

1. Анфимов Л.В., Козлов В.И., Ротарь А.Ф., Наумова В.М. Зрелость обломочных зерен кварца из песчаников базальных свит рифейских серий Южного Урала // Литология и полезн. ископ. - 1983. - N5. - С.114-118.
2. Гарань М.И. Верхний докембрий (рифей) // Геология СССР, т. XII, ч. 1. - М., 1969. - С.70-106.
3. Гарань М.И. Возраст и условия образования древних свит западного склона Ю. Урала. - М.: Гостеолиздат, 1946. - 28 с.
4. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Русская платформа. - Л: Недра, 1985. - 356 с.
5. Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста // Тр. Ильменского заповедника, вып. 19, 1978. - С.33-43.
6. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. - М.: Наука, 1983. - 184 с.
7. Чайка В.М. Являются ли метаморфизованные конгломераты айской свиты базальными образованиями докембрия Южного Урала? // Сов. геол. - 1965. - N3. - С.115-118.

ИДК 552.321+553.491/470.5/

И.А.Малахов, И.В.Савохин

СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОВОРУДНОЙ АССОЦИАЦИИ В НИЖНЕТАГИЛЬСКОМ МАССИВЕ НА УРАЛЕ

Последовательность становления и специфические особенности основных минеральных парагенезисов металлов платиновой группы в ультрамафитах были сформулированы О.Е.Юшко-Захаровой [9] и Е.С.Рудашевским и др. [7], выделившими три основных минеральных парагенезиса - осмиевый, сформировавшийся в условиях мантийного зарождения альпинотипных ультрамафитов, платиновый, сформировавшийся в результате корового метаморфо-метасоматического преобразования ультрамафитов, и, наконец, палладиевый, образующийся при гидротермальной переработке платиноидов ранних парагенезисов в процессе метасоматического преобразования ультрамафитов под воздействием флюидов, связанных с габброидными интрузиями, и сопровождающийся сульфидами меди, железа и никеля.

Полученный нами обширный фактический материал при детальном изучении наиболее крупного и интересного в промышленном отношении Нижнетагильского пироксенит-дунитового массива на Среднем Урале хотя и подтверждает в целом отмеченную стадийность становления платиноворудной минерализации, тем не менее позволяет во многом по-новому трактовать вопросы ее генезиса и стадийности формирования. Детально изученный нами Нижнетагильский массив является интересным и в том отношении, что здесь мы имеем дело со всеми тремя отмеченными выше геохимическими ассоциациями платины и платиноидов, хотя сам массив является весьма характерным и, пожалуй, самым крупным представителем хромититового типа платинового оруденения у нас в стране.

СОСТАВ ХРОМШПИНЕЛИДОВ КАК ИНДИКАТОР РУДОНОСНОСТИ

Поскольку для хромититового типа платинового оруденения в зональных массивах характерна прежде всего ферроплатина, то естественно полагать, что должна существовать определенная зависимость между составом рудообразующих хромитов и составом платиновой минерализации, выражающаяся в том, что формирование подобных железисто-платиновых парагенезисов должно сопровождаться закономерным повышением железистости околорудных хромитов. Судя по данным 45 полных силикатных и микрозондовых анализов платиноносных хромитов, приведенных в монографии А.Г.Бетехтина [3] и в нашей работе [6], наблюдаются весьма широкие их вариации по железистости - от 25 до 55% и даже более, причем для всех хромитов характерно аномально высокое содержание оксида трехвалентного железа, содержание которого колеблется от 8 до 31,4%, что соответствует 10-41% нормативного магнетита, что несравненно выше, чем в хромитовых рудах из альпинотипных комплексов Урала и других регионов.

Следует, однако, иметь в виду, что существенное повышение железистости хромитов из массивных и густовкрапленных руд отмечается лишь в сравнительно узких зонах, непосредственно примыкающих к участкам с ферроплатиновой минерализацией. Что касается бедно- и средневкрапленных хромитовых руд, в которых чаще всего отмечается приуроченность железо-платинового оруденения, то они обладают более широкой зоной изменения, слагаемой более железистыми по составу хромитами. Химический состав хромшпинелидов из массивных и вкрапленных руд, полученный нами с помощью микрозонда [6],

свидетельствует о закономерном повышении как величины железистости f , так и доли трехвалентного железа в феррихромитах массивных руд по сравнению со средневкрапленными. Соответственно, примерно в два раза возрастает содержание в них двух- и трехвалентного железа с соответствующим уменьшением содержаний хрома и магния.

СОСТАВ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОВЫХ МИНЕРАЛОВ

В результате проведения минераграфических исследований и детального изучения материала из протолок дунитов и хромитовых руд с помощью микрозонда надежно выявлена платиновая минерализация лишь в виде железо-платиновых соединений, принадлежащих к группе ферроплатины с редкими включениями осмий-иридиевых фаз, куперита, брэггита, сперрилита и других платиноидов, принадлежащих к группе сульфидов и арсенидов, в изученных нами пробах не было встречено.

Наиболее высокотемпературная платиноидная минеральная ассоциация в виде крипто- и микровключений в хромитовой матрице была нами установлена с помощью микрозонда в целом ряде ранее выявленных хромитовых шлиров и сегрегаций на юго-западном и южном склоне г.Соловьевой. Результаты определения их состава представлены в табл.1. При этом необходимо учесть, что для наиболее богатой пробы 53 отдельно изучались осмий-иридиевые микровключения в хромитах из немагнитной, I и II электромагнитных и магнитной фракций, а для остальных хромитов из относительно богатых проб приводятся средние данные для всех химически охарактеризованных включений.

Таблица 1

Состав микровключений платиноидов из хромитов рудоносных шлиров и сегрегаций (отн.%)

Номер пробы	Os	Ir	Rh	Pt	Pd	Примечание
53. Немагнитная фракция	27,2	42,4	20,9	8,2	1,3	Среднее из 5 определений
53. II электромагнитная фракция	29,7	39,6	9,9	16,8	4,0	Среднее из 5 определений
53. I электромагнитная фракция	44,1	35,0	7,0	4,9	9,0	Среднее из 3 определений
Магнитная фракция	26,5	47,4	13,7	5,6	6,8	Среднее из 7 определений
Среднее по 53 пробе	31,9	40,4	13,1	8,2	6,4	20 определений
5, 22, 23, 28, 33, 36, 80, 84	26,4	50,0	12,3	6,8	4,5	Среднее из 11 определений

Как следует из результатов более 30 микрозондовых анализов микровключений, средний их состав обычно соответствует осмиридам или реже иридосминам. При этом содержание платины весьма низкое и обычно составляет всего 5-10%. Среди неметаморфизованных хромитов немагнитной фракции обращает на себя внимание аномально высокое содержание в осмиридах родия, достигающее в среднем почти 21%. Однако при метаморфизме его количество может существенно уменьшаться.

Существенную помощь при минераграфическом изучении состава минералов из группы ферроплатины оказало их травление в полированных шлифах царской водкой: изоферроплатина при этом практически не меняется, как и иридосмин и осмирид, кубическая железистая платина подвергается весьма слабому травлению, а тетраферроплатина, и особенно никелистая ферроплатина и туламинит, подвергаются при этом наиболее сильно изменению, выражающемуся в их интенсивном потемнении.

В частности, в шлирах густовкрапленных хромитовых руд из района старого карьера, находящегося к югу от вершины г.Соловьевой, обнаруженная платиновая минерализация представлена преимущественно индивидами тетраферроплатины, иногда с реликтами кубической железистой платины и единичными мелкими зернами существенно иридиевого состава, как это следует из данных, полученных с помощью микрозонда. При травлении теплой царской водкой четко проявляется структура замещения кубической железистой платины тетраферроплатиной, а по периферии ее зерен отмечаются туламинитовые каймы. При «глубоком» травлении в кипящей царской водке остаются обычно реликты кубической железистой платины среди тетраферроплатины и сильно корродированный туламинит. Помимо мелких реликтов железистой платины отмечаются и более крупные ее индивиды с явлениями коррозии и резкими границами минеральных фаз.

В зернах платины из средневкрапленных шлировых хромитов с богатым оруденением района, расположенного к юго-западу от вершины г.Соловьевой, выявляется существенно иная картина

взаимоотношений основных минеральных фаз. Судя по сравнительно слабому травлению, наиболее вероятно принадлежность ее к изоферроплатине. Обращает на себя внимание в ней структура распада твердого раствора Fe-Pt состава. При этом более железистые по составу ламелли, представленные тетраферроплатиной, располагаются по (111), что согласно исследованиям А.Г.Бетехтина [3] является системой спайности ферроплатины по октаэдру.

Изучение порошкограммы платины из хромита из района старого карьера (табл.2) показало несомненное присутствие в ее составе тетраферроплатиновой и туламинитовой фаз. Что касается изоферроплатины и железистой кубической платины, то их присутствие, как видно на рентгенограмме, надежно пока не доказано и требует проведения дополнительных исследований, которые пока провести не удалось из-за ее высокой ковкости и невозможности истирания обычными методами.

Таблица 2

Рентгенограммы платины в пробе 187 и основных эталонов*

Образец		Э т а л о н ы							
		изоферроплатина		кубическая железистая платина		тетраферроплатина		туламинит	
d	l	d	l	d	l	d	l	d	l
7,2	1**								
3,96	1								
3,89	1								
3,69	0,5					3,693	1		
3,59	3**							3,57	
3 3,34	0,5								
2,76	4	2,732	1			2,722	2	2,75	4
2,19	10	2,231	9	2,203	10	2,191	10	2,18	10
1,956	6							1,945	7
1,930	4	1,932	7			1,925	7ш		
1,910	4			1,907	8				
1,803	1							1,788	2
1,716	1,5	1,728	1			1,707	2	1,709	4
1,512	0,5					1,528	2	1,499	3
1,505	0,5								
1,378	1	1,366	7					1,375	4
1,344	1			1,349	6				
1,330	1					1,332	6ш		
1,322	2							1,317	5
1,289	1	1,288	2						
1,284	0,5					1,277	<1ш	1,284	2
1,234	0,5					1,231	<1ш	1,230	1
1,168	4ш	1,165	10					1,163	8
1,158	3					1,156	5ш		
1,149	2			1,150	7				
1,143	2								

* Справочник «Минералы благородных металлов»

** Отражения серпентинового минерала.

Съемка проводилась инженером-аналитиком Н.Г.Сапожниковой

Полученные нами с помощью микрозонда систематические данные по составу платины (табл.3) свидетельствуют о прямой зависимости содержаний в ней железа, никеля и меди и обратной - их суммарного количества от абсолютного содержания платины, что определяется степенью ее вторичного метасоматического преобразования. Анализ всех имеющихся многочисленных данных позволяет вполне уверенно утверждать, что исходное содержание платины в тетраферроплатине колеблется от 76 до 79%, а в кубической железистой платине - от 79 до 84%. Теоретически содержание элементарной платины в изоферроплатине максимально и составляет 91,3%. Однако на практике вследствие наличия твердого раствора иридия в ферроплатиновой матрице и влияния наложенных процессов метаморфизма ее количество может существенно снижаться - чаще всего до 85-88%. При этом при содержании ниже 85% рентгеноструктурный анализ не устанавливает присутствия изоферроплатиновой фазы. С учетом высоких

Состав основных платиновых минералов

N п/п	Номер пробы	Pt	Ir	Os	Rh	Ru	Pd	Fe
1	80-2-2	84,42	3,87	0,59	0,35	0,00	0,31	7,76
2	80-2-3	84,59	6,34	0,69	0,38	0,00	0,31	10,46
3	82-2-1	84,08	5,21	0,60	0,34	0,00	0,37	10,12
4	82-2-2	83,98	2,79	0,53	0,32	0,00	0,31	9,68
5	53-8	82,75	4,71	-	0,18	-	-	11,85
6	53-10	80,16	5,40	-	0,11	-	-	13,75
7	53-13	80,12	1,69	-	0,08	-	-	15,47
8	53-15	84,61	3,26	-	0,23	-	-	12,55
9	53-17	80,80	3,41	-	0,23	-	-	12,07
10	279-25	81,25	1,78	0,56	0,26	-	-	12,33
11	279-26	81,43	1,33	0,57	0,22	-	-	13,67
12	279-27	81,86	0,85	0,52	0,26	-	-	12,75
13	53-1	77,07	7,54	-	0,15	-	-	12,96
14	53-20	79,08	3,62	-	0,33	-	-	16,60
15	279-22	78,05	3,38	-	0,29	-	-	11,70
16	279-31	76,86	1,88	-	0,35	-	-	13,80

1-4 - изоферроплатина; 5-11 - кубическая железистая платина; 12-14 - тетраферроплатина;
15 - туламинит; 16 - ферроникельплатина

- до 7% содержаний иридия - статистическую границу между изоферроплатиной и кубической железистой платиной следует устанавливать на уровне 83-84% суммарных содержаний элементарной платины.

Помимо платины наиболее высокие значимые содержания из металлов платиновой группы характерны лишь для иридия, количество которого, судя по полученным нами систематическим микрозондовым данным, колеблется от 0,85 до 10%. По результатам 30 определений иридия в проанализированных зернах и микровключениях и оценки характера распределения иридия уверенно выделяется три основных его типа: 1. Иридий, входящий в кристаллическую структуру ферроплатины и образующий микровключения в ее матрице. Согласно выполненным расчетам молярное его содержание составляет 4,65%, максимально достигая 7%, т.е. в целом достаточно велико. 2. Наиболее высокое содержание иридия зафиксировано в виде микровключений и криптовключений размером 1-2 микрона, т.е. меньше диаметра луча микрозонда. При записи графиков поведения характерных элементов, включая платиноиды, такие криптовключения дают пики, не сопровождающиеся заметным увеличением содержаний осмия, что исключает их высокотемпературную осмиридовую природу и определяет средний уровень содержаний в 10% при колебаниях от 9 до 10%. 3. Наконец, третий тип концентраций иридия связан с присутствием относительно крупных кристаллических индивидов иридосмина в платине. Обычно они обладают вытянутой, иногда изогнутой формой, нередко образуют цепочки из серии зерен. Однако в целом такие включения достаточно редки и основной формой выделения иридия является первый из выделенных типов.

Для осмия характерно два типа его выделения - первый в виде твердого раствора и крипто- и микровключений в ферроплатине и непосредственно в хромите, где его содержание максимально может достигать 0,7%, а второй в виде мелких зерен размером до 0,01 мм в крупных индивидах платины. Химический состав одного из таких зерен по данным микрозонда следующий: Pt - 31,96%, Os - 43,96% и Ir - 24,59%, что соответствует по номенклатуре платинистому иридосмину.

Содержание палладия и родия в ферроплатине обычно весьма низкое и колеблется от 0,3 до 0,4%. Лишь в одной из проанализированных проб (N28) на юго-западном склоне г. Соловьевой в сульфидизированном хромите при общем содержании МПГ в 1,6 г/т было зафиксировано аномально высокое относительное содержание палладия, составляющее 24% от общего содержания платины и платиноидов. Что касается родия, то его содержание в ферроплатине колеблется от 0,1 до 0,4%, причем существенно выше в хромитах, чем непосредственно в дунитах. Содержание рутения в изученных образцах платины из Нижнетагильского массива еще ниже и обычно составляет менее 0,05%, и из-за сравнительно низкой чувствительности микрозонда он часто в изученных зернах вообще не фиксируется.

			К р и с т а л л о х и м и ч е с к а я ф о р м у л а
Ni	Cu	Сумма	
-	-	99,29	$Pt_{2,76}Ir_{0,13}Os_{0,02}Rh_{0,02}Pd_{0,02}Fe_{0,93}$
-	-	102,74	$Pt_{2,61}Ir_{0,20}Os_{0,02}Rh_{0,02}Pd_{0,02}Fe_{1,13}$
-	-	100,71	$Pt_{2,61}Ir_{0,16}Os_{0,02}Rh_{0,03}Pd_{0,02}Fe_{1,16}$
-	-	97,61	$Pt_{2,71}Ir_{0,10}Os_{0,02}Rh_{0,03}Pd_{0,02}Fe_{1,12}$
0,60	2,55	101,28	$Pt_{2,45}Ir_{0,14}Rh_{0,01}Fe_{1,24}Ni_{0,05}Cu_{0,11}$
0,52	1,74	102,68	$Pt_{2,29}Ir_{0,15}Rh_{0,01}Fe_{1,35}Ni_{0,05}Cu_{0,15}$
0,66	2,75	100,77	$Pt_{1,05}Ir_{0,02}Rh_{0,01}Fe_{0,74}Ni_{0,03}Cu_{0,11}$
0,64	1,13	102,42	$Pt_{2,45}Ir_{0,10}Rh_{0,01}Fe_{1,27}Ni_{0,06}Cu_{0,10}$
0,52	2,45	99,47	$Pt_{2,37}Ir_{0,10}Rh_{0,01}Fe_{1,24}Ni_{0,05}Cu_{0,22}$
3,57	2,53	102,27	$Pt_{2,21}Ir_{0,05}Os_{0,02}Rh_{0,01}Fe_{1,17}Ni_{0,32}Cu_{0,21}$
1,93	1,14	100,29	$Pt_{2,30}Ir_{0,04}Os_{0,02}Rh_{0,01}Fe_{1,35}Ni_{0,18}Cu_{0,10}$
3,86	1,13	102,24	$Pt_{2,27}Ir_{0,02}Os_{0,01}Rh_{0,01}Fe_{1,22}Ni_{0,35}Cu_{0,09}$
0,34	2,77	100,84	$Pt_{1,10}Ir_{0,11}Rt_{0,01}Fe_{0,65}Ni_{0,02}Cu_{0,12}$
1,00	2,64	101,13	$Pt_{1,03}Ir_{0,05}Rh_{0,01}Fe_{0,76}Ni_{0,05}Cu_{0,21}$
0,24	7,83	101,49	$Pt_{2,11}Ir_{0,09}Rh_{0,01}Fe_{1,11}Ni_{0,02}Cu_{0,65}$
3,91	4,90	101,68	$Pt_{1,97}Ir_{0,05}Rh_{0,02}Fe_{1,24}Ni_{0,33}Cu_{0,39}$

СОСТАВ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ

Для дунитов зональных массивов сульфидная ассоциация минералов не характерна. Несколько чаще они встречаются, и в первую очередь пирит, среди клинопироксенитов краевой зоны, особенно близ контакта их с породами вмещающего полосчатого комплекса и непосредственно в нем - среди полосчатых роговиков вулканогенно-осадочного происхождения. В пределах центральной дунитовой части Нижне-тагильского массива спорадически отмечаемая сульфидная минерализация нами была встречена в целом ряде хромитовых шпиров и сегрегаций на южном и юго-западном склоне г. Соловьевой, включая старый дунитовый карьер. Характерно, что такие участки с сульфидизированными хромитами в основном располагаются близ разлома северо-западного простирания.

Из сульфидов надежно идентифицируются халькопирит, сфалерит, пирит и редко галенит. Наиболее крупными размерами зерен - до 0,5-1 мм - обладают халькопирит и сфалерит. Изучение их взаимоотношений показало, что сфалерит обычно образуется несколько позднее халькопирита, но возможны и иные возрастные соотношения, когда сфалерит, будучи более ранним, образует изометричные включения в крупных индивидах халькопирита. В отличие от клинопироксенитовых кайм, где относительно крупные индивиды пирита обычно ассоциируют с магнетитом, в дунитах и хромитах пирит образует более мелкие выделения и их агрегаты часто наблюдаются в крупных индивидах халькопирита, развиваясь в них по системе мелких трещин. Аналогичная более поздняя природа образования характерна и для мелких зерен галенита, который пространственно тяготеет к более крупным выделениям сфалерита, как пирит - к халькопириту.

Состав всех перечисленных сульфидов, установленный с помощью рентгеновского микроспектрального анализатора IXA-5, приводится в табл.4. Как видно из приведенных данных, состав халькопирита весьма стабилен и из примесей в его составе содержатся лишь микровключения пирита, на долю которых приходится от 5,5 до 11% его массы. Сфалериты по химическому составу являются весьма неоднородными. Вариации его состава определяются прежде всего достаточно широким диапазоном температур его кристаллизации: более ранние и высокотемпературные сфалериты содержат значительное количество железа - до 11% в виде троилитовой или пирротиновой составляющей (зерно 7,5), в то время как самые поздние и низкотемпературные сфалериты содержат железа менее одного процента. В соответствии с термометром Куллера [10] температура кристаллизации высокожелезистых сфалеритов составляет 370-380°C, а маложелезистых - около 200°C.

Среди проанализированных пиритов четко выделяется два их типа: более ранний и высокотемпературный, содержащий обычно примесь никеля, меди и цинка в своем составе и слагающий обычно пирит-халькопирит-сфалеритовый парагенезис, и более поздний и низкотемпературный пирит, не содержащий практически никеля и цинка, а меди - примерно в два раза ниже - порядка 0,65%, но характеризующийся наличием в нем микровключений галенита и образующий пирит-борнит-галенитовую

Состав сульфидов в хромитах Нижнетагильского

	Х а л ь к о п и р и т				С ф а л е р и т					
	4.1/1	4.1/2	7.3/1	7.3/2	4.2	4.6	5.1	7.1	7.4	7.5
Fe	31,14	30,83	31,61	31,98	2,65	4,89	0,87	3,57	2,38	10,88
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Cu	32,80	32,66	30,93	31,45	2,92	2,11	0,78	1,03	1,02	6,22
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	61,32	59,57	65,09	62,09	63,35	49,04
Pb	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	35,87	35,50	36,41	36,82	33,17	33,19	32,91	33,12	33,05	33,54
Pt	0,07	0,02	0,08	0,00	0,02	0,03	0,10	0,00	0,00	0,00
Pd	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,07	0,12	0,12	0,12
Ru	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,08	0,10	0,10	0,10
Сумма	100,10	99,23	99,25	100,47	100,29	100,04	99,91	100,03	100,02	99,90
								<i>Пересчет на основные</i>		
Пирит	5,67	6,57	10,86	10,51	-	-	-	-	-	-
Пирротин	-	-	-	-	0,15	5,22	0,32	4,62	2,57	9,27
Миллерит	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00
Борнит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Халькопирит	94,04	94,48	88,85	89,25	8,88	6,42	2,40	3,14	3,12	18,73
Сфалерит	0,00	0,00	0,00	0,00	90,71	88,03	97,03	91,98	94,05	71,75
Галенит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Куперит	0,04	0,02	0,04	0,00	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00
Высоцит	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,07	0,12	0,12	0,11
Лаурит	0,14	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,12	0,14	0,14	0,14
Сумма МПГ	0,29	0,24	0,30	0,22	0,23	0,25	0,25	0,22	0,22	0,22

минеральную ассоциацию.

Что касается галенита, то состав его может варьировать достаточно широко. Однако эти колебания связаны с мелкими размерами его зерен, вследствие чего при его анализе мы имеем дело с присутствием наряду с галенитом в точке анализа других минеральных фаз - борнита или сфалерита (зерно 4.4 [2]).

Как следует из результатов микрозондовых анализов, во всех проанализированных сульфидах отмечается постоянное присутствие легких платиноидов - палладия и рутения. Платина же в небольших количествах была зафиксирована лишь в составе более высокотемпературных сульфидов - халькопирите и сфалерите, что ранее уже отмечалось в монографии О.Е.Юшко-Захаровой [8]. Спорадически она встречается в виде куперита и в составе более высокотемпературных сульфидов, однако факт ее присутствия требует еще дополнительной проверки, хотя выделения куперита в породах и рудах Нижнетагильского массива ранее уже отмечались В.Д.Бегизовым и Е.Н.Завьяловым [2].

При анализе условий кристаллизации сульфидов и приуроченной к ним платиноидной минерализации существенное значение представляют результаты экспериментальных исследований устойчивости сульфидов в области гидротермального рудообразования, выполненных П.Б.Бартоном и П.Тулмином [1], дополненные опубликованными данными В.В.Дистлера [5] по устойчивости различных минеральных ассоциаций платины и платиноидов. Такая обобщающая диаграмма, составленная в системе координат летучесть серы - температура, представлена на рисунке. Ее ценность заключается прежде всего в том, что по активности серы в условиях изменения температуры четко выделяются три основных поля: наиболее высокотемпературная бессернистая ассоциация, представленная железом и его оксидами, к которой принадлежат и хромиты, поле устойчивости пирротина, в которой располагаются все кривые перехода самородных соединений платины и платиноидов к сульфидным минеральным их ассоциациям, и, наконец, высокосернистое поле, включающее ряд сульфидных парагенезисов с пиритом.

На этой диаграмме представлены также данные, позволяющие по содержанию твердого раствора троилита или пирротина в сфалерите определить температуру его кристаллизации. Как видно на рисунке, более железистые по составу сфалериты располагаются в пирротинном поле, а низкожелезистые - в поле устойчивости пирита.

Исходя из представленных на этой диаграмме трех основных границ перехода - от железных сплавов и оксидов к малосернистым сульфидам типа троилита или пирротина, от пирротина к пириту и от халькопирита к пирит-борнитовой ассоциации, можно вполне удовлетворительно объяснить условия формирования всех выявленных в пределах Нижнетагильского зонального массива сульфидов, образующих более высокотемпературную пирит-халькопирит-сфалеритовую и низкотемпературную пирит-

массива по микронзондовым данным оператор (В.А.Вилисов)

П и р и т					Г а л е н и т	
4.2	4.3	5.2	6.2	7.2	4.4/1	4.4/2
44,23	44,76	45,98	45,79	45,40	3,10	3,02
0,45	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
1,33	1,34	0,66	0,64	0,83	4,66	4,58
0,96	0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	3,36
-	-	-	-	-	74,32	73,59
51,38	51,87	53,01	52,79	52,41	16,12	17,56
0,09	0,11	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
0,14	0,14	0,06	0,08	0,14	0,14	0,13
0,11	0,11	0,11	0,09	0,11	0,11	0,11
98,94	100,12	99,84	99,39	98,89	98,45	102,39
<i>минеральные группировки</i>						
94,46	94,50	98,97	99,01	98,70	12,24	10,96
-	-	-	-	-	-	-
0,63	0,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13
-	-	0,84	0,81	1,06	14,80	13,32
3,41	3,41	-	-	-	-	-
1,20	1,20	0,00	0,00	0,00	0,00	9,49
-	-	-	-	-	72,35	65,56
0,04	0,05	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
0,12	0,11	0,06	0,06	0,11	0,28	0,24
0,13	0,13	0,11	0,11	0,13	0,33	0,30
0,34	0,36	0,19	0,17	0,25	0,25	0,24

борнит-галенитовую ассоциацию, в составе которой может быть и маложелезистый сфалерит.

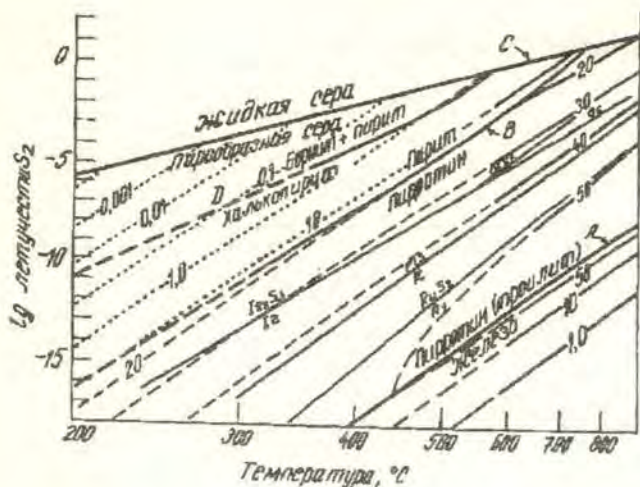
СТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАТИНОВОРУДНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

На основе приведенных данных устанавливается многостадийность формирования платиновой и осмий-иридиевой минерализации в дунитах и особенно в хромитах Нижнетагильского зонального массива. К наиболее высокотемпературной постагматической ассоциации принадлежат осмириды и иридосмины, встречающиеся в виде крипто- и микровключений в хромитах. В главную метаморфогенно-пневматолито-гидротермальную рудную стадию происходило образование кубической железистой платины и частично изоферроплатины, которые являются несомненно эпигенетическими по отношению к хромиту и оливину. Образование основной массы индивидов осмирида и иридосмина предшествовало формированию ферроплатины, в которой они часто образуют идиоморфные включения.

В процессе последующего метаморфизма кубической железистой платины, как было выявлено, в частности, в пробе 53, возникли типичные структуры распада твердого раствора с образованием изо- и тетраферроплатины. В дальнейшем по мере понижения температуры и увеличения активности железа происходило массовое образование тетраферроплатины, развивающейся обычно по периферии зерен изоферроплатины и кубической платины. Имеющиеся обширные данные по химическому составу россыпной платины [3,8] свидетельствуют о резком преобразовании в ее составе тетраферроплатины над изоферроплатиной, что позволяет предполагать продолжение процесса насыщения железо-платиновых фаз железом и в экзогенных условиях. Завершение гидротермального метаморфизма платиновых минеральных фаз связано с процессами серпентинизации, когда происходило образование платиновых минералов, содержащих до 7% меди и до 4% никеля - в виде медистой тетраферроплатины, туламинита и ферроникельплатины.

С процессами метаморфизма следует связывать и отмечаемую частичную диффузию осмия в кристаллическую решетку тетраферроплатины, о чем свидетельствует наличие в ней индивидов существенно иридиевого состава.

Спорадически проявленная и в основном более поздняя сульфидная стадия минералообразования связана с образованием в хромитах относительно более высокотемпературной пирит-халькопирит-сфалеритового и низкотемпературного пирит-борнит-галенитового парагенезисов, которые содержат минимальное количество платиноидов палладий-рутениевой специализации. Ее формирование связано с повышением активности серы по мере понижения температуры гидротермального процесса минерало-



Области устойчивости главных самородных и сульфидных фаз, включая платину и платиноиды, на диаграмме соотношений логарифма летучести серы и температуры. Здесь же приводятся данные по зависимости содержания FeS (мол.%) в сфалерите в равновесии с пиритом и пирротинном [1]. Положение линий перехода самородных и сульфидных форм для платины и платиноидов приводится по В.В.Дистлеру, 1986 [5]. Линии А, В, С и Д определяют условия перехода от железа к пирротину, от пирротина к пириту, от пирита к сере и от халькопирита к борниту и пириту

образования, причем источником меди может быть региональный процесс серпентинизации дунитов, а цинк изначально мог содержаться в кристаллической решетке хромшпинелидов [4] и выноситься оттуда при процессах их метаморфизма.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бартон П.Б., Тулмин П. Экспериментальные исследования реакции халькопирит + сера = пирит + борнит при температуре от 350 до 500°C. Фазовые отношения сфалерита в системе Fe-Zn-S // Термодинамика постмагматических процессов. - М.: Мир, 1968. - С.230-289.
2. Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н. Платина // Минералогия Урала. - Свердловск: УрО АН СССР, 1990. - 390 с.
3. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. - М., 1935. - 148 с.
4. Бетехтин А.Г., Кашин С.А. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР, т.1. - М-Л.: Изд. АН СССР, 1937. - С. 157-246.
5. Дистлер В.В., Крячко В.В., Лапутина И.П. Эволюция парагенезисов платиновых металлов в альпинотипных гипербазитах // Геология рудных месторождений. - 1968. - 28, №5. - С.16-23.
6. Малахов И.А., Савохин И.В., Сычева Г.А. О генезисе платинового оруденения в зональных массивах Платиноносного пояса Урала (на примере Нижнетагильского массива) // Известия Уральского горного института. Сер.: Геология и геофизика. - Вып.2. - Екатеринбург: УГИ, 1993. - С.104-115.
7. Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Записки Всесоюзного минералогического общества. - 1983. - Вып.4. - С.398-411.
8. Юшко-Захарова О.Е. Платиноносность рудных месторождений. - М.: Недра, 1975. - 248 с.
9. Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н. Минералы благородных металлов. - М.: Недра, 1986. - 272 с.
10. Kullerud G. The FeS-ZnS system, a geological thermometer. Norsk. Geol. Tidsskr., 32, 1953, p.61-147.

УДК 552.321 /470.5/

О.К. Иванов

СТРУКТУРА И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ СВЕТЛОБОРСКОГО ПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВОГО МАССИВА В ПЛАТИНОНОСНОМ ПОЯСЕ УРАЛА

Светлоборский дунит-пироксенит-дунитовый массив находится в Нижнетуринском районе Свердловской области в 3 км к югу от пос.Косья, непосредственно к западу от горы Качканар в пределах Платиноносного пояса Урала (рис.1). Хотя по составу и строению массив близок к классическому представителю формации концентрически-зональных (КЗУМ) пироксенит-дунитовых массивов - Нижнетагильскому массиву, он вызывает интерес некоторыми петрологическими особенностями, не известными в других объектах этой формации: прежде всего аномально высокой платиноносностью, связанной с