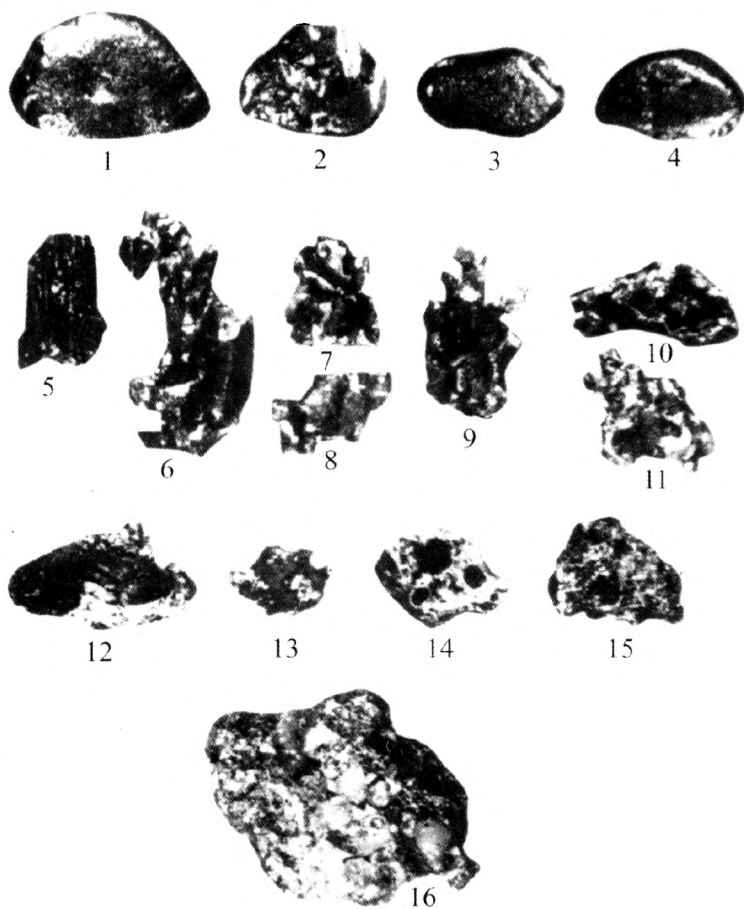


Рис. 3. Морфология зерен гусевогорской сырой платины. Увел. 15 раз.

Таблица 1

Исходный вес концентрата (в мгр)	Классы крупности (в микронах)										Вс в мгр % к общ. вссу
	+1250	+800	+560	+400	+280	+200	+140	+100	-	100	
16675,4	651,2 3,9	3762,0 22,6	1996,0 12,0	2602,8 15,6	4050,4 24,3	1945,6 11,6	1115,0 6,7	548,4 3,3	-	4,0 0,03	

но. Наряду с магнитными, как правило – серыми, темными зернами, встречаются и электромагнитные и немагнитные зерна «сырой» платины. Относительно крупные включения оливина, пироксена, титаномагнетита в зернах «сырой» платины – редки; однако микровключения (0,1 мм и менее) этих минералов (как и ряда минералов платиновых металлов) в зернах железистой платины, составляющей основу «сырой» платины, - вещь обычная, что было установлено дальнейшими исследованиями полированных зерен в отраженном свете. Учитывая выявленную нами неоднородность зерен «сырой» платины и сознавая ограниченную информативность химанализов таких зерен, представлялось, тем не менее, интересным и важным выполнить анализа основных намеченных типов «сырой платины» месторождения так как именно они явились бы теми сопоставимыми данными, с которыми можно было бы сравнивать литературные анализа «сырой» платины элювиально-делювиальных россыпей Гусевогорского массива и других месторождений.

С этой целью из платинового концентрата, удельный вес которого оказался равным 15,68, были отобраны семь проб, охватывающих все разности зерен, исходя из их цвета, блеска, магнитности. Описание материала проб и результаты анализа приведены в таблице 2. В ней для сравнения приведены как анализы проб, предварительно подвергнутых травлению горячей соляной кислотой (1:1) в течение суток, так и расчетные анализы неочищенной «сырой» платины, полученные путем введения поправок впервые на основе исследования стравливаемого материала в сливе. Как и следовало ожидать, результаты анализов коренной и рассыпной (табл. 3) «сырой» платины очень близки, а все имеющиеся небольшие различия в содержаниях Pt, Pd, Fe, Cu вполне могут быть объяснены дополнительной очисткой, «облагораживанием» платины в россыпях.

Особо следует подчеркнуть большое количество нерастворимого остатка в коренной «сырой» платине, который, учитывая полученные данные о широкой распространенности собственных минералов Os, Ir, Ru, находящихся в тесном парагенезисе с железистой платиной, в существенной своей части, несомненно,

Таблица 2

№ п/п	Материал проб	Состав неочищенной «сырой» платины (вес %)								
		Pt	Pd	нераств. ^x остаток	Fe	Cu	Zn	Ni	Pt	
1	Пластинчатые зерна серовато-белого цвета	87,69	1,73	8,04	-	1,00	0,07	не обн.	89,05	
2	Изометричные и округлые уплощенные зерна серовато-белого цвета								80,86	
3	Светло-белые с ярким блеском зерна различной формы	81,38	2,49	5,90	-	сл.	0,04	сл.	81,76	
4	Белые с ярким блеском зерна различной формы								84,72	
5	Зерна различной формы серого и черного цвета	75,86	2,47	4,20	8,80	0,82	0,47	0,28	83,36	
6	Зерна различной формы серого и черного цвета								85,78	
7	Цветные зерна различной формы серого цвета	76,53	2,16	7,35	8,00	0,56	0,06	0,05	81,52	
8	Средний состав «сырой» платины	80,36	2,21	6,37	8,40	0,60	0,16	0,08	83,86	

Таблица 2 (окончание)

№ п/п	Материал проб	Состав очищенной в соляной кислоте «сырой» платины (вес %)							
		Pt	Pd	нераств. остаток	Fe	Cu	Zn	Ni	
1	Пластинчатые зерна серовато-белого цвета	89,05	1,76	8,16	-	1,02	0,07	не обн.	
2	Изометричные и округлые уплощенные зерна серовато-белого цвета	80,86	0,67	6,43	7,68	0,47	0,23	0,06	
3	Светло-белые с ярким блеском зерна различной формы	81,76	2,50	5,93	-	сл.	0,04	сл.	
4	Белые с ярким блеском зерна различной формы	84,72	3,51	не обн.	10,22	1,08	0,55	0,41	
5	Зерна различной формы серого и черного цвета	83,36	2,72	4,16	3,0	0,90	0,50	0,30	
6	Зерна различной формы серого и черного цвета	85,78	2,65	0,12	9,36	1,00	0,07	не обн.	
7	Цветные зерна различной формы серого цвета	81,52	2,30	7,83	3,5	0,60	0,06	0,05	
8	Средний состав «сырой» платины	83,86	2,30	4,66	6,75	0,73	0,21	0,12	

Таблица 3

№ п/п	Место отбора проб	Pt	Pd	Ir	Rh	Oslr	Fe	Cu	Ni	Сумма
1	Прииск Качканар (верховья р. Б.Гусевой)	90,16	1,18	0,33	1,32	0,18	6,26	0,38	сл.	99,81
2	- « -	86,98	0,55	2,57	0,58	0,20	8,64	0,48	-	100,0
3	Прииск Валерьяновский	88,98	0,90	1,65	0,61	0,33	7,03	0,88	-	100,38
4	Прииск Усальба	88,06	1,36	0,22	0,78	0,40	8,12	0,54	сл.	99,48
5	Речка Б. Гусева (средний состав)	88,55	1,00	1,19	0,82	0,28	7,51	0,57	сл.	-
6	Россыпи Гусевых Гор (средний состав)	87,47	0,91	1,16	1,22	0,58	7,51	0,51	сл.	-

Примечание: анализы 1-5 по НК. Высоцкому, 1925 (11); анализ 6 по С.А. Кашину и др., 1956 (22).

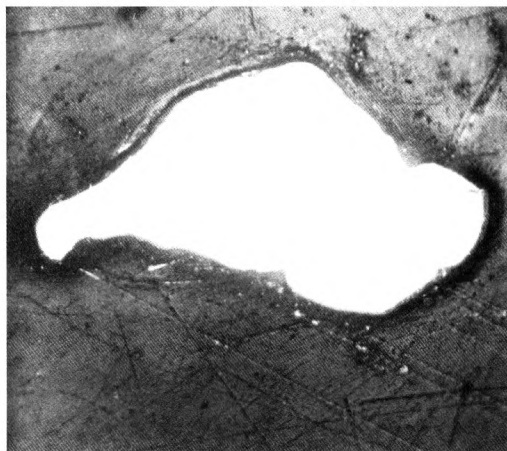


Рис. 4. Каплевидное зерно поликсена с округлыми очертаниями.

Полированный шлиф. Увеличение 100.
Черное - полистирол.

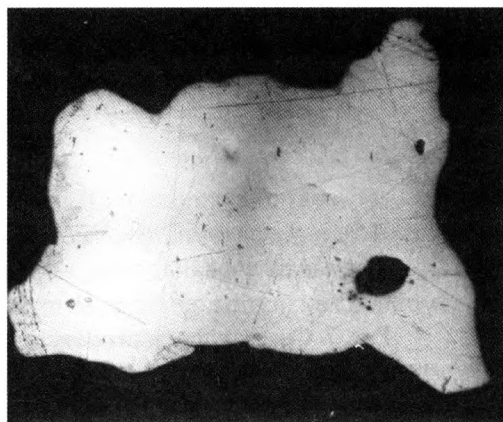


Рис. 5. Зерно поликсена с изрезанными, заливчатыми очертаниями.

Полированный шлиф. Увеличение 100.
Черное - полистирол.

иридистый осмий (сысертскит), осмистый иридий (невьянскит), осмистый лаурит. Большинство из этих минералов для Гусевогорского месторождения уста-

на них и состоит. Последнее ни в какой мере не находится в противоречии с данными, полученными по россыпной «сырой» платине, так как еще у Н.К. Высоцкого (11) приводятся анализы валовых проб и самородков россыпной платины Гусевых Гор с осмистым иридием в количестве 0,7 и 1,8%. Приведенные данные свидетельствуют о ведущей роли железистой платины в составе описанного платинового концентрата, и о резко подчиненном значении в нем всех прочих минералов платиновых металлов.

Имевшие место в прошлом попытки сделать какие-либо далеко идущие геохимические и металлогенические выводы на основе общих анализов гетерогенного концентрата кажутся нам необоснованными. И, напротив, детальное исследование минерального состава платиновых руд, как и установление типоморфных черт отдельных минералов в этом типе руд – единственный путь к созданию той основы, на которой возможно достаточно надежно наметить минералого-геохимические черты оруденения данного типа и рассмотреть некоторые особенности физико-химических условий его формирования.

В результате выполненных исследований установлены следующие минералы платиновых металлов, расположенные нами в порядке их относительной распространенности в исследованном материале: поликсен, ферроплатина, осмий самородный,

новлены и количественно исследованы впервые.

Хотя первые попытки систематизации материалов по минералогии платиноидов относятся еще к прошлому веку, однако, как справедливо замечают многие исследователи (14, 45, 33), до сих пор не существует единой систематики и номенклатуры минералов платиновых металлов. Перечисленные выше минеральные виды и разновидности понимаются нами в традиционном значении этих терминов (7, 27, 35). В случае более дробного деления минеральных видов на разновидности, обоснованность и признанность этого акта будут оговорены особо.

ПОЛИКСЕН

Наиболее широко распространенный минерал платиновых металлов, слагающий большинство зерен рудной «сырой» платины. Все другие платиноидные минералы тесно связаны с ним, будучи часто включены в поликсен, как в матрицу. Образует зерна пластинчатой, изометричной, клиновидной и неправильной формы с изрезанными, заливчатыми, реже округлыми очертаниями (рис. 4,5). Встречаются прекрасно образованные и сглаженные кристаллы поликсена в форме куба и октаэдра, а также друзовидные сростки таких кристаллов. Отмечаются многочисленные сростки поликсена со всеми породо-рудообразующими минералами (оливином, пироксеном, титаномагнетитом), однако чаще всего последние представлены оливином и титаномагнетитом (рис. 7). В одном случае в зерне поликсена обнаружены мелкие включения хромита (рис. 6). Как уже упоминалось выше, преобладающая часть зерен поликсена имеет размеры 0,20-0,80 мм.

Поликсен представлен своей высокожелезистой разновидью (8,4-10% Fe), которая, следуя терминологии П.В. Разина (33), в свою очередь по составу и свойствам может быть разделена на две минеральные разновидности второго порядка, к характеристике которых мы и переходим:

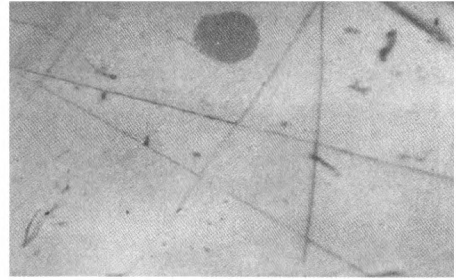


Рис. 6. Включение изометричного зерна хромита (серое) и поликсена (белое).

Полированный шлиф. Увеличение 750.

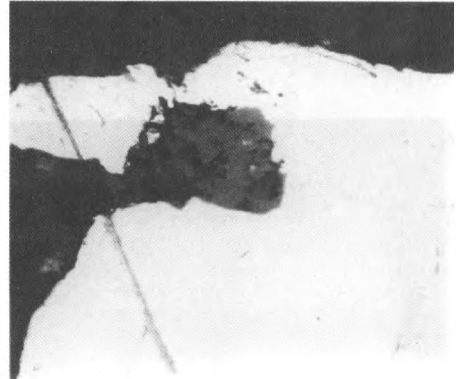


Рис. 7. Сросток зерен титаномагнетита (серое) с поликсом (белое).

Полированный шлиф. Увеличение 500. Черное – полистирол.

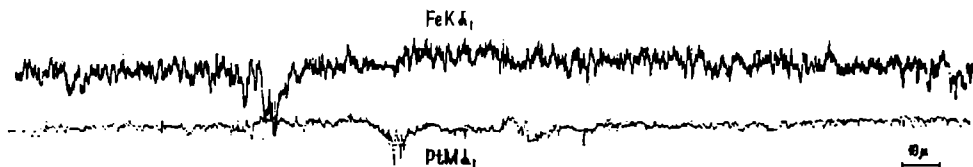


Рис. 8. Характер распределения Fe и Pt по профилю через зерно поликсена.

Оговоримся сразу, что вторая разновидность встречается очень редко, по сравнению с первой, которая и представляет резко преобладающую часть поликсена. Химический состав обеих разновидностей приведен в таблице 4.

Таблица 4

Минерал и его разновидность	Химический состав, вес %				
	Pt	Pd	Ir	Fe	Cu
Поликсен высокожелезистый безиридиевый	85,6	2,0	-	10,0	1,1
	87,3	1,2	-	10,0	0,6
	88,0	1,1	-	10,0	1,0
	90,0	1,0	-	9,4	0,6
	90,5	1,6	-	9,6	0,7
91,3	1,2	-	8,4	0,7	
Поликсен высокожелезистый малоиридиевый	89,0	-	2,2	8,4	0,5

Других платиноидов (Os, Ru, Rh), так же как и Ni и Au, в поликсене не обнаружено. Заметных колебаний в распределении платиноидов внутри отдельных зерен поликсена не выявлено. Напротив, линейным сканированием (рис. 8) установлена поразительная равномерность в распределении платины и железа внутри отдельных зерен.

Для рентгенометрического исследования поликсена использованы порошковые микропробы, отобранные с помощью микродрели, а также одно целое зерно, предварительное изучение которого под микроскопом в отраженном свете убедило нас в отсутствии в нем каких-либо включений. Рентгенограммы поликсена высокожелезистого безиридиевого, содержащего 87,3% платины, 10,0% железа и 1,2% палладия приведены в таблице 5.

Размер элементарной кубической ячейки (a_0), вычисленный по линиям 7,8 оказался равным 3,87 Å, что очень близко данным полученным Л.В. Разиным (33) для поликсена Кондерского месторождения.

В отраженном свете обе разновидности поликсена имеют ярко-белый цвет. Оптически изотропны. Максимальные значения коэффициентов отражения (R) у малоиридиевого поликсена (II) по всему спектру выше, чем таковые у бези-

ридиевой разновидности (I). В таблице 6 приведены значения R для девяти волн, вычисленных как средние арифметические на основе измерения коэффициентов отражения по всему спектру (для 18 длин волн) у 7 зерен первой разности и 2 зерен второй разности.

Целью выполненных расчетов являлось получение исходных данных для построения представительных, воспроизводимых кривых дисперсии, которые могли бы играть роль характерных эталонных кривых при диагностике поликсов различного состава.

Напомним, что к настоящему времени для большинства минералов платиновых металлов такие справочные кривые дисперсии отсутствуют и многие исследователи обращали внимание на необходимость восполнения этого пробела (45, 46). Построенные кривые (рис. 9) достаточно характерны. Основной их особенностью является крутой подъем в сине-зеленой области спектра с резким выполаживанием в желто-красной области, часто при наличии здесь более или менее ярко выраженного горбообразного пика.

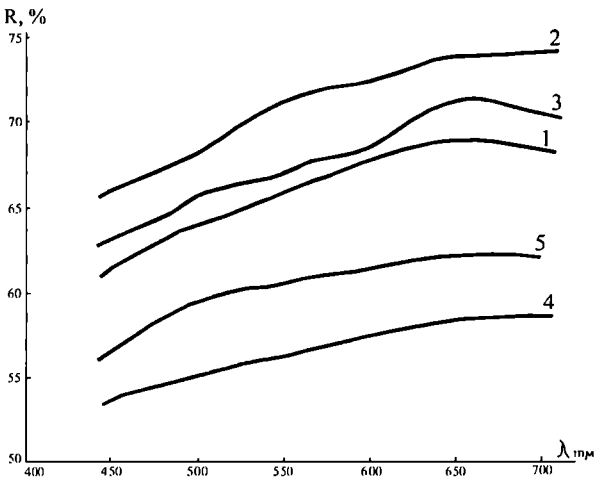


Рис. 9. Кривые дисперсии отражательной способности поликсона и ферроплатины.

1 – поликсен высокожелезистый безиридиевый (среднее для 7 зерен); 2 – поликсен высокожелезистый малоиридиевый (среднее для 2 зерен); 3 – поликсен высокожелезистый безиридиевый (максимальные значения); 4 – ферроплатина маложелезистая (среднее для 6 зерен); 5 – ферроплатина маложелезистая (максимальные значения).

Таблица 5

№ п/п	Образец I - микропроба		Образец II - зерно	
	I	d,?	I	d,?
1	10	2,270	10	2,240
2	8	1,960	8	1,962
3	1	(1,497)	9	(1,510)
4	7	1,379	10	1,379
5	2	(1,293)	4	(1,292)
6	1	(1,233)	1	(1,229)
7	8	1,172	9	1,173
8	5	1,120	5	1,121

Приведенные в таблице 6 средние значения коэффициентов отражения для малоиридиевого поликсона почти совпадают с максимальными величинами R, измеренными для этой разности. Для оценки абсолютной величины различий в R по всему спектру у обеих разновидностей поликсона, приводим максимальные

Таблица 6

значения коэф-
фициентов от-
ражения и по-
строенную по
этим данным
кривую дис-
персии R бези-
ридиевого вы-
сокожелезис-
того поликсена
(табл. 7, рис.
9(3)).

Заметив,
что в семей-
стве кривых
дисперсии R у
этой разности
более высоко

λ , мμ	443	465	499	523	551	586	628	658	681
I	61,0	62,2	63,9	64,8	65,9	67,2	68,5	68,8	68,6
II	65,2	66,5	68,1	69,6	71,1	72,0	73,3	73,7	73,9

λ , мμ	443	465	499	523	551	586	628	658	681
R, %	62,7	63,8	65,7	66,3	67,0	67,9	70,3	71,3	70,9

по ординате расположены составы с минимальными содержаниями железа.

Измерение микротвердости выполнено в ~ 50 зернах, представляющих обе разновидности высокожелезистого поликсена. Выявлены широкие вариации величин микротвердости у различных зерен близкого или даже одинакового состава, при небольших (от единиц до первых десятков единиц) колебаниях значений и в пределах отдельных зерен. Это не противоречит данным других исследователей (44) о широком разбросе значений H и малой информативности у минералов ряда Pt-Fe с высокими содержаниями платины (90% и более) и низкими содержаниями железа (10% и менее). У безиридиевой разности $H_{\min}=370,0$ кг/мм², $H_{\max}=537,0$ кг/мм², $H_{\text{ср.}}=444,0$ кг/мм². Величины микротвердости малоиридиевого поликсена приближаются к максимальным значениям H безиридиевой разности: $H_{\min}=430$ кг/мм², $H_{\max}=517$ кг/мм², $H_{\text{ср.}}=459$ кг/мм².

Результаты измерений согласуются с величинами микротвердости высокожелезистого поликсена из уральских россыпей (45, 44).

Структурное травление в царской водке с электротоком подтвердило установленную гомогенность отдельных зерен высокожелезистого поликсена; никаких «концентрически зональных и решетчатых структур», подобных описанным И.К. Латышем (23) не обнаружено. В заключение отметим установленный тесный парагенезис малоиридиевого поликсена с осмистым иридием (невьянскимитом), осмиридом и минералами, приближающимися по составу к самородному иридию. Для безиридиевого поликсена характерен парагенезис с ферроплатиной, осмием самородным, сысертскимитом, лауридом-Ос и куперитом.

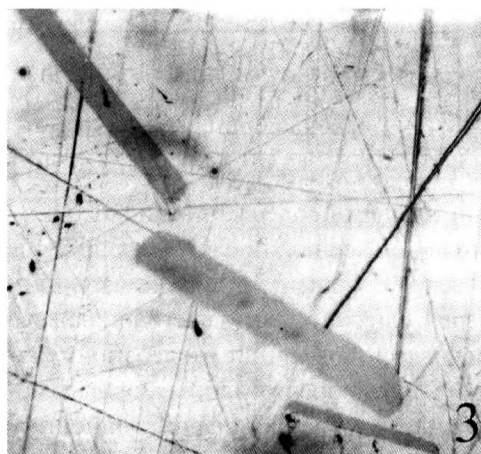
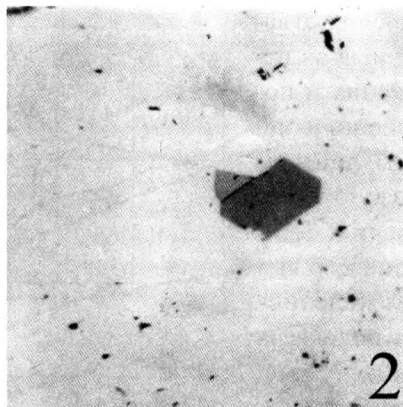
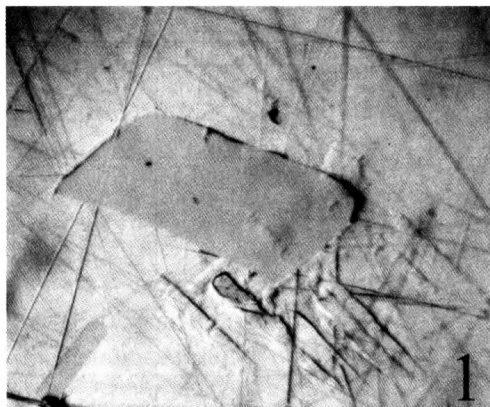


Рис. 10. Выделения осмия самородного в поликсене. Полир. шлифы.

а) таблитчатые кристаллы осмия самородного, увел. 500; б) игольчатый кристалл осмия самородного в сростании с лауридом – Os и рудным, ближе не определенным минералом. Увел. 750. Иммерсия. в) таблитчатые кристаллы осмия самородного и сысертскита. Увел. 500.

ФЕРРОПЛАТИНА

Встречается редко, являясь, тем не менее, вторым по относительной распространенности минералом платиновых металлов после поликсена.

Образует отдельные, как правило, мелкие (0,10-0,30 мм) зерна угловатой неправильной формы, а так же наблюдается в тесном сростании с поликсом, слагая краевые части его зерен. Парагенезис минералов-спутников у ферроплатины такой же, как и у поликсена.

Ферроплатина представлена маложелезистой (15-16% Fe) разновидью (33), состав которой приведен в таблице 8.

Осмия, иридия, рутения, родия, а так же никеля и золота в ферроплатине не обнаружено. Эти данные, к сожалению, сопоставить не с чем, так как анализов маложелезистой ферроплатины из месторождений пироксенитового или дунитового типа в последних специальных сводках не имеется (45, 46, 33, 59), а сравнение с «древними» анализами материала, гомогенность которого не доказана, по меньшей мере затруднительно.

Таблица 8

Минерал и его разновидность	Химический состав, вес %			
	Pt	Pd	Fe	Cu
Ферроплатина маложелезистая	79,0	1,1	16,0	1,8
	80,0	1,0	15,0	1,5

В отраженном свете ферроплатина имеет ярко-белый цвет; в случае срастания с поликсомом, на фоне поликсена заметно, что цвет ферроплатины

более тусклый, белый. Оптически изотропна. Отражательная способность ферроплатины, как видно из таблицы 9, значительно ниже, чем у поликсена. В таблице приведены как средние (на основе изучения 6 зерен), так и максимальные значения R для всей видимой части спектра. Кривая дисперсии отражательной способности (рис. 9-4,5).

Характерна пологим подъемом в сине-зеленой области и полным выполаживанием в красной области спектра.

Значительная изменчивость величин R для одних и тех же длин волн по всему спектру, при выдержанности типа кривых, трудно объяснима только различным качеством полировок, но на наш взгляд, косвенно указывает на более широкие вариации в составе, чем следует из данных, приведенных в таблице 8. Об этом же свидетельствуют и результаты измерения микротвердости. Величина H у ферроплатины колеблется от 230,0 до 340,0 кг/мм² ($H_{\text{ср.}} = 308,6$ кг/мм²) предполагая, как следует из палеточного графика «состав-микротвердость» для минералов ряда Pt-Fe (44), наличие в нашем материале составов, содержащих около 20% железа и около 70-75% платины. К сожалению, мы не могли исследовать на микронзонде абсолютно все интересовавшие нас препараты и, поэтому, вынуждены пока что довольствоваться некоторыми косвенными данными.

ОСМИЙ САМОРОДНЫЙ

Впервые как новый минеральный вид выделен и изучен С. Levy и Р. Picot в 1961 году (51). Эти исследователи обнаружили осмий самородный в платиновых концентратах из россыпей Урала, Бразилии, Колумбии и Трансвааля, где он находится в виде мелких включений в плотине в парагенезисе с минералами группы Ir-Os.

Таблица 9

$\lambda, \text{ м}\mu$	443	465	499	523	551	586	628	658	681
$R_{\text{ср.}}, \%$	53,3	54,0	55,0	55,7	56,2	57,1	57,9	58,4	58,5
$R_{\text{max}}, \%$	56,0	57,6	59,4	60,1	60,6	61,2	62,0	62,2	62,2

Позднее, при исследовании уральской шлиховой платины, осмий самородный был также обнаружен О.Е. Юшко-

Захаровой и др. (45) в виде таблитчатых кристаллов, заключенных в поликсене, как нам любезно сообщила О.Е. Юшко-Захарова, исследованный материал был отобран из россыпей, связанных с Кытлымским массивом.

Выявление этого минерала также и в платиновых концентратах из пород и руд Гусевогорского месторождения свидетельствует о широкой распространенности осмия самородного в уральских платиновых рудах и является первой его находкой с точно известным коренным источником.

Нами этот минерал встречен в зернах высокожелезистого безиридиевого поликсена, где он находится в тесном парагенезисе с иридистым осмием и осмиевым лауритом (рис. 10).

Осмий самородный образует кристаллы таблитчатой, пластинчатой и игольчатой формы (рис. 10). Редко встречаются тончайшие полосовидные прожилки осмия самородного, секущие поликсен, а также своеобразные серповидные кристаллы (рис. 11). Размеры кристаллов по удлинению от 5-10 до 50-100 микрон, при ширине 1-2-30 микрон и толщине от долей микрона до 1-10 микрон. Минерал распределен в зернах поликсена очень неравномерно: наряду с зернами не содержащими включений осмия самородного или содержащими его единичные кристаллы, встречаются зерна чрезвычайно им обогащенные, в которых осмий самородный образует скопления кристаллов и кристаллические сростки, состоящие из 2-3 индивидов (рис. 12).

Химический состав минералов (табл. 10) характеризуется высокой частотой: других платиноидов кроме незначительной примеси иридия, так же как железа, меди, никеля – не обнаружено.

Сканированием установлено равномерное распределение осмия внутри кристаллических зерен минерала (рис. 11,12). В отраженном свете цвет осмия са-

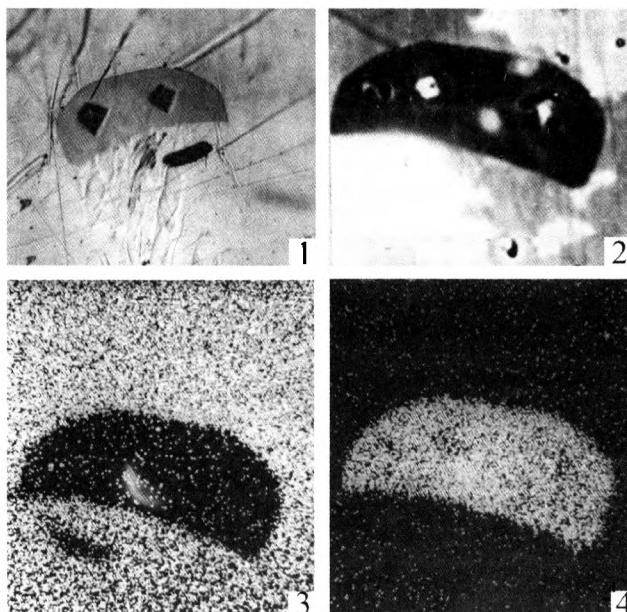


Рис. 11. Серповидный кристалл осмия самородного в поликсене.

- а) оптическое изображение, Полированный шлиф. Увеличение 750. Сканирующие фотографии.
- б) в обратно-рассеянных электронах.
- в) в излучении $Pt M_{\alpha 1}$.
- г) в излучении $Os M_{\alpha 1}$.

мородного, заключенного в поликксене, голубой. Двухотражения в воздухе и иммерсии не наблюдалось. В скрещенных николях минерал отчетливо ани-

Таблица 10

Минерал и его разновидность	Химический состав, вес. %	
	Os	Ir
Осмий самородный	98,0	0,78
	98,0	0,80
	98,5	-

зотропен с сильным цветным эффектом от серовато-синего до оранжевого тонов. У четырех зерен осмия самородного для (различных л) видимой части спектра измерена отражательная способность, и на основании полученных результатов построены частные (1-4) и осредненная (5) кривые дисперсии R (рис. 13).

В таблице 11 приведены величины коэффициентов отражения для «типизированной» кривой (5) и частной кривой (1), наиболее приподнятой по оси ординат, которая характеризует состав Os – 98,0%, Ir – 0,80%.

Полученные кривые дисперсии коэффициентов отражения однотипны и очень характерны энергичным подъемом от красной к сине-фиолетовой области спектра с более или менее ярко выраженным выполаживанием в этой его части. Заметим, что по типу наши кривые очень близки кривым дисперсии R осмия самородного по С. Levy и Р. Picot (51) и значительно отличается от данных, приводимых О.Е. Юшко-Захаровой (45) для этого минерала.

Твердость осмия самородного, измеренная в шести кристаллических зернах находится в пределах 390,0-600,0 кг/мм², Нср.=449,0 кг/мм², что несколько выше значений микротвердости, приводимых в справочном руководстве.

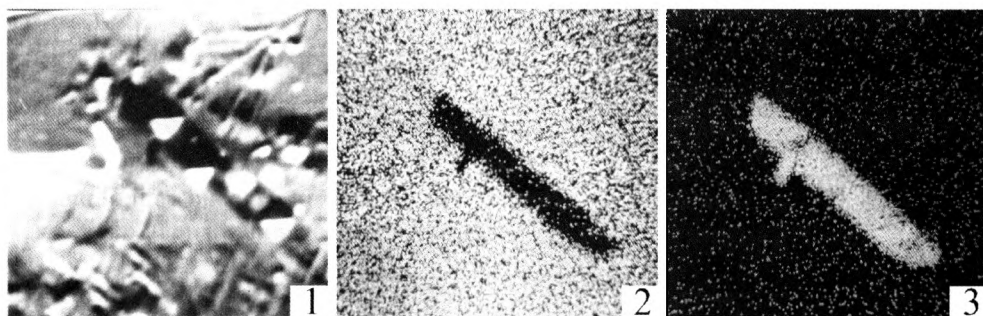


Рис. 12. Сrostок кристаллов осмия самородного в поликксене. Увеличение 500. Сканирующие фотографии.

- а) в обратно-рассеянных электронах,
- б) в излучении $Pt M_{\alpha 1}$,
- в) в излучении $Os M_{\alpha 1}$.

Для полноты характеристики этого минерального вида, приведем данные рентгеновского исследования уральского самородного осмия, имеющего точно такой же химический состав, что и диагностированные нами образцы – 98% Os (51). Основные межплоскостные расстояния у осмия самородного (в Е): 2,14 (4), 2,06 (10), 1,226 (6), 1,152 (6), 1,139 (3). $a=2,7333$, $C=4,3191$ Е. $c/a=1,580$.

ИРИДИСТЫЙ ОСМИЙ (СЫСЕРТСКИТ)

Минерал встречается в зернах безиридиевого поликсена в тесной ассоциации с осмием самородным и лауридом. Образует кристаллические зерна таблитчатой, пластинчатой, реже игольчатой и серповидной формы (рис. 14), которые очень часто совершенно аналогичны зернам осмия самородного (рис. 10-12).

Часто встречаются кристаллические сростки типа «расщепленных кристаллов» (рис. 14-8), а так же «пустотелые» и «дырчатые» кристаллы сысертскита, подобные описанным ранее П. Кремневым (16), А.Г. Бетехтиным (7) и другими. Размеры выделений от 5-10 до 50-70 микрон по удлинению при ширине 1-5 до 20-30 микрон. Состав иридистого осмия (табл. 12) прост. При известной чувствительности рентгено-спектрального анализа, никаких примесей, так же как и в осмии самородном, не обнаружено.

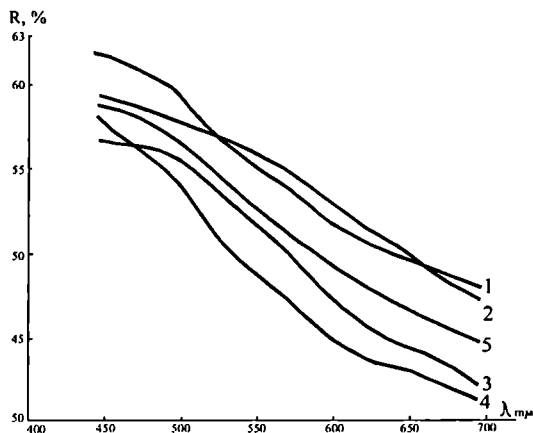


Рис. 13. Кривые дисперсии R осмия самородного.

1,2,3,4 – частные кривые дисперсии, 5 – средняя кривая дисперсии отражательной способности (на основе исследования 4-х зерен).

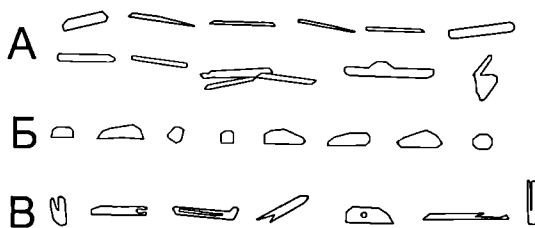


Рис. 14. Формы сечений кристаллов сысертскита заключенных в поликсене. Увел. 500 раз.

А. Сечения поперечные или близкие к ним. Б. Сечения продольные или близкие к ним. В. Расщепленные, «пустотелые» и «дырчатые» кристаллы сысертскита.

Таблица 11

λ , мμ	443	465	499	523	551	586	628	658	681
$R_{\text{ср.4}}, \%$	58,9	58,2	56,5	54,5	52,5	50,1	47,7	46,4	45,5
$R_{\text{макс}}, \%$	61,8	61,1	59,0	56,3	55,0	52,6	50,5	49,4	48,6

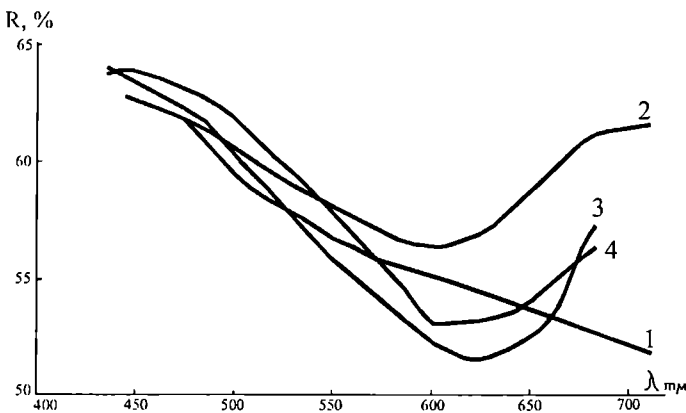
Таблица 12

Минерал и его разновидность	Химический состав, вес. %	
	Os	Ir
Иридийский осмий (сысертскит)	79,0	18,0

Сканирование поверхности кристаллических зерен иридийского осмия показало равномерное распределение внутри них Os и Ir (рис. 15).

В отраженном свете включения сысертскита в поликсене имеют серовато-голубой, синевато-голубой цвет и трудно отличимы от осмия самородного. Однако, если у последнего двуотражение в воздухе не наблюдается, то, напротив, сысертскит даже в воздухе заметно изменяет окраску при вращении столика микроскопа с синевато, серовато-голубой до розовато-сиреневой и лиловой. Минерал отчетливо анизотропен, с цветным эффектом от сиреневого до темно-голубого цвета.

Отражательная способность измерена у трех зерен сысертскита для 18 различных длин волн видимой части спектра.



Хотя измерение R производилось в частных сечениях, мы все же постарались получить характерные кривые, фиксирующие величину двуотражения минерала в этих сечениях. В том случае, когда сечения кристаллов сысертскита обладали синевато-голубой окраской, для них кривая дисперсии

Рис. 15. Кривые дисперсии отражательной способности сысертскита.

1 — R_p' , 2 — R_g'

R по форме аналогична таковой осмия самородного, при большей абсолютной величине коэффициентов отражения по всему исследованному спектру (рис. 15, кривая 1). При розовато-сиреневой и лиловой окраске кристаллических зерен кривая дисперсии имеет иную и очень характерную крюкообразную форму (рис. 15, кривые 2,3,4) с минимумом в желтой области спектра. Для количественной оценки двуотражения приведем величины R_g и R_p , измерение у одного из кристаллических зерен сысертскита – рис. 15, кривые 1,2; таблица 13.

Полученные типы кривых дисперсии R для сысертскита близки данным Levy, Picot (51) и Л.И. Бочек (лаборатория физ. методов исследования минералов, ЦНИГРИ; устное сообщение) и значительно отличаются от кривых, приводимых для этого минерала О.Е. Юшко-Захаровой (45).

Измерение твердости выполнено в 17 зернах иридового осмия, представляющих собой разнообразные частные сечения его кристаллов, заключенных в поликसेне. В первом приближении все исследованные сечения могут быть разделены на две группы, исходя из данных по морфологии кристаллов сысертскита (18); сечения поперечные или близкие к ним (рис. 14 А), сечения продольные или близкие к ним (рис. 14 Б). Установлено широкое варьирование значений микротвердости в обеих группах сечений, при заметной разнице в микротвердости каждой из этих групп.

В «поперечных» сечениях отпечатки алмазной пирамиды имеют форму ромба, длинная диагональ которого, как правило, совпадает с удлинением кри-

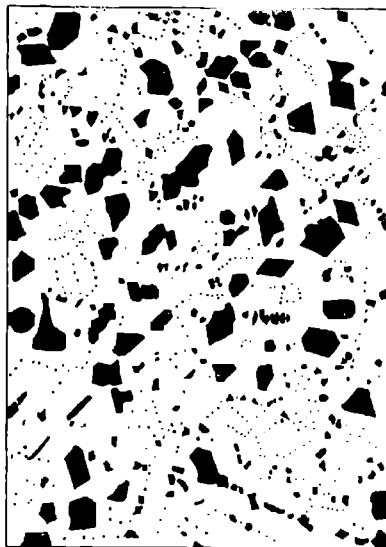


Рис. 16. Структура распада твердого раствора осмистого иридия (псевьянскита) в поликसेне высокожелезистом малоиридном (белое).

Увел. 700 раз. Зарисовка с фотографии полированного шлифа.

Таблица 13

λ , мμ	443	465	499	523	551	586	628	658	681
R_g ?,%	62,7	62,2	60,5	59,3	58,0	56,8	57,4	59,7	61,3
R_p ?,%	62,7	62,2	59,5	58,0	56,7	55,6	54,3	53,5	52,8

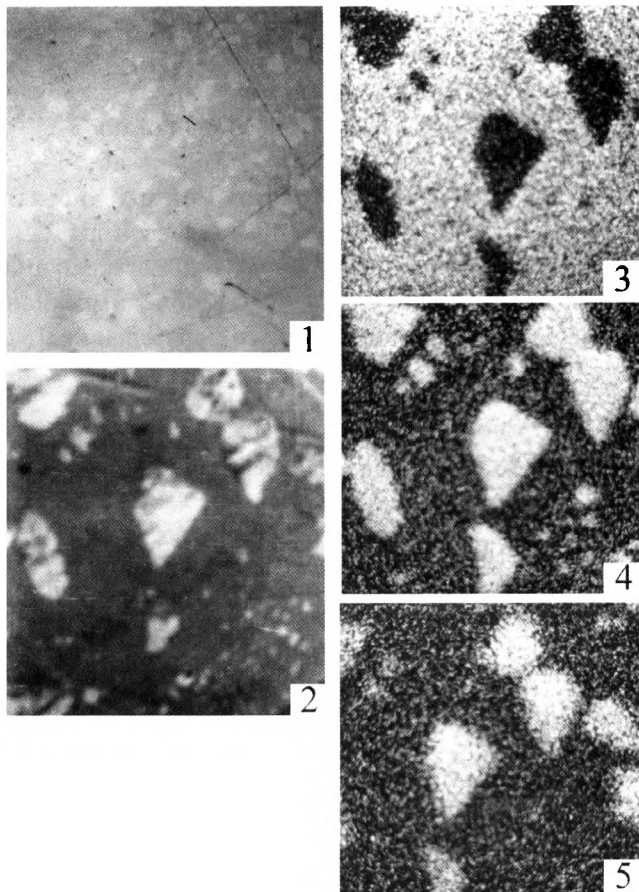


Рис. 17. Структура распада твердого раствора осмистого иридия (невьянскита) в поликиселе.

а) оптическое изображение полированных шлиф. Увел. 300 раз. Сканирующие фотографии; б) в поглощенных электронах; в) в излучении платины $M_{\alpha 1}$; г) в излучении иридия $L_{\alpha 1}$; д) в излучении осмия $M_{\alpha 1}$.

таллических зерен. Соответственно величины твердости по микровдавливанию в разных направлениях этих сечений характеризуются следующими цифрами: 507-650 кг/мм², $H_{ср.1} = 581,4$ кг/мм²; 697-756 кг/мм², $H_{ср.2} = 726,0$ кг/мм². Коэффициент анизотропии первого рода (K_{III}) для поперечных сечений равен 1,25.

В «продольных» сечениях отпечатки пирамиды так же имеют форму ромба, в результате чего получаем следующую серию значений твердости: 600-668 кг/мм², $H_{ср.1} = 646,5$ кг/мм²; 800-866 кг/мм², $H_{ср.2} = 825,2$ кг/мм². K_{III} для «продольных» сечений равен 1,28. Из полученных данных следует, что у иридистого осмия проявлена и анизотропия твердости второго рода (K_{II}) равен 1,42. Выявленный большой размах

арьирования значений H , равный 359 кг/мм², объясняют и устраняет кажущиеся противоречия между резко различными данными по твердости сысертскита, приведенными разными авторами (37, 25, 45).

ОСМИСТЫЙ ИРИДИЙ (НЕВЬЯНСКИТ)

Осмистый иридий встречается исключительно в зернах малоиридистого оликсена, где он образует структуры, которые с большой долей уверенности

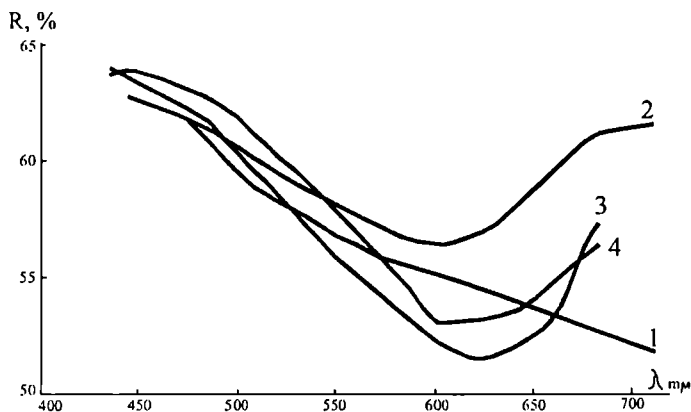


Рис. 18. Кривая дисперсии R осмистого иридия (невьянскита).

могут быть отнесены к продуктам процесса распада твердых растворов (рис. 16). Ранее некоторые исследователи (А.Г. Бетехтин и др., Б, 35) отрицали возможность существования твердых растворов осмистого иридия в платине и на этом основании сомневались в данной П. Рамдором (35) генетической трактовке структур осмистого иридия в платине. Однако установленная в последнее время экспериментальным путем значительная растворимость осмия и иридия в платине (22а), как и выявление природных составов (высокожелезистых поликсенов), содержащих существенные количества Ir и Os, делают объяснимым и понятным появление структур распада твердого раствора осмистого иридия в платине, которые описаны П. Рамдором (35) О.Е. Юшко-Захаровой (45), Л.В. Разиным (33).

Выявленная нами структура распада твердого раствора характеризуется довольно отчетливой упорядоченностью в расположении отдельных выделений невянскита вне зависимости от их величины: большинство цепочечно-пунктирных выделений располагаются, по-видимому, согласно с направлениями спайности в поликсене. Мелкие эмульсиевидные выделения размером от долей микрона до 1-2 микрон имеют изометричную, округлую, реже неправильную форму и изображены на рис. 16 в виде точек. Более крупные зерна чаще всего имеют форму ромба или прямоугольника, реже изометричную или неправильную полигональную и квадратную формы. Размеры этих выделений от 5-10 до 30, а в единичных случаях - 40-50 микрон. Вероятнее всего крупные выделения невянскита являются не результатом «грубого распада», а продуктом собирательной кристаллизации первичного эмульсиевидного распада, чему не противоречит отсутствие тонких выделений невянскита непосредственно возле крупных зерен и наблюдаемое в ряде случаев слияние пунктирных выделе-

ний с образованием цепочек более крупных зерен. В ходе этой кристаллизации структурный рисунок укрупнялся и упрощался, более выразительно подчеркивая определенные кристаллографические направления (спайность и др.).

С помощью рентгеноспектрального микроанализатора изучен химический состав минерала-хозяина, представленного малоиридитым высокожелезистым поликсом и трех крупных выделений минерала-гостя (невьянскита).

На исследованном участке (рис. 17) установлено постоянство составов минерала-хозяина и включений, которые характеризуются следующими двумя анализами (табл. 14).

При известной чувствительности зондового анализа (0,05-0,1%), палладия,

Таблица 14

Минерал и его разновидность	Химический состав, в.с. %				
	Pt	Os	Ir	Fe	Cu
Осмистый иридий (невьянскит)	5,2	22,0	72,0	0,6	0,3
Поликсен высокожелезистый малоиридитый	89,0	-	2,2	8,4	0,5

Таблица 15

λ, мμ	443	465	477	499	523	551	586	599	628	658	681
R, %	67,2	68,8	69,6	68,8	68,9	69,5	70,9	71,5	71,2	70,3	69,5

родия, рутения, золота, серебра и других элементов в невянските не обнаружено. Сканирование поверхности зерен (рис. 17, г-д) показало равномерное распределение иридия и осмия внутри отдельных выделений невянскита. Сопоставление состава продуктов позволяет предположить, что он реализовался по схеме «простого распада» (53) или «распада вычитания» (б), и первичный твердый раствор отвечал составу осмийсодержащего высокоиридитого поликсена.

В отраженном свете на фоне поликсена выделения осмистого иридия имеют ярко-белый цвет. Двухотражение не наблюдается. При скрещенных николях проявляется слабая анизотропия с цветным эффектом от светло-серого до серого цвета. Отражательная способность измерений в тех же трех зернах невянскита, в которых определялся химический состав минерала. Получены три однотипные кривые, из которых одна, наиболее приподнятая по оси ординат – R, приведена на рис. 18. Для кривой характерен волнистый вид который обусловлен наличием двух относительных максимумов в синей и желтой частях спектра при общей небольшой дисперсии R по всему видимому спектру (< 5%). В целом, как видно из таблицы 15, отражательная способность осмистого иридия очень велика по всему спектру, будучи близка к таковой малоиридитого поликсена.

Твердость по микро-
вдавливанию измерена в 9
кристаллических зернах не-
вьянскита, представляющих
все основные типы сечений
его кристаллов. Форма от-
печатков алмазной пирами-
ды во всех случаях прибли-
жалась к квадратной, одна-
ко размеры отпечатков (при
постоянной нагрузке $P=50$,
70-Г) различны для сечений
изометричной (шестигран-
ники, треугольники, квадра-
ты) и удлиненной (ромбы,
прямоугольники) формы.
Установлено, что при об-
щем изменении твердости
(Н) от 533 до 693 кг/мм², она
варьирует в изометричных
сечениях от 588 до 693 кг/
мм², $H_{ср.1} = 642,0$ кг/мм², а в
удлиненных сечениях от 533
до 635 кг/мм², $H_{ср.2} = 579,0$
кг/мм². Следовательно, у

невьянскита проявлена анизотропия твердости второго рода, величина которой определяется коэффициентом $K_{112} = 1,30$.

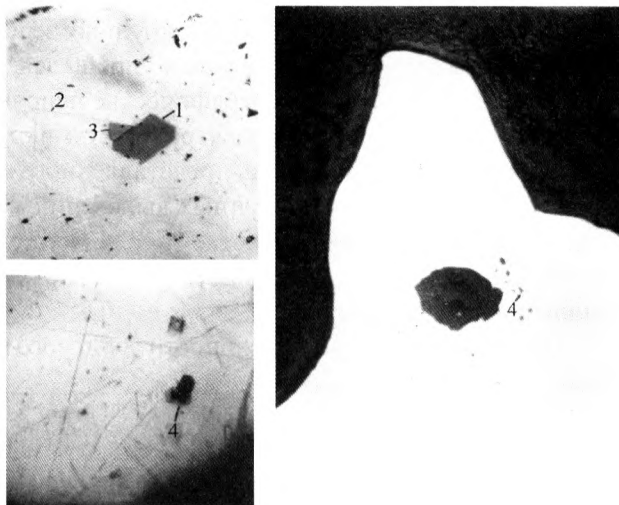


Рис. 19. Выделения лаурита осмийсодержащего (А) и лаурита Os (Б,В) в поликсене.

А) 1 – лаурит осмийсодержащий; 2 – осмий само-
родный; 3 – рудный минерал ближе неопределенный.
Матрица – поликсен. Б) 1 – лаурит осмиевый. Белое –
поликсен. Черное – полистирол. В) 1 – сросток кри-
сталлов лаурита осмиевого в краевой части зерна поли-
ксена. Один из кристаллов выбит при полировании. Чер-
ное – полистирол.

ЛАУРИТ. ОСМИСТЫЙ ЛАУРИТ.

На Урале лаурит еще в прошлом веке предположительно установлен Девилем и Дебре в нерастворимых остатках, получающихся при аффинаже россыпной платины нижнетагильских месторождений (13). Значительно позднее, в 1935 году А.Г. Бетехтин так же предположительно диагностировал этот минерал в коренных рудах месторождения 4-02 Крутого Лога в Нижне-Тагильском пироксенит-дунитовом массиве (7, 5). Уральские образцы, отнесенные этими авторами к лауриту, детально никем не анализировались (19, 20, 26), что дало основание при составлении сводки «Минералогия Урала» в 1941 году считать, что «лаурит на Урале до сих пор с определенной точностью не констатирован (26).

Настоящими исследованиями доказано наличие лаурита в платиновых рудах уральских месторождений и выявлена его новая разновидность, резко обо-

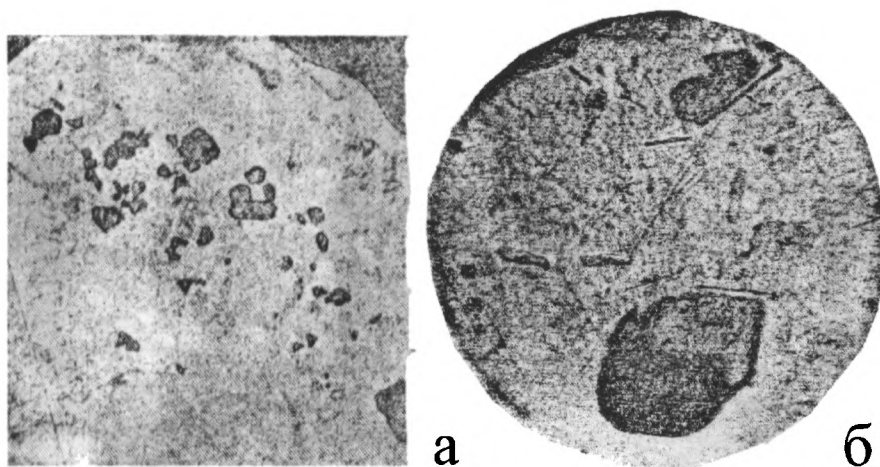


Рис. 19а. «Каверны газовых включений» и «миаролитовые пустотки» в краевых частях зерен осмистого иридия.

(А – по О.Е.Звягинцеву) и поликсена (Б – по Л.Б.Разину).

гашенная осмием, которая близка к промежуточному члену предполагаемого изоморфного ряда $\text{RuS}_2\text{-OsS}_2$.

Согласно решению комиссии по новым минералам (КНМ ВМО) от 22 декабря 1969 года эта новая разновидность получила название «осмиевый лаурит», или сокращенно – «лаурит-Os»¹.

Анализ всех опубликованных данных по химизму лауритов (49, 55, 37, 50, 20, 47, 57 табл. 16) показывает, что наряду с «чистыми» природными дисульфидами рутения, не содержащими примесей других платиноидов или содержащими их в небольших (до 1-3%) количествах, существуют лауриты, в которых значительная часть рутения замещена иридием и, по-видимому, осмием. К сожалению, ни в одном из компилятивных анализов осмий не был определен прямым путем (50), что позволяет лишь приблизительно оценить его содержание в этих лауритах.

Разделение лауритов на разновидности в зависимости от состава и количества платиноидов, изоморфно-замещающих рутений в решетке минерала, никем не производилось. Однако, исходя из принципов, предложенных А.Д. Генкиным и др. (14) для такого разделения дисульфидов платиновых металлов, в настоящее время имеется возможность выделить: а) собственно лаурит – (табл.

¹ Полированный шлиф с новой минеральной разновидностью передан в Минералогический музей Академии наук СССР.

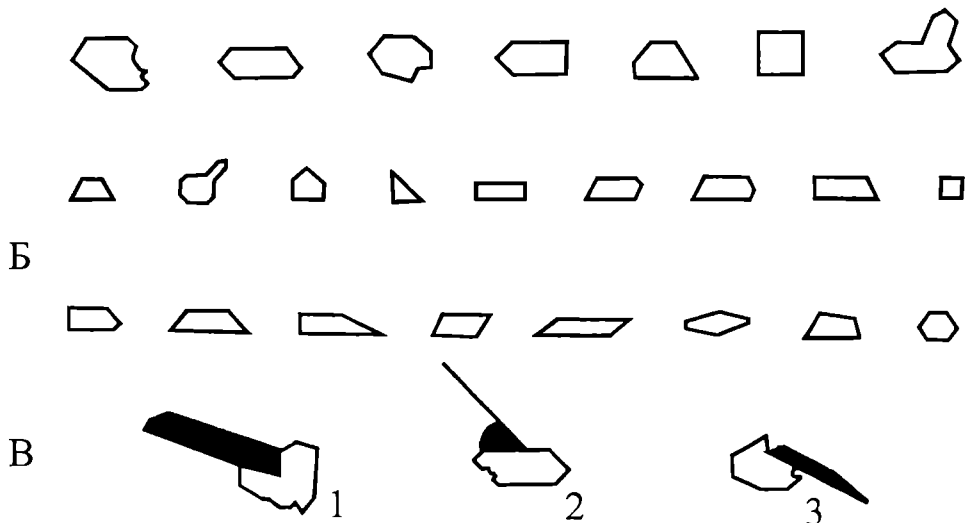


Рис. 20. Формы сечений кристаллов лаурита – Os и лаурита осмийсодержащего, заключенных в поликсерне. Увел. А – 500 раз; Б – 5000 раз; В – 1000 раз.

В – 1 сrostок лаурита – Os с сысертскитом,

В – 2 сrostок лаурита осмийсодержащего с осмием самородным,

В – 3 сrostок лаурита – Os с осмием самородным.

16, ан. 2-6,8,9) – минерал, в котором любой из изоморфирующих с рутением платиноидов замещает незначительную ($< 1/5$) часть его атомов, а суммарное действие этих примесей не приводит к существенным изменениям свойств кристаллической решетки дисульфида рутения; б) иридиевый лаурит, открытый на Борнео (табл. 16, ан. 7), содержащий, по-видимому, значительные количества осмия; в) осмиевый лаурит – открытый на Урале (табл. 16, ан. 1-6, 1-В), не содержащий иридин и других платиноидов; г) «некубический лаурит» - $(Ru, Os, Ir)_2S_2$ найденный на Борнео, значительная часть рутения в котором замещена осмием и иридием (табл. 16, ан. 10). Штумпфль и Кларк описавшие его (57), а так же Кингетон (49) связывают образование этого некубического минерала «с широким замещением рутения осмием (и иридием) в минерале лауритового типа, что, очевидно, проявилось в меньшей чем кубическая симметрия».

Экспериментальные работы Сутарно, Нопа и Рейда (58), доказавших изоструктурность дисульфидов рутения и осмия с кристаллической решеткой пириитового типа, а так же находки природных кубических лауритов, в которых значительная часть атомов рутения замещена атомами иридия и осмия (или только осмия) опровергая эту посылку. Как будет показано ниже, возникновение не-

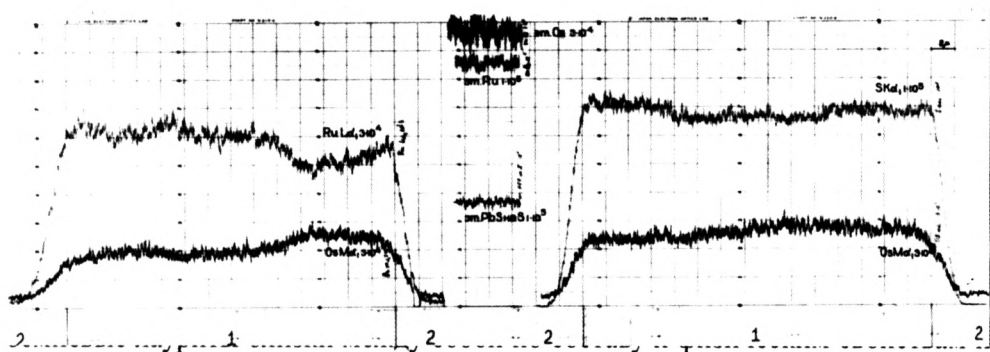


Рис. 21. Распределение рутения, осмия и серы по профилю через зерно лаурита – Os. Состав 1-Б.

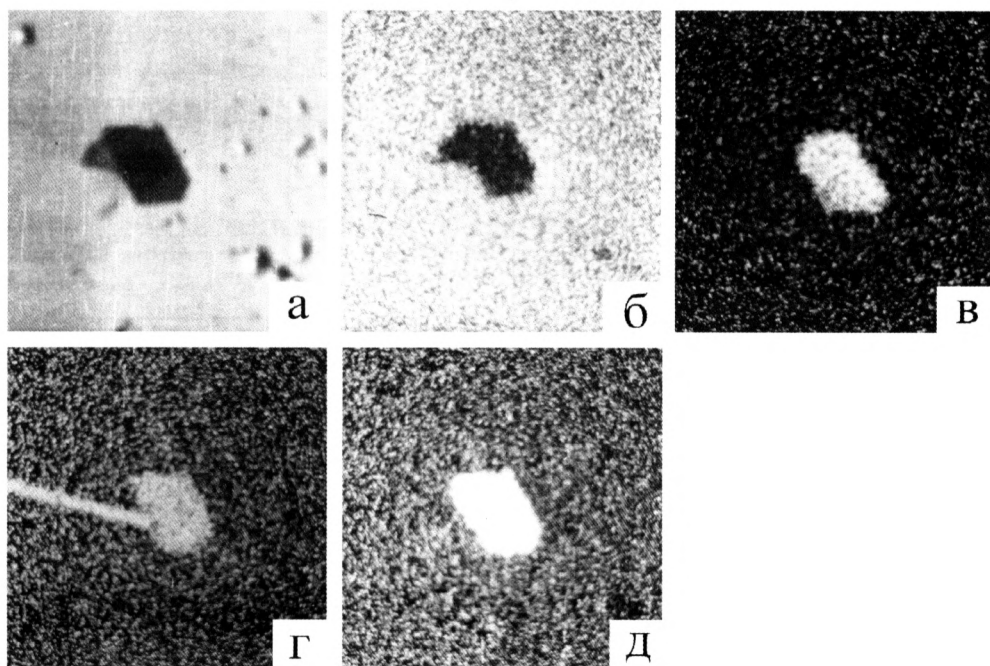


Рис. 22. Относительно крупные зёрна исследуемого лаурита.

Таблица 16

Компоненты	I			2	3	4	5	6	7	8	9	10
	A	Б	В									
Ru	40,8	32,7	26,1	61,33	61,0	59,5	53,5	40,5	30,0	65,18	67,0	33,0
Os	20,1	25,1	39,0	-	нс обн.	/2,5/	/5,1/	/15,4/	/23,0/	3,03	-	20,9
Ir	нс обн.	нс обн.	нс обн.	-	1,0	2,0	7,0	13,0	20,0	-	-	11,4
S	40,7	38,0	37,0	38,67	38,0	36,0	34,4	31,1	27,0	/31,79/	/33,0/	21,4
Сумма	101,6	95,8	102,1	100,0	100,0	/97,5/	/94,9/	/84,6/	/77,0/	100,0	100,0	86,7
Отношение металлов к сере	1:2,5	1:2,6	1:2,5	1:2	1:1,95	1:1,8	1:1,8	1:1,8	1:1,6	1:1,5	1:1,55	1:1,35
Микротвердость в кг/мм ²	<u>1140-</u> 1300	<u>1013-</u> 1166	<u>850-</u> 1000	-		<u>1250-</u> 4824			<u>2760-</u> 2898	-	-	<u>1270-</u> 1450
	1200	1092	900			3150			2870			1380
Н _{min} -Н _{max} Н _{ср}	30-50	30-50	20			25			25			100
P (r)												

Таблица 16 (окончание)

<p>Оптические свойства в отраженном свете (средневоздух)</p>	<p>Цвет серый с голубым, бирюзовым и бледно-фиолетовым оттенками (на фоне поликесна). Изотропный. Для I-A: $R_{465}=46,1$ $R_{551}=44,3$; $R_{586}=43,1$; $R_{658}=40,7\%$</p>	<p>Цвет белый яркий с заметным голубоватым оттенком (изолированные зерна). На фоне самородных платиновых сплавов цвет голубовато-серый. Изотропный</p>	<p>Цвет белый яркий со слабым желтым оттенком (изолированные зерна). Светлосерый. Изотропный</p>	<p>Цвет светло-серый (изолированные зерна). Слабо анизотропный. В иммерсии с ярким цветным эффектом</p>
<p>Отношение к стандартным реактивам для травления</p>	<p>Для I-B: $R_{465}=49,5$; $R_{551}=47,9$; $R_{586}=46,9$; $R_{658}=44,1\%$</p>	<p>$R_{470}=47,8$ $R_{470}=47,7$ $R_{470}=47,0$ $R_{546}=42,5$ $R_{546}=38,5$ $R_{546}=42,1$ $R_{589}=40,3$ $R_{589}=36,4$ $R_{589}=40,0$ $R_{650}=37,2\%$ $R_{650}=35,4\%$ $R_{650}=37,2\%$</p>	<p>$R_{470}=45,8$ $R_{546}=41,8$ $R_{589}=40,3$ $R_{650}=38,2$</p>	<p>$R \sim 60-65\%$ (белый свет; качественная оценка).</p>
<p>Структурная формула</p>	<p>Заправляется под воздействием царской водки с электротоком</p>	<p>$\sim \text{MeS}_{2,0}$</p>	<p>Инертен ко всем стандартным реактивам и царской водке</p>	<p>$\sim \text{Me}_2\text{S}_3$</p>
<p>Структурная формула</p>	<p>$\sim (\text{Me}_{0,8} ?_{0,2}) \text{S}_{2,0}$</p>	<p>$\sim \text{MeS}_{2,0}$</p>	<p>$\sim \text{Me}(\text{S}_{1,6} ?_{0,4})_{2,0}$</p>	<p>$\sim \text{Me}_2\text{S}_3$</p>

Таблица 17

№ п/п	I Поликсен Гусевгорское месторождение, обр. 5941 $a_0=3,899 \pm 0,005 \text{ \AA}$		II Поликсен Гусевгорское месторождение, обр. 21 (Разин, 1971) $a_0=3,888 \pm 0,001 \text{ \AA}$		III Двухфазная смесь лаурит-Ос и поликсен. Гусевгорское месторождение, обр. 5940. Для лаурита-Ос $a_0=5,61 \pm 0,01 \text{ \AA}$		IV Лаурит. Рустенбург (Томпсон, 1962) $a_0=5,618 \text{ \AA}$		V Лаурит, Ипагинский массив (Разин, 1962) $a_0=5,57 \pm 0,01 \text{ \AA}$		VI Ирридисвый лаурит, Борнсо (Леонард, Десборо, Пейдж, 1969) $a_0=5,6135 \pm 0,0025 \text{ \AA}$		VII «Некубинский лаурит», Борнсо (Штумпфель и Кларк, 1965)		
	d, \AA	l	d, \AA	l	d, \AA	l	d, \AA	l	d, \AA	l	d, \AA	l	d, \AA	l	
1					3,28	2		3,25	8	3,24	10	3,24	с.	3,22	4
2					2,85	2		2,81	7	2,78	5	2,81	оч.сл.	2,80	5
3	(2,48)	5						2,51	1			2,52	ср.сл.	2,51	0,5
4														2,36	0,5
5								2,30	1			2,29	сл.	2,28	0,5
6	2,24	10	2,252	10	2,25	10									
7															
8														2,16	8
9	1,962	8	1,947	10	1,950	8	220	1,989	5	1,96	8	1,982	с.	1,984	4
10												1,867	оч.сл.		
11			(1,755)	1	1,686	3	311	1,695	10	1,68	8	1,691	оч.сл.	1,700	10
12			(1,585)	1	1,622	3	222	1,623	3			1,621	ср.	1,624	2
13														1,597	2
14							320	1,563	0,5			1,562	сл.	1,564	0,5
15	(1,510)	9					321	1,503	1			1,502	сл.	1,507	1
16							400	1,406	2			1,402	оч.сл.		
17	1,379	10	1,373	9	1,372	7									
18															
19	(1,292)	4			1,285	1	331	1,290	3			1,287	ср.с	1,288	3
20					1,242	2	420	1,256	4	1,24	3	1,256	ср.с	1,255	3
21	(1,229)	1					421	1,226	0,5			1,228	оч.сл.	1,228	6
22							332	1,199	0,5			1,198	оч.сл.		

Таблица 17 (окончание)

23	1,175	9	1,170	9	1,168	7	422	1,148	3	1,144	ср.	1,149	4
24					1,139	1						1,131	1
25													
26	1,121	5	1,123	8	1,119	4							
27			(1,077)	1	1,087	1	511 333	1,082	5	1,082	с.	1,082	6
28			(1,041)	1	1,044	0-1	520 432	1,044	0,5	1,043	оч.сл.		
29							521	1,027	0,5	1,025	оч.сл.		
30							440	0,993	3	0,992	ср.		
31			0,972	3	0,966	1							
32					0,960	0-1	531	0,950	4	0,949	ср.		
33			(0,940)	1			600 442	0,937	3	0,935	ср.		
34			(0,914)	1			611 532	0,913	0,5	0,910	оч.сл.		
35			0,891	7	0,885	5	620	0,889	2	0,887	ср.сл.		
36			0,869	5	0,864	5							
37							533	0,858	3	0,856	ср.		
38							622	0,848	3	0,846	ср.		

находятся в тесном парагенезисе, правильнее и удобнее производить их сравнительное описание совместно.

Лаурит осмиевый и осмийсодержащий встречаются в зернах поликсена в виде редких отдельных кристаллов, скоплений, состоящих из 3-5 кристаллов и кристаллических сростков, которые приурочены к краевым частям зерен и очень редко встречаются в их центральных частях. Размеры их от 0,5-1 до 30-40, в единичных случаях до 150 микрон. Изредка отмечается тесное срастание лауритовых зерен с осмием самородным, сыертскитом и ближе неопределенным рудным минералом (рис. 19, а). Сечения кристаллов лаурита – Os и осмийсодержащего самые разнообразные (рис. 20); чаще всего это не-

правильные шестиугольники и усеченные параллелепипеды, реже усеченные ромбы, трапеции, прямоугольники, квадраты и прямоугольные треугольники. Форма сечений кристаллов, принадлежащих одному скоплению, как правило, одинаковая, что связано, по-видимому, с их строго ориентированным ростом.

Часто в процессе приготовления полированных шлифов крупные зерна лаурита частично или полностью выбивались, оставляя на своем месте пустотки с характерными для кристаллических зерен лаурита очертаниями (рис. 19). Эти пустоты по форме и величине поразительно напоминали нам «каверны газовых включений», «миаролитовые пустотки» в краевых частях зерен осмистого иридия и поликсена (рис. 20), описанные О.Е.Звягинцевым (19) и Л.Б.Разиным (33). Сомнения относительно происхождения этих каверн исчезали по мере исчезновения на наших глазах лауритовых зерен, и сейчас нам совершенно ясно, что образование парагенезиса лаурит – Os, осмий самородный, иридий осмий, куперит в краевых частях зерен поликсена явление многозначительное, знаменующее собой определенную стадию в формировании гусевогорских платиновых руд.

Исследование химического состава лаурита проведено нами на рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-3A в институте ВИМС (физик-аналитик А.С.Авдонин). Сканирование по профилю через зерно 1-Б (рис. 21) показало, что распределение серы в кристаллах осмиевого лаурита равномерное; распределение рутения и осмия почти равномерное, а небольшие колебания содержания этих элементов связаны обратной зависимостью. Аналогичные данные получены и при сканировании на площади зерен (рис. 22, 23).

Количественный состав лаурита – Os, определенный в 3 наиболее крупных зернах, как среднее из измерения в 3 точках каждого зерна, приведен в таблице 16 (ан. 1-А, 1-Б, 1-В). Кроме Ru, Os и S никаких других элементов при чувствительности анализа 0,05-0,1 % не обнаружено.

Главной особенностью химического состава является пропорциональное уменьшение содержания рутения и серы по мере возрастания количества осмия в минерале.

Для рентгенометрического изучения было выбрано наиболее крупное из исследованных зерен – 1-Б (рис. 22). Его сравнительно небольшие размеры (~30 микрон) не позволили отобрать с помощью микродрели мономинеральный порошок, поэтому рентгеновской съемке была подвергнута двухфазная смесь лаурит – Os+поликсен, законсервированная в шарике из каучукового клея. Количество поликсена в этом препарате резко преобладало, что сказалось на заниженных величинах интенсивности лауритовых линий.* По отражениям (311), (222), (331), (420), (422), (511), как наиболее надежно индицированным, рассчи-

* Условия съемки: камера РКД диаметром 57,3 мм, Си-излучение, Ni-фильтр; образец в форме шарика d=1 мм. Съемка выполнена Б.А.Юниковым и Г.В.Пальгуйевой (Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР).

тан параметр элементарной ячейки лаурита – Os, который оказался равен $5,61 \pm 0,01$ А. Сопоставление полученной дебаеграммы и размера ребра ячейки с данными рентгенометрического исследования других лауритов (табл. 17) показало их близость, указывающую на принадлежность лаурита – Os, как и других лауритов, к кубической сингонии с пространственной кристаллической решеткой пиритового типа (58).

Выявленное у всех исследованных составов лаурита – Os поразительно устойчивое отклонение от ожидаемой стехиометрии (1:2), которое никак не может быть объяснено ошибками зондового анализа, должно быть отнесено на счет относительной, по сравнению с S, бедности минерала рутением и осмием, что предполагает существование у гусевогорских лауритов дефектных решеток (с многочисленными вакансиями в металлической подрешетке), похожих на установленные и исследованные у синтетических халькогенидов платиновых металлов состава $MeX_{2,5} - MeX_{,3}$ (48,54). Исходя из этого кристаллохимические формулы исследованных лауритов – Os могут быть записаны следующим образом:

Таблица 18

λ , м μ	443	465	499	523	551	586	628	658	681
1 - А	46,4	46,1	45,5	45,0	44,3	43,1	41,6	40,7	39,8
1 - Б	49,9	49,5	49,0	48,4	47,9	46,9	45,3	44,1	43,3

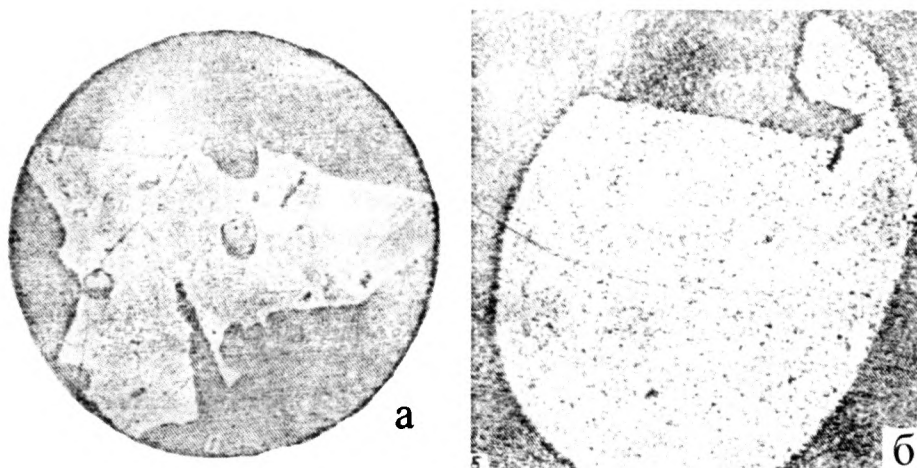
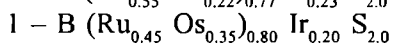
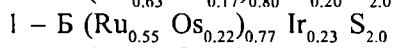
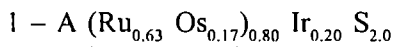


Рис. 25. А) Выделения куперита (1) в краевых частях зерна поликсена (2). Б) сканирующая фотография зерна куперита в характеристическом излучении (По Л.Б.Разину).



В полированных шлифах в отраженном свете на фоне поликсена лаурит – Ос имеет серый цвет с голубым, сиреневым и бледно-фиолетовым оттенками. В масляной иммерсии цвет минерала становится грязно голубовато-синим. Измерение отражательной способности выполнено нами в лаборатории физических методов исследования минералов (ЦНИГРИ) на приборе ФМЭ-1 с эталоном пирит.* Замеренные для всей видимой области спектра величины отражательной способности приведены в таблице 18, а построенные по этим данным кривые дисперсии – на рис. 24 (1-А; 1-Б).

Характер полученных кривых свидетельствует о постепенном повышении отражательной способности от красной и фиолетовой части спектра, что соответствует цвету и оттенкам лаурита – Ос. С повышением содержания осмия в минерале отражательная способность по всему спектру заметно возрастает при сохранении формы кривой, которая особенно близка кривым дисперсии R лаурита с Борнео (рис. 24). Обзор опубликованных данных по отражательной способности лауритов (50, 57) (рис. 24) показывает, что обладают осмиевые разновидности максимальной отражательной способностью.

Как уже отмечалось выше, относительный рельеф лаурита – Ос значительно выше, чем у поликсена и выше, чем у осмия самородного и сысертскита; высокая твердость минерала является причиной частого выбивания его зерен при полировании. Результаты измерения твердости в кристаллических зернах 1-А, 1-Б, 1-В приведены в таблице 16. Вариации микротвердости закономерно связаны с изменением химического состава, причем лаурит с максимальным содержанием осмия обладает минимальной твердостью. Минерал хрупок. Даже при нагрузках в 20-50 г, применявших при измерении микротвердости, возле квадратных отпечатков алмазных пирамид появляются трещинки и происходит выкрашивание минерала (рис. 19, 22).

Сопоставление всех данных по микротвердости лауритов (табл. 16) обнаруживает большие вариации ее значений даже в пределах отдельных однородных зерен.

Недостаточное количество данных по химизму и твердости не позволяет дать полную картину их связи, однако уже в настоящее время следует подчеркнуть несомненное и закономерное уменьшение микротвердости лаурита по мере обогащения его осмием, которое впервые было подмечено Кингстоном (49) и подтверждено нами, и зависимость микротвердости от конкретной стехиометрии лаурита, которая, по-видимому, наряду с составом определяет степень прочности кристаллической решетки.

Со стандартными реактивами без применения электротока лаурит – Ос не реагирует. При травлении царской водкой с электротоком в течение 5 минут – покрывается пленкой коричневатого-бурого цвета. Структурное травление подтвердило установленную на зонде однородность кристаллических зерен гусевогорских лауритов.

Открытие осмиевого лаурита, так же как и установление в лауритах Борнео и Аляски значительных количеств иридия (и, по-видимому, осмия) подтверждает предположение Штумпфля и Кларка (57) и Кингстона (49) о существовании природных фаз лауритового типа, содержащих переменное количество иридия, осмия (и платины), которые замещают рутений в решетке минерала.

Как было установлено Кингстоном (49), а позднее Леонардом, Десборо и др. (50) существенное изменение отношений Ru-Ir-Os в лаурите приводило лишь к слабым (но заметным) изменениям в их физических свойствах (микротвердости отражательной способности и др.). Различия в физических свойствах исследованных нами составов (1-А,Б,В) так же не назовешь резкими. Однако обзор всех известных данных по твердости, отражательной способности, цвету, параметрам элементарной ячейки и др. (табл. 16, 17 рис. 24) свидетельствуют о достаточно резком различии в физических и химических свойствах лауритов, которое, как следует из вышесказанного, неправомерно объяснить лишь изоморфизм замещением.

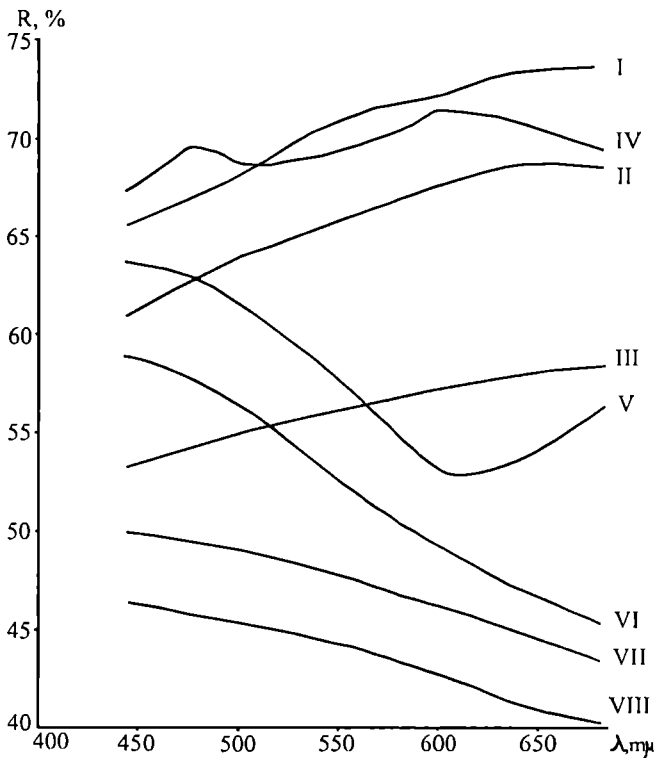
Рассмотрение имеющихся в нашем распоряжении анализов лауритов из различных месторождений (Урал, Аляска, Борнео, Ю. Африка) свидетельствует о широком отклонении отношений Me:S от идеальной структурной стехиометрии (1:2) при сохранении кубической решетки, что установлено рентгенометрическим исследованием этих лауритов. Как выяснилось, уровень отклонений различен и постоянен для разных рудных районов (месторождений): $\sim 1:2,5$; $\sim 1:2$; $\sim 1:1,6$. В этом установленном изменении отношений Me:S, по-видимому, и следует искать причину резких различий в физических и химических свойствах лауритов даже близкого состава на разных месторождениях.

Экспериментальными работами доказано, что образование сульфидов платиновых металлов с решеткой пиритового типа (C_2), характерной для лаурита, может происходить в широком диапазоне давлений и температур при значительных вариациях отношений Me:S.

Установленный парагенезис осмиевого лаурита с осмием самородным, иридийным осмием и куперитом как будто не дает оснований для вывода о пониженном потенциале платиноидов, и в первую очередь – осмия, в момент минералообразования. Специфика обстановки, в которой формировалась эта парагенетическая ассоциация, связана, скорее всего, с повышенным потенциалом серы.

Опираясь на экспериментальные данные по синтезу дисульфидов рутения, осмия (58) и других сульфидов платиновых металлов (48, 54, 32) можно попытаться наметить несколько типов физико-химических обстановок, в которых формировались лауриты с различным отношением Me:S.

Образование лауритов со стехиометрией, приближающейся к идеальной (1:2), требует высокого потенциала металлов (как минимум – отвечающего структурной стехиометрии), высоких температур ($\sim 1000^\circ\text{C}$) и давления. В таких ус-



Составы, всс. %	Микротвердость $\frac{H_{\min} - H_{\max}}{H_{\text{ср}}}$
I Pt - 89,0 I Ir - 2,2 Fe - 8,4	$\frac{430 - 517}{459}$
II Pt - 88,8 Pd - 1,3 Fe - 9,5	$\frac{370 - 537}{444}$
III Pt - 79,5 Pd - 1,0 Fe - 15,5	$\frac{230 - 340}{308,6}$
IV Pt - 72,0 Os - 22,0 Pt - 5,2	533 - 693 $K_{\text{III}} = 1,30$
V Ir - 18,0 Os - 79,0	поперечные сечения 507-756 $K_{\text{II}} = 1,25$ продольные сечения 600-866 $K_{\text{IV}} = 1,28$ $K_{\text{ср}} = 1,42$
VI Os - 98,0 Ir - 0,8	$\frac{390 - 600}{449}$
VII Ru - 32,7 Os - 25,1 S - 38,0	$\frac{1013 - 1166}{1092}$
VIII Ru - 40,8 Os - 20,1 S - 40,7	$\frac{1140 - 1300}{1200}$

Рис. 26. Состав и физические свойства минералов платиновых металлов Гусевогорского месторождения.

ловиях, по-видимому, произошло образование лауритов Гудньюс Бэй (Аляска) и Инаглинского массива (Алданский щит).

Лауриты со стехиометрией $\text{MeS}_{2,5-3,0}$, обладающие дефектной решеткой пиритового типа, образуется в широком диапазоне давлений и температур, но, непременно, при увеличении отношения серы к металлам в смеси (системе) до 3:1. Как уже отмечалось выше, в таких условиях, по-видимому, и образовались гусевогорские лауриты.

«Некубические лауриты» с Борнео, отвечающие стехиометрии Me_2S_3 (как и сосуществующие с ними кубические лауриты с отношением $\text{Me}:\text{S}=1:1,6$), могли образоваться при уменьшении отношения серы к металлам в смеси (системе) до 1,5:1, низком давлении и высокой (~ 1000°C) температуре.

Кроме лауритов с ЮЗ Борнео, в подобных условиях, очевидно, произошло формирование лаурита месторождения Потгитерсрюст (Ю. Африка).

ПЛАТИНИСТЫЙ ИРИДИЙ. ИРИДИЙ САМОРОДНЫЙ. ОСМИРИД.

Перечисленные выше минералы так же встречены нами в платиновых концентратах из пород и руд Гусевогорского месторождения, однако к настоящему времени они исследованы лишь качественно, и поэтому характеристика их дается в сжатом виде.

В отдельных зернах малоиридистого поликсена встречены рельефные эмульсиевидные выделения ярко-белого цвета, образующие структурный рисунок, напоминающий описанные выше микроструктуры распада твердого раствора осмистого иридия в поликсене. Однако эти зерна в скрепленных николях изотропны, а спектральным сканированием в их составе открыто большое количество иридия и повышенное – платины (а не осмия). В единичных мелких обособленных выделениях установлен только иридий. Твердость по микровдавливанию, измеренная в двух крупных (~ 20 микрон) зернах равна 500-560 кг/мм² (при P=30 г).

Форма выделений, высокая отражательная способность и твердость, а так же качественно определенный состав позволяют отнести эти образования к минералам типа платинистого иридия и самородного иридия. Совместное нахождение этих минералов в зернах малоиридистого поликсена свидетельствует, по-видимому, о имевшем место многоступенчатом распаде твердого раствора иридия в платине (35, 32).

К осмириду нами предположительно отнесены яркие рельефные мелкие (~ 1-5 микрон) зерна, встречаемые в одном препарате малоиридистого поликсена. Будучи изотропными, они в своем составе содержат только иридий и осмий (по данным спектрального сканирования). Изучение физических свойств минерала было затруднено очень мелкими размерами его выделений. Для уверенной диагностики необходимы дальнейшие исследования.

КУПЕРИТ

Выполненные недавно Л.Б. Разиным исследования платиновых минералов Гусевогорского месторождения (34) подтвердили наши результаты, которые дважды были доложены в 1969 и 1971 гг. (Совещание «О состоянии и мерах развития золото-платиновой промышленности Урала», г. Пласт, 1969 год; I мемориальные чтения имени академика А.Н. Заварицкого, г. Свердловск, 16-18 марта 1971 года) и в кратком виде опубликованы (Ю.А. Волченко «Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал)», «Ежегодник 1969» института геологии и геохимии УФАН СССР).

Единственным оригинальным результатом Л.Б. Разина является находка в гусевогорских платиновых концентратах еще одного сульфида платиновых металлов – куперита, который не был ранее встречен нами. Ниже, используя данные, опубликованные Л.Б. Разиным, приводим описание гусевогорского куперита.

Таблица 19

Компоненты	Куперит, Потгитерсрюст, Ю. Африка (Боппистер, Хей, 1932)			Куперит, Гусевогорское месторождение, Урал (Разин, 1971)
Pt	85,6	82,2	80,26	80,0
Pd	сл.	2,6	4,31	5,9
IrRuRh и др.	-	-	0,62	не опр.
Rh	не опр.	не опр.	не опр.	0,5
Ni	0,1	сл.	сл.	не обн.
S	14,3	14,4	14,36	13,2
Сумма	100,0	99,2	99,55	99,6
Формула	PtS	PtS	(Pt, Pd)S	(Pt, Pd) ₈ S ₇

Таблица 20

Куперит, Гусевогорское месторождение, Урал. $a_0=3,48; C_0=6,12 \text{ \AA}$		Куперит, Потгитерсрюст, Ю. Африка (Томпсон, 1962) $a_0=3,48; C_0=6,11 \text{ \AA}$		hkl
l	d, \AA	l	d, \AA	
-	-	2	3,47	010
10	3,03	10	3,03	011
4	2,77	2	2,81	
5	2,46	5	2,46	110
3	2,32	2	2,29	012
1	2,052	-	-	103
8	1,922	7	1,918	112
6	1,765	6	1,765	203
6	1,749	6	1,737	020
-	-	0,5	1,558	120
3	1,531	1	1,535	004
7	1,505	8	1,510	121
2	1,404	0,5	1,397	204
2	1,32	-	-	103
-	-	3	1,299	114
5	1,235	6	1,236	123
2	1,227	0,5	1,230	220
3	1,152	0,5	1,152	015
3	1,146	4	1,148	024
4	1,136	5	1,137	222
-	-	3	1,098	130
4	1,033	6		132

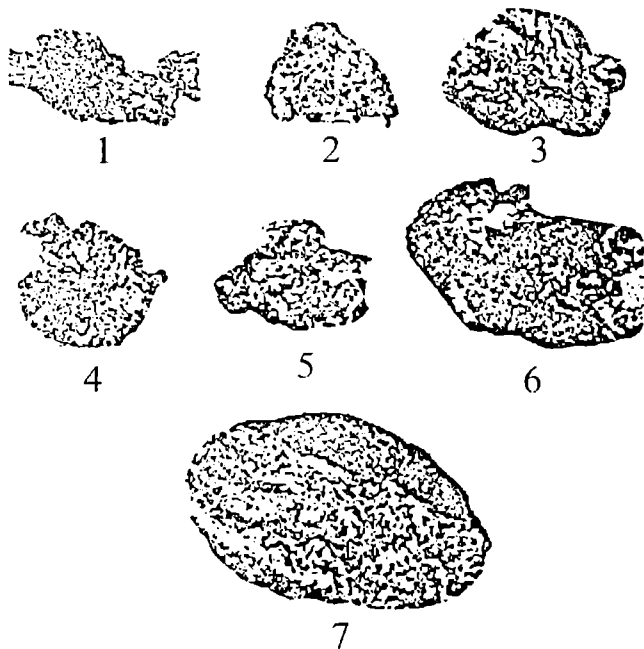


Рис. 28. Морфология зерен золота Гусевогорского месторождения. Увел. 15 раз.

Химический состав куперита исследован на электронном зонде JXA-3A в институте ВИМС (физик-аналитик К.В. Юркина). Сканирование поверхности зерен показало равномерное распределение в них серы (рис. 25, б). Количественный анализ минерала (табл. 19) свидетельствует о большой близости гусевогорского куперита к купериту из месторождения Потгитерсрюст (Ю. Африка). Для обоих составов характерно повышенное содержание палладия, присутствие родия (у Хея это «нерастворимые» платиноиды) при близости содержания платины и серы.

Неожиданно, на основании незначительных отклонений в содержании S (~1%) Pd (~1%) которые при желании могут быть удовлетворительно объяснены ошибкой зондового анализа, Л.Б. Разин делает заключение о «некотором недостатке серы» и рассчитывает состав на формулу $(Pt, Pd)_8S_7$, в то время как совершенно аналогичное соединение из Потгитерсрюста было совершенно обоснованно рассчитано Баннистером и Хеем (47), а позднее О.Е. Звягинцевым (19) на формулу PtS.

Рентгеновской съемке был подвергнут порошок куперита, выцарапанный с помощью ПМТ-3 и закатанный в шарик из резинового клея. Полученная деба-

* Условные съемки: камера РКД диаметром 57,3 мм; Fe – излучение; образец в форме шарика. Аналитик В.И. Мещанкина.

Куперит находится в сростании с поликсеном, образуя в нем выделения неправильной округлой формы (рис. 25, а), приуроченные чаще всего к краевым частям его зерен. Выделения куперита, расположенные в краевых частях зерен поликсена, имеют удлиненную, иногда прожилковидную форму, а встречающиеся в центральных частях – чаще изометричны. Размеры зерен куперита самые различные: от зародышевых кристаллов размерами в доли микрона до крупных (~150 микрон) выделений. Наиболее распространены зерна размером в десятки микрон.

еграмма (табл. 20) оказалась сходной с эталонной, при идентичных параметрах тетрагональной кристаллической решетки.*

В отраженном свете на фоне поликсена куперит светло-серый, с слабым коричневатым или кофейным оттенком. Из-за различной оптической ориентировки зерен, часть выделений куперита не двуотражает, а часть – с заметным двуотражением, с изменением окраски от светло-серой до светло-коричневой. По этой же причине многие зерна куперита очень слабо анизотропны, в то время как другие обнаруживают в скрещенных николях отчетливую анизотропию с изменением окраски от светло-буровато-коричневой до дымчато-серой.

«Средняя величина отражательной способности» гусевогорского куперита, измеренная на приборе ФМЭ-1 при желтом светофильтре, равна 40,6%.

Твердость минерала по микровдавливанию была измерена на приборе ПМТ-3 с нагрузками на индентор 20, 50 и 100 г. Результаты измерений представлены в таблице 21.

Твердость слабо анизотропных сечений куперита заметно больше, чем у ясно анизотропных. Судя по величине коэффициента анизотропии ($K_{НП}=1,10-1,20$), куперит обладает средней по величине анизотропией твердости второго рода. Отпечатки алмазной пирамиды на зернах куперита при всех нагрузках получаютс я квадратными, но уже

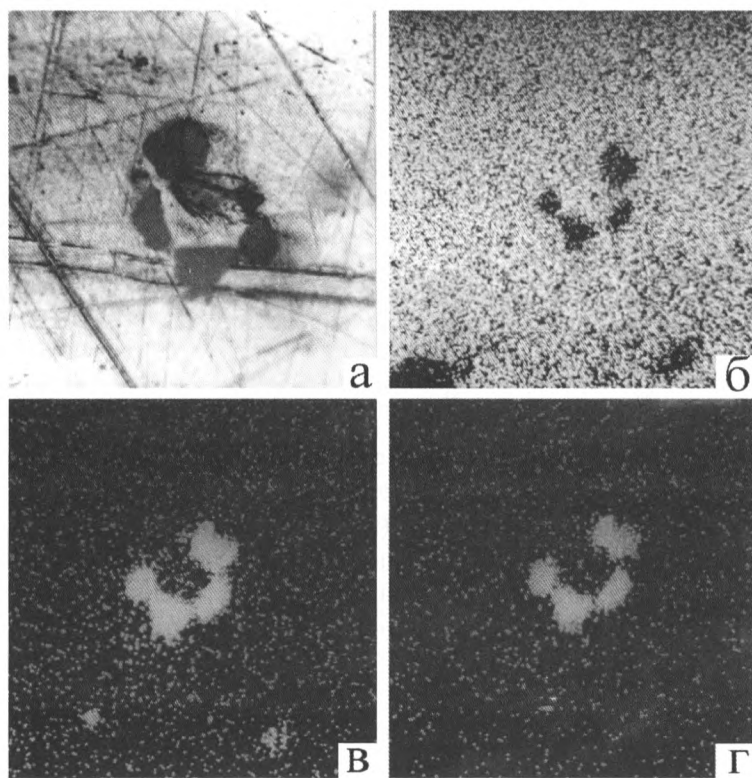


Рис. 29. Включения зерен сульфидов сульфидов (пирита) в желтом самородном золоте.

а) оптическое изображение, иммерсия. Увел. 1500 раз. Сканирующие фотографии.

б) в характеристическом излучении $Au M_{\alpha 1}$;

в) в характеристическом излучении $Fe K_{\alpha 1}$;

г) в характеристическом излучении $S K_{\alpha 1}$.

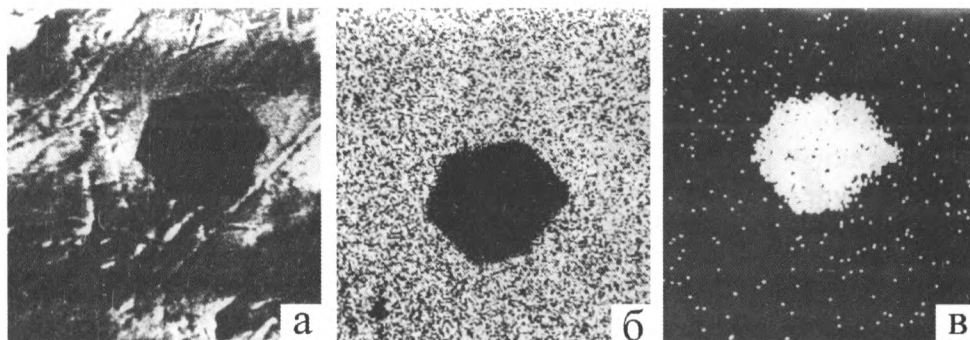


Рис. 30. Срастание кристалла роговой обманки с бледно-желтым самородным золотом. Увел. 300. Сканирующие фотографии.

а) в поглощенных электронах; б) в характеристическом излучении $Au M_{\alpha 1}$; в) в характеристическом излучении $Ca K_{\alpha 1}$.

Таблица 21

Р, г	Количество замеров	Микротвердость, кг/мм ²	
		Н ср.	Н мин.-Н макс.
20	7	959,5	865,6-1030,0
	4	783,4	720,8-865,6
50	7	862,0	797,0-947,0
	2	753,0	748,0-759,0
100	6	838,2	794,0-878,0

при нагрузке в 20 г они сопровождаются прямолинейными и изогнутыми трещинками, перпендикулярными граням отпечатков, что свидетельствует о хрупкости минерала.

По данным Л.Б. Разина, куперит является редким минералом, который, встречаясь в поликсене, обычно ассоциирует с осмием самородным. Он является представителем самых поздних платиновых минералов, которые (по Разину) представляют собой метообразования, возникающие «под воздействием газовой-жидкой фазы остаточного рудного раствора, сохраняющейся после кристаллизации поликсена и содержащей серу и осмий».

Выполненное впервые на большом и представительном материале исследование состава минералов платиновых металлов в рудах и породах Гусевогорского месторождения позволило, наконец, выяснить особенности того минерального парагенезиса, который встречается в так называемом пироксенитовом типе месторождений платины, поскольку месторождение Гусевых Гор является наиболее типичным и, несомненно, наиболее хорошо изу-

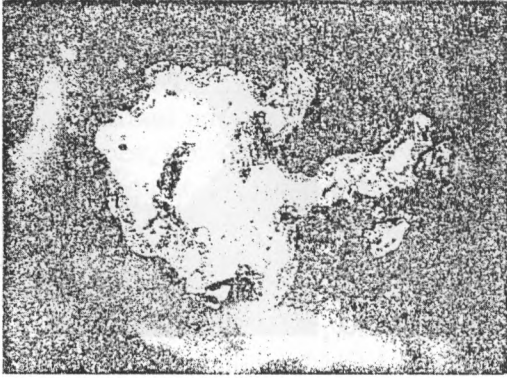


Рис. 31. Зональное зерно самородного золота из россыпи Киприяновского лога.

Видно образование мощных высокопробных кайм (серое) возле включений (черное) в самородном золоте.

ченным представителем данного типа.

Типичными и резко преобладающими минералами в рассматриваемой ассоциации являются высокожелезистый поликсен и маложелезистая ферроплатина.

К обычным, распространенным, но встречающимся в небольшом количестве минералам относятся осмий самородный, сысертскит, невьянскит и, возможно, куперит.

Очень редкими, но по-видимому, характерными минералами, являются лаурит-Os и осмийсодержащий и серия иридиевых минералов, изученных качественно (платинистый иридий, самородный иридий, осмирид).

Установленная относительная распространенность минералов Pt, Os, Ir и Ru хорошо согласуется с содержаниями этих элементов в рудах и породах Гусевогорского месторождения.

Отсутствие палладиевых (палладистых) и родиевых (родистых) минералов свидетельствует о том, что резко преобладающая часть этих элементов, присутствующих в заметных количествах в рудах и породах, рассеяна в породообразующих силикатах и рудообразующих ферришпинелидах.

Минералы рассматриваемой ассоциации встречаются в виде нескольких парагенезисов, типичных для гусевогорских платиновых руд, которые, возможно, отвечают специфическим условиям минералообразования:

1. Поликсен высокожелезистый безиридиевый – ферроплатина маложелезистая.
2. Поликсен высокожелезистый малоиридийный – невьянскит (в виде микроструктуры распада твердого раствора).
3. Поликсен высокожелезистый малоиридийный – платинистый иридий, иридий самородный (в виде микроструктуры распада твердого раствора).
4. Поликсен высокожелезистый малоиридийный – осмирид.
5. Ферроплатина маложелезистая – осмий самородный.
6. Осмий самородный, иридийный осмий, лаурит-Os и осмийсодержащий, куперит.

Для окончательного суждения об относительном возрасте всех этих установленных парагенезисов данных еще недостаточно. Однако наши наблюдения над взаимоотношениями платиновых минералов, иллюстрируемые многочисленными фотографиями и зарисовками, позволяют сделать вывод о том, что

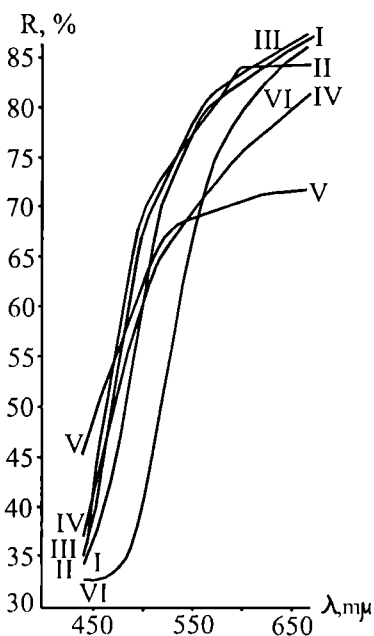


Рис. 32. Состав и физические свойства золота Гусевогорского месторождения.

Составы, вес. %	Микротвердость
	$\frac{H_{\min} - H_{\max}}{H_{\text{ср}}}$
I Au - 90,0 Ag - 9,2	$\frac{78,4 - 90,7}{82,0}$
II Au - 82,0 Ag - 16,8	$\frac{74,4 - 93,4}{84,7}$
III Au - 84,0 Ag - 13,3 Pd - 0,3	$\frac{83,0 - 96,0}{90,0}$
IV Au - 75,9 Ag - 18,7	$\frac{80,6 - 110,0}{90,0}$
V Au - 64,0 Ag - 33,4	$\frac{85,0 - 124,0}{106,9}$
VI Au - 97,5 Cu - 2,8,2	$\frac{67,0 - 82,0}{74,0}$

наиболее ранними образованиями в Гусевогорских платиновых рудах являются высокожелезистый поликсен (безиридиевый и малоиридисный) и маложелезистая ферроплатина, в то время как заключительная стадия формирования этих руд отмечена возникновением парагенезиса сульфидов платиновых

металлов и осмиевых минералов.

Результаты исследования химсостава и некоторых физических свойств минералов платиновых металлов в сводном виде представлены в таблице (рис. 26), которая для Гусевогорского месторождения играет роль первой диагностической таблицы; при помощи ее на основании количественного измерения твердости или отражательной способности минерала можно быстро установить или отвергнуть его принадлежность к тому или иному виду (разновидности).

Анализируя полученные результаты нетрудно заметить, что выявленная ассоциация платиновых минералов (рис. 27), как и большинство установленных парагенезисов, уже давно описаны в литературе (13, 11, 18, 9, 83) в качестве типоморфных для платиновых месторождений Урала и других районов, связанных с массивами форстеритовых дунитов. Таким образом, предположение И.К. Латыша и др. (23) о ведущей роли палладистой платины, как и вывод Л.Б. Разина и др. (31) об относительной бедности руд пироксенитового типа осмием и осмиевыми минералами следует считать ошибочными.

Тождественность видового и близость химического состава платиновых минералов в дунитовом и пироксенитовом типах их месторождений, как мы

уже отмечали (9) свидетельствует либо об одинаковом или близком механизме формирования оруденения при генетическом единстве рудогенерирующего источника, либо об унаследованном характере платиновой минерализации при наложении на первичное месторождение платины позднейших процессов метаморфизма и метасоматизма.

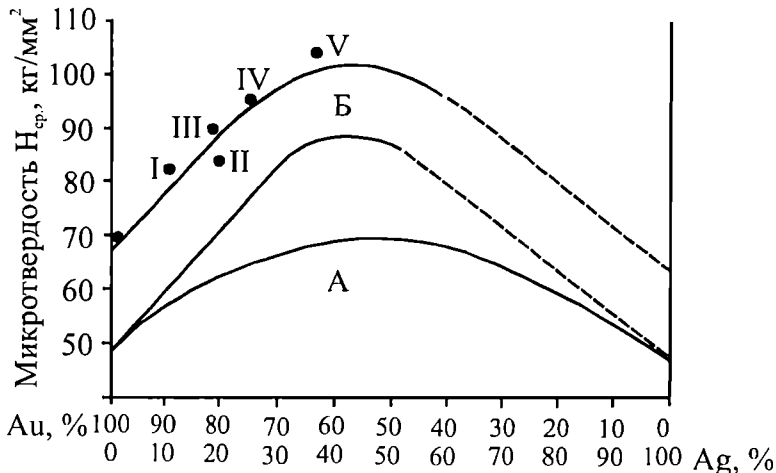


Рис. 33. Графики зависимости «состав-микротвердость» для ряда золото-серебро по данным С.И. Лебедевой (А) и Р.П. Бадаловой (Б).

Точки I-IV - средние значения микротвердости для различных групп золота Гусевогорского массива.

Данные других исследователей (43, 39, 17), которым не противоречат наблюдения автора, позволяют сделать вывод о аподунитовой природе титаномагнетитовых клинопироксенитов Гусевогорского месторождения, а установленные нами различающиеся особенности поведения платины и палладия в ходе этого метасоматического процесса (10) склоняют к выводу об унаследованном, допироксенитовом характере продуктивной платиновой минерализации в так называемом пироксенитовом типе месторождений, ярким представителем которого является Гусевогорское платиновое месторождение (рудопроявление).

СОСТАВ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗОЛОТА ГУСЕВОГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Издавна золото в небольших, но заметных количествах отмечалось в платиновых россыпях ложкового типа, располагающихся на склонах Гусевых Гор. Однако, как уже отмечалось выше, детально оно никем не исследовалось. Поэтому представлялось чрезвычайно интересным выяснить состав рудного золота в Гусевогорском месторождении, пополнив тем самым данные по минералогии уральских месторождений титаномагнетитовых (платиновых) руд пироксенитового типа.

Золото постоянно встречалось в продуктах сполосков на шлюзах 13 и 14 секций обогатительной фабрики. Количество его составляло от долей % до 5-

№ п/п	Материал фракции	Вес фракции в мг	% к общему весу
1	Зерна «сырой» платины	1422,80	90,27
2	Зерна титаномагнетита, ильменита, хромита	67,00	4,25
3	Зерна сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин и др.)	9,08	0,57
4	Зерна золота	77,42	4,91
Общий вес концентрата		1576,30	100%

10% от объема драгметалльного концентрата (личное сообщение Е.Д. Ускова). Для количественной характеристики приведем данные по составу золото-платинового концентрата, полученного после одного из сполосков на 14 секции обогатительной фабрики (табл. 22).

В коллективном золото-платиновом концентрате, полученном за все время опытного улавливания на шлюзах 13 и 14 секций обогатительной фабрики, доля золота составила немногим более 3% по весу.

Все золото, находившееся в этом концентрате, было выделено из него (путем отбора зерен под бинолупой) и подвергнуто ситовому анализу. Из его результатов (табл. 23) следует, что резко преобладающая часть извлекаемого золота (75,5%) представлена мелкими и тонкими зернами (классы от +0.40 мм и менее) при заметном количестве (16.7%) крупного золота (класс +1.25 мм).

Морфология золота разных классов крупности различна. Для классов +1.25 – +0,56 мм характерна сильная деформация золотин, которые имеют форму смятых пластинок, комочков и капелек, реже удлиненную червеобразную и губчатую формы. Встречены единичные сглаженные кристаллы. Поверхность золотин чаще всего кавернозная, ноздреватая, но встречаются и массивные плотные зерна. Класс +0.40 резко выделяется преобладанием в нем сглаженных кристаллов и бесформенных губчатых золотин.

Поверхность зерен этого класса чаще всего микропористая. Характерным для классов +0.28 мм и менее является преобладание зерен неправильной, сложной формы с микропористым рельефом поверхности.

О морфологии зерен золота можно в какой-то мере судить по рис. 28. Цвет золотин различен. Нами выделены различия ярко-желтого, желтого, зеленовато-желтого, бледно-желтого, белого и красновато-желтого цвета. Наиболее распространено бледно-желтое (с зеленоватым оттенком), зеленовато-желтое и желтое золото. Однозначной связи цвета золота с формой и размерами его зерен не намечается, однако, следует заметить, что яркое (золотисто-желтое и красновато-желтое) золото было встречено в средних и крупных классах, в то время как бледная, белая его разновидность установлена среди мелкого и тонкого золота.

Таблица 23

Исходный вес концентрата (в мгр)	Классы крупности (в микронах)	Классы крупности (в микронах)								
		+1250	+800	+560	+400	+280	+200	+140	+100	-100
529.7	Вес фракции (в мгр)	88.8	38.0	4.0	47.2	99.6	186.0	18.0	46.6	1.5
	% к общему весу	16.7	7.1	0.7	9.0	18.8	35.2	3.4	8.8	0.3

Таблица 24

№ п/п	Материал проб	Состав не очищенного золота из концентрата (вес. %)									
		Au	As	Pt	Pd	Fe	Cu	Zn	Ni	Нераствор.* остаток	
1	Золото зеленовато-желтое	70.0	н/опр	0.27	0.15	0.004	0.20	0.076	сл.		
2	Золото бледно-желтое с зеленоватым оттенком	-	-	-	-	-	-	-	-		
3	Золото желтое	-	-	-	-	-	-	-	-		
Состав очищенного в соляной кислоте золота из концентрата (вес %)											
1		70.9	н/опр	0.30	0.20	н/опр	н/опр	н/опр	н/опр	н/опр	
2		77.31	17.63	сл	н/обн	0.67	0.06	0.07	0.02	0.24	
3		82.23	2.94	0.02	н/обн	0.24	0.09	0.03	0.01	2.0	

* Нерастворимый в царской водке остаток; дальнейший анализ его не производился.

Большинство зерен золотого концентрата свободно от крупных сростков с другими минералами и лишь выразительно угловатые формы микрорельефа золотин типа индукционных граней (рис. 28) скупое свидетельствуют о характере имеющих место сростаний. Зато часто зерна золота содержат многочисленные мелкие включения рудных и силикатных минералов, исследование которых

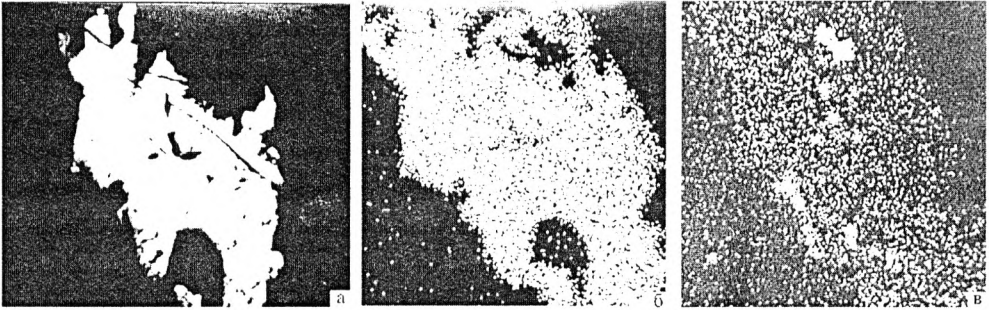


Рис. 34. Включения мелких зерен серпентина (серпентинизированного оливина) в медистом золоте. Увел. 100. Сканирующие фотографии.

- а) в отраженных электронах;
- б) в характеристическом излучении $Au M_{\alpha 1}$;
- в) в характеристическом излучении $Fe K_{\alpha 1}$.

и позволило нам наметить характерную ассоциацию минералов-спутников золота в Гусевогорском месторождении.

Диагностика этих микровключений в золоте осуществлялась как с помощью электронного зонда (спектральное сканирование, а в отдельных случаях – количественное определение некоторых элементов) так и путем исследования некоторых физических свойств (отражательной способности, микротвердости и др.).

В виде включений обнаружены следующие минералы: роговая обманка, сульфиды (в первую очередь – пирит), серпентинитовые минералы, титаномагнетит, пироксен, плагиоклаз. Первые три из перечисленных минералов абсолютно преобладают, что хорошо увязывается с отмеченной нами ранее (40) исключительной приуроченностью повышенных концентраций золота в Гусевогорском месторождении к зонам амфиболизированных, сульфидизированных и серпентинизированных пород. Размеры включений обычно 1-5 до 20-50 микрон, в единичных случаях – 100-200 микрон.

Из золотого концентрата были отобраны пробы трех наиболее распространенных разновидностей золота и комбинированным (приборно-химическим и приборно-спектральным) методом выполнен их анализ (табл. 24).

Результаты анализа подтвердили установленную качественно неоднородность золота в месторождении и послужили отправной точкой для дальнейших детальных исследований, которыми доказано, что в гусевогорских рудах и породах встречаются три минеральных разновидности золота – самородное золото, электрум, медистое золото, к характеристике которых мы и приступаем.

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО

Эта минеральная разновидность абсолютно преобладает, слагая большинство зерен золота Гусевогорского месторождения. Самородное золото образует зерна самой различной формы, размеры которых колеблются от первых десятков микрон до 1-2 мм. Встречены единичные самородочки размером до 5,0x1,0x1,0 мм, вес которых составлял 50-100 мгр. В виде мелких (менее 100 микрон) вростков в самородном золоте встречены сульфиды, роговая обманка и серпентин (зерна серпентинизированного оливина (рис. 29, 30). Эти минералы (особенно первых два) встречаются в самородном золоте очень часто, в то время как находки в виде вростков титаномagnetита, пироксена и плагиоклаза чрезвычайно редки. Следует отметить установленный парагенезис самородного золота с электрумом. Отмеченные нами ранее единичные находки сростков золота с «платиной» (40) не подтвердились при детальном исследовании образцов.

Среди самородного золота выделен ряд разностей, различающихся по физическим свойствам и составу: а) яркое золотисто-желтое золото; б) желтое золото; в) бледно-желтое золото, часто со слабым зеленоватым оттенком; г) зеленовато-желтое золото. Резко преобладает разность бледно-желтого цвета.

Химический состав всех перечисленных разностей приведен в таблице 25, анализ которой убеждает в правомерности произведенного разделения.

Других элементов, при известной чувствительности зондового анализа, в самородном золоте не обнаружено. Все эти разности образуют самостоятельные и обычно, как показало сканирование (рис. 29, 30), незональные выделения. Тем более интересно отметить установленные редкие случаи неоднородности зерен самородного золота. В отдельных зернах яркого золотисто-желтого золота и самородочках аналогичного состава обнаружены непрерывные каймы шириной от 10-20 до 100 микрон, сложенные розовато-желтым золотом. Подобные, но прерывистые каймы шириной 5-30 микрон встречены у единичных зерен бледно-желтого золота. Замечено, что ширина кайм увеличивается на участках, примыкающих к разложенным зернам сульфидов, заключенным в золоте. Зондовой анализ показал, что эти розовато-желтые каймы состоят на 100% из золота, представляя собой, по-видимому, продукт процесса коррозии первичного золота в зоне окисления месторождения (29, 35). Вследствие обилия включений окисляющихся сульфидов электрохимическая коррозия самородного золота могла протекать очень интенсивно, особенно на участках, примыкающих к этим включениям, что и предопределило разрастание здесь высокопробных кайм. Похожие высокопробные каймы по периферии зерен и вдоль границ включений в выделениях самородного золота из россыпей Гусевых Гор описаны И.К. Латышем (23). Однако данный исследователь, игнорируя очевидное нахождение этого золота в делювиальной россыпи Киприяновского лога, на основании сильного развития коррозии в зернах проводит для него параллель с металлом из мезозойских золотых россыпей, в то время как приводимая им же фотография (рис. 31) служит хорошим подтверждением и иллюстрацией к высказанному нами выше положению.

Таблица 25

Самородное золото	Химический состав, вес. %		
	Au	Ag	Pd
а) золотисто-желтое	90,0	9,2	не обн.
б) желтое	82,0	16,8	не обн.
в) бледно-желтое с зеленоватым оттенком	75,8	18,4	не обн.
	76,0	19,1	не обн.
г) зеленовато- желтое	85,6	13,3	0,4
	82,5	13,3	0,2

В другом исследованном случае установленная неоднородность обусловлена двухфазным характером выделений самородного золота. При этом центральные (а иногда просто большие) части выделений сложены желтым или бледно-желтым золотом, а края (или просто меньшие половины) выделений – зеленовато-желтым палладийсодержащим золотом или электрумом. Такое соотношение предполагает, как будто, более позднее отложение последних.

Под микроскопом в полированных шлифах самородного золота имеют, как уже отмечено выше, желтый цвет с различными оттенками, которые обусловлены содержаниями серебра и, по-видимому, микроструктурой выделений. Все четыре установленные разности самородного золота, при наличии определенных навыков, достаточно легко различимы под микроскопом, что позволяет в дальнейшем по соотношению разностей в пробах приближенно оценивать состав золота в различных частях Гусевогорского месторождения не прибегая к дополнительным анализам.

Исследованные разности оптически изотропны. Относительная отражательная способность их очень высокая (табл. 26).

Построенные по результатам многократных измерений кривые дисперсии отражательной способности для всех 4 разностей (рис. 32, I-IV) характеризуются резким подъемом в сине-фиолетовой области спектра с постепенным выполаживанием в желто-красной его части. В полученном пучке однотипных кривых наиболее высоко по ординате в фиолетовой части и наиболее низко опущена в красной части спектра кривая, характеризующая самородное золото наименьшей (~ 760) пробности. Так же достаточно характерны положение и форма кривых дисперсии R для более высокопробного самородного золота, что подтверждает данные ряда исследователей (28, 1, 3) о возможности точного определения пробности самородного золота оптическими методами.

Твердость по микровдавливанию измерена в 38 зернах, охватывающих все выделенные разности самородного золота.

Таблица 26

λ мкм	445	477	492	518	551	599	639	665
R самородное золото в %	445	477	492	518	551	599	639	665
I Золотисто-желтое	35,5	46,7	56,1	69,9	77,7	82,5	85,4	86,8
II Желтое	37,0	56,6	65,2	72,3	77,6	83,6	84,0	84,2
III Зеленовато-желтое	37,0	55,1	63,7	71,6	78,4	83,2	85,7	87,1
IV Бледно-желтое	38,7	52,3	58,0	64,9	69,5	75,6	78,8	81,0

Таблица 27

Самородное золото	Количество определений	Нагрузка, г	H ср. (кг/мм ²)	H мин. – H макс. (кг/мм ²)
I Золотисто-желтое	9	10-15	82,0	78,4-90,7
II Желтое	11	10-15	84,7	74,4-93,4
III Зеленовато-желтое	6	10-15	90,0	83,0-96,0
IV Бледно-желтое	69	10-15	95,2	80,6-110,0
Коррозонные каймы, сложенные розовато-желтым золотом	4	10-15	69,1	62,1-74,4

Результаты измерений приведены в таблице 27.

Самородное золото мягкий минерал. Микротвердость его закономерно увеличивается по мере возрастания содержания в нем серебра. Минимальной твердостью обладают коррозионные каймы и высокопробное золотисто-желтое золото, максимальной – низкопробное бледно-желтое золото. Отпечатки алмазной пирамиды на всех зернах самородного золота имели форму квадрата, что свидетельствует об изотропии твердости у всех разностей самородного золота.

Сопоставление полученных данных по твердости самородного золота с известными графиками

состав (пробность в %) – микротвердость для ряда золото-серебро (рис. 33), подтверждает данные С.И. Лебедевой (24), Р.П. Бадаловой (2) и других исследователей о возможности приближенного определения пробности золота по средним данным измерениям микротвердости.

ЭЛЕКТРУМ

Электрум встречается редко, образуя мелкие, как правило – менее 0,3 мм, самостоятельные зерна или же слагая небольшие краевые участки в более крупных выделениях желтого и бледно-желтого самородного золота. В исследованных зернах электрума никаких минеральных включений (или их следов-отпечатков) не обнаружено, что затрудняет выяснение состава минералов-спутников этой разновидности золота. Однако вполне вероятно, что период отложения из золотоносных растворов электрума и не сопровождался массовым образованием сульфидов, роговой обманки и других минералов-спутников самородного золота, а наблюдаемая нами «стерильность» электрума от включений является проявлением специфики условий его формирования.

Учитывая выявленные изменения первичного самородного золота и его соотношение с электрумом, не следует отвергать возможность образования некоторой части выделений электрума гипергенным путем.

Состав электрума, определенный в одном из наиболее крупных самостоятельных зерен размером 200 x 80 микрон, приведен в таблице 28. Платиноидов, а так же меди, никеля, висмута и других элементов в электруме не обнаружено.

В отраженном свете цвет электрума белый с более или менее отчетливым розоватым оттенком. Минерал оптически изотропен. Относительная отражательная способность электрума в фиолетовой части спектра выше, а в желто-красной части ниже, чем у самородного золота (табл. 29), что и предопределило характерный более пологий облик кривой дисперсии электрума с меньшим (в 2 раза) размахом изменения коэффициентов отражения по всей видимой части спектра (рис. 32).

Измерение твердости по микровдавливанию выполнено в трех выделениях электрума (2 самостоятельных зерна и белая кайма у зерна бледно-желтого самородного золота). Твердость электрума значительно выше, чем у большинства разновидностей самородного золота (приближаясь лишь к таковой наиболее низкопробного бледно-желтого золота): $H_{\text{мин.}} = 85,0$, $H_{\text{макс.}} = 124,0$, $H_{\text{ср.9}} = 106$, кг/мм². Минимальными значениями микротвердости характеризуется электрум, слагающий каймы в зернах самородного золота. Полученные результаты по твердости электрума несколько вышесправочных цифр, приводимых в литературе (24, 45, 46), однако чрезвычайно близки данным Р.П. Бадаловой и др. (2), полученным при исследовании золотой минерализации месторождений Узбекистана.

Таблица 28

Минерал и его разновидность	Химический состав, вес. %	
	Au	Ag
Электрум	64,0	33,4

Таблица 29

λ , мμ	445	477	492	518	551	599	639	665
R, %	46,5	56,7	60,4	66,6	68,8	70,6	71,5	71,7

МЕДИСТОЕ ЗОЛОТО

Встречается очень редко. Установлено нами в виде единичных комковидных и пленковидных выделений размером до 700x300x200 микрон. О соотношении этой разновидности золота с другими судить трудно, так как медистое золото образует лишь самостоятельные выделения и в сростках с другими минералами не наблюдалось. И только единичные мелкие вростки серпентина (серпентинизированного оливина) (рис. 34) свидетельствуют о принадлежности медистого золота к ассоциации минералов, образовавшейся в зонах гидротермального изменения пироксенитов. Учитывая, что основная масса гусевогорского золота отложилась из растворов, обогащенных железом и серой, о чем свидетельствует установленная тесная связь самородного золота с сульфидами (в первую очередь – с пиритом), приходится признать, что найденное медистое золото отложилось не в главную стадию формирования золотых руд, но, возможно, несколько ранее, а условия его формирования близки к описанным П. Рамдором (36) для образований ряда Си-Аи в серпентинитах. Однако нельзя совсем исключить из виду возможность образования медистого золота и как позднего гипергенного минерала, возникшего в зоне окисления гусевогорских золотых руд.

Химический состав медистого золота приведен в таблице 30. Серебра и платиноидов в медистом золоте не обнаружено.

В полированных шлифах под микроскопом медистое золото обнаруживает розовато-желтый, а иногда – красновато-желтый цвет, редко отличаясь по нему от других разновидностей золота. Минерал оптически изотропен. Относительная отражательная способность медистого золота (табл. 31) в фиолетовой части спектра значительно ниже, а в желто-красной близка таковой высокопробного самородного золота.

Недостроенная по этим данным кривая дисперсии коэффициентов отражения для видимой области спектра (рис. 32) достаточно характерна (как и цвет минерала) и близка кривой дисперсии R чистого золота (3). Измерение микротвердости в 2 зернах медистого золота показало, что мы имеем дело с чрезвычайно мягким минералом, твердость которого близка твердости высокопробных коррозионных кайм, сложенных чистым золотом: $H_{\text{мин.}} = 67,0$, $H_{\text{макс.}} = 82,0$, $H_{\text{ср.8}} = 74,0$ кг/мм².

Находка медистого золота в Гусевогорском месторождении согласуется с данными П. Рамдора (36) о широкой распространенности различных соединений меди и золота в зонах серпентинизированных ультрабазитов.

Исследование состава золотой минерализации в Гусевогорском титаномагнетическом месторождении на основе изучения золотого концентрата не позволило, естественно, разрешить все интересовавшие нас вопросы. Однако полученная информация, которая, по существу, является первой, дает уже сейчас возможность сделать ряд выводов, имеющих и научное и прикладное значение.

Основная масса извлекаемого золота Гусевогорского месторождения представлена серебристой разностью самородного золота невысокой (750-850) пробы, слагающей мелкие и тонкие зерна (классы +0,40 мм и менее), находящиеся в тесном сростании с мелкими (десятки микрон до 0,5 мм) зернами сульфидов, реже – с другими минералами. Остальные разности самородного золота, а также электрум и медистое золото встречаются в резко подчиненном количестве.

Сульфиды (в первую очередь – пирит) обыкновенная роговая обманка и серпентин составляют наиболее характерную ассоциацию минералов-спутников золота. Таким образом, продуктивная на золото ассоциация минералов в Гусевогорском месторождении будет выглядеть следующим образом: роговая обманка – серпентин – сульфиды – золото, что находится в полном согласии с геолого-геохимическими данными по размещению повышенных концентраций золота внутри Гусевогорского месторождения.

Относительная последовательность формирования золотых минералов представляется следующей. Первоначально из золотоносных растворов, относительно обогащенных железом и серой, произошло совместно с сульфидами (и позднее образование последних) отложение основной массы самородного золота

(золотисто-желтое, желтое, бледно-желтое самородное золото). В последствии из тех же растворов, но, как будто, уже обедненных серой отложились зеленовато-желтое палладийсодержащее самородное золото и электрум. Не исключено, что палладий был вовлечен в золотонос-

Таблица 30

Минерал и его разновидность	Химический состав, вес. %	
	Au	Cu
Медистое золото	97,5	2,8

Таблица 31

λ , м μ	445	477	492	518	551	599	639	665
R, %	32,7	34,1	37,0	49,7	67,5	79,6	84,2	86,1

ные растворы из вмещающих пород в процессе интенсивной гидротермальной проработки последних. Позднее в зоне окисления месторождения протекали обычные процессы, которые привели к разложению золотосодержащих сульфидов и образованию коррозионных кайм, сложенных чистым золотом. Что касается медистого золота, то его происхождение, как уже указывалось выше, альтернативно: либо это один из самых ранних гусевогорских золотых минералов, либо – продукт изменения первичного золота в зоне гипергенеза.

Установлены, таким образом, следующие минеральные парагенезисы приближенно отвечающие стадиям формирования золотых руд:

1. Медистое золото (серпентин).
2. Золотисто-желтое, бледно-желтое самородное золото (сульфиды, роговая обманка, серпентин и другие минералы).
3. Зеленовато-желтое палладийсодержащее самородное золото, электрум (роговая обманка, серпентин и другие минералы).

В компактном виде результаты исследования состава и основных физических свойств золота Гусевогорского месторождения приведены в таблице (32), которая имеет справочно-диагностическое назначение. Проведенными исследованиями на гусевогорском материале подтверждена возможность экспрессного определения состава (пробности) золота путем измерения его отражательной способности и микротвердости, что может быть широко использовано при дальнейших работах на месторождении.

Анализ всех полученных данных показывает, что Гусевогорское рудопроявление золота, по-видимому, являет собой тип локальных минерализованных зон гидротермальноизмененных пород с рассеянным вкрапленным золото-сульфидным оруденением. Учитывая, что реликтовые породы Гусевогорского массива (метадуниты, верлиты) практически не содержат Fe-Cu сульфидов, а вся исследованная нами разнообразная золотоносная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, борнит, ковеллин и др.) как и другие минералы – спутники золота, бесспорно, накладывается на титано-магнетитовое оруденение и даже на продукту его позднейшего преобразования (участки перекристаллизованных руд, жилы сплошного титано-магнетита), нет оснований искать, как это делают некоторые исследователи (12, 8), генетические связи концентрированного золотого оруденения с платиновыми или же пытаться увязывать формирование этого оруденения непосредственно с процессом формирования титано-магнетитовых руд. По нашим данным образование золотопроявления Гусевых Гор генетически связано с заключительными (пострудными по отношению к Pt и Fe) этапами сложного и длительного процесса формирования Гусевогорского массива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбов М.Н. Проба самородного золота и ее определение фотометрическим методом. Зап. Всес. Мин. о-ва, ч. 82, вып. 4, 1953.

2. Бадалова Р.П. и др. Изучение микротвердости минералов ряда золото-серебро из золоторудных м-ний Узбекистана. Изд-во «Наука», М., 1968.
3. Бернштейн П.С., Козак С.С. Определение пробы золота оптическим методом. В сб. «Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. Труды ЦНИГРИ, вып. 87, 1970.
4. Беркович Е.С., Курицына А.Д. Прибор для отбора проб металлов для микрохимического анализа «Заводская лаборатория», № 7, 1949.
5. Бетехтин А.Г. Коренные м-ия Pt на Урале. В книге «Минералогия Урала», т. 1, Изд-во АН СССР, 1954.
6. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д. и др. Текстуры и структуры руд. Гос. науч. техн. изд-во литер. По геологии и охране недр, М., 1958.
7. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. Изд-во АН СССР. М.-Л., 1935.
8. Борисенко Л.Ф., Усков Е.Д., Лучин Н.С. Акцессорные минералы и малые элементы в горнблендитах Гусевогорского массива. Изв. АН СССР, сер. геол. № 1, 1969.
9. Волченко Ю.А. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урала). Ежегодник-69. Ин-та геол. и геохимии УФАИ, Свердловск, 1970.
10. Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г. Генетическая природа корреляционных связей Fe, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала. Ежегодник-70. Ин-та геол. и геох. им. акад. А.Н. Заварицкого, Свердловск, 1971.
11. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи, часть IV. Изд-во КЕПС при АН СССР, том IV, вып. II, Л., 1925.
12. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Н.-Тагильского районов на Урале, Тр. геолкома, нов. сер., вып. 62, 1913.
13. Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи, ч. II и III. Изд. Кепс при АН, том IV, вып. II, Петроград, 1923.
14. Генкин А.Д. и др. Ирарсит – новый сульфоарсенид иридия, родия, рутения и платины. Зап. Всес. Мин. общ-ва, ч. 95, вып. 6, 1966.
15. Генкин А.Д., Королев Н.В. К методике определения небольших зерен минералов в рудах. Геол. рудн. месторожд. № 5, 1961.
16. Еремеев П. Кристаллы Уральского осмистого иридия и иридистого осмия. Горн. журн. ч. I, СПб, 1868.
17. Ефимов А.А. О геологической позиции и внутреннем строении Качканарского массива (Платиноносный пояс Урала). Ежегодник-69. Ин-та геол. и геох., Свердловск, 1970.
18. Заварицкий А.Н. Коренные м-ния Pt на Урале. Изд. геол. ком. Л., 1928.
19. Звягинцев О.Е. Геохимия платины. ОНТИ «Химтеорет», Л., 1936.
20. Звягинцев О.Е., Колбин Н.И. и др. Химия рутения. Изд-во «Наука», М., 1965.
21. Иванов А.А. Месторождения осмистого иридия. Труды горно-геологического ин-та УФАИ, вып. 6, Свердловск, 1944.

22.Кашин С.А. и др. Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала и некоторые закономерности распределения коренной платины. Изд. ОТИ НИГРИЗОЛОТО, М., 1956.

22а. Котельников Р.Б., Башлыков С.Н. и др. Особо тугоплавкие элементы и соединения. Справочник изд-во «Металлургия», М., 1969.

23.Латыш И.К. Формы нахождения платины в рудах Качканарского типа на Урале. Вопросы геологии Урала. Тр. горно-геол. ин-та, вып. 42, 1959, Свердловск.

24.Лебедева С.И. О возможности применения метода микровдавливания при минералогических исследованиях. В сб. «Экспериментально-метод. исследования в области минералогии и геохимии редких элементов. Тр. ИМГРЭ, вып. 18, М., 1963.

25.Лебедева С.И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, М., 1963.

26.Минералогия Урала, т. I, Изд-во АН СССР, 1954.

27.Минералы. Справочник том I, Изд-во АН СССР, М., 1960.

28.Островский И.А. Оптический метод определения важнейшей особенности химического состава самородного золота в микроскопических препаратах «Кольма», № 6, Магадан, 1946.

29.Переляев А.П. Золото в некоторых гидротермальных м-ниях Урала. Труды горно-геол. ин-та УФАИ, вып. 12, Свердловск, 1948.

30.Пудовкина И.А. Точные методы определения отражательной способности и твердости рудных минералов. В кн.: «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов», Госгеолтехиздат, 1957.

31.Разин Л.В. Геохимия и минералогия металлов группы платины и золота в платиноносных породах габбро-гипербазитового ряда. Научная конференция, посвященная столетию со дня рождения Н.К. Высоцкого. Тезисы докладов. Свердловск, 1964.

32.Разин Л.В. О минеральном составе продуктов распада природных твердых растворов иридия в платине. В сб. «Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов». Труды ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.

33.Разин Л.В. К минералогии железо-платиновых природных твердых растворов (поликсена, ферроплатины и купроплатины). В сб. «Некоторые методы диагностики минералов и определения их физических свойств. Труды ЦНИГРИ, выпуск 93, М., 1970.

34.Разин Л.Б., Юркина К.В. Минералы платиновых металлов в рудах Гусевгорского титаномагнетического месторождения (Ср. Урал). Геол. рудных м-ний, том XIII, № 2, 1971.

35.Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. Изд-во иностр. литер. М., 1962.

36.Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при серпентинизации. Геол. рудных м-ний, т. IX, № 2, 1967.

37.Рожков И.С. и др. Платина Алданского щита. Изд. АН СССР, М., 1962.

38. Современные лабораторные методы минералогического анализа (под редакцией Е.Б. Рожковой), том. I, II. Изд. Недра, М., 1969.
39. Фоминых В.Г., Самойлов П.И. и др. Пироксениты Качканара. Свердловск, 1967.
40. Фоминых В.Г., Усков Е.Д., Волченко Ю.А. Золото в рудах Качканарского массива на Ср. Урале. В сб. «Вопросы геологии месторождений золота». Из-во Томского ун-та, Томск, 1970.
41. Хрущов Н.Н., Беркович Е.С. Приборы ПМТ-2 и ПМТ-3 для испытания на микротвердость. Изд-во АН СССР, 1950.
42. Черняев Л.А., Юшко-Захарова О.Е. Диагностика микровключений минералов платиновой группы с помощью рентгеноспектрального микроанализатора ЖХА-3А. В сб. «Физические свойства редкометалльных минералов и методы их исследования. Изд-во «Наука», М., 1968.
43. Штейнберг Д.С. О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых «магматических» железорудных месторождений Урала. Зап. Всес. мин. общ-ва, ч. 82, вып. 4, 1953.
44. Юшко-Захарова О.Е., Лебедева С.И. и др. О составе и свойствах минералов ряда Pt-Fe ДАН СССР, том 195, № I, 1970.
45. Юшко-Захарова О.Е. и др. Геохимия, минералогия и методы определения элементов группы платины. Изд-во «Недра», М., 1970.
46. Юшко С.А. и др. Диагностические свойства рудных минералов. Изд. «Недра», М., 1969.
47. Bannister F.A., Hey M.N. Determination of minerals platinum concentrates from the Transvaal by X-ray methods with chemical analyses and synthesis by M.N. Hey. Mineral. Mag. 23, 1932.
48. Hulliger F. Crystal structure and electrical properties of some cobalt-group chalcogenides. Nature, v. 204. n. 4959, 1964.
49. Kingston G.A. Discussion. Trans. Inst. Mining Met. Sec. B, 75, B 98- B 99, London, 1966.
50. Leonard B.F., Desporough G.A. Ore microscopy and chemical composition of some Laurites. Amer. Mineral., v. 54, n. 9-10, 1960.
51. Levy C., Picot P. Nouvelles données sur les composés iridium-osmium. Existence de l'osmium natif. Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., 84, 1961.
52. Munson R.A. The synthesis of Iridium, Disulfide and Nickel diarsenide having the Pyrite structure. Inorganic Chem., v. 7, n. 2, 1968.
53. Niggli P. Natürliche Klassifikation der magmatischen Erzlagerstätten. London, 1929.
54. Parthe E. and Hohnke D. and Hulliger F. A new structure type with octahedron pairs for Rh_2S_3 , Rh_2Se_3 and Ir_2S_3 . Acta Crystallographica, v. 23, p. V, 1967.
55. Page N.I. and Jackson E.D. Preliminary report on sulfide and platinum-group minerals in the chromitites of the Stillwater complex, Montana, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 575-D, D 123-D 126.

56. Physical methods in determinative mineralogy, Edited by J. Zusman. Academic Press, London and New York, 1967.

57. Stumpl E.F. and Clark A.M. Electron-probe Microanalysis of Gold-Platinoid Concentrates from Southeast Borneo. Bull. Instit. Mining Met., v. 74, 14, 1965.

58. Sutarno and O. Khopand O.I.G. Reid Crystal structures of the disulfides and ditellurides of ruthenium and osmium. Can. Journ. Chem. V. 45, n. 12, p. 1391-1400, 1967.

59. Wright T.L. and Fletscher. Geochemistry of the Platinum Metals. Geol. Surv. Bull. 1214-A, Washington, 1965.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого

ИНФОРМАЦИОННАЯ ЗАПИСКА

о результатах работ по теме: «Прогнозная оценка платиноносности хромитопроявлений Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов на Полярном Урале» (II полугодие 1978 – I полугодие 1979 г.)

м.н.с., руководитель темы Ю.А. Волченко

Зам. директора по научной
работе, кандидат г.-м. наук
В.А. Маркс

Зав. лабораторией эндогенной
металлогении, кандидат г.-м. наук
В.М. Нечеухин

ИНФОРМАЦИОННАЯ ЗАПИСКА*
О РЕЗУЛЬТАТАХ РАБОТ ПО ТЕМЕ: «ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА
ПЛАТИНОНОСТИ ХРОМИТОПРОЯВЛЕНИЙ РАЙ-ИЗСКОГО
И ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВОВ
НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ»

В соответствии с генеральным договором о творческом содружестве между УНЦ АН СССР и Мингео РСФСР и согласно хозяйственному договору от 14 апреля 1978 г. между Производственным геолого-разведочным объединением «Полярноуралгеология» и Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР, лаборатория эндогенной металлогении этого института со 2 полугодия 1978 года начала выполнение работ по оценке платиноносности хромитопроявлений Полярного Урала на примере Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского габбро-гипербазитовых массивов.

В связи с пожеланиями заказчика в лице Полярно-Уральской экспедиции ПГРО «Полярноуралгеология» полевые работы летом 1978 года были сосредоточены на хромитоносных зонах южной части массива Рай-Из. В первую очередь проведено изучение и опробование сближенных зон бедновкрапленных руд участка «Центральный-1», а также зон убоговкрапленных и бедновкрапленных руд участков «Центральный-2» и «Рыбий Хвост». Опробование выполнено по горным выработкам, пройденным на этих участках, а для участка «Центральный-1» также и по керну пройденных здесь скважин. Собранная коллекция всех типов руд и рудовмещающих пород перечисленных участков характеризует выделенные зоны бедновкрапленных хромитовых руд как на поверхности массива, так и на глубине около 100 метров от нее. Всего нами отобрано 80 бороздовых проб весом около 6 кг каждая и 76 керновых проб весом около 4 кг каждая проба.

Совместно с участниками международного симпозиума по офиолитам выполнены рекогносцировочные маршруты по Войкаро-Сыньинскому массиву с целью ознакомления с характером разреза этой офиолитовой пластины и для отбора проб, характеризующих основные типы пород и рудные формации данного объекта. Всего отобрано 30 штуфных и бороздовых проб весом 3-6 кг.

Дополнительными материалами послужили образцы и пробы хромитовых руд по участкам Западному и Центральному (14 проб), переданные нам для исследований в 1974 г. сотрудником ВСЕГЕИ Ю.Е. Молдавандцевым, а также пробы хромитовых руд участка Центрального (11 проб), переданные в 1977 году геологом Рай-Изской партии В.В. Кенигом.

На базе Полярно-Уральской экспедиции в пос. Полярный, а также в объединении «Полярноуралгеология» в г. Воркуте рассмотрены научно-производ-

*Свердловск, 1979.

Рис. 1. Обрастание зерна пирита (1) с периферии самородной медью (2) в дунитах с повышенной вкрапленностью хромшпинелида приконтактной зоны с рудой. Пр. РА-89. х 120.

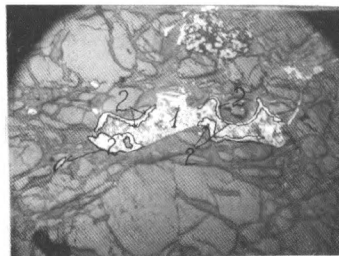


Рис. 2. Пентландит (1) в сростании с самородной медью (2) в дунитах с повышенной вкрапленностью хромшпинелида из приконтактной зоны с рудой. Пр. РА-52. х 100.

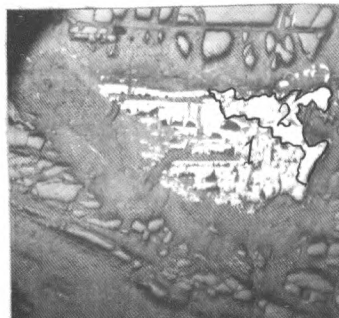
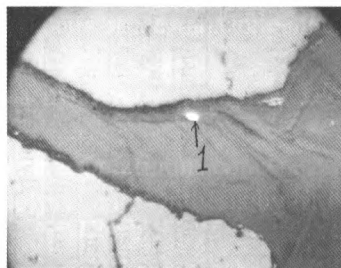


Рис. 3. Пирит (1) в серпентин-хлоритовом цементе руд. Пр. РА-77. х 100.



ственные отчеты по геологическому строению и металлогении Войкарской зоны Полярного Урала, на основе чего составлен проект проведения научно-исследовательских работ по теме «Прогнозная оценка платиноносности хромитопоявлений Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов на Полярном Урале» (автор проекта Волченко Ю.А.), утвержденный в объединении «Полярноуралгеология» 2 октября 1978 г.

Все собранные по теме материалы доставлены на базу исследований в г. Свердловск, где они были разобраны и подготовлены к различным видам исследований.

За характеризующий период нами исследован вещественный состав хромитовых руд и рудовмещающих пород, дана предварительная характеристика состава и особенностей формирования сульфидной минерализации в хромитовых рудах и рудовмещающих гипербазитах, тремя различными методами выполнен анализ хромитовых руд и рудовмещающих гипербазитов Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов на благородные металлы, проведена первая серия

Объект	Анализируемый материал	Содержание в мг/т (от-до)					
		Pt	Pd	Rh	Ir	Au	
Рай-Иза массив	Массивные хромитовые руды	40-270	<1-4	7-250	50-200	-	
	Густовкрапленные хромитовые руды	20-670	<1-7	3-40	10-130	20-100	
	Среднекрапленные хромитовые руды	20-2140	<3-180	3-30	10-200	10-60	
	Бедновкрапленные хромитовые руды	10-260	<1-8	3-12	<10-100	10-40	
	Убоговкрапленные хромитовые руды	20-100	<1-3	3-12	<10-50	10-40	
	Дуниты	<10-30	1-10	3-14	<10	20-300	
Войкар-Сыльинский массив	Гарьбургиты	<10-30	1-19	5	<10	60	
	Массивные хромитовые руды	2-160	<3				
	Густовкрапленные хромитовые руды	20-150	<1-4				
	Среднекрапленные хромитовые руды	<10-120	<1-2				
	Бедновкрапленные хромитовые руды	<10-120	2				
	Убоговкрапленные хромитовые руды	<10-50	1-2				
Гарьбургиты	Дуниты	<10	3-7				
	Гарьбургиты	<10	2-16				

опытов по обогащению хромитовых руд Рай-Иза с анализом промпродуктов и концентратов на благородные металлы.

Анализ хромитовых руд и гипербазитов на платиноиды и золото выполнен химико-спектральным, пробирно-спектральным и комбинированным методами, А анализ промпродуктов и концентратов – пробирно-спектральным и химико-спектральным методами. Всего к настоящему времени выполнено 100 пробирно-спектральных анализов на платину, палладий, золото; 75 химико-спектральных анализов на платину, палладий, родий, иридий; 100 химико-спектральных и активационных анализов на золото; 25 комбинированных анализов на платину, палладий, родий.

К сожалению, методы определения летучих платиноидов (осмия и рутения) находятся еще в стадии освоения, так что первые анализы на эти элементы будут выполнены лишь в конце

1979 года, однако нами качественно установлено присутствие этих элементов в хромитовых рудах Рай-Иза.

Таблицы с результатами выполненных анализов будут включены в информационный промежуточный отчет, который по плану представляется заказчику в декабре 1979 года. В данной же записке аналитическая информация помещена в свернутом виде в таблице 1.

Геохимический облик хромитовых руд Рай-Иза определяют платина и иридий, а также рутений и осмий. В настоящее время можно считать доказанным присутствие платины в рудах в количестве около 0,1 г/т и иридия также

Рис. 4. Зерно платинового минерала в серпентиновом цементе руд. Пр. РА-152. x 2500. Иммерсия.

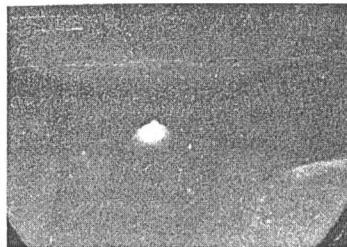


Рис. 5. Пирит (1) в хромшпинелиде (2) и серпентине (3) дунитов контактовой зоны с рудой. Пр. РА-89. Ув. 300.

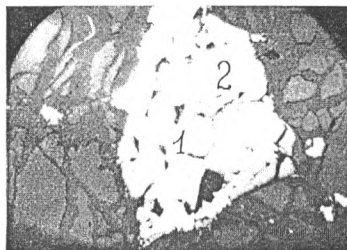


Рис. 6. Обрастание хромшпинелида (1) самородной медью (2) в дунитах. Пр. РА-164. x 450.

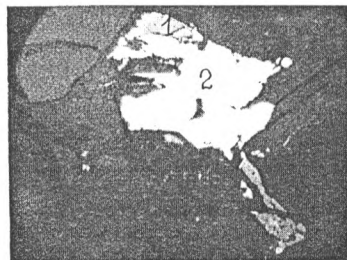


Рис. 7. Пентландит (1) и самородная медь (2) в дунитах с акцессорной вкрапленностью хромшпинелида. Пр. РА-78. x 100.

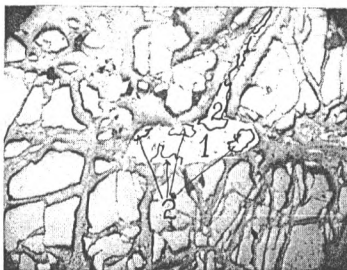
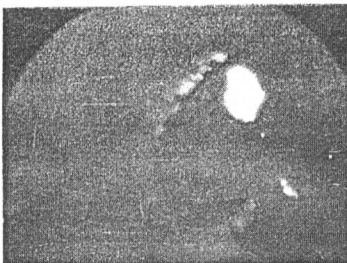


Рис. 8. Зерно платинового минерала в серпентине дунитов с повышенной вкрапленностью хромшпинелида из приконтактной зоны с рудой. Пр. РА-48. x 3000. Иммерсия.



около 0,1 г/т (в среднем), при достаточно широком варьировании содержания этих элементов от пробы к пробе.

Ожидаемое содержание осмия и рутения будет близко к указанным выше значениям. Таким образом, суммарный уровень концентрации благородных металлов в хромитовых рудах Рай-Иза оценивается нами в 0,5 г/т и в самом благоприятном варианте – не более 1 г/т.

Выполнение комбинированного анализа хромитовых руд позволило косвенно оценить соотношение в них собственно-минеральных и неминерально-примесных форм нахождения для платины, палладия и родия.

Установлено, что лишь не более 20% отн. платины уходит в свинцово-серебряный сплав, в то время как 80-90% ее уходит в шлак.

Для палладия эти цифры соответственно составляют 50-70% и 50-30% отн., а для родия 5-10% и 95-90% отн. Очевидно, что показатели извлечения при механических и металлургических методах обогащения руд будут наилучшими для палладия и наихудшими для родия.

С целью выявления вероятных форм нахождения платиновых металлов нами исследован состав и особенности распределения сульфидной минерализации в рудах и породах участков «Центральный-1» и «Центральный-2». Установлено, что в хромитовых рудах и вмещающих их дунитах обоих участков присутствует своеобразная сульфидная и самородная минерализация, валовое количество которой не превышает 0,03-0,05 до 0,1% объемных. Рассматриваемые минералы слагают мелкие и тонкие выделения, размеры которых в среднем составляют 20-30 мкм, редко достигая величин в первые сотни микрон и лишь в единичных случаях давая минеральные выделения размером до 1 мм и более. Наиболее часто эти минералы встречаются в рудовмещающих аподунитовых серпентинитах и приконтактных зонах пород и руд, наименее часто - в самих рудах. В порядке относительной распространенности (по убыванию) присутствуют следующие минералы: пирит, самородная медь, пентландит, ближе пока не определенные никелевые и платиновые минералы. Широкое развитие самородной меди предполагает наличие реликтовых халькопирита или валлерита, пока, однако не выявленных. Характер соотношения этих минералов с основными рудо- и породообразующими минералами (см. рис. 1-8) свидетельствует о метаморфогенной природе сульфидно-самородной минерализации, возникающей в процессе многократного метаморфического преобразования дунитов и хромитовых руд.

Наибольший интерес представляют выявленные нами тонкие зерна изотропных минералов белого цвета с высокой отражательной способностью, относимых к минералам платиновой группы типа соединений платины с иридием (рис. 4, 8). Эти зерна встречены в рудах и в рудовмещающих серпентинизированных дунитах в виде изометричных выделений размером от долей мкм до 30 мкм, в среднем около 5 мкм. Точная диагностика таких выделений возможна лишь методами РСМА и будет выполнена позднее.

Для оценки комплексности хромитовых руд Рай-Иза из материалов коллекции, собранной в сезон 1978 г., была составлена композитная проба № 1 весом 300 кг, характеризующая поверхность участка «Центральный». После крупного дробления и измельчения всего объема пробы до крупности 2-0 отобранные методом многократного квартования представительные порции этой пробы были переданы для анализа вещественного состава и проведения технологических опытов по обогащению. Средняя проба содержит 26% Cr_2O_3 , и 0,01% S общ., 0,15% Ni и 0,005% Cu. По данным пробирно-спектральных определений, в руде присутствует платина в количестве от 0,02 до 0.2 г/т, палладий сл.-0.02 г/т, золото 0,01-0,04 г/т. Выполнен ситовой анализ пробы № 1. Проведены первые опыты по оценке возможности извлечения благородных металлов из хромитовых руд методом флотации. Используя опыт исследований на рудах Сарановского и Кемпирсайского месторождений, флотацию проводили в щелочной среде (рН 7-8), собиратель – бутиловый ксантогенат, вспениватель – сосновое масло. Проверялось влияние на флотируемость платиноидов и золота следующих регуляторов флотации: гексаметафосфата натрия, гидросульфита натрия, полиакриламида, медного купороса, двузамещенного фосфата натрия, кремнекислого натрия, кремнефтористого натрия.

Результаты первых опытов свидетельствуют о принципиальной возможности концентрирования благородных металлов из руд по достаточно простой схеме. В полученных концентратах из пробы № 1 при выходе 0,05-0,3 вес. содержание благородных металлов (Pt+Pd+Au) колеблется от первых г/т до первых десятков г/т (по данным пробирно-спектрального метода).

Исследования по теме ведутся в соответствии с программой и календарным планом работы. Однако потребные для испытания объемы аналитических работ значительно превышают плановые показатели, что, очевидно, требует определенной корректуры в проект и смету.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н.Заварицкого

Волченко Ю.А., Андреев М.И., Наумова Н.Г., Неустроева И.И.

ИНФОРМАЦИОННЫЙ ОТЧЕТ

о результатах специализированных работ по теме:
«Прогнозная оценка платиноносности хромитопоявлений
Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов на Полярном Урале».

Зам. директора по научной
работе, кандидат г.-м наук
В.А.Маркс

Зав. лабораторией эндогенной
металлогении, кандидат г.-м. наук
В.М.Нечухин

**ИНФОРМАЦИОННЫЙ ОТЧЕТ
О РЕЗУЛЬТАТАХ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ:
«ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ПЛАТИНОНОСНОСТИ
ХРОМИТОПРОЯВЛЕНИЙ РАЙ-ИЗСКОГО И
ВОЙКАРО-СЫНЬИНСКОГО МАССИВОВ
НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ»**

Ю.А. Волченко, М.И. Андреев, Н.Г. Наумова, И.И. Неустроева

1. ВВЕДЕНИЕ

(Цели, методы, объемы проведенных исследований)

В соответствии с Генеральным договором о творческом содружестве между УНЦ АН СССР и Мингео РСФСР и согласно хозяйственному договору от 14 апреля 1978 г. между производственным геолого-разведочным управлением «Полярноуралгеология» и Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР, лаборатория эндогенной металлогении Института со 2 полугодия 1978 года начала выполнение работ по оценке платиноносности хромитопроявлений Полярного Урала на примере Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского габбро-гипербазитовых массивов. Представленный информационный отчет характеризует результаты исследований, выполненных Институтом геологии и геохимии УНЦ АН СССР в содружестве с Институтом «Уралмеханобр» в период с 3 квартала 1978 г. по 4 квартал 1979 года, то есть за 1,5 года.

В связи с пожеланиями заказчика в лице Полярно-Уральской экспедиции ПГРО «Полярноуралгеология» полевые работы в течение двух сезонов были сосредоточены на хромитоносных зонах массива Рай-Из.

В первую очередь было проведено изучение и опробование сближенных зон бедновкрапленных руд участка «Центральный-1», а также зон с хромитовым оруденением на участках «Центральный-2», «Рыбий Хвост», «Енгайский», «Западный»; опробованы северная хромитоносная зона массива, а также локальные разрезы в южной части массива, где наиболее полно представлен дунит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс и разнообразные метагаббровые породы (см. рис. 1-3). Дополнительными материалами по Рай-Изу послужили образцы и пробы хромитовых руд по участкам Западному и Центральному (14 проб), переданные нам для исследований в 1974 г. сотрудником ВСЕГЕИ Ю.Е. Молдаванцевым, а также пробы руд участка «Центральный-1» (11 проб), переданные в 1977 году для исследований Рай-Изской партией ПУГРЭ.

Совместно с участниками международного симпозиума по офиолитам в 1978 году выполнены рекогносцировочные маршруты по Войкаро-Сыньинскому массиву с целью ознакомления с характером разреза офиолитовой пластины и для отбора проб, характеризующих основные типы пород и рудные формации данного объекта. Всего здесь отобрано 30 штуфных и бороздовых проб.

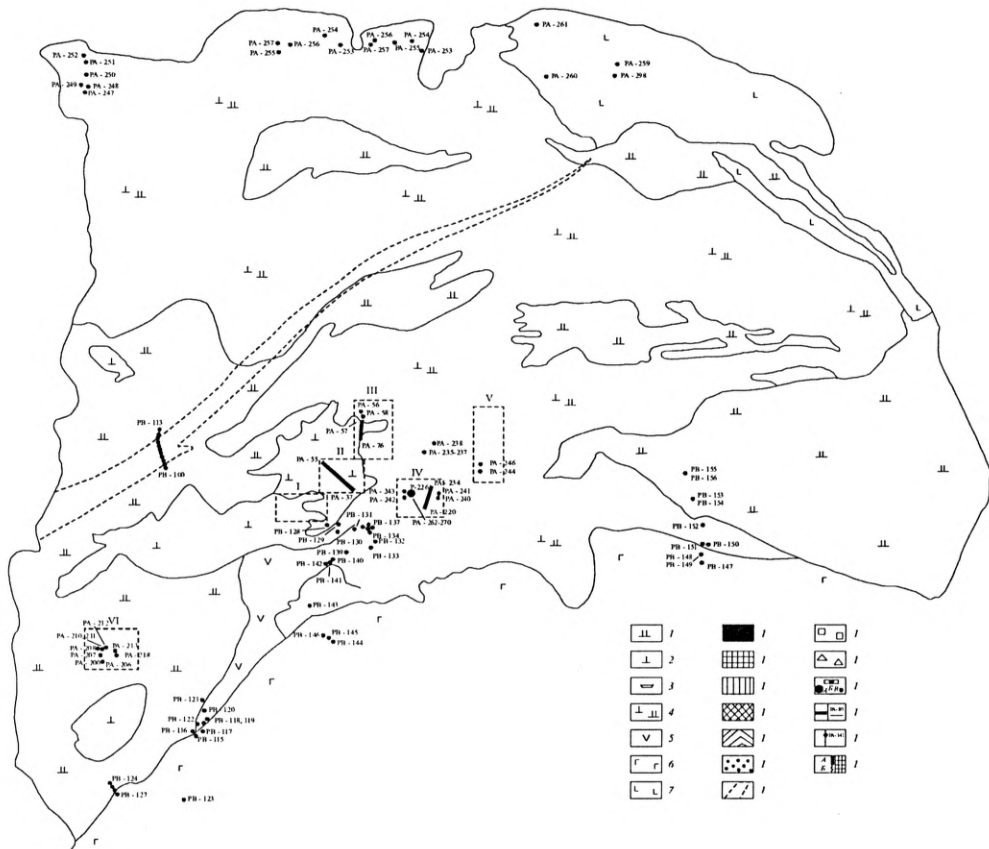


Рис.1. Карта фактического материала по массиву Рай-Из с указанием мест отбора проб и их номеров.

Римскими цифрами обозначены участки: I – «Центральный-1», II – «Центральный-2», III – «Рыбий Хвост», IV – «Детальный», V – «Детальный-1», VI – «Западный».

Таким образом, по Рай-Изскому хромитоносному массиву собрана достаточно представительная коллекция, в то время как материалы по Войкару носят рекогносцировочный характер.

Последующая проработка собранных материалов носила специализированный характер и определялась главными целями исследований: а) оценкой уровня содержаний благородных металлов в хромитовых рудах и различных рудовмещающих гипербазитах; б) исследование вероятных форм их нахождения в хромитовых рудах; в) определение возможных способов концентрирования и попутного извлечения благородных металлов из хромитовых руд.

Для разрешения поставленных задач помимо традиционных методов петрографического и минераграфического анализа использованы методы РСМА

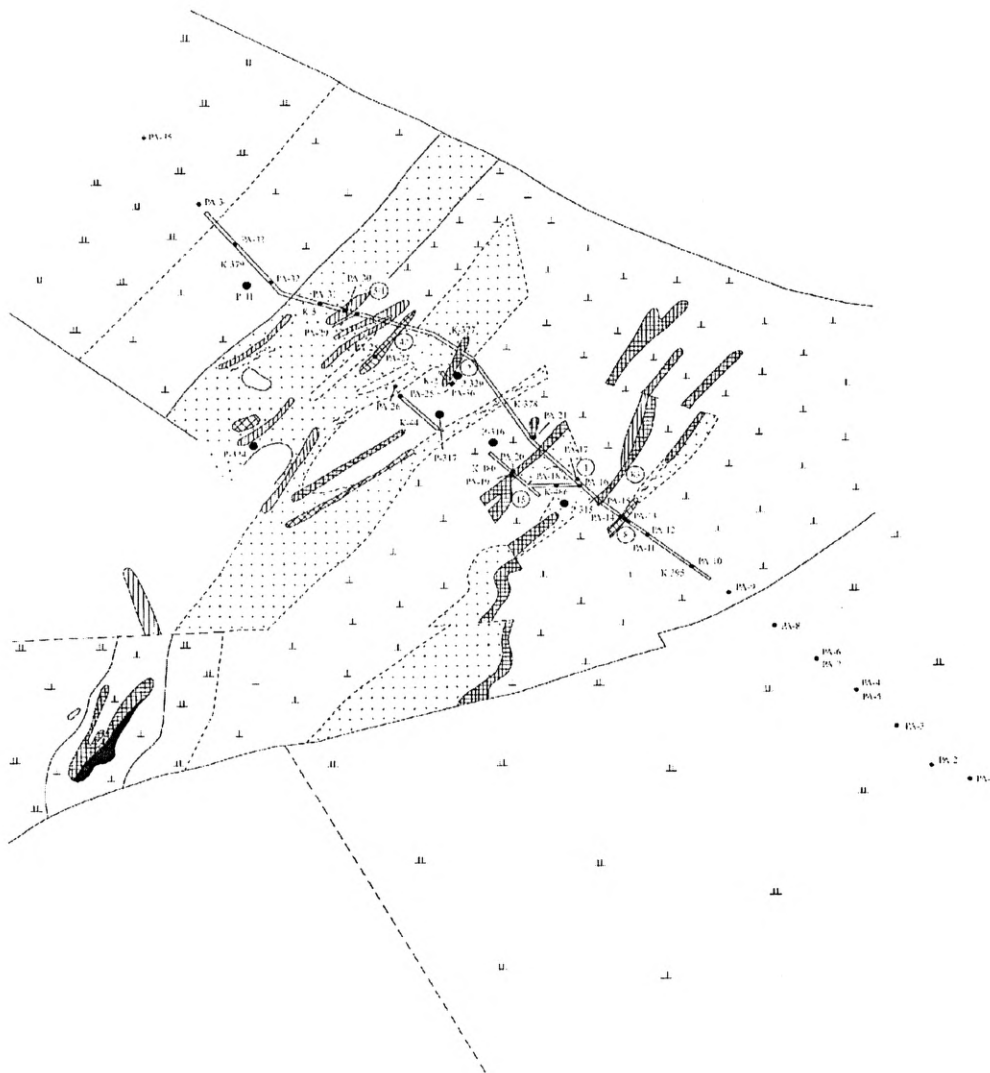


Рис.2. Схема опробования, выполненного по горным выработкам и обнажениям на участке «Центральный-1».

Условные обозначения смотри на рис. 1.

(зонд), НАА (активационный анализ), спектрально-химический, пробирно-химический, пробирно-спектральный и специально разработанный комбинированный метод анализа (см. главу 2). Из отобранных проб в горных выработках по скважинам и в обнажениях составлены две комбинированные пробы № 1 (характеризующая поверхность участка «Центральный-1») и № 2 (скв. Р-317, характер-

Таблица 1

№№ п/п	Виды проведенных исследований	Объемы исследований в соответствующих единицах измерения
1.	Полный химический анализ руд и пород	124 определения
2.	Химический анализ на хром	200 определений
3.	Пробирно-спектральный анализ на платину, палладий, золото	250 определений
4.	Химико-спектральный анализ на платину, палладий, родий, иридий, золото	200 определений
5.	Нейтронно-активационный анализ на золото	200 определений
6.	Комбинированный анализ на платину, палладий, родий, иридий	25 определений
7.	Рентгеноспектральный анализ минералов на железо, медь, никель, кобальт, серу	75 элементов-определений
8.	Изготовление шлифов	250 штук
9.	Изготовление аншлифов и цементационных препаратов	250 штук
10.	Петрографические исследования	250 шлифов
11.	Минералогические исследования	250 аншлифов
12.	Минералогический анализ протолочек, концентратов и монофракций	300 препаратов
13.	Отбор штучных проб из обогащений	125 проб
14.	Отбор бороздковых проб из горных выработок	100 проб
15.	Отбор керновых проб по скважинам	115 проб
16.	Отбор технологических проб для лабораторных исследований весом по 300 кг	2 пробы
17.	Лабораторные опыты по 2 схемам с технологическими пробами	1 проба

ризирующая руды этого же участка глубже 100 м от поверхности) весом по 300 кг каждая. Для пробы № 1 методом флотации в разных режимах выполнены опыты с целью получения платиносодержащих концентратов. Проба № 2, поступившая по вине заказчика с полугодовалым опозданием, только лишь подготовлена для проведения технологических исследований.

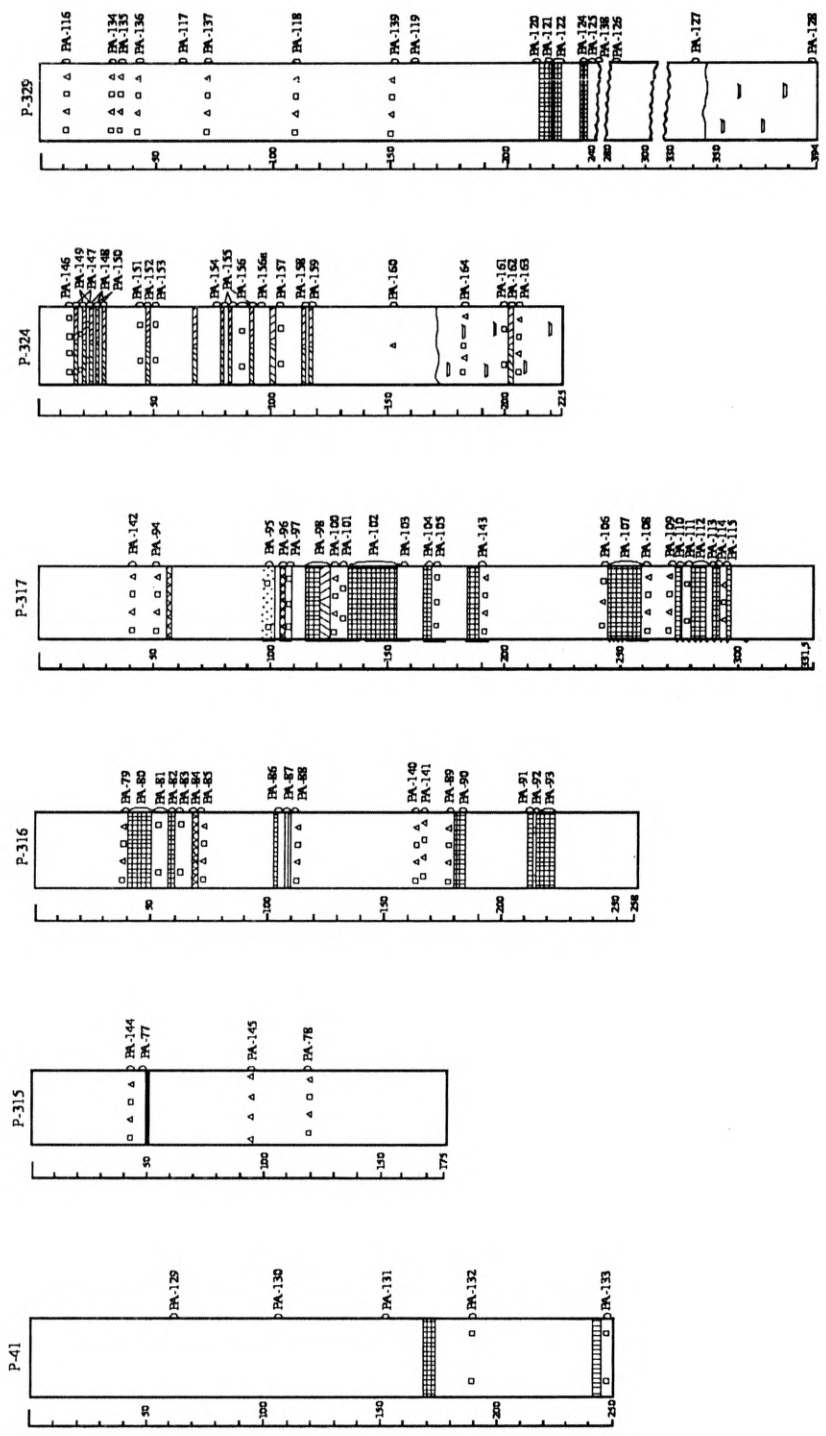


Рис.3. Схема опробования скважины участка «Центральный-1». Условные обозначения смотри на рис. 1.

Места отбора проб на массиве Рай-Из показаны на рисунках 1-3; характеристика материала отобранных и проанализированных проб приведена в Приложении 1; общие объемы разных видов выполненных исследований представлены в таблице 1.

2. О РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ АНАЛИЗА ХРОМИТОВЫХ РУД И ХРОМИСТЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ НА БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**(сопоставительная характеристика известных и описание новых
методов, использованных в выполненном исследовании)**

Анализ хромитовых руд и высокохромистых гипербазитов и полученных нами разнообразных продуктов обогащения является сложной проблемой, не получившей до настоящего времени удовлетворительного разрешения в теоретическом и прикладном аспектах.

Известный способ прямого спектрографического определения платиновых металлов (1) страдает недостатком чувствительности, которая не превышает $2 \cdot 10^{-5}\%$, и малой представительностью результатов вследствие анализа микрограммовых количеств вещества проб. Попытки использования традиционного пробирного и пробирно-спектрального метода для анализа такого класса природных объектов постоянно наталкивались на значительные сложности, связанные с медленным осаждением капель восстановленного свинца и частиц благородных металлов, эмульгацией расплавленного свинца, незначительным осаждением субмикроскопических частиц благородных металлов размером в сотни - тысячи ангстрем. Все это дало основание сделать вывод, что «коллектирование платиновых металлов с использованием пробирной плавки со свинцом – в основном эмпирический процесс» (2). Даже в лучшем своем исполнении пробирное коллектирование зависит от форм нахождения платиноидов в хромитовых рудах и не может претендовать на достаточно полное извлечение благородных металлов. В случае преобладания рассеянных форм нахождения платиноидов в рудах пробирное коллектирование является вообще неприемлемым, так как может привести к недопустимому искажению результатов анализа (3).

Специфика пробирного коллектирования различных металлов платиновой группы достаточно широко освещена в специальной литературе, необходимо лишь отметить, что по своей коллектируемости в свинцово-серебряный сплав благородные металлы составляют следующий эмпирический ряд убывания: золото – палладий – платина – родий – рутений – осмий – иридий.

Существующие способы химического с различными окончаниями анализа (4, 5) в значительно меньшей, чем пробирный метод, мере зависят от соотношения форм нахождения платиноидов в анализируемых рудах. Однако вскры-

тие представленных навесок в 100-200-500 грамм для последующего осаждения платиновых металлов вследствие сложности и трудоемкости представляется уникальной аналитической операцией, неприемлемой для серийных опытов. Работа же по этим методикам с малыми (1-5 грамм) навесками, то есть анализ 5-10 грамм вещества каждой исследуемой пробы, в большинстве случаев из-за малой осредняющей способности, резкого расхождения результатов в параллельных опытах, не позволяет получить эффективные средние значения содержаний. Примененный в настоящем исследовании химико-спектральный анализ представляет собой модифицированную нами применительно к хромитовых рудам известную методику Р.С.Рубиновича (5, 6, 8), первоначально разработанную для вкрапленных сульфидных руд норильского типа.

Очевидная недостаточность каждого из охарактеризованных методов для представительной оценки платиноносности хромитовых руд и продуктов их обогащения привела к необходимости поисков с целью создания метода, компенсирующего недостатки пробирно-спектрального и химико-спектрального методов. В результате специальных исследований, проведенных в Институте геологии и геохимии УНУ АН СССР (Волченко Ю.А., Неустроева И.И.) совместно с Институтом «Уралмеханобр» (Корус В.М., Наумова Н.Г.), создана и внедрена новая комбинированная (пробирно-химикоспектральная) методика анализа на платиновые металлы (9).

В основу метода положен выявленный и количественно оцененный для хромитовых руд и высокохромистых промпродуктов эффект шлакования, различный для отдельных металлов платиновой группы. Пробирная плавка представительных навесок рассматривается не как основной способ концентрирования на свинцовый сплав, но как эффективный прием для гомогенизации первично неоднородного природного материала. Полученные в результате пробирной плавки исходных проб пары продуктов (свинцовые сплавы и шлаки, содержащие большее или меньшее количество эмульгированного свинца) анализировались внедренным в Институте геологии и геохимии химико-спектральным методом (7, 8), а искомые концентрации платиновых металлов в них рассчитывались по их содержаниям в комплементарных продуктах (7). Достаточно большая серия комбинированных анализов хромитовых руд (50 анализов), выполненных в процессе постановки нового метода на материалах Сарановского хромитового месторождения (Средний Урал), была сопоставлена с результатами анализа тех же самых проб пробирно-спектральным и химико-спектральными методами (рис. 4, 5). Совершенно очевидно, что комбинированный метод значительно улучшает возможности определения формационного типа платиноидного оруденения в хромитовых рудах и оценки его промышленной ценности.

Таким образом, без применения комбинированного метода анализа не может быть сделана полноценная и правильная оценка платиноносности хромитовых руд. В свою очередь, расчет отношений «шлак-королек» для платиноидов в частных пробах, как и расчет средних отношений для отдельных типов руд,

дает важную, хотя и косвенную, информацию о формах нахождения платиноидов в хромитовых рудах и может быть использован для целей предварительного технологического прогнозирования.

Первая серия результатов анализа рай-изских проб комбинированным методом приведена в таблице 2, приложении 1.

3. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ МАССИВА РАЙ-ИЗ (Содержание, распределение, возможности использования благородных металлов для целей формационного анализа)

Как известно, Рай-Изский и Войкаро-Сынбынский массивы являются типичными представителями альпинотипных комплексов Урала (10, 11). В мировой литературе имеется достаточно обширная и столь же противоречивая информация о характере и степени платиноносности альпинотипных комплексов складчатых поясов. Не останавливаясь на возможных причинах несоответствия аналитических данных по одним и тем же объектам, отметим главные опубликованные выводы различных авторов, сделанные по имеющимся к настоящему времени аналитическим материалам.

В трудах международного платинового симпозиума, состоявшегося осенью 1975 года в США, отмечается серьезное противоречие между аналитическими данными по платиноносности альпинотипных комплексов Урала (авторы В.Г. Фоминых, В.П. Хвостова, Л.В. Разин, Г.А. Хоменко) и доказанными ранее представлениями о геохимической и металлогенической специализации этих образований. «Платина/платина плюс иридий отношение для Урала также высоко, составляя в среднем 0,87. Это не согласуется с данными Кабри и Харриса (1975), которые показали, что россыпи, связанные с альпинотипными рудами, характеризуются преобладанием минералов самородных сплавов осмий-иридий и иридий-осмий и низкими значениями отношения платина/платина плюс иридий плюс осмий (12). Более того, сам Л.В. Разин позднее описал подобные россыпи, обязанные своим происхождением хромитоносным альпинотипным комплексам Корякско-Анадырской зоны, в которых «платиновые минералы представлены в основном природными сплавами платины с железом (с иридием и осмием) и осмия с иридием» (13). Исследования Беккера и Агиоргитиса по хромитоносному альпинотипному комплексу Троодос на Кипре (14) показали, что «хромиты содержат наивысшие количества иридия, осмия и рутения по сравнению с другими минералами. Богатые хромом хромиты содержат значительно больше этих элементов, чем бедные по хрому аксессуарные хромиты».

Наряду с этим существуют представления и об однотипности геохимической и металлогенической специализации платиноносных и альпинотипных комплексов (15): «Перспективными в отношении платины следует считать многие ультраосновные массивы Урала, независимо от их формационной принадлежно-

сти». Некоторые авторы склонны даже подчеркивать не платиновую или иридиевую, а палладиевую специализацию хромитовых руд в альпинотипных гипербазитах Урала, предполагая в них либо отсутствие собственных минералов платины (19), либо присутствие их в форме палладиевой платины (16): «Металлы платиновой группы присутствуют в рудах и породах в виде самостоятельных минеральных фаз. Одной из возможных форм нахождения платины и палладия в хромитовых рудах массива Рай-Из может быть палладистая платина ...».

По данным Крокетта и Хьюи (17), рудные хромшпинелиды альпинотипного массива Альберта (Канада) определенно специализированы на осмий и иридий.

О.Е.Юшко-Захарова полагает, что для оценки платиноносности хромитоносных пород и хромитовых руд так называемой гипербазитовой формации вполне достаточно проанализировать их на платину, палладий, родий (18), приводя высокие и соизмеримые концентрации палладия и платины в хромитовых рудах ряда объектов (Кемпирсай, Сарана и т.д.) (19). Она считает, что «в процессе кристаллизации ультрабазитов гипербазитовой формации платина и палладий не накапливаются в каком-либо из поздних остатков и полностью рассеиваются в главных пороодо-рудобразующих минералах» (19).

По данным В.П.Прищепчика, С.Л.Терехович, М.М.Цвит (20), в хромитовых рудах Кемпирсая отмечаются низкие содержания и платины и палладия, но присутствуют иридий и осмий.

Данные по платиноносности пород и хромитовых руд Войкарской зоны до недавнего времени практически отсутствовали, поскольку предпринимавшиеся единичные попытки определить уровень концентрации платиноидов или выделить их в виде свободных зерен к успеху не привели.

Частично на материалах коллекции Т.А.Смирновой, В.П.Хвостовой и С.В.Головня химико-спектрофотометрическим методом выполнили серию (около тридцати) определений платины, палладия и родия, нейтронно-активационным методом также и золота в хромитовых ру-

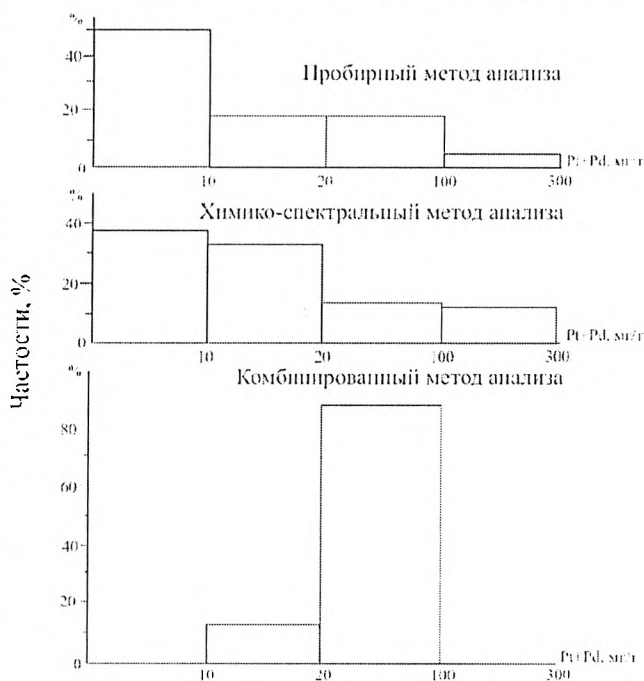


Рис. 4. Гистограммы распределения содержаний платиновых металлов в одних и тех же пробах хромитовых руд тремя различными методами.

Таблица 2

Типы пород и руд	Содержание (х) мгр/т по данным I			Содержание (х) мгр/т по данным II			Содержание (х) мгр/т по данным III		
	Pt	Pd	Ph	Pt	Pd	Ph	Pt	Pd	Ph
Гарцбургиты с акцессорным хромшпинелидом	26	2	2	6	5	1	$\frac{5}{25}$	$\frac{6}{20}$	$\frac{3}{2}$
Дуниты хромитовых зон с акцессорным х/ш	112	15	6	10	9	2	$\frac{5}{20}$	$\frac{4}{7}$	$\frac{4}{8}$
Дуниты хромитовых зон с повышенной вкрапленностью х/ш (убогие руд)	153	25	23				$\frac{6}{18}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{7}$
Дуниты полосчатого комплекса с акцессорным х/ш	-	-	-	18	18	1	$\frac{16}{24}$	$\frac{8}{7}$	$\frac{3}{5}$
Верлиты, клинопироксениты и другие члены полосчатого комплекса	-	-	-	11	9	2	18	12	2
Жилы клинопироксенитов, вебстеритов, энстапититов	-	-	-	36	25	3	54	26	2
Бедновкрапленные хромитовые руды	560	30	13	-	-	-	40	1	3
Средневкрапленные хромитовые руды	37	20	50	-	-	-	$\frac{53}{60}$	$\frac{2}{5}$	$\frac{10}{15}$
Густовкрапленные хромитовые руды	629	126	28	-	-	-	$\frac{32}{30}$	$\frac{3}{6}$	$\frac{8}{20}$
Сплошные хромитовые руды	265	64	4	-	-	-	95	3	15

I - В. П. Хвостова и др., химико-спектрофотометрический метод, 1976; II - Е.Е. Лазыко и др., химико-спектральный метод, 1980; III - Ю.А. Волченко, М.И. Андреев, И.И. Неустроева, 1978-1979 гг. В числителе - результаты химико-спектрального, в знаменателе - комбинированного методов.

дах и гипербазитах массива Рай-Из (16, 21). Ими установлено, что содержание платины, палладия и родия последовательно возрастает от гарцбургитов к дунитам и далее к хромитовым рудам, достигая в последних концентраций платины в 1-2 г/т, палладия 0,1-0,2-0,7 г/т, родия 0,05-0,1 г/т, средние значения этих элементов для руд соответственно 0,47 г/т, 0,08 г/т, 0,28 г/т; для дунитов 0,11 г/т

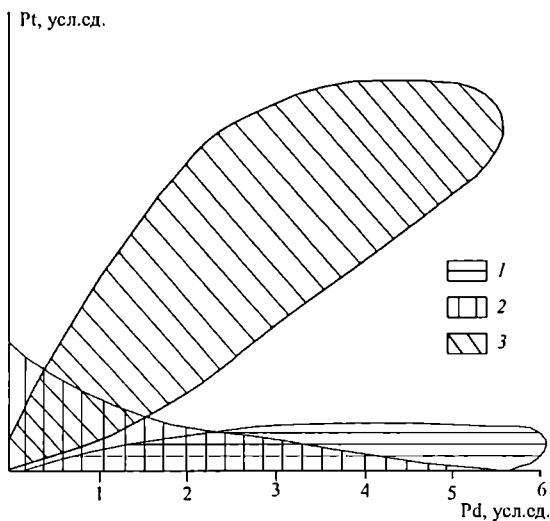


Рис. 6. График распределения золота в различных типах хромитовых руд и хромитоносных дунитов массива Рай-Из.

т, 0,015 г/т, 0,005 г/т; для гарцбургитов 0,026 г/т, 0,004 г/т, 0,002 г/т. Сделан вывод об отсутствии связи между содержаниями платиноидов и густотой вкрапленности хромита в рудах, а также предположение о присутствии благородных металлов в рудах в виде самостоятельных субмикроскопических минеральных фаз. Аналогичные данные по особенностям распределения и формам нахождения характеризуют и поведение золота. Следует лишь привести средние значения содержания золота по типам пород и руд: гарцбургиты – 0,016 г/т, дуниты – 0,025 г/т, убоговкрапленные руды – 0,016 г/т, средневкрапленные руды – 0,063 г/т, густовкрапленные и сплошные руды – 0,071 г/т.

Единичные определения платины, палладия, родия и золота в породах Полярноуральского гипербазитового пояса приведены в работе В.Ф.Морковкиной и С.И.Гавриловой (22). По данным химико-спектральных определений (лаборатория ИГЕМ), содержание благородных металлов в «инициальных» серпентинитах, верлитах и дунитах составляют: платина 0,002-0,009 до 0,18 г/т, палладий 0,003-0,14 до 3,0 г/т, родий 0,003-0,005 г/т, золото 0,001-0,006 до 0,14 г/т. Авторами сделан вывод, что по содержаниям платиноидов гипербазиты Полярного Урала вполне сопоставимы с массивами Платиноносного пояса Урала, если производить такое сопоставление, основываясь на опубликованных аналитических данных В.Г.Фоминых и В.П.Хвостовой (15).

В самое последнее время опубликованы данные по платиноносности габбро и гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (23). Химико-спектральным методом в лаборатории ИГЕМ проанализированы на платину, палладий, родий, иридий и рутений 36 проб горных пород, охватывающих гарцбургиты, дуниты, породы полосчатого комплекса, габбро-нориты и габбро. Обращает на себя внимание, что приводимые этими исследователями содержания платины в дунитах и гарцбургитах значительно ниже, чем по данным (15, 16), отношение платины к палладию близко к единице и эти два элемента резко превалируют над родием и иридием. Средние содержания благородных металлов в дунитах

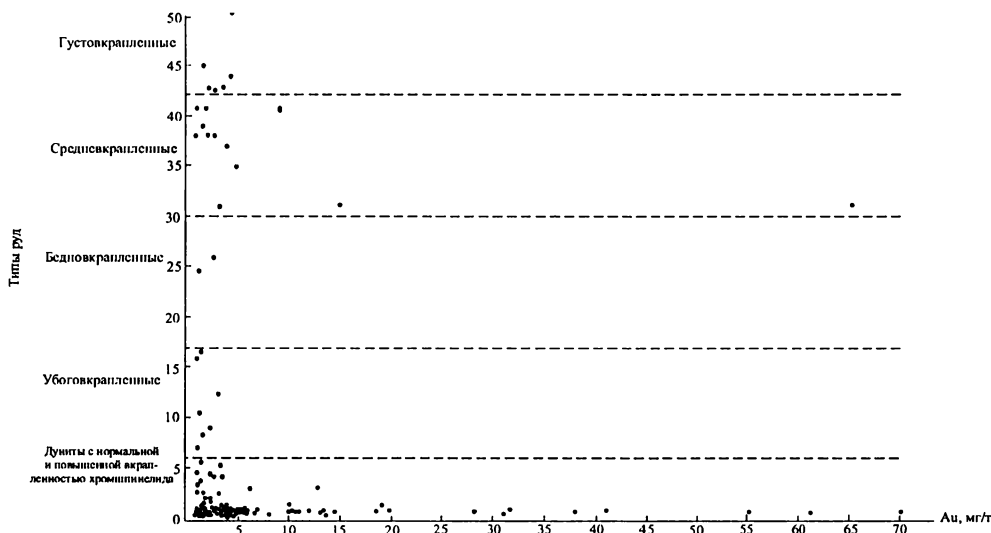


Рис. 5. Поля содержаний Pt и Pd в исследованных хромитовых рудах по данным методов: пробирно-спектрального, химико-спектрального, комбинированного.

и гарцбургитах Войкара соответственно составляют: платина 0,01 и 0,006 г/т, палладий 0,009 и 0,005 г/т, родий 0,002 и 0,001 г/т, рутений 0,002 и 0,003 г/т, иридий 0,002 и 0,002 г/т. Максимальные концентрации платины и палладия установлены в жильных образованиях типа энстатитов и вебстеритов – до 0,03-0,04 г/т. По мнению авторов этой работы, их данные резко отличаются от опубликованных ранее по другим альпинотипным комплексам Урала: «Характер распределения и абсолютные количества платиновых металлов в породах массива отличаются от тех же величин для аналогичных типов пород из других изученных альпинотипных массивов Урала».

В заключение обзора укажем, что авторами настоящего отчета уже давно подчеркивалась отнюдь не платиновая или палладиевая специализация, а существенно иридиевая специализация хромитовых руд Кемпирская и других альпинотипных комплексов (24).

Рассмотрение геохимического поведения благородных металлов в различных типах гипербазитов и хромитовых руд массива Рай-Из основано на результатах более двухсот определений платины, палладия, родия, иридия, золота, выполненных химико-спектральным, пробирно-химикоспектральным и отчасти нейтронно-активационными методами (табл.2, приложение 1). Последовательно рассмотрим особенности распределения платиноидов и золота в породах и хромитовых рудах, а затем обсудим вероятные геохимические и формационно-петрологические следствия, основанные на разрешающей способности элементов данной группы.

Содержание платиновых металлов в породах Рай-Иза в общем невелико (табл. 2) и соизмеримо в различных типах гипербазитов.

Величины содержаний платины по данным химико-спектрального метода изменяются от 5-6 мгр/т в хромитоносных дунитах и гарцбургитах до 15-20 мгр/т в породах полосчатого комплекса и до 40-50 мгр/т в наиболее поздних жилах клинопироксенитов и вебстеритов. Аналогичным образом ведет себя и палладий, соответственные содержания которого изменяются от 4-6 мгр/т до 8-12 мгр/т и до 20-30 мгр/т. Иным образом ведут себя родий и иридий. Содержание родия достаточно низко и выдержано во всех типах горных пород на одном уровне – 2-4 мгр/т. Такова же тенденция распределения иридия, однако абсолютные концентрации этого элемента могут быть оценены нами лишь полуколичественно в 5 мгр/т вследствие недостаточной чувствительности анализа (около 10 мгр/т). Относительно совместное накопление платины и палладия в породах полосчатого комплекса и жилах сопровождается небольшим изменением отношений Pt/Pd от 1 в гарцбургитах и хромитоносных дунитах до 2 в поздних дунитах, верлитах и клинопироксенитах. По результатам анализа комбинированным методом величины содержаний платиновых металлов несколько выше, а отношение – контрастнее.

Золото в гипербазитах Рай-Иза также содержится в очень небольших количествах и распределено достаточно равномерно. Содержание его изменяется от 3-4 мгр/т в хромитоносных гарцбургитах и дунитах до 2-3-4 мгр/т в породах полосчатого комплекса и поздних жилах. Все аномальные концентрации золота, создающие ложную картину неоднородности распределения этого элемента (рис. 6), строго локализованы в узких приконтактовых зонах около хромитовых рудных тел, где часто отмечается и повышенная вкрапленность сульфидов.

Выполненные нами на основе 90 анализов расчеты распределения золота в дунитах дали следующие результаты: «вал» для дунитов составляет 7 мгр/т; рядовые дуниты без зон локальной сульфидной минерализации – 4 мгр/т; дуниты приконтактовых зон (часто несущие сульфиды) и прочих локальных зон сульфидизации – 11 мгр/т.

Для всех дунитов Рай-Иза по данным определения содержаний платиноидов и золота в девяти пробах построены свернутые геохимические спектры (рис. 7), характеризующие их геохимическую специализацию (как абсолютную, так и сопоставленную с формационными средними по данным Кабри и Крокетта, 1977). Отчетливо видна палладиево-платиновая специализация рай-изских дунитов, как и близкое совпадение наших данных с формационными средними по иридию, палладию и золоту. Однако необходимо отметить, что наши данные значительно ниже по платине и выше по родию.

Выполненные нами анализы по всем типам гипербазитов Рай-Изского массива, с учетом данных других исследователей, позволяют наметить характерный спектр благородных металлов по убыванию, характеризующий этот объект: платина – палладий – иридий – осмий – рутений – родий – золото.

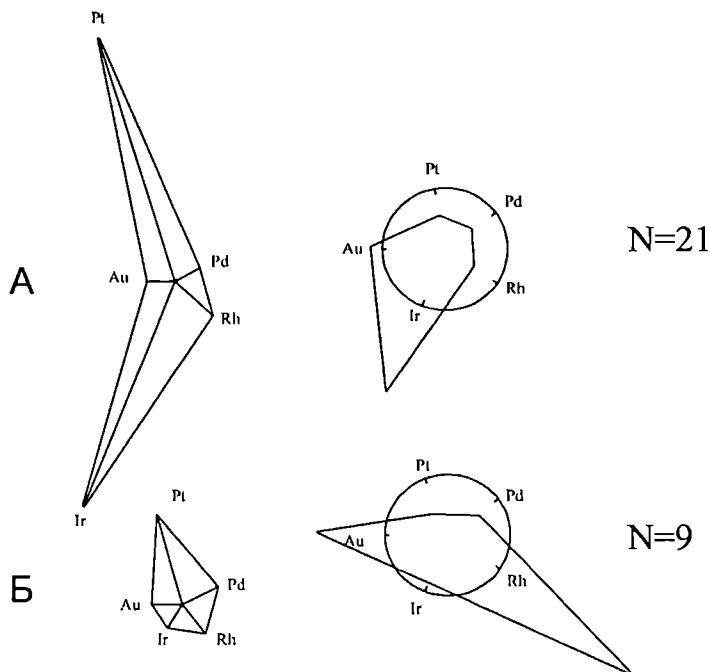


Рис. 7. Свернутые геохимические спектры хромитовых руд (А) и дунитов (Б), построенные по абсолютным значениям и сопоставленные с формационными средними по данным Кабри и Крокетта, 1977.

Переходя к характеристике платиноносности хромитовых руд, следует сразу же рассмотреть так называемые убогие руды, содержащие по формальным градациям от 5 до 15% трехоксида хрома. При детальном изучении выделенных зон таких руд на участках Центральном и Енгайском выяснилось, что значительная часть таких руд представляет собой просто дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелида (до 8-10% объемных) и с тонкими прожилками хромита, то есть фактически оруденение беднее, а морфологически сложнее. Дальнейшее изучение показало, что платиноносность собственно убогих руд и дунитов с повышенной вкрапленностью хромшпинелида очень близка таковой пород и существенно отличается от платиноносности более богатых вкрапленных руд. Содержание платины, по данным химико-спектрального метода, составляет 6 мгр/т, палладия 3 мгр/т, родия 3 мгр/т, иридия 10 мгр/т, золота 4 мгр/т.

Платиноносность зон вкрапленных хромитовых руд, а также жило-плитообразных тел густовкрапленных и сплошных руд резко отлична. Прежде всего, для этих типов руд характерна иная геохимическая специализация, определяемая иридием и платиной при ничтожном содержании палладия (рис. 7). Столь же характерна большая вариабельность содержаний платины и иридия в рудах,

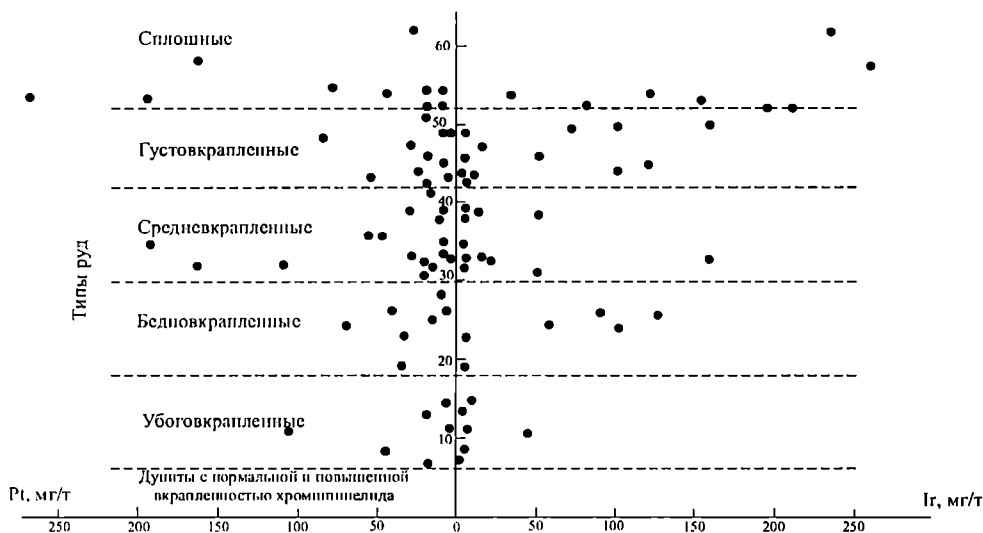


Рис. 8. График распределения содержаний платины и иридия в различных типах хромитовых руд и хромитоносных дунитов массива Рай-Из.

что затрудняет расчет средних содержаний и оценку корреляционных связей между этими элементами и хромом (рис. 8).

Однако представляется несомненным наличие тенденции возрастания платины и иридия по мере возрастания густоты вкрапленности хромита, то есть по мере увеличения содержаний Cr_2O_3 .

Содержание платины возрастает от бедновкрапленных руд к сплошным с 40 до 95 мгр/т с варьированием от 10 до 200 мгр/т. Содержание иридия возрастает аналогичным образом от 30 до 100 мгр/т при изменении содержаний от 10 до 200 мгр/т. Содержание родия изменяется от 3 до 15-20 мгр/т при общем размахе варьирования от 3 до 50 мгр/т. Палладий распределен относительно равномерно и содержится в количестве от 1-3 до 5-6 мгр/т. Золото в хромитовых рудах также, как и в породах, содержится в малых количествах (от 1 до 7 мгр/т) и распределено по разным типам руд относительно равномерно. Средние содержания по типам варьируют от 5 мгр/т в бедновкрапленных рудах до 3 мгр/т в сплошных и хромитовых рудах. Единичные повышенные содержания золота (до 20-65 мгр/т) связаны с эндоконтактовыми частями хромитовых тел, где отмечается вкрапленность сульфидов.

Следует отметить, что в хромитовых рудах качественными анализами установлены ощутимые содержания осмия и рутения.

Таким образом, проведенные исследования и результаты, полученные по другим объектам, вносят существенную ясность в понимание геохимического облика хромитовых руд, который характеризуется следующими спектрами бла-

городных металлов по их убыванию: иридий – платина – рутений – осмий (или рутений – осмий – иридий – платина) при подчиненном значении родия, палладия, золота. Последнее предопределяет практическую и научную важность проводимых нами исследований по постановке методов анализа хромитовых руд и продуктов их обогащения на осмий и рутений.

Выполненное нами исследование геохимии платиноидов и золота в породах и хромитовых рудах Рай-Иза дает возможность для критического рассмотрения существующих концепций породо- и рудообразования в альпинотипных комплексах и оценке ряда вопросов формационного анализа.

Представления о формировании хромитовых руд как производных процесса последовательной кристаллизации рудно-силикатных масс, то есть магматическая модель с кристаллизацией руд в нижней части колонны, но позже гарцбургитов под влиянием тех или иных факторов, предполагают обогащенность гарцбургитов или лерцолитов платиноидами и резкое различие содержаний платиновых металлов в аксессуарных хромшпинелидах гарцбургитов и дунитов.

Другая группа представлений о формировании хромитовых руд в результате сложных процессов магниезального метасоматоза («оливинизация», «дунитизация») также предполагает высокий уровень, «фон» по платиновым металлам, как и по хрому, у инициальных замещаемых гипербазитов (гарцбургитов и др.), сброс хрома и платиноидов в хромитовых рудах и, соответственно, низкий уровень содержаний хрома и платиноидов в комплементарных дунитах, которые, как и руды, являются достаточно поздними, постмагматическими образованиями.

Третья группа представлений отдает ведущее место в процессах породо- и рудообразования явлениям перекристаллизации и регенерации, в результате которых происходит структурная и фазовая трансформация исходного субстрата с формированием постмагматических регенерированных месторождений хромитовых руд. Эта концепция также связывает формирование повышенноплатиноносных хромитовых руд с трансформацией относительно обогащенного платиноидами субстрата и предполагает резко пониженное их содержание в перекристаллизованных регенерированных разностях гипербазитов.

Наконец, четвертая концепция предполагает магматическую модель эволюции гетерогенного очага, в котором наряду с малоцентрированным рудно-силикатным расплавом (по рудным компонентам) уже на ранней стадии существует отделившийся высококонцентрированный рудно-силикатный расплав, обогащенный летучими. В дальнейшем идет параллельное развитие двух процессов: кристаллизация пород переменного состава с тем или иным количеством аксессуарных хромшпинелидов и кристаллизация основной массы хромитовых руд, внедряющихся и импрегнирующих материнские породы по ослабленным зонам полностью или почти полностью консолидированного массива.

Данная концепция предусматривает достаточно раннее и достаточно совершенное фракционирование платиноидов по силикатному и рудно-силикатному ликватам с последующим ограниченным фракционированием в ходе раз-

дельных процессов породообразования и рудообразования. Последнее предполагает резкое различие по платиновым металлам между акцессорными и рудными хромшпинелидами и, напротив, большее сходство гарцбургитов, дунитов и содержащихся в них хромшпинелидов по спектру и уровню содержания платиноидов.

Наши данные, изложенные выше, а также данные других исследователей, полученные по иным хромитоносным комплексам (12, 14, 17, 23), в значительной мере согласуются с последней из рассмотренных концепций.

Однако реально наблюдаемый на Рай-Изском массиве полигенный и полихронный метаморфизм периода выведения и окончательного становления, безусловно, несколько усложнил и смазал первые геохимические тренды.

В заключение рассмотрим вопрос об использовании благородных металлов для формационного расчленения дунитов. Как известно, в последнее время наметилась тенденция поисков связующего звена между гипербазитами альпинотипных и платиноносных комплексов. В качестве такого одни исследователи предлагают полосчатые дунит-клинопироксенитовые серии, наблюдаемые в краевых частях ряда альпинотипных комплексов (25-27), другие (28) склонны подчеркивать тождественность дунитовых членов альпинотипных и платино-

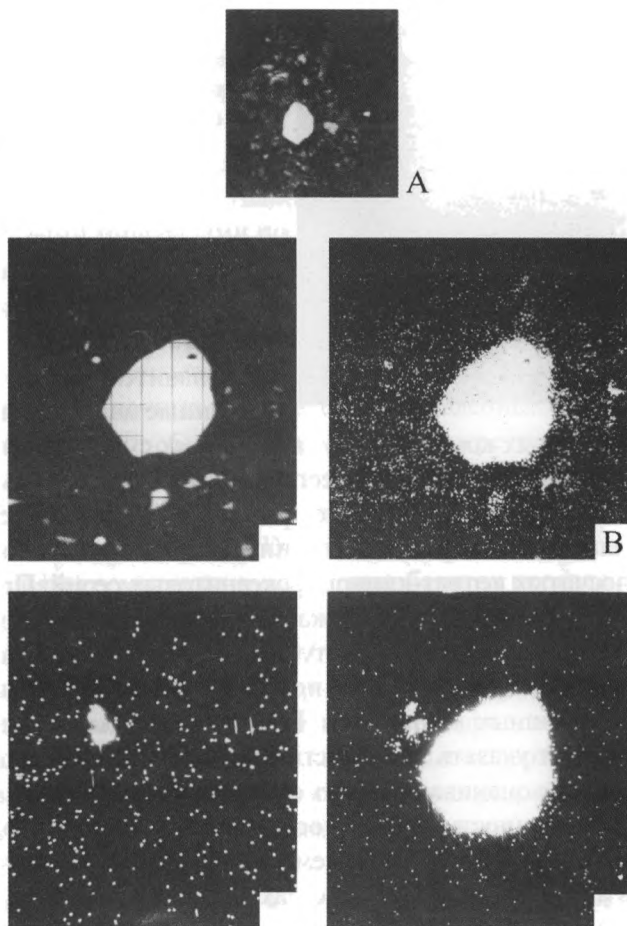


Рис. 9. Сrostки мелких кристаллических зерен пирита. Концентрат технологической пробы №1. Препарат И-5. Увеличение 400.

А – отраженный свет. Растровое изображение: Б – отраженные электроны, В-Д – характеристическое излучение железа, никеля, серы (увеличение 1200).

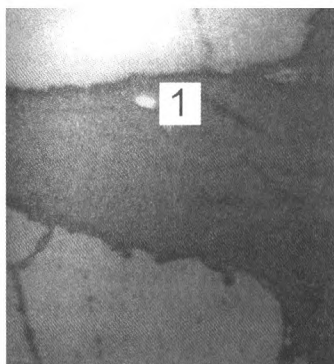


Рис. 10. Тонкие вкрапления пирита (1) в хлорит-серпентинитовом цементе руды.

Образец РА-77. Увеличение 100.

носных комплексов как по петрохимическим характеристикам, так и по специфике платиноносности.

Значительные аналитические материалы, полученные нами по ряду альпинотипных и платиноносных комплексов Урала, вносят существенную ясность в этот вопрос.

Проведенное нами сопоставление по широкому кругу благородных металлов выявляет контрастное различие в геохимической специализации дунитов платиноносных и альпинотипных комплексов, а также сопровождающих их полосчатых верлит-клинопироксенитовых серий. Прежде всего следует отметить резкое различие в содержаниях рутения и осмия, что обусловлено относительной обогащенностью летучими компонентами аксессуарных хромшпинелидов платиноносных дунитов по сравнению с аксессуарными хромшпинелидами альпинотипных комплексов. Различие это составляет два порядка и более. Далее следует указать на существенное различие и в содержаниях платины и родия, которое оценивается примерно в один порядок и характеризует относительную обогащенность платиноносных комплексов этими элементами. В отдельных случаях информативным элементом становится и палладий, содержания которого в альпинотипных комплексах значительно выше, чем в платиноносных. В целом, характеризуя дуниты платиноносных комплексов, следует признать, что они действительно платиноидоносны, поскольку суммарное содержание металлов платиновой группы в них составляет от 100-200 до 1000 мгр/т и более при относительном преобладании рутения, осмия и платины. Дуниты альпинотипных комплексов слабоплатиноносны (суммарное содержание металлов платиновой группы составляет десятки мгр/т, как правило, менее 100 мгр/т при относительном преобладании платины и палладия).

Установленная близость геохимического облика дунит-гарцбургитовой и полосчатой дунит-верлит-клинопироксенитовой серий массива Рай-Из, наряду с собранными нами материалами по их геологии и структуре, свидетельствуют об однородности их геологических и геохимических полей, то есть о том, что краевые полосчатые комплексы массива являются скорее всего не продуктами биметасоматического обмена между габбро и альпинотипными гипербазитами, не краевыми метасоматитами, а краевыми дифференциатами, генетически сопряженными с эволюцией дунит-гарцбургитовой серии.

4. СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ГИПЕРБАЗИТАХ МАССИВА РАЙ-ИЗ (Распространенность, состав, вероятные условия образования)

Выявленная нами в хромитовых рудах Кемпирская тесная связь повышенных концентраций некоторых платиновых металлов с участками обогащения руд разнообразными сульфидными минералами побудила обратить самое пристальное внимание на сульфидную минерализацию и в хромитовых рудах и породах Рай-Иза.

Объектом исследований явились многочисленные (около 200) препараты, изготовленные из образцов собранной по участку «Центральный» коллекции, а также серия искусственных цементационных препаратов, изготовленных из продуктов обогащения технологической пробы №1. (рис. 11). Все перечисленные полированные шлифы исследованы обычными оптическими методами; уточненная диагностика, а также количественный анализ типичных минералов выполнены с применением методов РСМА (прибор JXA-5, инженер Б.Л. Вигоров).

Сульфидная минерализация в хромитовых рудах и гипербазитах проявлена очень слабо и распределена достаточно закономерно. В рудовмещающих гипербазитах содержание сульфидов колеблется от 0,005 до 0,1% объемных, в хромитовых рудах – от 0,003 до 0,05% объемных, причем по мере увеличения густоты вкрапленности зерен хромшпинелида содержание сульфидов уменьшается, достигая минимума в сплошных рудах. Максимальные содержания в рудах приурочены к эндоконтактным зонам рудных тел. В дунитах ими также обогащены приконтактные части и локальные зоны, несколько удаленные от зон контактов с рудой.

Сульфидная минерализация присутствует в виде неравномерной рассеянной вкрапленности, реже в виде локальных сгустков очень мелких зерен размером от 1-5 до 10-40 мкм, в редких случаях до 100-200 мкм и более.

Обычно зерна сульфидов находятся в серпентинитовых «шнурах» и прожилках, реже в виде включений в оливине и ортопироксене, еще реже – в виде включений в зернах хромшпинелида. В дунитах наиболее крупные зерна сульфидов приурочены к местам сопряжения и раздува серпентинитовых жил, в хромитовых рудах крупные зерна сульфидов обрастают хромшпинелидами и вырастают в них по трещинкам.

Выделения сульфидов обычно одно-двухфазные, редко – полифазные срастания. Сложены они в порядке относительной распространенности сле-

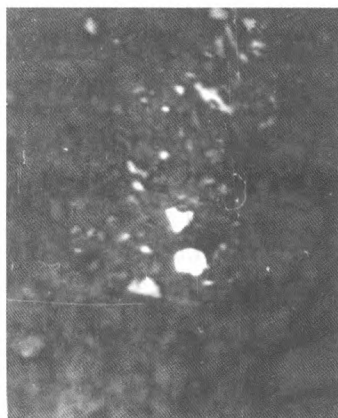


Рис. 11. Тонкие зерна сульфидных минералов в концентрате из хромитовых руд технологической пробы №1. Увеличение 220.

Таблица 3

Состав сульфидных и самородных включений в рудовмещающих дунит участка «Центральный» (до введения поправок по программе)

№№ п/п	Номера проб и образцов	Наименование и формулы минерала	Содержание, вес.%				
			Fe	Ni	Co	Cu	S
1.	РА-135 Е-1А	Пентландит (Fe,Ni) ₉ S ₈	39,0	23,6	0,55	0,25	31,6
2.	РА-135 Е-1Б	Пентландит (Fe,Ni) ₉ S ₈	37,4	22,4	0,69	0,14	33,6
3.	РА-88 Е-2	Пентландит (Fe,Ni) ₉ S ₈	31,5	30,5	1,1	0,11	32,8
4.	РА-21 Е-3	Пентландит (Fe,Ni) ₉ S ₈	35,5	27,2	0,71	0,13	33,5
5.	РА-21 Е-3А	(Cu,Fe) ₂ S (?)	22,0	1,4	н.о.	31,4	21,3
6.	РА-21 Е-3Б	Медь самородная Cu(Fe,Ni)	3,5	0,40	н.о.	96,3	н.о.
7.	РА-88 Е-2А	Медь самородная Cu(Fe,Ni)	3,1	1,4	0,19	96,1	н.о.

дующими минералами: пиритом, пентландитом, халькопиритом, самородной медью, сульфидами никеля типа миллерита, сложными сульфидами меди и железа. Сульфиды железа и железо-никелевые сульфиды являются абсолютно преобладающими, в то время как остальные относятся к категории второстепенных. Перечисленная ассоциация минералов одинаково характерна как для вкрапленных хромитовых руд, так и для рудовмещающих пород.

Типоморфные особенности исследованных минералов сводятся к следующему.

Пирит образует тонкие и очень тонкие выделения размером от 5-10 до 30-50 мкм (рис. 9, 10, 13), которые находятся в серпентинитовых прожилках и примыкающих к ним участках оливина и хромшпинелида. Обычно это отдельные идиоморфные зерна или сростки кристаллических зерен, имеющие полигональную или неправильную форму. Выделения минерала незональны с относительно равномерным распределением основных компонентов – железа и серы. Никель и кобальт в пирите содержится в очень малых и соизмеримых количествах, соответственно, от следов до 0,04 и 0,04-0,05 вес. %. Результаты зондового анализа двух зерен пирита из хромитовых руд приведены в табл. 4.

Пентландит морфологически значительно разнообразнее пирита и образует изолированные зерна, мономинеральные кристаллические сростки и выделения совместно с другими сульфидными минералами самой разнообразной формы размером от 5-10 мкм до 100-200 мкм и более (рис. 14-17). Как правило, выделения пентландита в рудовмещающих дунитах во много раз крупнее, чем в хро-

Рис. 12. Обрастание хромшпинелида (1) самородной медью (2) в серпентинитовых дунитах. Образец РА-164. Увеличение 450.

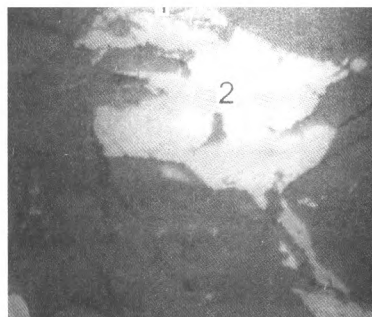


Рис. 13. Вкрапленность пирита (белое) в серпентине (темно-серое) и хромшпинелиде (светло-серое). Дунит с повышенной вкрапленностью хромшпинелида из приконтактной с рудой зоны. Образец РА-85. Увеличение 200.

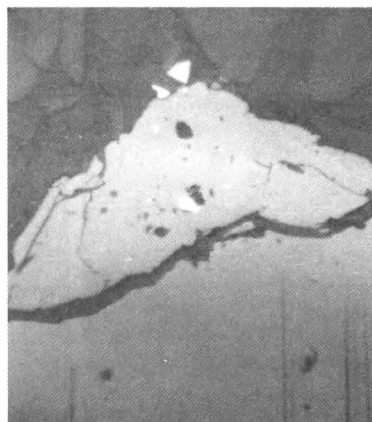


Таблица 4

Состав сульфидных и самородных включений в хромитовых рудах участка «Центральный» (до введения поправок по программе)

П/п	Номера проб и образцов	Наименование и формулы минералов	Содержание, вес. %				
			Fe	Ni	Co	Cu	S
1.	Т-1 Обр. И-2	Халькопирит $CuFeS_2$	28,10	0,01	0,01	32,1	35,3
2.	Т-1 Обр. И-3	Пирит FeS_2	36,0	0,04	0,05	0,05	57,9
3.	Т-1 Обр. И-5	Пирит FeS_2	40,7	0,01	0,04	0,27	59,1
4.	Т-1 Обр. И-6	Пентландит $(Ni, Fe)_9S_8$	30,3	27,2	0,61	0,91	31,9
5.	Т-1 Обр. И-4	Медь самородная $Cu (Fe, Ni)$	1,5	0,16	н.о	94,0	н.о
6.	Т-1 Обр. И-7	Медь самородная $Cu (Fe, Ni)$	1,2	0,8	0,10	98,1	н.о

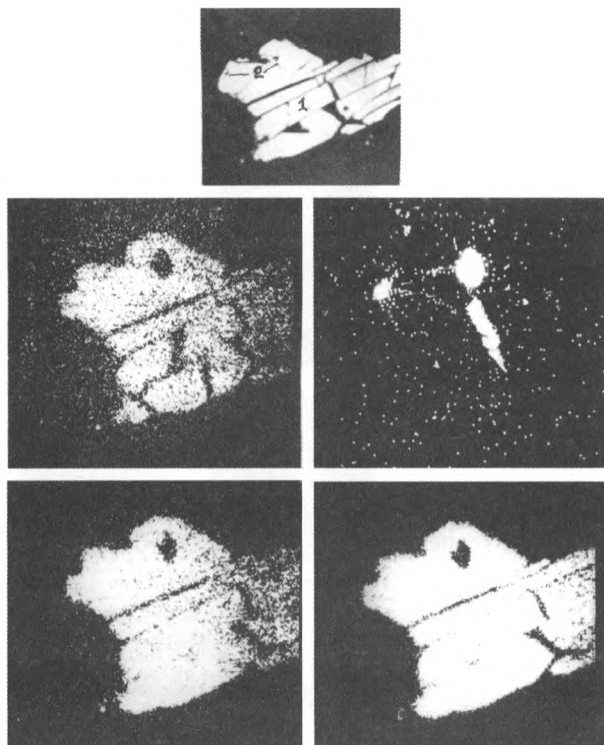


Рис. 14. Пентландит (1) с вростками самородной меди (2). Дунит серпентинизированный. Обр. РА-88. А – отраженный свет (увеличение 200); Б-Д – растровое изображение в характеристическом излучении железа, меди, никеля, серы (увеличение 600).

фидами меди и железа типа $(Cu,Fe)_2S$ и самородной медью (рис. 17). Следует отметить тесный парагенезис халькопирита с пентландитом, но наряду с этим халькопирит образует и изолированные зерна. Исследованный халькопирит из хромитовых руд характеризуется равномерным распределением основных компонентов внутри его кристаллических зерен и ничтожным содержанием таких элементов-примесей как никель и кобальт. Химический состав халькопирита из хромитовых руд приведен в таблице 4.

Самородная медь присутствует в виде самых разнообразных морфологических выделений размером от 1-5-10 мкм до 100-200 мкм и более. Следует отметить три возможных ситуации ее нахождения в рудах и породах. Во-первых, она присутствует в рудах, где находится в тесном парагенезисе с пентландитом и халькопиритом (рис. 16), представляя собой один из продуктов метаморфизма последних. Во-вторых, в аналогичной ситуации она присутствует в серпентинизированных дунитах, где находится в тесном парагенезисе со сложными сульфидами меди и железа и пентландитом (рис. 17). В-третьих, само-

митовых рудах (рис. 15-16). И в дунитах, и в хромитовых рудах пентландит чаще всего приурочен к серпентиновым прожилкам, секущим оливин и хромшпинелид. Для пентландита хромитовых руд характерна большая выдержанность состава, в то время как пентландит серпентинизированных дунитов имеет переменный состав и вариации его отмечены нами даже в пределах отдельных его зерен (табл. 3). В целом пентландит хромитовых руд отличается меньшей железистостью и более высокими содержаниями меди (табл. 4).

Халькопирит образует выделения размером 10-30-50 мкм, представляющие собой реликтовые зерна в хромитовых рудах, в то время как в серпентинизированных дунитах халькопирит полностью замещен сложными суль-

родная медь приурочена к участкам сильной серпентинизации дунитов, где она слагает отдельные включения и тонкие «контурные» прожилки в серпентиновых жилах, а также нарастает на отдельные изолированные зерна хромшпинелида, магнетита, пентландита (рис. 12, 14). По составу самородная медь из рудовмещающих дунитов отличается от самородной меди хромитовых руд большим содержанием элементов-примесей – железа, никеля, кобальта (табл. 3, 4).

Сульфиды никеля (типа миллерита) распространены, по-видимому, достаточно широко, но слагают весьма тонкие (1-5-10 мкм) выделения в серпентине, оливине и хромшпинелиде, вследствие чего их диагностика выполнена пока что лишь на качественном уровне.

Также остались неизученными и очень тонкие (1-10 мкм) зерна изотопных минералов белого цвета с высокой отражательной способностью, отнесенные нами ранее к минералам группы платины (соединения типа иридийной платины или платинистого иридия). Исследования их будет завершено в процессе дальнейшей работы с платиноидосодержащими концентратами.

Касаясь вероятных условий формирования всей рассмотренной ассоциации минералов, следует отметить, что для разрешения этого вопроса мы располагаем достоверными данными по условиям их нахождения, местам концентрации, химическому составу отдельных минералов и возрастным соотношениям. На основании всей полученной информации мы можем отнести изученную суль-

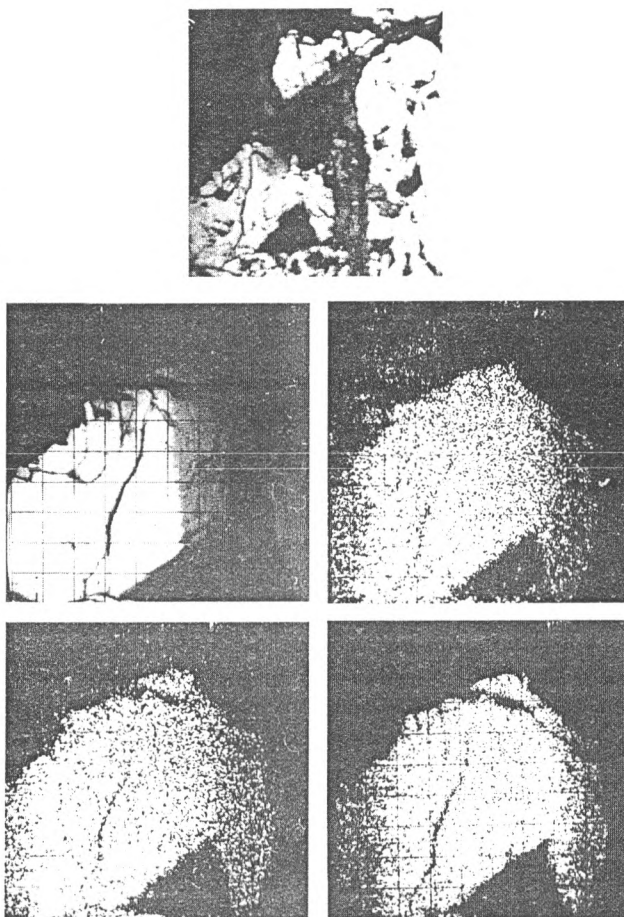


Рис. 15. Выделение пентландита переменного состава в серпентинизированном дуните.

Обр. РА-135. А – отраженный свет (увеличение 300), Б – отраженные электроны (увеличение 600), В-Д – растровое изображение в характеристическом излучении железа, никеля, серы (увеличение 600).

фидно-самородную минерализацию к низкотемпературному метаморфогенному типу, возникшему в процессе серпентинизации гипербазитов и силикатного цемента руд и из последующих метаморфических преобразований. Мы не склонны отрицать вероятное наличие в хромитовых рудах реликтовой сульфидной и самородной минерализации, но представляется бесспорным ее сугубо подчиненное значение и затруднительность выделения и типизации. Формирование же новообразованных сульфидов, а затем и самородной меди, по-видимому, протекало в условия низкой фугитивности кислорода с привнесом некоторого количества серы метаморфизующими растворами.

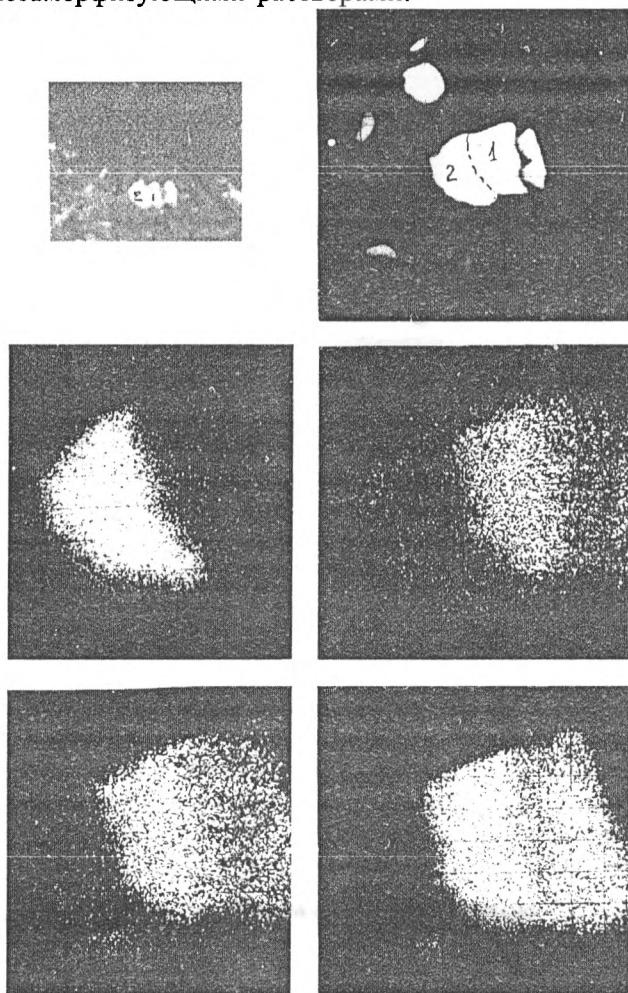


Рис. 16. Сrostок тонких кристаллических зерен пентландита (1) и самородной меди (2).

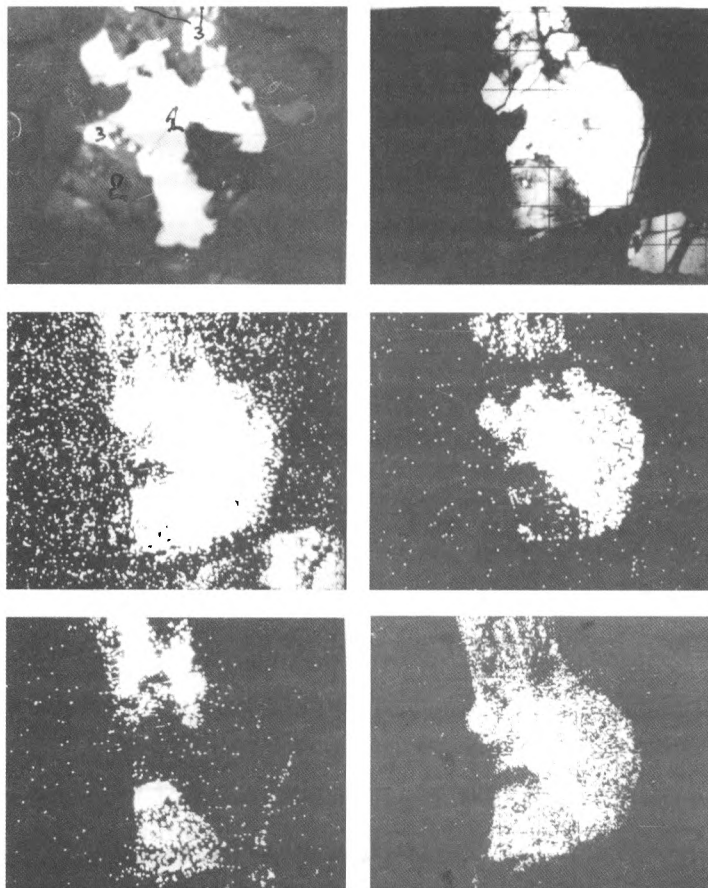
Концентрат технологической пробы №1. Препарат И-7. Увеличение 400. А – отраженный свет. Растровое изображение: Б – отраженные электроны (увеличение 1200), В-Е – характеристическое излучение меди, железа, никеля, серы (увеличение 2500).

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВЫХ ОПЫТОВ ПО КОМПЛЕКСНОМУ ОБОГАЩЕНИЮ ХРОМИТОВЫХ РУД РАЙ-ИЗА

Для оценки комплексности хромитовых руд Рай-Иза приготовлены две ком-
позитные пробы весом по триста килограммов каждая. Первая проба, харак-
теризующая поверхность участка «Центральный 1», составлена из материала ря-
довых проб, отобранных из горных выработок и обнажений осенью 1978 года
(рис. 1, 2). Материал этой пробы передан для технологических исследований в
институт «Уралмеханобр» в начале 1979 года.

Технологическая проба №2, харак-
теризующая руды
участка «Централь-
ный 1» глубже 100 м
от поверхности, ото-
брана по скважине
Р-317 (рис. 3). Эта
проба по вине заказ-
чика отобрана с по-
лугодовальным опоз-
данием и поступила
в институт «Урал-
механобр» в начале
января 1980 года.
Поэтому в течение
1979 года все техно-
логические опыты
проводились только
на пробе №1, а также
на частных пробах,
отобранных нами по
Войкаро-Сыньинско-
му массиву.

Разделка тех-
нологической пробы
№1 выполнялась по
стандартной мето-
дике. Крупность ис-
ходной руды после
дробления состави-



**Рис. 17. Пентландит (1) в сростании с продуктами разло-
жения халькопирита (CuFe_2S) (?) (2) и самородной медью (3).
Дунит, обр. РА-21.**

Увеличение 300. А – отраженный свет, Б – отраженные элек-
троны, В-Е – растровое изображение в характеристическом из-
лучении железа, никеля, меди, серы.

Таблица 5
Вещественный состав технологической пробы хромитовых руд №1

Характеристика материала пробы	Содержание, %					Содержание, г/г			
	Cr ₂ O ₃	Ni	Cu	As	S	Pt	Pd	Au	Ir
Бедно-средневкрапленная хромитовая руда и поверхностных частей участка «Центральный 1»	26,14	0,15	0,005	н.о.	0,006	+	+	+	+
						0,02	н.о.	0,018	0,018
						<0,018	<0,01	<0,01	<0,01
						<0,018	<0,01	<0,01	<0,01
						0,10	<0,01	0,007	-
						0,20	<0,01	0,007	-
						*	*	*	*
						0,067	0,003	0,007	-
						<0,01	0,0017	0,010	0,10
						<0,01	0,0025	0,12	0,15

Примечание: серии анализов, выполненные пробирно-спектральным методом (+) и химико-спектральным методом (*).

ла 2-0 мм. После крупного дробления и измельчения представительные порции пробы №1, отобранные методом многократного квартования, были переданы для анализа вещественного состава и использованы для проведения технологических опытов по обогащению. Вещественный состав пробы №1 отражен в таблице 5. По содержанию хрома усредненный материал пробы соответствует бедно-средневкрапленным хромитовым рудам.

Содержание благородных металлов в пробе определялось пробирно-спектральным и химико-спектральными методами. Исходная руда характеризуется низкими содержаниями платины, палладия и золота, но повышенными содержаниями иридия (табл. 5).

По программе исследований было намечено проверить возможность извлечения платиноидов методами флотации и гравитации.

Опыты по флотации проводились в следующих условиях: навески руды (1 кг) измельчались в лабораторной стержневой мельнице при весовом соотношении руды, воды и стержней 1:0,5:10 до крупности 70% класса -0,074 мм. Схема включает основную и контрольную флотацию, пять перечисток концентрата основной флота-

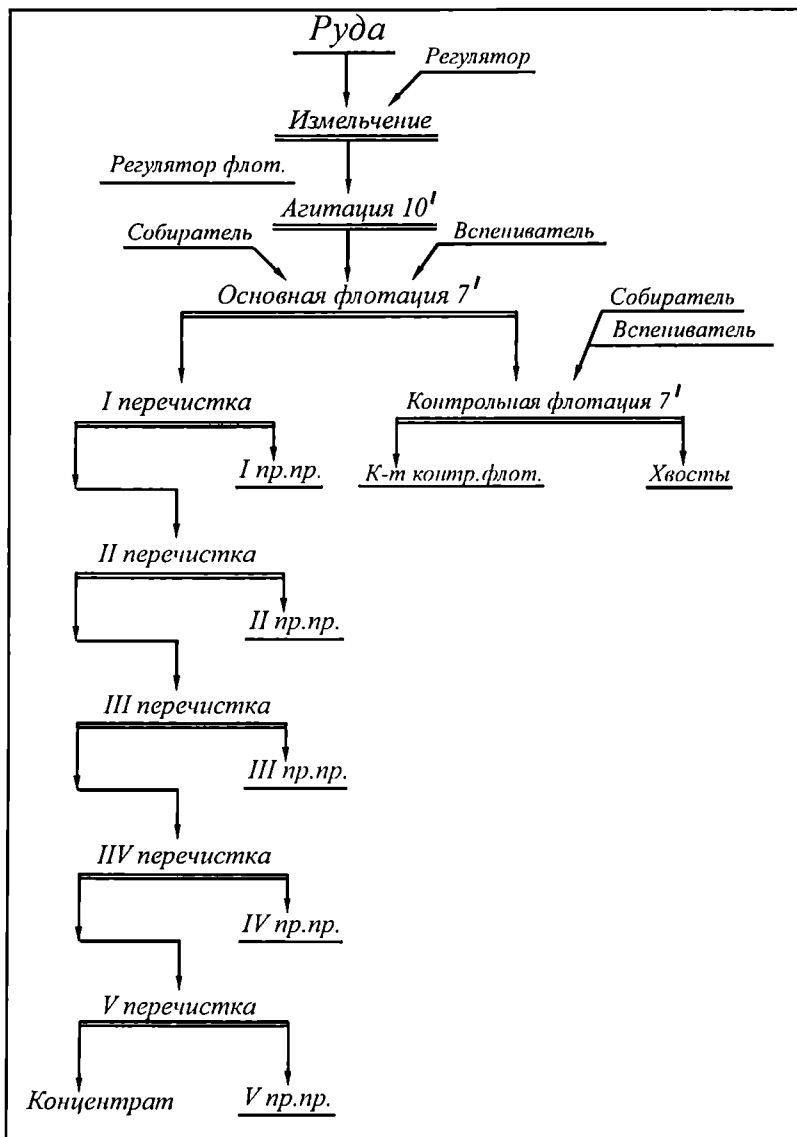


Рис. 18. Схема обогащения хромитовых руд технологической пробы №1 с целью получения платиноидных концентратов.

ции (рис. 18). Для перечисток объединялись концентраты основной флотации из четырех навесок. Время основной и контрольной флотации 7 минут, время перечисток 6, 4, 3, 2, 2 минуты. Количество перечисток может быть и меньше пяти. В наших условиях это определялось выходом концентрата. Собиратель при флотации – бутиловый ксантогенат, вспениватель – сосновое масло. Проверялось также влияние на степень концентрации платиноидов различных регуляторов флотации.

Таблица 6

Результаты первых опытов по флотации благородных металлов из хромитовых руд технологической пробы №1

Продукты обогащения	Выход, %	Содержание, г/т				Извлечение, %			
		Pt	Pd	Ir	Au	Pt	Pd	Ir	Au
Концентрат	0,71	1,2	1,3	1,55	1,4	12,90	26,46	2,07	7,96
III промпродукт	0,643	0,06	0,06	0,40	0,09	5,85	11,06	4,77	4,64
II промпродукт	2,268	0,01	0,016	0,15	0,028	3,44	10,41	6,39	5,09
I промпродукт	4,107	0,01	0,018	0,065	0,02	6,22	21,19	5,01	6,57
Концентрат основной флотации	7,089	0,027	0,034	0,137	0,043	28,41	69,12	18,24	24,26
Концентрат контрольной флотации	1,636	0,01	0,01	0,15	0,02	2,48	4,70	4,61	2,62
Хвосты контрольной флотации	91,275	0,005	0,001	0,045	0,01	69,11	26,18	77,15	73,12
Хвосты	92,911	0,0051	0,0012	0,0469	0,01	71,59	30,88	81,76	75,74
Исходный продукт	100,00	0,007	0,004	0,053	0,013	100,00	100,00	100,00	100,00

Результаты первой серии опытов по флотации довольно противоречивы. В концентратах отдельных опытов благородные металлы пробирно-спектральным методом не обнаружены, в других опытах содержание их достигает по сумме платина плюс палладий плюс золото 100 г/т и более. В таблице 6 приведены результаты флотации, типичные для большинства опытов: выход концентрата флотации 0,07%, содержание суммы благородных металлов (платина плюс палладий плюс золото) около 5 г/т.

Полученные результаты флотации как будто свидетельствуют о максимальной степени концентрации палладия (около 300 раз). Извлечение палладия в концентрат основной флотации составила 69,12%, таким образом, можно утверждать, что около 70% палладия находится в хромитовой руде в виде тонких, менее 74 мкм самостоятельных выделений.

Технологические показатели флотации платины и особенно иридия значительно хуже. Есть основания надеяться на получение флотационных концентратов с высокими содержаниями иридия, а поэтому делать выводы о качестве флотационных концентратов по широкому спектру платиновых металлов пока преждевременно. Необходима разработка опти-

мальных режимов флотации, возможно специализированных на тонкий самородный иридий и летучие платиноиды, а не сульфидные палладий и платину.

На материалах пробы №1 выполнены также технологические опыты по гравитационному обогащению руд с применением концентрационного стола

и винтового сепаратора. Выход гравитационных концентратов по серии опытов составляет от 2,0 до 4,0%.

В настоящее время гравитационные концентраты анализируются на содержание благородных металлов пробирно-спектральным и химико-спектральными методами.

В заключение коснемся вопроса о составе флотационных концентратов, извлеченных из хромитовых руд. Из объединенного флотационного концентрата опыта 4-11 были изготовлены шесть цементационных препаратов. Дальнейший анализ препаратов выполнялся обычными оптическими методами и с применением микроанализатора в режиме сканирующего микроскопа. Во флотационных концентратах выявлено резко повышенное по сравнению с исходной рудой содержание разнообразных сульфидов и самородной меди. В отдельных препаратах содержание этих минералов достигало 5-10% объемных. Размер кристаллических зерен сульфидных минералов, и что особенно важно, не обломков крупных кристаллов, а идиоморфных зерен и кристаллических сростков, вскрытых процессами обогащения, составляет от 5-10 мкм до 40-50 мкм, лишь в редких случаях более. Среди этой сульфидно-самородной пыли в концентратах преобладают железо-никелевые и никелевые сульфиды, затем по распространенности идут сульфиды меди и продукты их разложения и, наконец, пирит. То есть по составу флотационный концентрат может быть назван бедным или убогим по содержанию меди и никеля медно-никелевым концентратом, в котором резко преобладающую роль играют хлорит-серпентиновые минералы и мелкие обломки зерен хромшпинелида.

Такой убогий медно-никелевый концентрат, содержащий невысокие концентрации платиновых металлов (около 4-5 г/т по сумме) были использованы нами для поисков собственных минералов платиновых металлов в цементационных препаратах. Проведенное в трех препаратах оптическое исследование, а также площадное и линейное сканирование с использованием микроанализатора не привело к положительным результатам. Для изучения форм нахождения платиновых металлов в концентратах методами фазового и рационального анализа, очевидно, нужна наработка больших объемов концентратов с более высокими содержаниями благородных металлов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Впервые на основе представительных материалов, собранных по Рай-Изскому массиву, изучена геохимическая специализация хромитовых руд и гипербазитов в отношении благородных металлов. Установлено, что хромитовые руды специализированы на летучие и тяжелые платиноиды (иридий, платина, рутений, осмий). Рудовмещающие породы – дуниты и гарцбургиты имеют палладиево-платиновую специализацию.

2. Содержания иридия и платины в хромитовых рудах возрастает по мере увеличения густоты вкрапленности хромшпинелида соответственно от 30 и 40 мгр/т в бедновкрапленных рудах до 100 и 95 мгр/т в сплошных рудах. В дунитах и гарцбургитах содержания платины и палладия соответственно составляют 5-20 мгр/т и 3-20 мгр/т. По геохимической специализации и содержаниями платиноидов дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинелида, переходящие в убоговкрапленные руды, аналогичны дунитам и гарцбургитам.

3. Золото в хромитовых рудах и рудовмещающих породах содержится в очень низких и соизмеримых количествах (3-5 мгр/т), а все аномальные его содержания (до 50-100 мгр/т и более) строго локализованы в контактовых зонах пород и руд и оперяющих зонах интенсивной серпентинизации.

4. По спектру и уровню содержаний благородных металлов рудовмещающие дуниты и дуниты полосчатого верлит-клинопироксенитового комплекса близки между собой и резко отличаются от дунитов зональных комплексов Платиноносного пояса Урала.

5. Детально исследована сульфидная минерализация хромитовых руд и гипербазитов участка «Центральный». Содержания сульфидов в рудах составляют от 0,003 до 0,05% объемных, в породах – от 0,005 до 0,1% объемных. Максимальные концентрации их установлены в зонах контактов дунитов и хромитов. Размеры сульфидных выделений составляют от 1-5 до 10-40 мкм, в редких случаях до 100-200 мкм и более. Выявлены следующие минералы (в порядке относительной распространенности по убыванию): пирит, пентландит, халькопирит, самородная медь, сульфиды никеля типа миллерита, сложные сульфиды меди и железа, самородные выделения платины и иридия. Формирование и преобразование сульфидной минерализации связывается с процессами серпентинизации и последующего метаморфизма руд и пород.

6. Первые серии технологических опытов по обогащению пробы №1 с целью получения платиноидного концентрата показали принципиальную возможность концентрирования платины, иридия и палладия методом флотации. Однако, чрезвычайно тонкий характер вростков сульфидных и платиноидных минералов не позволил добиться высокой степени концентрации благородных металлов. На данном этапе исследований получен флотационный концентрат с содержанием суммы платиноидов 5-10 г/т при его выходе 0,05-0,07%. В отдельных опытах концентрации платиноидов не было вообще, либо она достигала более 100 граммов на тонну (один опыт).

ЛИТЕРАТУРА

1. Терехович С.Л. Исследование распределения элементов платиновой группы в рудах некоторых месторождений спектрографическим методом. Автореферат кандидатской диссертации. Алма-Ата, 1970.

2. Гинзбург С.И., Езерская Н.А., Прокофьева И.В. и др. Аналитическая химия элементов. Платиновые металлы. «Наука», Москва, 1972.

3. Миллер А.Л. О возможности определения ультрамикрочастиц осмия в силикатных горных породах при непосредственной отгонке. В кн. «Новые методические исследования по анализу редкометальных минералов, руд и горных пород». «Наука», Москва, 1970.

4. Разин Л.В., Хвостова В.П., Новиков В.А. Металлы группы платины в породообразующих и акцессорных минералах ультраосновных пород. «Геохимия», 1965, №2.

5. Рубинович Р.С., Золотарева Н.Я. Химико-спектральное определение платины, палладия, родия, рутения, иридия и золота в медно-никелевых рудах. Методические рекомендации по анализу горных пород, руд и минералов. Мин-Geo СССР, Ленинград, 1976.

6. Коленко Л.И., Ренер Л.Н., Берсенева Н.П., Волченко Ю.А. Труды 8 Сибирского совещания по спектроскопии. Иркутск, 1974.

7. Корус В.М., Наумова Н.Г., Волченко Ю.А., Неустроева И.И. Минералого-геохимические исследования и технологическая оценка возможности комплексного использования хромитовых руд Сарановского и Кемпирсайского месторождений. Фонды ин-та «Уралмеханобр» и Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск. 1978.

8. Волченко Ю.А., Вилесов Н.Г., Ярош Н.А., Коленко Л.И., Бронников А.А. Платиноиды и золото в рудах Сарановского хромитового месторождения. Фонды ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Минчермета СССР, Свердловск, 1975.

9. Корус В.М., Волченко Ю.А., Неустроева И.И., Наумова Н.Г. Комбинированный метод определения платиновых металлов в хромитовых рудах и высокохромистых промпродуктов. Тезисы XI Всесоюзного совещания по химии, анализу и технологии платиновых металлов. «Наука», Москва, 1979.

10. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. «Наука», Новосибирск, 1977.

11. Офиолиты Полярного Урала. Путеводитель экскурсии 4 полевой офиолитовой конференции. Москва, 1978.

12. Naldrett A. I. and Carbi L. I. Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum group elements. *Econ. Geol.* V. 71, 1976, №7.

13. Разин Л.В., Мочалов А.Г., Разина Т.Н., Чубаров В.М. Минералы платиновых металлов в аллювиальных россыпях одного из районов гипербазитовых массивов Корякско-Камчатской складчатой области. «Геология и геофизика», 1979, №12.

14. Becker R., Agiorgitis. Ir, Os, Ru und Pd in gesteins-fildenden Mineralen des Troodos-Komplexes. *Zyprern. Chm. Erde.* V. 38, 1979, №1.

15. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. О платиноносности дунитов Урала. ДАН 1970, том 191, №2.
16. Хвостова В.П., Головня С.В., Чернышева Н.В., Буханова А.И. Особенности распределения платиновых металлов в хромитовых рудах и гипербазитах массива Ра-Из (Полярный Урал). «Геохимия», 1976, №3.
17. Crocket I., Chyi L. Abundances of Pd, Ir, Os and Au in an alpine ultramafic pluton. XXIV International Geological Congress. Abstracts. Montreal, 1972.
18. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. «Недра», Москва, 1975.
19. Юшко-Захарова О.Е. Геохимия и минералогия металлов платиновой группы в эндогенных месторождениях. Докторская диссертация. Фонды ИМГРЭ. Москва, 1973.
20. Прищепчик В.П., Терехович С.Л., Цвит М.М. Элементы платиновой группы в хромитовых рудах Кемпирсайского массива. Материалы 1 Республиканской конференции молодых геологов Каз. ССР. Алма-Ата, 1968.
21. Головня С.В., Хвостова В.П. Золото в гипербазитах и хромитовых рудах массива Рай-Из (Полярный Урал). «Геохимия», 1977, №4.
22. Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Некоторые геохимические особенности пород гипербазитовых поясов Полярного Урала и Малого Кавказа. В сб. «Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород», «Наука», Москва, 1976.
23. Лазько Е.Е., Дистлер В.В., Белоусов Г.Е. Платина и платиноиды в основных и ультраосновных породах Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Тезисы доклада на 4 Уральском петрографическом совещании. Свердловск, 1980.
24. Волченко Ю.А., Нечеухин В.М. Платиноидное оруденение в габбро-гипербазитовых комплексах эвгеосинклиналей и его генетические типы. Тезисы доклада на 8 Всесоюзном металлогеническом совещании. Свердловск, 1976.
25. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Рудник Г.В. Закономерности локализации и прогнозная оценка хромитовых руд в гипербазитовых массивах северной части Полярного Урала. В сб. «Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока». Москва, 1974.
26. Ваганов В.И., Кузнецов И.Е. Взаимоотношения между ультрабазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой ассоциации в свете экспериментальных данных. Тезисы доклада на 3 Уральском петрографическом совещании. Свердловск, 1974.
27. Булькин Л.Д., Золоев К.К. Дуниты Алапаевского массива и месторождения хромитов, с ними связанные. Тезисы доклада на 3 Уральском петрографическом совещании. Свердловск, 1974.
28. Штейнберг Д.С. Соотношение магматизма и метасоматоза в эндогенном рудообразовании. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». «Наука», Москва, 1978.

ПРИЛОЖЕНИЕ № 1

Список проб, отобранных в течение 1978-79 гг.,
и результаты их анализов на основные компоненты
и благородные металлы

ПРИЛОЖЕНИЕ № 1

№№ п/п	№№ проб	Материал пробы	Место отбора пробы	Содержание, вес. %					
				Химический анализ					
				Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	S	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1.	РА-3	Сильно метаморфизованный гарибургит	Обнажение в Ю-В части участка «Центральный-1»	0,45					
2.	РА-6	Сильно метаморфизованный гарибургит	в Ю-В части участка «Центральный-1»	0,45	3,51	5,02	40,43	<0,01	
3.	РА-10	Дунит, сильно серпентинизированный	«Центральный-1», канава 395	0,57					
4.	РА-12	Дунит, сильно серпентинизированный	«Центральный-1», канава 395	0,94					
5.	РА-13	Среднекрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 395	31,73					
6.	РА-14	Дунит, сильно серпентинизированный	«Центральный-1», канава 395	1,14					
7.	РА-15	Густовкрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 395	45,00	3,47	10,12	9,42	0,01	
8.	РА-17	Среднекрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 486	40,00	2,31	9,97	13,30	0,01	
9.	РА-19	Среднекрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 51	32,77					
10.	РА-20	Густовкрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 349	50,28	2,81	10,79	6,81	0,02	
11.	РА-26	Дунит, сильно серпентинизированный	«Центральный-1», обнажение у скв. Р-35	0,93	3,19	6,12	38,43	<0,01	
12.	РА-27	Густовкрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 42	42,80	3,57	11,75	9,98	<0,01	
13.	РА-30	Среднекрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 5	24,70	4,48	8,92	21,98	0,01	
14.	РА-31	Дунит, сильно серпентинизированный с повышенной крупленостью х/ш	«Центральный-1», канава 5	5,30					
15.	РА-33	Дунит серпентинизированный	«Центральный-1», канава 379	0,49	3,07	5,91	39,02	<0,01	
16.	РА-34	Дунит серпентинизированный	«Центральный-1», обнажение в С-3 части участка	0,43	3,28	4,66	40,16	<0,01	
17.	РА-36	Густовкрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», канава 2	50,10					
18.	РА-80	Среднекрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-316, гл. 39,0-49,7 м	42,41					
19.	РА-82	Среднекрупленая хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-316, гл.	32,23					

Содержание, мг/т по трем различным методам анализа												
Пробирно-спектральный				Химико-спектральный						Комбинированный		
Pt	Pd	Au	Кол-во определ ений	Pt	Pd	Rh	Ir	Au	Кол-во определен ий	Pt	Pd	Rh
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
<18	н.о.	60	1	<10	6	5	<10	-	2	30	20	2
				<10	4	5	<10	2	2			
н.о.	н.о.	300	1	<10	5	5	<10	-	2	20	10	10
				<10	7	5	<10	-	2	20	8	10
				<10	1	5	35	-	4	20	8	8
28	н.о.	40	1	<10	1	5	<10	-	2	18	5	10
				<10	7	10	130	3	2			
				<10	3	5	50	2	2			
				<10	1	8	10	-	2	20	5	10
				<10	4	5	30	-	4			
				<10	1	5	<10	-	2			
				<10	1	5	30	-	2			
				<10	1	10	60	1	4			
н.о.	н.о.	40	1	<10	3	5	<10	-	2	20	6	10
				<10	3	5	<10	4	2			
				<10	2	5	<10	3	2			
н.о.	н.о.	20	1	<10	6	25	110	-	4	20	8	30
н.о.	н.о.	60	1	<10	5	27	30	-	2	20	4	15
н.о.	н.о.	40	1	<10	1	<5	<10	-	2	20	8	10

1	2	3	4	5	6	7	8	9
20.	РА -87	Среднекрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-316, гл. 105,7-107,8 м	38,10	2,71	10,70	13,10	<0,01
21.	РА -93	Среднекрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-316, гл. 212,4-217,0 м	38,41				
22.	РА -98а	Среднекрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-317, гл. 115,4-120,8 м	35,60	2,85	10,12	13,64	0,01
23.	РА -99	Убогокрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-317, гл. 119,-122,8 м	10,68				
24.	РА -102а	Густокрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-317, гл. 142,2-153,6 м	43,90	3,48	10,02	8,98	0,06
25.	РА -120	Дунит серпентинизованный	«Центральный-1», скв. Р-329, гл. 212,0-214,3 м	0,62	2,21	6,79	37,55	<0,01
26.	РА -128	Дунит серпентинизованный	«Центральный-1», скв. Р-329, гл. 389,6-391,8 м	0,37				
27.	РА -147	Дунит с повышенной крупностью х/ш	«Центральный-1», скв. Р-324, гл. 15,1-16,1, 17,0-17,8, 19,2-19,6 м	6,51				
28.	РА -148	Убогокрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-324, гл. 21,3-22,3; 22,7-23,9; 26,3-27,5 м	12,52				
29.	РА -149	Дунит серпентинизованный	«Центральный-1», скв. Р-324, гл. 16,1-17,0, 19,6-21,3 м	2,23				
30.	РА -152	Убогокрупная хромитовая руда	«Центральный-1», скв. Р-324, гл.45,7-46,4; 67,2-67,7 м	11,26	2,44	8,03	30,04	<0,01
31.	Кт-201-2 (1ВР)	Средне-густокрупная хромитовая руда						
32.	Кт-211-1 (2ВР)	Густокрупная хромитовая руда						
33.	Кт-238-1 (4ВР)	Массивная хромитовая руда						
34.	Кт-267-1 (3ВР)	Густокрупная хромитовая руда						
35.	Кт-300-1 (9ВР)	Бедно-среднекрупная хромитовая руда						

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
				<10	2	20	<10	2	2			
				<10	5	12	<10	-	2	20	4	8
				<10	4	<5	<10	5	2			
				<10	1	<5	<10	-	2	15	3	7
				<10	2	<5	<10	2	2			
				<10	20	5	<10	3	2			
H.o.	H.o.	80	1	<10	3	5	<10	-	2	20	7	7
H.o.	18	40	1	<10	1	5	<10	-	2	14	2	8
H.o.	H.o.	20	1	<10	1	<5	<10	-	2	15	2	7
H.o.	H.o.	120	1	<10	1	<5	<10	-	2	16	6	6
				<10	8	<5	<10	-	2			
20	H.o.	18	1	32	3	20	100	65	4	15	5	10
H.o.	20	20	1	30	1	-	15	-	2			
260	H.o.	H.o.	1	200	1	10	150	3	4	12	3	<1
H.o.	20	20	1	100	1	-	16	-	2			
H.o.	H.o.	H.o.	1	130	1	<5	<10	5	2	10	3	3

1	2	3	4	5	6	7	8	9
38.	Кт-336-4 (10BP)	Густовкрапленая хромитовая руда						
39.	Кт-336-5 (6BP)	Среднекрапленая хромитовая руда						
40.	Кт-375-1 (11BP)	Убоговкрапленая хромитовая руда						
41.	Кт-376-1 (7BP)	Бедновкрапленая хромитовая руда						
42.	PВ-128	Дунит пегматоидный	Обнажение, находящееся в ЮВ части участка «Центральный-1»					
43.	PВ-129	Гарцбургит	Там же, где проба PВ-128					
44.	PВ-130	Гарцбургит перекристаллизованный	Обнажение в правом борту верховьев ручья Молдаванцева					кр
45.	PВ-131	Дунит пегматоидный клинопироксенизированный	Обнажение на северном склоне горы с отм.870,5 м со стороны участка «Рыбий хвост»					
46.	PВ-132	Верлит-клинопироксенитовая полосчатая порода	Обнажение в торце долины реки Полойшор					
47.	PВ-134	Дунит крупнозернистый сильно серпентинизированный	Обнажение около ручья – правого притока реки Полойшой					
48.	PВ-135	Убоговкрапленая хромитовая руда	Обнажение в ручье в 300 м на север от зоны контакта с бластомилонитами по габбро					
49.	PВ-136	Бластомилонит по габбро	В 10 м на север от предыдущей пробы-обнажение в ложе ручья					
50.	PВ-137	Дунит клинопироксенизированный крупнозернистый	Обнажение в 300 м на север за руслом ручья правого притока реки Полойшор					
51.	PВ-138	Дунит разпозернистый клинопироксенитовый	Обнажение в 100 м к северу от места	0,75				
52.	PВ-139	Дунит пегматоидный серпентинизированный	Обнажение на северном склоне горы с отм. 780,5 м	0,49				
53.	PВ-140	Дунит крупнозернистый клинопироксенизированный	См. карту фактического материала	0,30				

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Н.о.	Н.о.	Н.о.	1	60	<1	<5	<10	-	2			
20	Н.о.	Н.о.	1	110	<1	<5	<10	-	2			
100	Н.о.	20	1	50	<1	<5	<10	-	2			
Н.о.	Н.о.	Н.о.	1	40	<1	<5	<10	-	2			
				<10	1	<5	<10	4	2			
				<10	3	<5	<10	5	2			
сип				<10	4	<5	<10	2	2			
				<10	2	<5	<10	2	2			
				24	8	<5	<10	2	2			
				<10	1	<5	<10	2	2			
				<10	<1	<5	<10	2	2			
				<10	3	<5	<10	2	2			
				15	5	<5	<10	3	2			
				16	3	<5	<10	3	2			
				<10	1	<5	<10	-	2			
				24	36	<5	<10	1	2			

1	2	3	4	5	6	7	8	9
54.	PВ-141	Клинопироксенит разнозернистый	В 50 м от места отбора пробы PВ- 140	0,23				
55.	PВ-142	Верлит разнозер- нистый	В 50 м от места отбора пробы PВ- 141	0,29				
56.	PВ-143	Дулит разнозерни- стый с повышенной вкрапленностью х/ш	Северный склон г.Кузьты вис отм. 941,7м	2,72				
57.	PВ-144	Оливиновый пирок- сенит разнозерни- стый амфиболизи- рованный	На плато ЮВ отро- гов горы Кузьтывис	0,20				
58.	PВ-145	Верлит разнозерни- стый амфиболизи- рованный	»_	0,20				
59.	PВ-146	Дулит крупнозерни- стый клинопирок- сенитизированный	»_	0,21				
60.	T-829/1	Усредненная техно- логическая проба №1 хромитовых руд	Участок «Централь- ный-1», горные выработки	26,14				0,006
61.	T-829/1 (107)	Усредненная техно- логическая проба №1 хромитовых руд	»_	26,14				0,006
62.	25В75	Средневкрапленная хромитовая руда	Уч. «Западный» кава №218					
63.	26В75	Средневкрапленная хромитовая руда	Уч-к «Централь- ный», скв. №4					
64.	27В75	Массивная хромитовая руда	Уч-к «Централь- ный», скв. №2					
65.	28В75	Массивная хромитовая руда	Уч-к «Централь- ный», тело №9					
66.	29В75	Массивная хромитовая руда	Войкаро-Сыньин- ский массив, рудо- проявл. Пай-Ты					
67.	350В76	Средневкрапленная нодулярная хромитовая руда	Войкаро-Сыньин- ский массив, река Левая Пай-Ера					
68.	351В76	Густовкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньин- ский массив, река Правая Пай-Ера					
69.	353В75	Густовкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньин- ский массив, река Правая Пай-Ера					
70.	354В75	Густовкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньин- ский массив, Уч-к Кэршор					
71.	355В76	Густовкрапленная хромитовая руда	Ю-В часть, Войка- ро-Сыньинский массив,					

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
				54	32	<5	<10	4	2			
				<10	2	<5	<10	2	2			
				22	5	<5	<10	-	2			
				<10	11	<5	<10	3	2			
				<10	6	<5	<10	-	2			
				40	22	<5	<10	4	2			
				10	3	<5	130	<10	2			
200	H.o.	20	1	60	3	<5	-	7	1			
				60	<3	30	-	-	2			
				200	5	28	-	-	2			
				85	3	6	-	-	2			
				160	<3	45	-	-	2			
				110	<3	26	-	-	2			
H.o.	H.o.	H.o.	1	35	3	<5	10	-	2			
18	H.o.	60	1	50	10	5	<10	-	4			
18	H.o.	20	1	20	3	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	H.o.	1	50	1	<5	<10	-	4			
H.o.	H.o.	40	1	30	1	<5	<10	-	2			

1	2	3	4	5	6	7	8	9
72.	356В76	Бедновкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньинский массив, ЮВ часть р.Нелка-Юган					
73.	358В76	Средне-густовкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньинский массив, г. Пай-Ты, скв. 53					
74.	359В76	Массивная хромитовая руда	Войкаро-Сыньинский массив, г. Пай-Ты, скв. 41					
75.	360В76	Средне-густовкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньинский массив, река Левая Пай-Ера, скв.27					
76.	361В76	Массивная хромитовая руда	Войкаро-Сыньинский массив, река Левая Пай-Ера, скв.22					
77.	362В76	Дуниты пегматоидные слабо серпент.	Войкаро-Сыньинский массив. Уч-к Западно-Лавганайский					
78.	363В76	Войкариты разнотерристые массивные	Войкаро-Сыньинский массив, река Левая Пай-Ера					
79.	364В76	Гарцбургит свежий (десерпентинизированный)	Войкаро-Сыньинский массив, река Левая Пай-Ера					
80.	365В76	Габбро с богатой вкрапленностью сульфидов	Войкаро-Сыньинский массив, р.Труба-Ю					
81	13РВ	Пакеты диабазовых даек среди габбро	Войкаро-Сыньинский массив, р.Лагорта-Ю	0,06				0,022
82.	18РВ	Габбро с богатой вкрапленностью сульфидов	Войкаро-Сыньинский массив, р. Труба-Ю	0,11				0,63
83.	33РВ	Дуниты с повышенной вкрапленностью хромита	Войкаро-Сыньинский массив, левый борт долины р. Малая Лагорта	2,73				0,06
84.	35РВ	Убоговкрапленная хромитовая руда	Войкаро-Сыньинский массив, река Левая Пай-Ера	12,79				0,01

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
H.o.	H.o.	H.o.	1	30	2	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	H.o.	1	50	2	<5	40	-	4			
20	H.o.	20	1	<10	2	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	20	1	60	2	<5	<10	-	2			
40	H.o.	20	1	<10	4	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	H.o.	1	<10	6	<5	<10	-	2			
260	H.o.	20	1	<10	12	<5	<10	-	2			
120	H.o.	20	1	<10	4	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	20	1	<10	5	4	20	-	4			
H.o.	20	30	3	<10	1	<5	<10	-	2			
H.o.	10	16	3	<10	1	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	10	3	<10	3	<5	<10	-	2			
H.o.	H.o.	18	3	<10	1	10	<10	6	2	24	7	<5

Первые опыты по обогащению технологической пробы №1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
85.	T-829/1 10967	Усредненная техн о- логическая проба №1	Опыт 4-11, I промпродукт					
86.	T-829/1 10969	Убого-бедно- средне-свкрапленных хромитовых руд	Опыт 4-11, II промпродукт					
87.	T-829/1 10971	--	Опыт 4-11, III промпродукт					
88.	T-829/1 10973	--	Опыт 4-11, концентрат					
89.	T-829/1 10965	--	Опыт 4-11, концентрат кон- трольной флотации					
90.	T-829/1 10963	Усредненная технологическая проба №1 хромитовых руд	Опыт 4-11, хвосты					
91.	T-829/1 11370	--	Опыт 4-11, концентрат					
92.	T-829/1 11371	--	Опыт 12-15, концентрат					
93.	T-829/1 11372	--	Опыт 17-19, концентрат					
94.	T-829/1 11373	--	Опыт 17-19, хвосты контрольной флотации					
95.	T-829/1 11374	--	Опыт 17-19, хвосты контрольной флотации					
96.	T-829/1 157	--	Опыт 81-84, I промпродукт					
97.	T-829/1 156	--	Опыт 81-84, II промпродукт					
98.	T-829/1 155	--	Опыт 81-84, III промпродукт					
99.	T-829/1 154	--	Опыт 81-84, IV промпродукт					
100.	T-829/1 153	--	Опыт 81-84, V промпродукт					
101.	T-829/1 152	--	Опыт 81-84, концентрат					
102.	T-829/1 158	--	Опыт 81-84, концентрат кон- трольной флотации					
103.	T-829/1 159	--	Опыт 81-84, хвосты обогащения					

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
10	18	20	1	<10	4	18	120	-	2			
10	16	28	1	15	8	28	220	-	2			
60	60	90	1	100	60	37	500	-	2			
1200	1300	1400	1	250	300	190	1600	1000	2			
10	10	20	1	4	5	20	290	-	2			
5	1	10	1	<10	<1	<5	80	-	2			
1200	1300	1400	1	820	950	-	-	700	1			
260	700	300	1	370	450	-	-	120	1			
<4500	<4500	<5000	1	1300	1300	-	-	1100	1			
88	H.o.	290	1	50	2	-	-	70	1			
107	H.o.	27	1	80	2	-	-	10	1			
50	17	H.o.	1									
25	18	<18	1									
29	14	H.o.	1									
17	28	45	1									
830	H.o.	<280	1									
10000	5000	10000	1									
56	<28	H.o.	1									
20	<10	H.o.	1									

ВОСПОМИНАНИЯ О ЮРЕ ВОЛЧЕНКО, СТУДЕНТЕ И ЧЕЛОВЕКЕ

Юра был очень веселым и жизнерадостным человеком. Любил цитировать Ильфа и Петрова. Много шутил и при этом так замечательно смеялся, что невольно его смех передавался окружающим.

Вспоминается несколько эпизодов.

- На 2-м курсе мы занимались самодеятельностью. И вот как-то на репетиции пятеро подружек – Рита Игнатьева, Эля Панова, Раиса Якупова, Зоя Седых и Галя Боякова пели песню «Ой, рябина кудрявая...». Пели очень грустно и жалостливо. Юра слушал, слушал, потом подошел к ним и сказал: «Девчонки, прекратите так петь, вам это не идет! Вы добрые, веселые и счастливые!» После этого девчонки уже не пели такие песни грустно никогда.

- Сдаем экзамен по минералогии профессору Г.Н. Вертушкову. Стоим, волнуемся перед заходом в аудиторию. «Двоек» уже много (очередная – у Г.Н. Шарова, будущего лауреата Госпремии за месторождение Сарылах). Подходит Юра и спрашивает: «Как настроение?» - Не очень бодро отвечаем: «Идем ко дну». Юра моментально реагирует: «Буль-буль-буль, идем на дно, а там скучно и темно». И как засмеется – сразу настроение стало другое.

Он любил и умел задавать преподавателям лукавые вопросы, часто ставя их этим в тупик, причем для этого у него не было исключений (будь то на лекции по геодезии В.К. Лебедевой, на практике по высшей математике М. Рейндорф или на занятиях по физкультуре в Зеленой роще у Пионтэка). Он старался выглядеть старше, а может быть, и был таким: опытнее нас, многих его окружающих, как помнится, на наших студенческих вечеринках младших курсов. Отличался он от его окружавших и по манере одеваться: он был всегда лучше нас одет, будь то в городе или на суходожских практиках. И если на младших курсах (да и позже) он запомнился этаким франтом (щеголем, в хорошем смысле этого слова), то эту свою привычку он сохранил и в зрелые годы. Всем своим обликом, манерой одеваться он тогда уже больше напоминал английского аристократа. Девчонки были от него без ума.

Он был принципиальным и независимым человеком. Обладал поэтическим даром. Все его друзья получали от него поэтические оды в честь юбилеев или важных моментов их жизни. Он очень любил книги – привозил из Казахстана «тоннами» (во времена Советского Союза в сельских книжных магазинах можно было купить уникальные издания, полные собрания сочинений и т.д.).

Привозил он также и прекрасные образцы горных пород и минералов, которые часто дарил своим друзьям. В конце учебы в СГИ на пятом курсе у него произошла «стычка» с деканатом, руководители которого начали его прессовать, что вот такие, как Юра, могут себе позволить не уезжать на работы далеко от дома. Юру это возмутило здорово – он взял и уехал работать в Читу, где и доказал, что он настоящий геолог, мужик и человек.

Юра был удивительно заботливым мужем и отцом. Безумно любил своих детей. Вместе со своей Галей он часто сам водил в садик на Московской горке Юлю, форменным образом «носил на руках» свою любимицу Сашеньку.

Мы, близкие друзья, сошлись с Юрой на почве любви к футболу. Мы были болельщиками. После занятий в институте Юра, В. Олерский, М. Мартынюк и Б. Литвинов часто шли в Зеленую рощу и на облюбованной поляне гоняли мяч. М. Мартынюк это называл «постучим и уйдем». Юра был знатоком теории футбола, любил о нем пространно поговорить, да и среди игроков городского уровня (почти «профи») у него были знакомые. В. Русский помнит, как летом 1956 он с Юрой и А. Межиным ездили на футбол на стадион УЗТМ – там тогда проводились игры команд класса «А» (в тот сезон команда ОДО Свердловска в нем участвовала). Нам посчастливилось в тот день видеть игру московского «Торпедо», а в нем тогда блистал тандем В. Иванов и Э. Стрельцов. Э. Стрельцов был в зените славы – молодой, мощный, красивый, с роскошной шевелюрой «а ля юный Есенин» (это было еще до его отсидки в Усть-Нере), в тот день он забил нам два мяча.

2-я (геологосъемочная) практика в 1957 г. запомнилась школой в г. Сухой Лог, в здании которой жил весь поток геологов и геофизиков. Утро, да и день, сопровождалось в нашей большой «спальне» РМ-ов музыкой – проигрывателем, пластинки для которого «достал» Юра. Это были чешские пластинки фирмы SUPRAPHON – редкие в те времена. Запомнились две вещи, в исполнении чешского джаза (или диксиленда) – «Вишневый сад» и «Стамбул», под мелодии которых мы просыпались утром и засыпали поздним вечером.

Вспоминается воскресный пасмурный день конца июля, уже шла «камералка». Преподавателей нет, да и студенты разбрелись кто куда. В. Русский решил съездить в Свердловск, и попутчиком у него оказался Юра. Приходят на станцию Кунара. Поездов, конечно, нет. И вот идет «товарняк» в сторону Богдановича, немного притормаживает в пределах станции. Они бегут по ходу поезда и карабкаются в какой-то вагон. И вот, уже залезши наверх, они вдруг видят, как навстречу им бежит охранник и угрожающе машет рукой – слезайте. Володя дрогнул и прыгнул, а Юра был не робкого десятка. Последнее, что видел Володя, – это как Юра шел навстречу охраннику и махал в воздухе купюрой (трешкой или пятеркой). Так он и уехал.

На 1-2 курсе были у нас и другие «практики», ежегодно мы ездили на уборку урожая картофеля под г. Красноуфимск, в колхозы.

В конце каждого дня, зачастую под дождем, все уставали. Желанными сигналами – криками бригадиров – были: «Закрывай кучи!», «Пошли в сруб!»). Но и тогда мы вместе с Юрой находили время для наших увлечений геологией (хотя это было и «на ощупь»). Как-то в (д. Конево) мы раскопали зубы мамонта. Сколько радости было! По приезде в родной СГИ на первой лекции А.Ф. Тарбаковой Юра выложил эти зубы ей на стол. Она была в легком шоке, но очень довольна, как и мы, и тут же прочла нам лекцию о среде обита-

ния мамонтов. Его тяга к знаниям проявлялась постоянно, его всегда тянуло к минералогии и металлогении платиноидов.

Это дало свой результат позднее, когда Юра стал крупным специалистом в области минералогии, геохимии и металлогении платиноидов, открыл Баронское месторождение платины и палладия, стал автором фундаментальной монографии и многочисленных научных трудов.

В его жизни был случай, когда Юра чуть было не стал «фаталистом». Юра с В. Хрыповым были в 1957 году на практике в геологической партии, возглавляемой А.Г. Жученко, – картировали Адуйский гранито-гнейсовый комплекс. Снимали для жилья частный дом. Однажды после работы развесили сушить одежду и обувь на заборе. И надо же, хозяйский бычок выбрал Юрины кеды и изжевал их. Юра очень расстроился, но оказывается это было не все – на следующий день бычок из всех вещей, которые сушились на заборе, выбрал и опять изжевал розовую Юрину рубашку. Стало не до смеха! Но и это было еще не все. На третий день бычок «съел» Юрину розовую мыльницу вместе с мылом. Было не до Юринога заразительного смеха! Он решил, что это знак «свыше»: что ему надо бросать геологию. Положение спас А.Г. Жученко – он срочно выписал премию нашим ребятам, вечером сделали мясные пельмени с молоком и Юра вышел из депрессии и меланхолии, перестал думать, что его место не в геологии. И жизнь продолжалась.

Таким нам – В. Шалагинову, В. Олерскому, В. Русскому, В. Хрыпову, М. Игнатъевой, И. Назарову, И. Семенову и многим другим запомнился наш любимый и незабвенный друг – Юра Волченко.

СОДЕРЖАНИЕ

Памяти Юрия Алексеевича Волченко.....	3
Ю.А. Волченко. Состав платиноидов и золота Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал).....	6
Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов. Геотетическая природа корреляционных связей Fe, Pt и Pd в платиноносных клинопироксенитах Урала.....	11
Ю.А. Волченко. Этапность формирования Гусевогорского габбро-пироксенитового массива (Средний Урал) и поведение платиноидов и золота в ходе этого процесса.....	17
Ю.А. Волченко, В.М. Нечеухин, Л.И. Коленко. О платиноносности Сарановского комплекса на западном склоне Урала.....	24
Ю.А. Волченко. Качканарский комплекс и его титано-магнетитовые руды.....	27
Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов, В.М. Нечеухин. О парагенетических породных ассоциациях и типах платиноидной минерализации в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала.....	33
Ю.А. Волченко, Н.А. Ярош, Г.А. Сандлер, В.Е. Масленников. Первая находка платиноидной минерализации в габбро-диабазе западного склона Урала.....	37
Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов. Распределение золота в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала.....	39
В.М. Нечеухин, Ю.А. Волченко, М.И. Андреев. Генетические типы титаномагнетитовых месторождений.....	42
Ю.А. Волченко, В.М. Нечеухин, А.И. Радыгин, Г.А. Сандлер. Новый тип платиноидной минерализации в гипербазитах складчатых поясов	47
Ю.А. Волченко, Н.Г. Вилесов, Н.Д. Гутин. Закономерности распределения золота в дунит-пироксенит-габбровых комплексах Платиноносного пояса Урала.....	53
Ю.А. Волченко, Я.Ш. Брянский, Н.Г. Вилесов. Новые данные по геологии и рудоносности Сарановского комплекса (западный склон Урала)	60
Ю.А. Волченко, М.И. Андреев, И.И. Неустроева. Фракционирование платиновых металлов в альпинотипных комплексах Урала.....	75
Ю.А. Волченко, И.И. Неустроева. Методы определения металлов платиновой группы (МПГ) при анализе хромитовых руд.....	79
Ю.А. Волченко, Т.А. Шилова, В.А. Вилисов. Лауристы стратиформного хромитоносного комплекса на западном склоне Урала.....	81
Ю.А. Волченко, А.А. Малюгин. Минералы системы золото-палладий-ртуть в рудах Урала.....	84

Ю.А. Волченко. Новые минералы и парагенезисы минералов МПГ в рудоносных габбро-гипербазитовых комплексах Урала.....	86
Ю.А. Волченко. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала	88
Ю.А. Волченко. Золотоносность габбро-гипербазитовых комплексов Урала.....	96
Ю.А. Волченко, В.В. Велинский, Ф.П. Леснов, С.И. Ступаков, И.И. Неустроева. Основные черты металлогении платиноидов в альпинотипных гипербазитах Урало-Монгольского складчатого пояса....	101
Ю.А. Волченко, Б.Л. Вигоров. Первая находка акцессорных минералов платиновых металлов в хромитах Кемпирская.....	103
Ю.А. Волченко, И.И. Неустроева. Два типа распределения платиноидов в альпинотипных комплексах складчатых поясов.....	105
В.В. Мурзин, В.П. Молошаг, Ю.А. Волченко. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах Волковского массива на Урале.....	108
Ю.А. Волченко. Платиносодержащие и платиновые рудные формации зон перехода палеоокеан-палеоконтинент (на примере Урала).....	111
Ю.А. Волченко, И.И. Неустроева, Н.Г. Наумов. Концентрированное платиноидно-сульфидное оруденение в габбро-гипербазитовых комплексах Платиноносного пояса Урала.....	113
В.В. Дистлер, Ю.А. Волченко, В.В. Крячко, Г.А. Елпышев, Г.А. Меркулов. Минералы платиновых металлов в хромититах Кемпирсайского массива, Южный Урал.....	116
Ю.А. Волченко, И.И. Неустроева, Н.Г. Наумова, Л.К. Воронина. Платиноиды в хромитоносных разрезах альпинотипных комплексов Урала.....	122
В.М. Нечеухин, Ю.А. Волченко, В.Ю. Алимов. Рудные геолого-геохимические системы Урала. Хромитовые системы (глава 4).....	126
В.М. Нечеухин, Ю.А. Волченко, В.Г. Фоминых. Титаномагнетитовые системы (глава 5).....	147
Ю.А. Волченко, И.И. Неустроева, С.И. Нестерова. Генетическая природа закономерностей распределения благородных и цветных металлов в медных рудах Чинья: геотехнологические следствия.....	163
Ю.А. Волченко, Л.К. Воронина, Г.В. Пальгуева. Паргасит в хромитовых рудах Кемпирская.....	165
И.С. Чашухин, Ю.А. Волченко, Г.П. Самсонов. Флюидно-метасоматическая модель генезиса хромитовых руд в альпинотипных гипербазитах на примере Кемпирсайского массива.....	168
С.В. Смирнов, Ю.А. Волченко. Первая находка платиноидной минерализации в хромитовых рудах Нуралинского массива на Южном Урале	170
Ю.А. Волченко, И.И. Неустроева, В.А. Виллисов. Платиноидное оруденение краевых полосчатых серий альпинотипных комплексов Урала	173

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев, А.Н. Мардиросьян. Платиноидное оруденение основных геодинамических режимов развития Уральского подвижного пояса.....	176
И.С. Чащухин, Ю.А. Волченко, С.Г. Уймин. Гетерогенность гипербазитов и хромитового оруденения Кемпирсайского массива.....	183
И.С. Чащухин, Ю.А. Волченко, С.Г. Уймин, И.И. Неустроева. Новые данные по геологии и рудоносности северной части Кемпирсайского массива	185
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев. Платиновометаллическое оруденение основных этапов развития Уральского подвижного пояса.	189
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева. Платиновые металлы в колчеданных рудах Уральского типа.....	191
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев. Платиноидное оруденение в геологической истории Уральского подвижного пояса.....	194
Ю.А. Волченко, С.И. Колтышева. Родиеносность руд стратиформных магматических комплексов Центрально-Уральского поднятия.....	196
И.И. Неустроева, Ю.А. Волченко. Метрологическое исследование методики «спектрофотометрический метод определения осмия и рутения в силикатных, сульфидных и оксидных рудах».....	197
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев. Продуктивность платиновометалльных поясов Урала.....	201
Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев, А.Н. Мардиросьян. Типы платиновометалльного оруденения и их генетическая сущность.....	204
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных поясах (на примере Урала).....	220
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев, А.Н. Мардиросьян, Л.К. Воронина. Малосульфидное платинометалльное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал).....	221
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, К.К. Золоев, А.И. Мардиросьян. Платиноносные мафиты и ультрамафиты Урала: особенности образования, метаморфизма, металлогении.....	227
В.А. Коротеев, И.С. Чащухин, Ю.А. Волченко. Развитие представлений А.Г. Бетехтина о генезисе хромитового оруденения в альпинотипных ультрамафитах.....	229
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.С. Чащухин. Распределение платиновых металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах уральской подвижной системы: петрологические и рудогенетические следствия	232
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев. Уральский платиновый полигон А.Г. Бетехтина: новые достижения.....	235
И.С. Чащухин, Г.П. Самсонов, С.Г. Уймин, Ю.А. Волченко. Хромитовое оруденение Кемпирсайского массива: закономерности размещения и условия образования.....	238

Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева, В.А. Вилисов. Дискретные парагенетические ассоциации элементов и минералов благородных металлов в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса Урала: петро- и рудогенетические следствия.....	243
Ю.А. Волченко, К.К. Золоев, В.А. Коротеев, А.Н. Мардиросьян, И.И. Неустроева. Новые и перспективные типы платинометалльного оруденения Урала.....	245
Ю.А. Волченко. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива	266
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.И. Неустроева, В.А. Вилисов. Платиноидное оруденение в габбро-диабазы западного склона Урала – новый тип минерализации.....	289
В.Н. Смирнов, Ю.А. Волченко. Распределение платиноидов в породах Давыдовского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал).....	294
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев. Месторождения полезных ископаемых Урала. Глава 4.9. Платина.....	299
Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев. Фракционирование платиновых металлов при развитии подвижных систем Уральского типа и проблема прогнозирования платинометалльных месторождений.....	311
Научные и производственные отчеты.....	330
Ю.А. Волченко. Состав и свойства минералов платиновых металлов и золота Гусевогорского титаномагнетитового месторождения.....	330
Ю.А. Волченко. Информационная записка о результатах работ по теме: «Прогнозная оценка платиноносности хромитопроявлений Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов на Полярном Урале».....	393
Ю.А. Волченко, М.И. Андреев, Н.Г. Наумова, И.И. Неустроева. Информационный отчет о результатах специализированных работ по теме: «Прогнозная оценка платиноносности хромитопроявлений Рай-Изского и Войкаро-Сыньинского массивов на Полярном Урале».....	400
Воспоминания о Юре Волченко, студенте и человеке.....	445

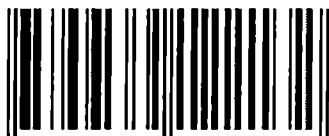
Научное издание

Юрий Алексеевич Волченко
ПЛАТИНА УРАЛА
Избранные труды
Том 1

Рекомендовано к изданию
ученым советом Уральского отделения
Российского минералогического общества и НИСО УрО РАН

Верстка Г.Ю. Шардакова, А.В. Алексеев

ISBN 978-5-7691-2213-2



9 785769 122132

НИСО УрО РАН № 21(11)-1 Подписано в печать 06.06.11.
Формат 70×100 1/16. Бумага типографская.
Усл. печ. л. 36. Уч.-изд. л. 36. Тираж 300 экз. Заказ № 106

Оригинал макет подготовлен в Институте геологии и геохимии УрО РАН.

Типография «Уральский центр академического обслуживания».
620990, Екатеринбург, ул. Первомайская, 91