

УДК 553.2: 553.491.8

Р.С. Паламарчук<sup>1</sup>, С.Ю. Степанов<sup>2</sup>, Д.А. Ханин<sup>3</sup>, А.В. Антонов<sup>4</sup>

## ПЛАТИНОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВНЫХ ХРОМИТИТОВ ИОВСКОГО ДУНИТОВОГО ТЕЛА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Впервые полноценно охарактеризованы минералы платиновой группы из массивных хромититов Иовского дунитового тела (Северный Урал). Хромититы сложены хромшпинелидами с повышенным относительно хромшпинелидов из других зональных клинопироксенит-дунитовых массивов содержанием  $Cr_2O_3$ , но с составами, укладывающимися в тренд, характерный для хромититов дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Минералы платиновой группы, в частности Pt-Fe твердые растворы, обнаружены в хромититах или непосредственно в хромшпинелидах в виде индивидов и агрегатов со сложным некристаллографическим обликом, реже с идиоморфным кубическим габитусом. По составу Pt-Fe минералы отвечают стехиометрии железистой платины ( $Pt_2Fe$ ) и изоферроплатины ( $Pt_3Fe$ ). Широко распространены минералы изоморфного ряда тетраферроплатина-туламинит-никельферроплатина. Таким образом, платинометалльное оруденение Иовского дунитового тела обладает характерными признаками для клинопироксенит-дунитовых массивов Урала.

*Ключевые слова:* коренная платиноидная минерализация, Иовское дунитовое тело, Конжаковский массив, клинопироксенит-дунитовые массивы, изоферроплатина, туламинит, никельферроплатина, ирарсит.

In the current work, the platinum group minerals of massif chromitites of Iovsky dunite massif are firstly fully characterized. Chromitites are composed of chromoshpinelide with increased in comparison with chromoshpinelides from other zoned clinopyroxenite-dunite massifs contents of Cr, but their composition keeps within trend of dunite-clinopyroxenite-gabbro magmatic formation. PGE minerals, and in particular Pt-Fe solid solutions, are found in chromitites or directly in chromoshpinelide as distinct crystals or aggregates of irregular non-crystallographic habit and rarely with euhedral cubic habit. Composition of Pt-Fe minerals corresponds to stoichiometry of ferroplatinum ( $Pt_2Fe$ ) and isoferroplatinum  $Pt_3Fe$ . Minerals of isomorphous system tetraferroplatinum-tulameenite-nickelferroplatinum are widely developed. Thus, platinum mineralization of Iovsky dunite massid has typical features of clinopyroxenite-dunite complexes of Urals.

*Key words:* platinum mineralization, Iovsky dunite massif, Konzhakovsky massif, clinopyroxenite-dunite massif, isoferroplatinum, tulameenite, nickelferroplatinum, irarsit.

**Введение.** Иовское дунитовое тело расположено на севере Свердловской области, в 50 км на запад от г. Карпинск, и входит в состав Тылай-Конжаковского (далее Конжаковского) массива. Впервые геологическое строение Иовского дунитового тела описано Л. Дюпарком в ходе геологических изысканий на Урале [Duparc, 1902]. Детальная петрографическая характеристика Конжаковского массива в целом и Иовского тела в частности дана в работах А.А и Л.П. Ефимовых [Ефимов, Ефимова, 1967; Ефимов, 1984], а также О.К. Иванова [Иванов, 1997]. В 1978 г. В.С. Шаршовым и С.М. Гордеевым выполнены буровые и геологосъемочные работы в масштабе 1:2000. Позже О.К. Ивановым и В.А. Пономаревым проводились геологосъемочные работы в масштабе 1:5000. Несмотря на изученность массива с точки зрения

петрографического состава и геолого-структурного положения, данные о минералах платиновой группы (МПП), за исключением единичных анализов [Лазаренков и др., 1982; Garuti et al., 2002], отсутствуют, что обуславливает актуальность работы.

Цель работы — максимально полно охарактеризовать минералы платиновой группы из массивных хромититов Иовского дунитового тела. Нами описаны хромшпинелидовые сегрегации в составе дунитов, а также изучены морфологические особенности и химический состав МПП. Полученные результаты сопоставлены с данными о хромит-платиновом оруденении Юдинского дунитового тела [Garuti et al., 2002; Zaccarini et al., 2011], а также Нижнетагильского, Вересовоборского, Светлоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов [Толстых и

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский горный университет, геологоразведочный факультет, кафедра геологии и разведки месторождений полезных ископаемых, студент; *e-mail:* palamarchuk22@yandex.ru

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский горный университет, геологоразведочный факультет, кафедра геологии и разведки месторождений полезных ископаемых, аспирант; *e-mail:* stepanov-1@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра минералогии, техник; Институт экспериментальной минералогии РАН, науч. с.; *e-mail:* mamontenok49@yandex.ru

<sup>4</sup> Всероссийский геологический институт имени А.П. Карпинского, ст. науч. с.; *e-mail:* avlanaa@yandex.ru

др., 2011; Малич и др., 2015]. Юдинское тело, как и Иовское, относится к конжаковскому комплексу. Остальные упомянутые массивы входят в состав качканарского комплекса Среднего Урала.

**Материалы и методы исследований.** Фактический материал для исследований представлен образцами, отобранными при проведении полевых работ. Хромшпинелидовые сегрегации в дунитах Иовского тела опробованы штучным методом (общее число проб 47). Из штучных проб изготовлены препараты для микроскопического изучения (аншлифы и полированные шлифы). С целью извлечения представительной выборки минералов платиновой группы из хромититов взято 6 крупнообъемных проб массой по 50 кг каждая. Пробы были раздроблены до фракции <1 мм и обогащены с использованием центробежного концентратора КР-400. Из полученного искусственного шлиха зерна МПГ извлекались методом «отдувки». Морфологические особенности зерен

изучены авторами с использованием растровых сканирующих электронных микроскопов «JSM-6390LV» (ИГиГ УрО РАН) и «CamScan MX2500» (ФГБУ «ВСЕГЕИ», аналитик А.В. Антонов), оборудованных энергодисперсионным спектрометром «Link Pentafet» с литий-кремниевым детектором площадью 10 мм<sup>2</sup> и разрешительной способностью 138 эВ. На последнем спектрометре также изучали химический состав хромшпинелидов (табл. 1). Условия проведения микроанализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, рабочее расстояние 35 мм, величина тока зонда (на цилиндре Фарадея) 0,5 нА. Оптимизация для количественных вычислений проводилась по химически чистому кобальту каждые 2 часа. В качестве стандартов использованы аттестованные природные и синтетические материалы. Химические составы МПГ (табл. 2) определяли на рентгеноспектральном микроанализаторе «Camebax SX50» (кафедра минералогии геологического факультета МГУ имени М.В. Ло-

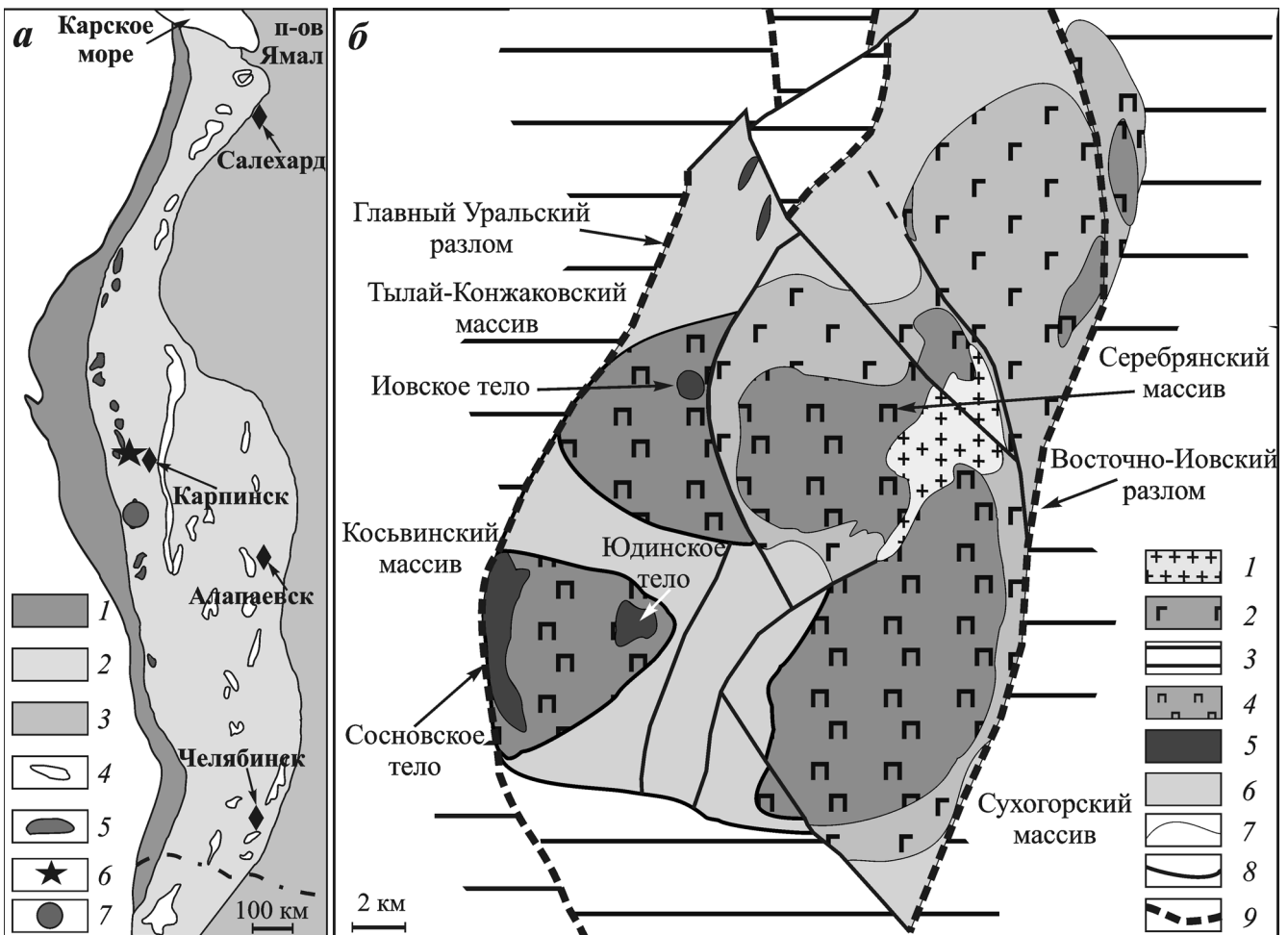


Рис. 1. Схема размещения ультрабазитовых поясов Урала (а), по [Гурская, 1997] с обобщениями: 1 — центральное Уральское поднятие; 2 — палеозойские образования Уральской складчатой системы; 3 — осадочный чехол Западно-Сибирской платформы; 4 — массивы Платиноносного пояса Урала; 5 — офиолитовые массивы Урала; 6 — положение Конжаковского клинопироксенит-дунитового массива; 7 — положение клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала; схема Конжаковского тектонического блока (б), составлена на основе ГКК-200, лист О-40-VI с дополнениями и обобщениями: 1 — граниты иовского комплекса; 2 — габбро-нориты тагило-кытлымского комплекса; 3 — породы выйской и пальничнинской свит; 4, 5 — породы конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса: 4 — габбро и клинопироксениты второй фазы, 5 — дуниты первой фазы; 6 — породы белогорского гнейсово-амфиболитового комплекса; 7 — границы геологических тел; 8 — второстепенные разломы; 9 — главные разломы

Таблица 1

## Состав хромшпинелидов из массивных хромитов Иовского дунитового тела, масс.%

Номер П/П	Состав							Сумма	Формула
	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO		
1	—	7,79	56,61	8,06	16,92	0,56	11,20	101,14	(Mg <sub>0,56</sub> Fe <sub>0,43</sub> ) <sub>0,98</sub> (Cr <sub>1,48</sub> Fe <sub>0,22</sub> Al <sub>0,30</sub> Mn <sub>0,02</sub> ) <sub>2,02</sub> O <sub>4</sub>
2	0,43	7,88	56,57	8,08	16,94	—	11,39	101,28	(Mg <sub>0,56</sub> Fe <sub>0,45</sub> ) <sub>1,01</sub> (Cr <sub>1,48</sub> Fe <sub>0,20</sub> Al <sub>0,31</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>2,00</sub> O <sub>4</sub>
3	0,37	7,10	57,07	8,85	15,63	—	11,64	100,66	(Mg <sub>0,58</sub> Fe <sub>0,43</sub> ) <sub>1,01</sub> (Cr <sub>1,50</sub> Al <sub>0,28</sub> Fe <sub>0,21</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>2,00</sub> O <sub>4</sub>
4	0,48	7,94	55,82	8,70	16,23	0,61	11,37	101,15	(Mg <sub>0,56</sub> Fe <sub>0,43</sub> ) <sub>0,99</sub> (Cr <sub>1,46</sub> Fe <sub>0,21</sub> Al <sub>0,31</sub> Mn <sub>0,02</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>2,01</sub> O <sub>4</sub>
5	—	5,15	61,61	6,43	16,11	0,66	10,67	100,63	(Mg <sub>0,54</sub> Fe <sub>0,44</sub> ) <sub>0,98</sub> (Cr <sub>1,64</sub> Fe <sub>0,15</sub> Al <sub>0,21</sub> Mn <sub>0,02</sub> ) <sub>2,02</sub> O <sub>4</sub>
6	—	6,91	59,23	6,65	16,52	0,72	11,01	101,04	(Mg <sub>0,55</sub> Fe <sub>0,43</sub> ) <sub>0,98</sub> (Cr <sub>1,56</sub> Fe <sub>0,17</sub> Al <sub>0,27</sub> Mn <sub>0,02</sub> ) <sub>2,02</sub> O <sub>4</sub>
7	0,40	6,91	58,48	7,48	16,38	—	11,55	101,20	(Mg <sub>0,57</sub> Fe <sub>0,44</sub> ) <sub>1,01</sub> (Cr <sub>1,53</sub> Fe <sub>0,18</sub> Al <sub>0,27</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>1,99</sub> O <sub>4</sub>
8	0,49	7,65	57,30	7,77	16,65	—	11,09	100,95	(Mg <sub>0,55</sub> Fe <sub>0,46</sub> ) <sub>1,01</sub> (Cr <sub>1,50</sub> Fe <sub>0,17</sub> Al <sub>0,30</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>1,98</sub> O <sub>4</sub>
9	0,40	7,42	56,82	8,52	15,70	0,58	11,45	100,89	(Mg <sub>0,57</sub> Fe <sub>0,42</sub> ) <sub>0,99</sub> (Cr <sub>1,49</sub> Fe <sub>0,20</sub> Al <sub>0,29</sub> Mn <sub>0,02</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>2,01</sub> O <sub>4</sub>
10	0,45	7,43	55,28	10,37	14,30	0,83	11,10	99,76	(Mg <sub>0,56</sub> Fe <sub>0,43</sub> ) <sub>0,99</sub> (Cr <sub>1,46</sub> Fe <sub>0,22</sub> Al <sub>0,29</sub> Mn <sub>0,02</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>2,00</sub> O <sub>4</sub>
11	0,27	7,15	57,20	8,54	16,43	—	10,81	100,40	(Mg <sub>0,54</sub> Fe <sub>0,46</sub> ) <sub>1,00</sub> (Cr <sub>1,51</sub> Fe <sub>0,19</sub> Al <sub>0,28</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>1,99</sub> O <sub>4</sub>
12	0,45	7,07	56,94	9,15	15,57	—	10,66	99,84	(Mg <sub>0,54</sub> Fe <sub>0,47</sub> ) <sub>1,01</sub> (Cr <sub>1,52</sub> Fe <sub>0,18</sub> Al <sub>0,28</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>1,99</sub> O <sub>4</sub>
13	—	6,13	60,19	6,45	17,03	0,62	10,58	101,00	(Mg <sub>0,53</sub> Fe <sub>0,45</sub> ) <sub>0,98</sub> (Cr <sub>1,60</sub> Fe <sub>0,16</sub> Al <sub>0,24</sub> Mn <sub>0,02</sub> ) <sub>2,02</sub> O <sub>4</sub>
14	0,35	7,70	56,89	8,02	16,81	0,00	11,47	101,24	(Mg <sub>0,57</sub> Fe <sub>0,44</sub> ) <sub>1,01</sub> (Cr <sub>1,48</sub> Fe <sub>0,20</sub> Al <sub>0,30</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>1,99</sub> O <sub>4</sub>
15	0,52	7,72	55,91	8,94	15,76	0,82	11,20	100,87	(Mg <sub>0,56</sub> Fe <sub>0,43</sub> ) <sub>0,99</sub> (Cr <sub>1,47</sub> Fe <sub>0,21</sub> Al <sub>0,30</sub> Mn <sub>0,02</sub> Ti <sub>0,01</sub> ) <sub>2,01</sub> O <sub>4</sub>

Примечание. Химические формулы рассчитаны на 4 атома кислорода. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения.

Таблица 2

## Состав МПГ из массивных хромитов Иовского дунитового тела, масс.%

Номер П/П	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Fe	Co	Ni	Cu	Sb	ΣЭПГ	Σ	Формула минерала
1	—	—	0,92	87,98	0,94	8,55	—	0,42	0,87	—	89,84	99,68	(Pt <sub>2,83</sub> Rh <sub>0,06</sub> Pd <sub>0,05</sub> ) <sub>2,94</sub> (Fe <sub>0,95</sub> Cu <sub>0,09</sub> Ni <sub>0,04</sub> ) <sub>1,08</sub>
2	—	—	—	76,42	0,76	22,09	—	0,20	0,45	—	77,18	99,92	(Pt <sub>0,97</sub> Pd <sub>0,02</sub> ) <sub>0,99</sub> (Fe <sub>0,98</sub> Cu <sub>0,02</sub> Ni <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub>
3	—	0,38	1,20	88,26	—	9,12	—	0,67	0,10	—	89,84	99,73	(Pt <sub>2,81</sub> Rh <sub>0,07</sub> Ru <sub>0,02</sub> ) <sub>2,90</sub> (Fe <sub>1,01</sub> Ni <sub>0,07</sub> Cu <sub>0,01</sub> ) <sub>1,09</sub>
4	—	0,42	0,59	74,93	—	11,54	0,36	0,70	12,02	0,32	75,94	100,88	(Pt <sub>0,95</sub> Rh <sub>0,01</sub> Ru <sub>0,01</sub> ) <sub>0,97</sub> (Fe <sub>0,51</sub> Cu <sub>0,47</sub> Ni <sub>0,03</sub> Sb <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub>
5	—	0,55	—	88,05	1,59	8,59	—	0,22	0,29	0,40	90,19	99,69	(Pt <sub>2,83</sub> Rh <sub>0,06</sub> Pd <sub>0,05</sub> ) <sub>2,94</sub> (Fe <sub>0,95</sub> Cu <sub>0,09</sub> Ni <sub>0,04</sub> Sb <sub>0,02</sub> ) <sub>1,08</sub>
6	—	—	0,90	86,90	1,68	9,91	—	—	0,55	—	89,48	99,94	(Pt <sub>2,83</sub> Pd <sub>0,09</sub> Ru <sub>0,03</sub> ) <sub>2,95</sub> (Fe <sub>0,97</sub> Cu <sub>0,03</sub> Ni <sub>0,02</sub> ) <sub>1,02</sub>
7	—	0,38	—	86,80	—	10,48	—	—	0,60	—	87,18	98,26	(Pt <sub>2,07</sub> Ru <sub>0,02</sub> ) <sub>2,09</sub> (Fe <sub>0,87</sub> Cu <sub>0,04</sub> ) <sub>0,91</sub>
8	—	0,59	—	76,50	—	10,69	—	—	12,30	—	77,09	100,08	(Pt <sub>1,00</sub> Ru <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub> (Fe <sub>0,49</sub> Cu <sub>0,49</sub> ) <sub>0,98</sub>
9	—	0,30	—	75,88	0,68	14,36	—	5,56	2,80	—	76,86	99,58	(Pt <sub>0,98</sub> Pd <sub>0,02</sub> Ru <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub> (Fe <sub>0,65</sub> Ni <sub>0,24</sub> Cu <sub>0,11</sub> ) <sub>1,00</sub>
10	0,40	—	—	75,20	0,72	14,84	0,30	4,92	2,50	0,85	76,32	99,73	(Pt <sub>1,95</sub> Pd <sub>0,03</sub> Ir <sub>0,01</sub> ) <sub>0,98</sub> (Fe <sub>0,81</sub> Ni <sub>0,15</sub> Cu <sub>0,07</sub> Sb <sub>0,02</sub> ) <sub>1,03</sub>
11	—	—	—	86,30	0,70	10,25	—	2,00	0,98	—	87,00	100,23	(Pt <sub>1,98</sub> Rh <sub>0,06</sub> Pd <sub>0,05</sub> ) <sub>2,94</sub> (Fe <sub>0,95</sub> Cu <sub>0,09</sub> Ni <sub>0,04</sub> ) <sub>1,08</sub>
12	—	0,72	—	78,63	0,75	12,80	—	5,20	2,02	—	80,10	100,12	(Pt <sub>1,05</sub> Ru <sub>0,02</sub> Pd <sub>0,02</sub> ) <sub>1,09</sub> (Fe <sub>0,60</sub> Ni <sub>0,23</sub> Cu <sub>0,08</sub> ) <sub>0,91</sub>
13	—	—	0,30	76,85	—	13,25	—	5,23	4,01	—	77,15	99,64	(Pt <sub>1,00</sub> Rh <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub> (Fe <sub>0,60</sub> Ni <sub>0,23</sub> Cu <sub>0,16</sub> ) <sub>0,99</sub>
14	—	—	—	77,01	0,32	13,28	0,39	5,99	3,09	—	77,33	100,08	(Pt <sub>1,00</sub> Pd <sub>0,01</sub> ) <sub>1,01</sub> (Fe <sub>0,60</sub> Ni <sub>0,26</sub> Cu <sub>0,12</sub> ) <sub>0,98</sub>
15	—	0,41	0,51	82,88	0,56	11,43	—	1,92	1,56	0,35	84,36	99,62	(Pt <sub>1,81</sub> Ru <sub>0,02</sub> Rh <sub>0,02</sub> Pd <sub>0,02</sub> ) <sub>1,87</sub> (Fe <sub>0,87</sub> Ni <sub>0,14</sub> Cu <sub>0,1</sub> Sb <sub>0,01</sub> ) <sub>1,04</sub>
16	0,60	0,29	—	85,12	—	11,81	0,30	1,24	0,48	—	86,01	99,84	(Pt <sub>1,90</sub> Ru <sub>0,01</sub> Ir <sub>0,01</sub> ) <sub>1,91</sub> (Fe <sub>0,92</sub> Ni <sub>0,09</sub> Cu <sub>0,03</sub> ) <sub>1,04</sub>

Примечания. Прочерк — содержание элемента ниже предела обнаружения. Содержания Os во всех точках анализа ниже предела обнаружения. Формулы рассчитаны на 2 (№ 2, 4, 8–10, 12–14), 3 (№ 7, 15, 16) или 4 (№ 1, 3, 5, 6, 11) атома в формуле. Несовпадение атомных коэффициентов в некоторых стехиометрических формулах обусловлено присутствием незначительных по размеру (менее 20 мкм) фаз других Pt–Fe минералов в матрице исследуемого образца.

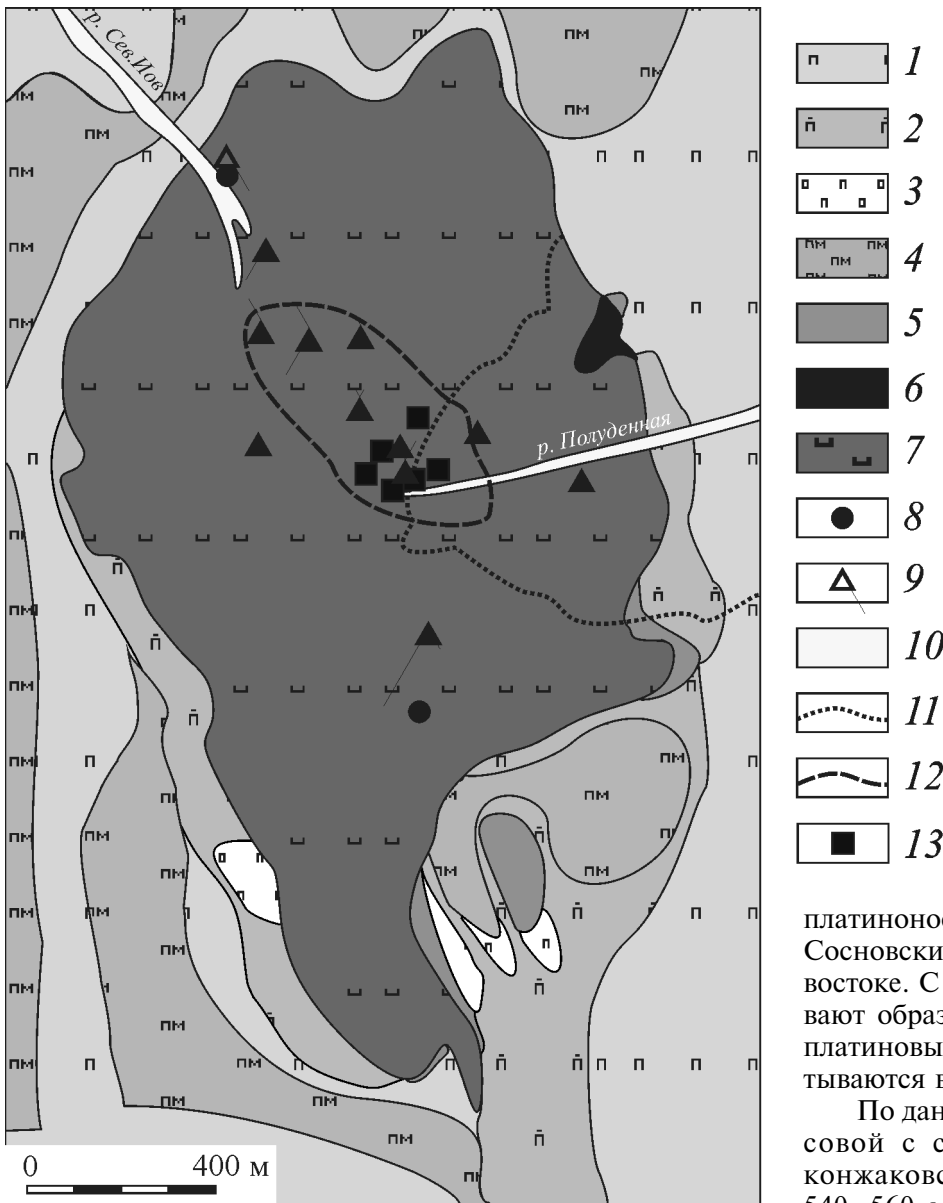


Рис. 2. Геологическая карта-схема Ивовского дунитового тела, по [Иванов, 1997] с обобщениями и дополнениями: 1–4 — клинопироксениты: 1 — мономинеральные, 2 — оливинсодержащие, 3 — оливиновые, 4 — магнетитовые; 5 — верлиты; 6 — энстатитовые дуниты; 7 — дуниты тонко- и мелкозернистые; 8 — дунитовые пегматиты [Иванов, 1997]; 9 — хромитовые тела [Иванов, 1997]; 10 — долины рек; 11 — контур Ивовского провала; 12 — зона с повышенным содержанием хромшпинелидов; 13 — точки отбора проб

моносова, аналитик Д.А. Ханин) при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30 нА. Используются следующие эталоны: Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt — металлы; Sb, Cu — CuSbS<sub>2</sub>; Co — CoAsS; Ni — NiS; Fe, S — FeS.

**Геолого-структурная позиция Конжаковского массива и Ивовского дунитового тела.** Ивовское дунитовое тело входит в состав Конжаковского клинопироксенит-дунитового массива. Этот комплекс, как и остальные массивы Уральского платиноносного пояса, расположен в Тагило-Магнитогорской мегазоне (рис. 1, а). Главный Уральский разлом ограничивает Конжаковский массив с запада. Конжаковский массив, наряду с Валенторским, Серебрянским и Сухогорским массивами (рис. 1, б), входит в состав Кытлымского плутона, который относится к конжаковскому дунит-клинопироксенит-габбровому комплексу. Выходы магматитов конжаковского комплекса расположены также юго-западнее Кытлымского плутона, образуя Косьвинский массив с двумя

платиноносными дунитовыми телами — Сосновским на западе и Юдинским на востоке. С разрушением этих тел связывают образование богатых Кытлымских платиновых россыпей, которые обрабатываются в настоящее время.

По данным Г.А. Петрова, Г.А. Ильясовой с соавторами, возраст пород конжаковского комплекса составляет 540–560 млн лет [Государственная...,

2010]. Конжаковский массив состоит из двух ассоциаций горных пород — ультрамафической (серия пород от дунитов до клинопироксенитов) и габброидной (конжакиты и тылаиты). Породы частично серпентинизированы, хотя степень серпентинизации пород массива по сравнению с другими клинопироксенит-дунитовыми массивами незначительна [Иванов, 1997]. Все границы Конжаковского массива с окружающими породами тектонические.

Ивовское дунитовое тело (рис. 2) залегает среди клинопироксенитов и верлитов в северо-восточной части массива. Большая часть тела сложена тонкозернистыми (средний размер зерен <0,1 мм) дунитами с переходом в центральной части тела к мелкозернистым (средний размер зерен 0,1–0,5 мм). О.К. Иванов отмечал небольшие тела дунит-пегматитов, а также миароловые пустоты с хромдиопсидом в верховьях р. Северный Иов [Иванов, 1997]. Зональность тела проявляется в увеличении железистости дунитов к контактам

с пироксенитами [Ефимов и др., 1967]. Граница между дунитами и клинопироксенитами постепенная, с переходом от дунитов через диопсидсодержащие дуниты к верлитам. В северо-восточной части контакта расположено тело энстатитовых дунитов [Ефимов, 1984].

По ряду петрографических и структурных признаков, в частности по присутствию дунитовых пегматитов, Иовское тело сходно с Нижнетагильским клинопироксенит-дунитовым массивом. Однако возраст пород массива отличает Иовское тело от клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, а присутствие ортопироксенсодержащих пород [Ефимов, 1984], не характерных для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов вообще, выделяет Иовское тело среди всех массивов Платиноносного пояса Урала.

**Характеристика хромититов.** В центральной части Иовского дунитового тела расположена зона, ориентированная с юго-запада на северо-восток, с повышенным содержанием хромшпинелида в дуните. В контуре этой зоны хромититы образуют систему крутопадающих (до вертикальных) параллельных прожилков, линз и гнезд, часто сложной формы (рис. 3). Для массивных хромититов характерны секущие по отношению к дуниту контакты, в то время как густовкрапленные и прожилково-вкрапленные хромититы имеют плавный контакт с дунитами, с постепенным уменьшением содержания хромшпинелида в приальбандовых частях жильных тел. Значительное количество субвертикальных хромититовых жил находится на склоне Иовского провала, где отчетливо прослеживаются границы зоны их распространения.

По особенностям строения тел хромититы аналогичны ранее описанным в клинопироксенит-дунитовых массивах Среднего Урала и Юдинского дунитового тела на Северном Урале [Иванов, 1997; Garuti et al., 2002; Пушкарев и др., 2007; Степанов, 2013], однако наблюдается и ряд специфиче-

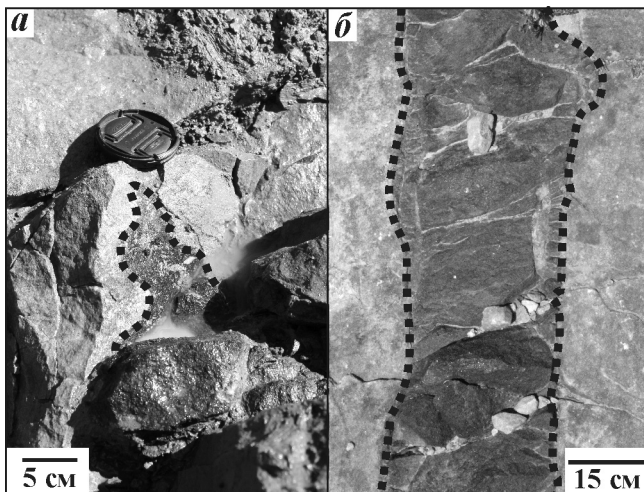


Рис. 3. На фото оконтурены шлировое скопление сложной морфологии (слева) и вертикальная жила (справа) массивных хромититов в слабывветрелых дунитах

ских особенностей. Например, в дунитах Иовского тела шире, чем в других массивах, распространены жильные тела, сложенные массивными хромититами. Их мощность достигает 0,3 м, при этом наибольшая мощность аналогичных жил в других клинопироксенит-дунитовых массивах Урала не превышает 0,2 м.

Хромшпинелиды хромититов Иовского тела характеризуются изометричным обликом. Средний размер зерен 1–1,5 мм, максимальный до 3–4 мм. Часто, особенно в прожилково-вкрапленных хромититах, индивиды хромшпинелида характеризуются идиоморфным ограничением с октаэдрическим габитусом. Химический состав хромшпинелидов приведен в табл. 1. Для более полного сравнения состава хромшпинелидов использована классификационная диаграмма Н.В. Павлова [Павлов и др., 1979] из-за ее более сложного и дробного деления по сравнению с номенклатурой, принятой Международной минералогической ассоциацией. Согласно этой диаграмме хромшпинелиды Иовского тела попадают в поле субферрихромита. По сравнению с хромшпинелидами Нижнетагильского, Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского массивов (рис. 4), а также Юдинского тела хромшпинелиды из хромититов Иовского тела характеризуются повышенным содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Несмотря на это, их состав укладывается в тренд (поля 2–6–10 на рис. 4), характерный для хромититов дунит-клинопироксенит-габбровой формации [Лазаренков и др., 1992].

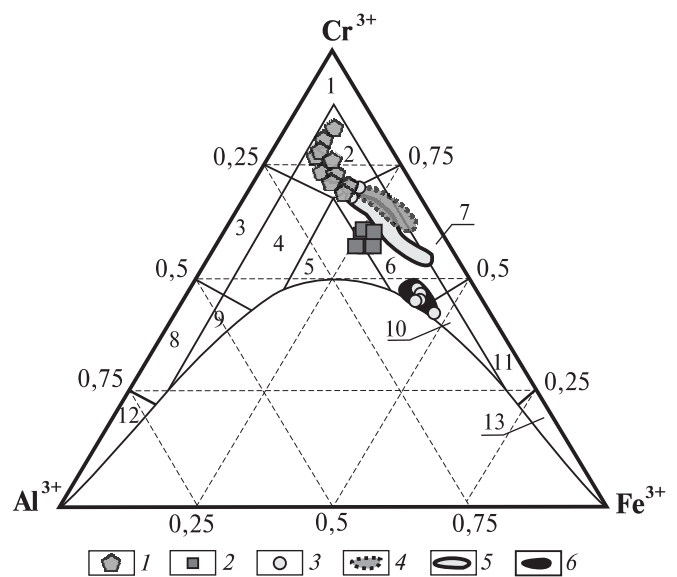


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов на диаграмме Н.В. Павлова. Данные для массивов Среднего Урала по [Толстых и др., 2011; Пилугин, 2013; Малич и др., 2015]: поля 1 — хромит, 2 — субферрихромит, 3 — алюмохромит, 4 — субферриалюмохромит, 5 — ферриалюмохромит, 6 — субалюмоферрихромит, 7 — феррихромит, 8 — хромпикотит, 9 — субферрихромпикотит, 10 — субалюмохроммагнетит, 11 — хроммагнетит, 12 — пикотит, 13 — магнетит; 1–2 — дунитовые тела: 1 — Иовское, 2 — Юдинское; 3 — Светлоборский массив; 4–6 — поля составов МПГ клинопироксенит-дунитовых массивов: 4 — Вересовоборского, 5 — Нижнетагильского, 6 — Каменушенского

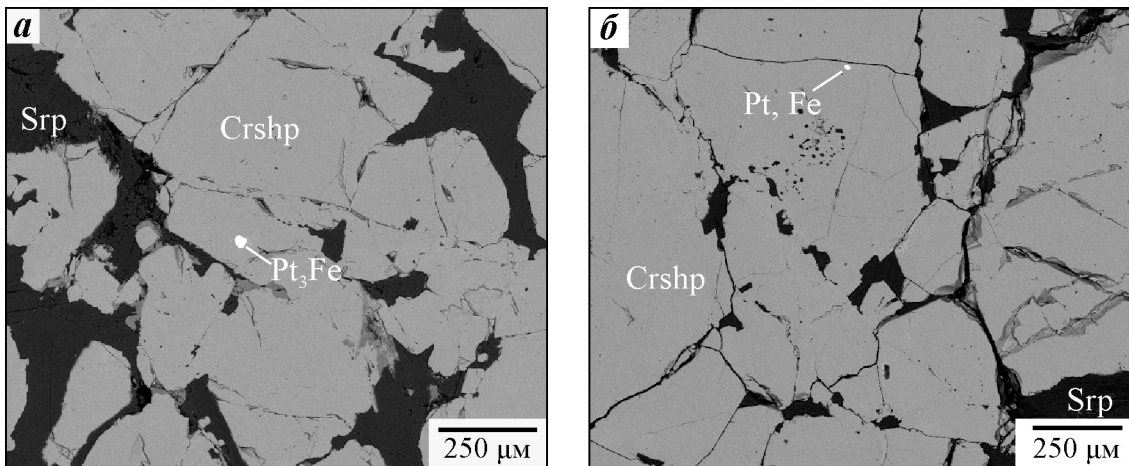


Рис. 5. Массивные хромититы с мелкими включениями Pt–Fe-минералов: Crshp — хромшпинелид; Srp — серпентин; Pt, Fe — минерал с точно неопределенной формулой. РЭМ-фото в отраженных электронах

В хромититах относительно редко обнаруживаются железо-платиновые минералы. Часть из них представляет собой включения в хромшпинелидах (рис. 5). Реже встречаются крупные зерна Pt–Fe минералов, тяготеющие к границам индивидов хромшпинелида. По данным крупнообъемного опробования с выделением навесок МПГ и расчета, учитывающего средние составы этих минералов, содержание Pt в массивных хромититах рассматриваемой части Иовского дунитового тела составляет около 6 г/т.

**Морфология МПГ.** Большая часть МПГ из хромититов Иовского дунитового тела представлена индивидами и агрегатами Pt–Fe минералов со средними размерами 0,4 мм в поперечнике. Они

обладают в основном изометричным (рис. 6, а) или удлинненным (рис. 6, б) обликом. Широко распространены отдельные идиоморфные индивиды кубического габитуса (рис. 6, в, з). На их долю приходится до 20% от объема всех зерен. Относительно редко грани куба покрыты комбинационной штриховкой, образованной чередованием простых форм {100} и {540} (рис. 6, з). Для большей части кристаллов характерно развитие ростовой штриховки, диагностируемой нами как индукционная, что указывает на совместный рост Pt–Fe минералов с хромшпинелидами (рис. 6, б, в, з).

Единичные включения иридийсодержащего осмия обладают пинакоидальным габитусом и образуют гексагональные пластины с размерами

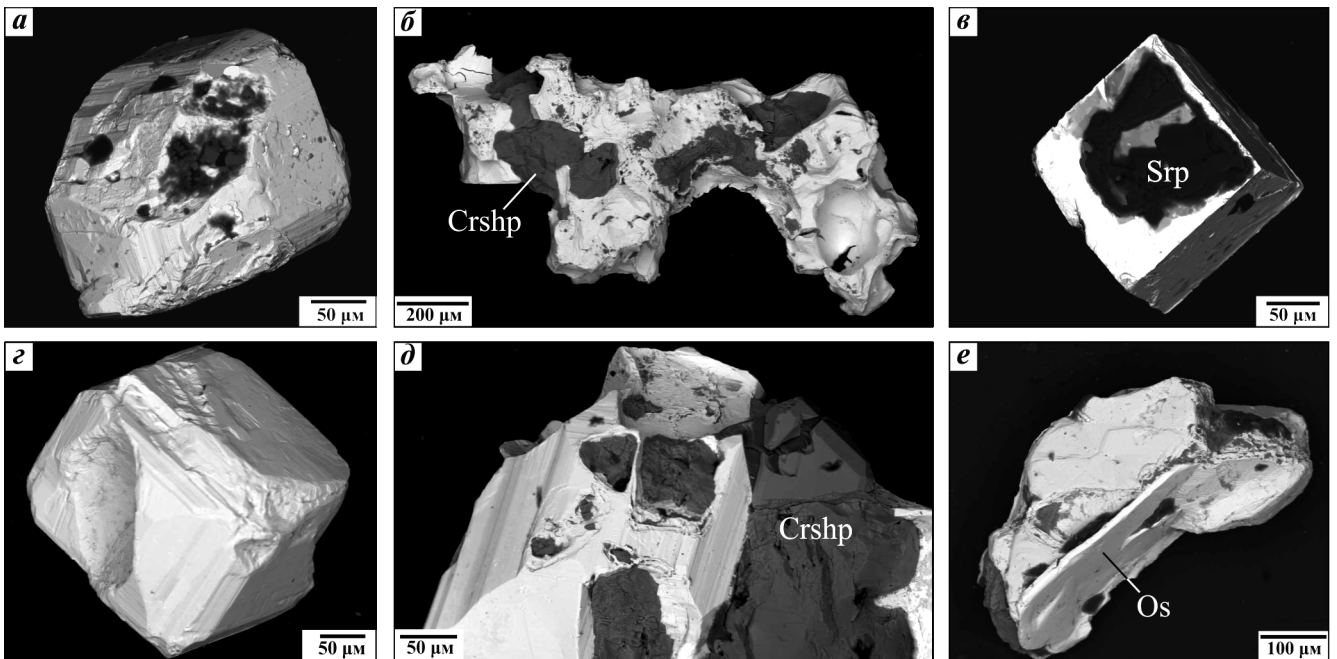


Рис. 6. Зерна железо-платиновых минералов (серое) из массивных хромититов Иовского дунитового тела: а — изометричный индивид с хорошо развитой комбинационной штриховкой (слева сверху) и углублением с остатками зерен хромшпинелида, покрытыми индукционной штриховкой; б — удлинненный агрегат в сростании с хромшпинелидами; в — идиоморфный кубический кристалл; з — кубический кристалл с хорошо проявленными идиоморфными гранями и комбинационной штриховкой, вызванной чередованием граней куба и тетрагексаэдра; д — Pt–Fe минерал со штриховками различного происхождения сростается с индивидами хромшпинелида, иногда идиоморфными; е — включение таблитчатого кристалла иридийсодержащего осмия (Os) в Pt–Fe минерале. РЭМ-фото в отраженных электронах. Crshp — хромшпинелид, Srp — серпентин

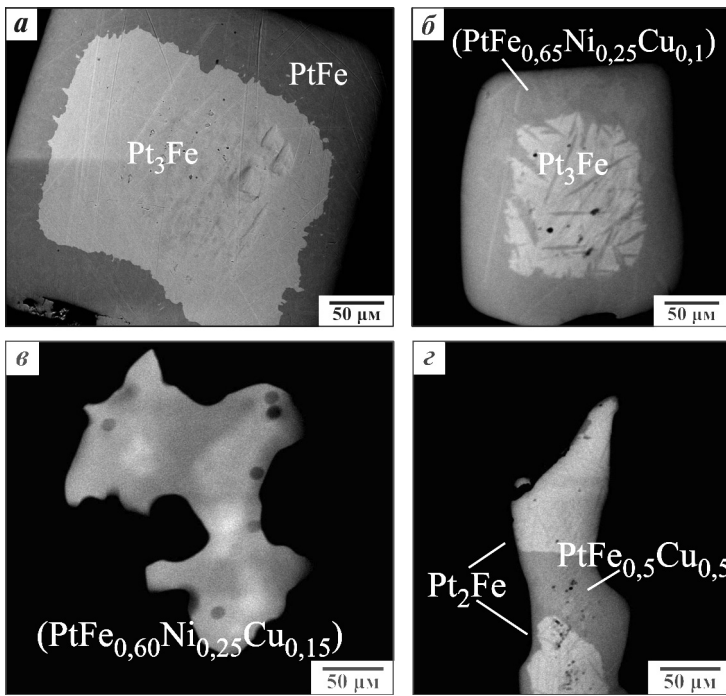


Рис. 7. Неоднородные зерна МПГ: *a* — каемка тетраферроплатины развивается по изоферроплатине; *б* — никелистая тетраферроплатина, развивающаяся по изоферроплатине; *в* — никелистая тетраферроплатина, начело заместившая первичный Pt–Fe минерал; *г* — замещение железистой платины туламинитом. РЭМ-фото в отраженных электронах

около 300 мкм (рис. 6, *e*). Кристаллы осмия похожей морфологии широко распространены в Pt–Fe минералах Светлоборского, Каменушенского и Вересовоборского массивов.

По Pt–Fe минералам развиваются каемки вторичных медь- и никельсодержащих платиновых минералов, относящихся к изоморфному ряду тетраферроплатина (PtFe) — туламинит ( $\text{PtFe}_{0,5}\text{Cu}_{0,5}$ ) — никельферроплатина ( $\text{PtFe}_{0,5}\text{Ni}_{0,5}$ ). Тетраферроплатина с формулой, близкой к PtFe, и никелистая тетраферроплатина ( $\text{PtFe}_{0,65}\text{Ni}_{0,25}\text{Cu}_{0,1}$ ) развиваются по Pt–Fe минералу, состав которого близок к теоретическому составу изоферроплатины (рис. 7, *a, б* соответственно), иногда замещая ее начело (рис. 7, *в*). Туламинит замещает Pt–Fe твердый раствор по стехиометрии, отвечающей железистой платине (рис. 7, *г*).

К морфологическим особенностям минералов платиновой группы из хромититов Иовского дунитового тела относятся распространение идиоморфных кристаллов наряду с агрегатами, цементирующими хромшпинелиды, а также широкое развитие индукционных штриховок на гранях индивидов Pt–Fe минералов, что обусловлено их совместным ростом с хромшпинелидами, аналогичным описанному для МПГ клинопироксенит-

дунитовых массивов Среднего Урала [Степанов, 2015]. Особенность Pt–Fe минералов Иовского тела — широкое распространение кубических и псевдокубических кристаллов, иногда с отчетливо выраженной комбинационной штриховкой. Сравнение вышеперечисленных параметров МПГ для Иовского и Юдинского дунитовых тел не проводилось из-за отсутствия таких данных для последнего.

**Химический состав МПГ.** Среди Pt–Fe минералов Иовского дунитового тела отмечено присутствие минералов с составом изоферроплатины  $\text{Pt}_3\text{Fe}$  (табл. 2, анализы № 1, 3–5, 11) и минералов с составом железистой платины  $\text{Pt}_2\text{Fe}$  (табл. 2, № 7, 15, 16). Количество минералов со стехиометрией изоферроплатины примерно соответствует количеству минералов со стехиометрией железистой платины (рис. 8, *a*). Для минералов Pt–Fe твердого раствора, отвечающих по составу изоферроплатине, характерны небольшие постоянные примеси Cu и Ni (1–2 ат.% каждого) и иногда примеси Rh и Pd до 1,5 ат.% каждого. В минерале со стехиометрией железистой платины наблюдается повышенное по сравнению с изоферроплатиной содержание Cu и Ni (до 3,5 и 4,5 ат.% соответственно), а также отмечены большие вариации их содержаний (вплоть до отсутствия Ni). Из других особенностей распределения химических элементов отмечается незначительная примесь Ir и Os (содержание их близко к пределам обнаружения РСМА) во всех изученных Pt–Fe минералах.

Среди МПГ Светлоборского и Каменушенского массива преобладают минералы, по составу отвечающие изоферроплатине. Для МПГ Вересовоборского массива характерно преобладание Pt–Fe твердого раствора со стехиометрией  $\text{Pt}_3\text{Fe}$  (около 75–80% от общей выборки Pt–Fe минералов), однако довольно широко распространен минерал

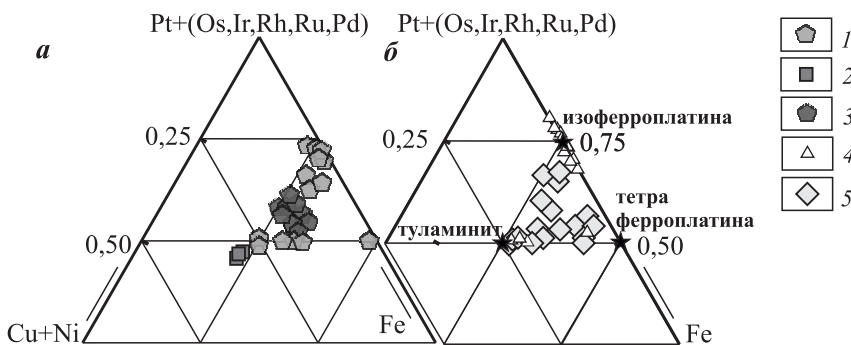


Рис. 8. Состав Pt–Fe минералов со стехиометрией изоферроплатины (*a*) и со стехиометрией  $\text{Pt}_3\text{Fe}$  (*б*): Иовское дунитовое тело: 1 — новые данные; 2 — данные из [Garutti et al., 2002]; 3 — Юдинское дунитовое тело, по [Garutti et al., 2002]; 4, 5 — Светлоборский и Нижнетагильский массивы, по [Толстых и др., 2011; Пилюгин, 2013; Малич и др., 2015]. Звездочкой отмечены идеальные составы PtFe,  $\text{Pt}_2\text{Fe}$  и  $\text{Pt}_3\text{Fe}$

со стехиометрией Pt<sub>2</sub>Fe. Среди первичных Pt–Fe минералов Нижнетагильского массива (рис. 8, б) абсолютно преобладает минерал с составом Pt<sub>2</sub>Fe, а минералы со стехиометрией изоферроплатины практически отсутствуют. К.Н. Малич с соавторами отмечают, что для большинства Pt–Fe-минералов из зональных массивов Среднего Урала характерна примесь Ir и Os [Малич и др., 2015].

Данные исследования МПГ Юдинского тела предшественниками показали, что для Юдинского тела, так же, как для Иовского, характерно присутствие обоих первичных минералов Pt–Fe твердого раствора [Garutti et al., 2002].

Как отмечено выше, по первичным Pt–Fe минералам развиваются вторичные минералы, относящиеся к твердым растворам ряда тетраферроплатина — туламинит–никельферроплатина. По составу выделяются 3 минерала: тетраферроплатина (табл. 2, № 2), туламинит (табл. 2, № 8), а также никелистая тетраферроплатина (табл. 2, № 4, 9, 10, 12–14) — минерал промежуточного состава изоморфного ряда тетраферроплатина–никельферроплатина с постоянной примесью Cu.

Среди наиболее поздних вторичных минералов, замещающих первичные железо-платиновые минералы, зафиксированы единичные находки ирарсита (рис. 9) с химической формулой Ir<sub>0,93</sub>Rh<sub>0,20</sub>As<sub>1,10</sub>S<sub>1,00</sub> (рассчитана на 1 атом S). Обнаруженное зерно ирарсита (до 0,1 мм в поперечнике) обладает сложными очертаниями и, вероятно, полностью замещает первичный Pt–Fe минерал. Аналогичные находки ирарсита отмечены в образцах МПГ из россыпей Нижнетагильского массива [Бегизов и др., 1976], а также в ряде россыпных объектов Среднего и Южного Урала, связанных с дунит-гарцбургитовыми массивами офиолитовой ассоциации [Зайков и др., 2016].

**Результатов исследований и их обсуждение.**

По аналогии с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала [Малич и др., 2015] среди МПГ Иовского тела можно выделить две ассоциации минералов — раннюю и позднюю. Ранняя ассоциация включает в себя Pt–Fe минералы по номенклатуре Л. Кабри и К. Фезера

[Cabri et al., 1975], отвечающие стехиометрическим формулам изоферроплатины (Pt<sub>3</sub>Fe) и железистой платины (Pt<sub>2</sub>Fe) с редкими тугоплавкими включениями Os–Ir. Поздняя ассоциация включает минералы изоморфного ряда тетраферроплатина (PtFe) — туламинит (PtFe<sub>0,5</sub>Cu<sub>0,5</sub>) — никельферроплатина (PtFe<sub>0,5</sub>Ni<sub>0,5</sub>) с преобладанием никелистой разновидности тетраферроплатины (Pt<sub>1,00</sub>Fe<sub>0,65</sub>Ni<sub>0,25</sub>Cu<sub>0,1</sub>). Для Нижнетагильского массива образование минералов позднего парагенезиса ряд авторов [Бетехтин, 1935; Генкин, 1997] связывают с процессом серпентинизации пород массива, но поскольку дуниты Иовского тела считаются слабо серпентинизированными, необходимы более глубокие исследования связи процессов серпентинизации и развития МПГ позднего парагенезиса.

Образование минералов поздней ассоциации характерно для всех клинопироксенит-дунитовых массивов Урала. Если тетраферроплатина и туламинит встречаются почти во всех массивах в различном количестве, то присутствие никелистых разновидностей поздних минералов характерно исключительно для ассоциации МПГ Нижнетагильского массива [Пилюгин, 2013; Степанов, 2013; Степанов и др., 2016].

Обширные исследования минералогии платиноидов Юдинского дунитового тела приведены в работе Г. Гарути [Garutti et al., 2002]. При сравнительном анализе установлено, что ассоциации МПГ из хромититов Юдинского и Иовского массивов имеют много общих черт. Среди них отмечено широкое распространение Pt–Fe минералов со стехиометрией как изоферроплатины, так и железистой платины, а также присутствие большого количества промежуточных разновидностей изоморфного ряда тетраферроплатина–туламинит–никельферроплатина (минералы с формулой PtFe отсутствуют). Среди МПГ Юдинского тела отмечены единичные находки осмия, эрликманита, куперита, Rh–Ir–Pt тиошпинелей. Все перечисленные минералы, исключая осмий, среди МПГ Иовского дунитового тела на настоящий момент не обнаружены. Однако схожесть ассоциаций Pt–Fe минералов Юдинского и Иовского дунитовых тел позволяет ожидать находку перечисленных минералов и в хромититах последнего.

**Выводы.** 1. Иовское дунитовое тело, окруженное клинопироксенитами Тылай-Конжаковского массива, по особенностям строения и петрографическому составу соответствует дунит-клинопироксенитовым массивам Среднего Урала, однако по присутствию энстатитовых дунитов Иовское тело выделяется среди всех клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала.

2. Хромититы Иовского дунитового тела по геологической позиции и текстурно-структурным особенностям аналогичны хромититам

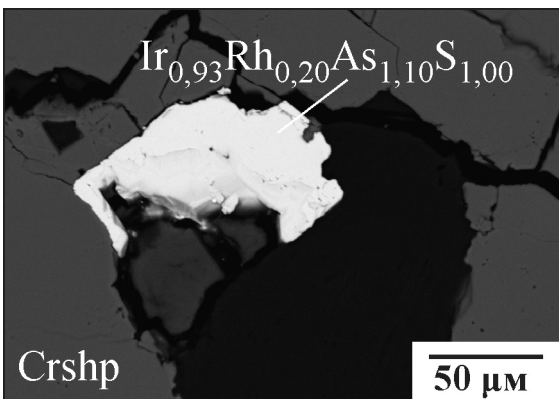


Рис. 9. Зерно ирарсита в сростании с хромшпинелидами: Crshp — хромшпинелиды. РЭМ-фото в отраженных электронах



клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала, а также Юдинского дунитового тела, но отличаются повышенным содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , а хромшпинелиды относятся к субферрихромитам по классификации Н.В. Павлова [Павлов и др., 1979].

3. Платинометалльная минерализация Иовского дунитового тела характеризуется присутствием двух парагенезисов — раннего, с примерно равным количеством минералов со стехиометрией  $\text{Pt}_3\text{Fe}$  и  $\text{Pt}_2\text{Fe}$ , а также позднего, с широким развитием медь- и никельсодержащих минералов изоморфного ряда тетраферроплатина — туламинит — никельферроплатина. Похожее распределение

МПГ наблюдается и в хромититах Юдинского тела. Кроме того, по ряду признаков среди клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала платинометалльное оруденение Иовского тела схоже с ассоциацией МПГ Нижнетагильского массива.

4. В целом большинство характеристик платинометалльного оруденения Иовского дунитового тела аналогично платинометалльному оруденению клинопироксенит-дунитовых массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

**Благодарность.** Авторы благодарят К.Н. Малича за помощь в проведении исследований и консультации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бегизов В.Д., Завьялов Е.Н., Хвостова В.П. Минералы ряда эрликманит—лаурит и холлингвортит—ирарсит из уральских россыпей // Зап. ВМО. 1976. Вып. 2, С. 213–218.

Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 148 с.

Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 41–48.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объясн. зап. / Под ред. В.В. Шалагинова. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Гурская Л.И. Развитие идей А.П. Карпинского по выявлению коренных месторождений платиноидов на Урале // Региональная геология и металлогения. 1997. № 7. С. 76–87.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. Л., 1967. 336 с.

Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А. и др. Сrostки минералов ЭПГ в Миасской россыпной зоне (Южный Урал) и их коренные источники // Минералогия. 2016. № 4. С. 31–47.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: Минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.

Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.

Малич К.Н., Степанов С.Ю., Баданина И.Ю. Хиллер В.В. Минеральные ассоциации платиноидов Светлоборского, Вересовоборского и Нижнетагильского клинопироксенит-дунитового массива Среднего Урала // Вестн. Уральского отделения Российского минералогического общества. № 12. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 65–84.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования

магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 65–79.

Пилюгин А.Г. Химические разновидности минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского и Светлоборского массивов, платиноносный пояс Урала // Зап. РМО. 2013. № 5. С. 43–53.

Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф. Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.

Степанов С.Ю. Типизация хромититов Нижнетагильского массива ультраосновных пород // Тр. конф. «Геология в развивающемся мире». Пермь: Пермский национальный исследовательский университет, 2013. С. 79–82.

Степанов С.Ю. Онтогенез минералов платиновой группы зональных ультрамафических массивов (Средний Урал) // Мат-лы конф. «Онтогенез, филогения и система минералогии». Миасс: ИМин УрО РАН, 2015. С. 182–186.

Степанов С.Ю., Малич К.Н. О природе туламинита и ферроникельплатины из хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Металлогения древних и современных океанов—2016. От минералогенеза к месторождениям. Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. С. 228–232.

Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П. Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 775–793.

Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron alloys: nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // Canad. Mineral. 1975. Vol. 13. P. 117–126.

Duparc L., Pearce F. Recherches geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselowskaya datcha (gouvernement da Perm) // Mem. Sci. phys. d'hist. natur. de Geneve. 1902. Vol. 34, Pt. 2. P. 248–572.

Garuti G., Pushkarev E., Zaccarini F. Composition and paragenesis of Pt alloys from chromitites of the Uralian-Alaskan type Kytlym and Uktus complexes, northern and central Urals, Russia // Canad. Mineral. 2002. Vol. 40. P. 357–376.