

КРУПНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ  
И СВЯЗАННАЯ С НИМИ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 550.42

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В ПЕРМОТРИАСОВЫХ  
БАЗАЛЬТАХ СИБИРСКОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ

А.Э. Изох<sup>1,2</sup>, А.Я. Медведев<sup>3</sup>, Г.С. Федосеев<sup>1,2</sup>, Г.В. Поляков<sup>1</sup>, И.В. Николаева<sup>1</sup>, С.В. Палесский<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>3</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

Выявлены пространственно-временные закономерности распределения элементов платиновой группы (ЭПГ) в базальтоидах, связанных с проявлением Сибирского мантийного плюма. В качестве объектов исследования нами выбраны базальты рифтовой и покровной фаций Норильского района, отобранные по скв. СГ-9, покровные базальты центральной части Тунгусской синеклизы (Нижняя Тунгуска), траппы Кузбасса и субщелочной базальт Семейтауской вулканоплутонической структуры Восточного Казахстана.

На основе полученных геохимических данных по распределению ЭПГ в базальтоидах, связанных с пермотриасовым Сибирским плюмом, показано, что для раннего рифтового этапа в центральной части Сибирской крупной изверженной провинции (LIP) характерны низкие содержания ЭПГ, тогда как пикритам и толеитовым базальтам покровных фаций свойственны высокие их концентрации. Для периферийных областей как для рифтовых (Семейтау), так и покровных этапов (траппы Кузбасса) типичны крайне низкие концентрации ЭПГ. Высокими содержаниями платиноидов в магмах в области головы плюма обусловлена высокая продуктивность сопряженного с траппами ультрамафит-мафитового магматизма. Повышенная калиевоность магм и высокие концентрации ЭПГ в голове глубинного мантийного плюма, вероятно, обусловлены поступлением глубинного вещества с границы ядро—нижняя мантия, что вытекает из термохимической модели Сибирского плюма.

*Ультрамафит-мафитовые интрузивы, элементы платиновой группы, крупные изверженные провинции, геохимия.*

DISTRIBUTION OF PGE IN PERMO–TRIASSIC BASALTS  
OF THE SIBERIAN LARGE IGNEOUS PROVINCE

A.E. Izokh, A.Ya. Medvedev, G.S. Fedoseev, G.V. Polyakov, I.V. Nikolaeva, and S.V. Palesskii

We have revealed the spatio-temporal regularities of distribution of platinum group elements (PGE) in basaltoids related to the activity of the Siberian mantle plume. As objects of study, we chose rift and flood basalts from the Norilsk district (sampled from the SD-9 borehole), flood basalts from the central part of the Tunguska syncline (Lower Tunguska), Kuznetsk Basin traps, and subalkalic basalt from the Semeitau volcanoplutonic structure in eastern Kazakhstan. Based on the PGE patterns of basaltoids related to the activity of the Permo-Triassic Siberian plume, we have shown that the rocks that formed in the central part of the Siberian Large Igneous Province (LIP) at the early rift stage have low contents of PGE, whereas picrites and tholeiitic flood basalts have high contents. The rift (Semeitau structure) and flood (Kuznetsk Basin traps) basalts from the peripheral regions are characterized by extremely low PGE contents. The high PGE contents in magmas of the plume head are responsible for the high productivity of ultramafic–mafic trap magmatism. The elevated K contents in magmas and the high PGE contents in the mantle plume head are probably due to the ascent of deep-seated material from the core–lower-mantle boundary, as follows from the thermochemical model of the Siberian plume.

*Ultramafic–mafic intrusions, PGE, Large Igneous Provinces, geochemistry*

## ВВЕДЕНИЕ

Большинство промышленных Cu-Ni-ЭПГ месторождений связано с ультрамафит-мафитовым магматизмом крупных изверженных провинций [Abbott, Isley, 2002; Maier, 2005; Добрецов и др., 2010]. К таким примерам можно отнести Cu-Ni-ЭПГ месторождения ультрамафит-мафитовых интрузий (Мончегорский, Федорово-Панский, Пеникат, Койлисмаа, Кивакка, Луккулайсваара) Кольско-Карельского региона. Эти месторождения связаны с двумя LIP — Мистассини и Матачиван [Ernst, Jowitt, 2013]. На юге Сибирского кратона широко проявлены разновозрастные Cu-Ni-ЭПГ месторождения, ассоциирующие с ультрамафит-мафитовым магматизмом. Чинейское месторождение (1880 млн лет) связано с Сьюпериор LIP (Канада). Йоко-Довыренский интрузив и Кингашское Cu-Ni-ЭПГ месторождение отвечают Франклинской LIP [Поляков и др., 2013; Ernst, Jowitt, 2013]. Уникальные Cu-Ni-ЭПГ месторождения Норильского района приурочены к наиболее высокотемпературной области проявления траппов Сибирского кратона (250 млн лет) [Медведев, 2004; Соболев и др., 2009; Sobolev et al., 2011], которая рассматривается как центральная часть головы глубинного мантийного плюма [Добрецов и др., 2010]. Приуроченность платиноносных Cu-Ni месторождений к центральным частям плюмов хорошо проявлена и для Эмейшаньского и Таримского плюмов [Изох и др., 2005; Борисенко и др., 2006].

Такая связь Cu-Ni-ЭПГ месторождений с трапповым ультрамафит-мафитовым магматизмом обусловлена, с одной стороны, высокими степенями плавления мантии, а, с другой, — высокими содержаниями ЭПГ в родоначальном расплаве. Геохимия платиноидов довольно хорошо изучена для рудных объектов [Дистлер и др., 1980; Дистлер, 1994; Wolfgang, Sarah-Jane, 2003; Sarah et al., 2010]. Достаточно много данных известно по содержанию платиноидов во вмещающих породах рудоносных массивов платиноносного пояса Урала [Волченко и др., 2007] и вулканиках офиолитов [Oshin, Crocket, 1986]. Также существуют данные по концентрации ЭПГ в породах различных ультрамафит-мафитовых комплексов [Изох и др., 1991; Philipps et al., 2001; Поляков и др., 2006]. В последнее десятилетие опубликовано ряд работ о геохимии ЭПГ в базальтоидах из различных геодинамических обстановок [Crocket, 2002; Cheazey, Neal, 2005; Woodland et al., 2005; Park et al., 2012]. Высокие содержания ЭПГ для траппов показаны А. Налдретом [Naldrett, 1989], при этом с возрастанием магнезиальности расплавов содержание всех платиновых элементов возрастает. Цель настоящей статьи — проследить пространственно-временные закономерности распределения ЭПГ в базальтах, связанных с проявлением Сибирского мантийного плюма. В качестве объектов изучения нами выбраны базальтовые покровы различных свит Норильского района, отобранные по скв. СГ-9 [Медведев, 2004], покровные базальты центральной части Тунгусской синеклизы [Альмухамедов и др., 2004], траппы Кузбасса (Караканский и Елбакский карьеры) [Наставко и др., 2012], а также субщелочной базальт Семейтауской вулканоплутонической структуры [Luo et al., 2002]. Скв. СГ-9 была выбрана нами для исследования, поскольку в ней вскрывается наиболее полный разрез траппов Норильского района. Именно здесь авторы работы [Lightfoot, Keays, 2005] выполнили детальные исследования распределения ЭПГ, что позволяет провести сопоставление их данных с нашими результатами.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Анализ химического состава пород выполнен в ИГХ СО РАН рентгенофлуоресцентным методом по методике, опубликованной в работе [Афоница и др., 1984]. Геохимический состав базальтоидов определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с открытым кислотным разложением в ИГМ СО РАН, согласно [Николаева и др., 2012]. Для определения ЭПГ на кларковом уровне была применена специальная методика с изотопным разбавлением с масс-спектрометрическим окончанием после их разложения смесью (1:3) концентрированной HCl + HNO<sub>3</sub> в микроволновой системе и хроматографического отделения определяемых элементов от матрицы на катионообменнике AG50Wx8 [Палесский и др., 2009]. Концентрации и изотопные отношения определены на масс-спектрометре ELEMENT2 в ИГХ СО РАН. Достигнутые пределы обнаружения составляют от 0.005 нг/г (Ir) до 0.2 нг/г (Pd) в исходных образцах базальтов. Методика проверена при анализе стандартных образцов шпинеллового перцолита GP-13 и серпентинита UB-N.

## Минералого-петрографическая характеристика исследованных пород

Исследованные вулканиды Норильского района (скв. СГ-9) относятся к разным типам — от пикробазальтов до толеитовых. Составы пород приведены в табл. 1 и 2. Образцы из ивакинской, гудчихинской и надеждинской свит отвечают начальному — рифтогенному этапу вулканизма, остальные — покровному. Следует отметить, что все пробы, за исключением одного образца хараелахской свиты (СГ-9-232), не содержат видимых сульфидных минералов. Оба образца (СГ-9-1864, СГ-9-2087) ивакинской свиты соответствуют порфиловым субщелочным базальтам с порфировыми выделениями лабрадо-

Таблица 1.

Химический состав пермотриасовых базальтоидов

Компонент	СГ-9-85	СГ-9-232	СГ-9-1133	СГ-9-389	СГ-9-1285	СГ-9-1312	СГ-9-1820	СГ-9-1864	СГ-9-2087
	Толейтовый базальт						Пикробазальт	Субщелочной базальт	
	hr	hr	mr	mk	nd	nd	gd	iv	iv
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub> , мас. %	48.07	47.96	49.29	48.22	48.99	49.42	47.35	52.17	52.05
TiO <sub>2</sub>	1.35	1.33	1.10	1.26	1.13	1.17	1.59	2.36	2.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.23	15.16	15.26	14.99	15.11	15.13	9.88	14.37	14.33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	12.23	12.02	10.9	11.58	10.74	10.93	11.46	11.98	12.25
MnO	0.19	0.18	0.18	0.17	0.17	0.18	0.16	0.18	0.16
MgO	7.34	7.33	7.60	7.12	7.19	6.67	14.80	3.55	3.65
CaO	11.4	11.18	11.79	11.44	11.69	11.38	7.02	6.48	4.89
Na <sub>2</sub> O	2.18	2.22	2.05	2.78	2.13	2.44	3.00	3.54	4.21
K <sub>2</sub> O	0.21	0.20	0.41	0.29	0.26	0.69	1.00	2.31	3.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.14	0.12	0.14	0.13	0.15	0.12	0.79	0.79
П.п.п.	1.65	2.25	1.31	2.07	2.46	1.89	5.39	1.69	1.90
Сумма	99.98	99.97	100.01	100.06	100.00	100.05	101.77	99.42	99.94

ра. Образец (СГ-9-1820) гудчихинской свиты представлен пикробазальтом с порфировыми выделениями оливина. Во вкрапленниках присутствуют сростания клинопироксена с плагиоклазом. Образцы (СГ-9-1285, СГ-9-1312) надеждинской свиты имеют толейтовый состав и обладают порфировой структурой с порфировыми выделениями лабрадора (An<sub>45-65</sub>), содержание которого достигает 10—15 %, редко встречаются кристаллы клинопироксена. Из моронговской свиты выбран афировый базальт толейтового состава (СГ-9-1133). Из мокулаевской свиты взят образец пойкилофитового базальта толейтового состава (СГ-9-389), сложенного крупными ойокристами клинопироксена с хадакристами плагиоклаза в толейтовой основной массе. Образцы (СГ-9-85, СГ-9-232) хараелахской свиты представляют собой афировые низкокальциевые базальты с микроделеритовой структурой основной массы.

Базальты центральной части Тунгусской синеклизы (бассейна р. Нижняя Тунгуска) (рис. 1) представлены образцами трех свит: корвунчанской, нидымской и кочечумской. Все они относятся к толейтовым умеренно- и низкокальциевым разновидностям. Базальты корвунчанской и кочечумской свит большей частью обладают афировой структурой. Породы нидымской свиты в основном миндалекаменные базальты с афировой структурой. Миндалины выполнены карбонатами, халцедоном и цеолитами, что находит отражение в химическом составе пород, в которых относительно повышенное содержание Са и К.

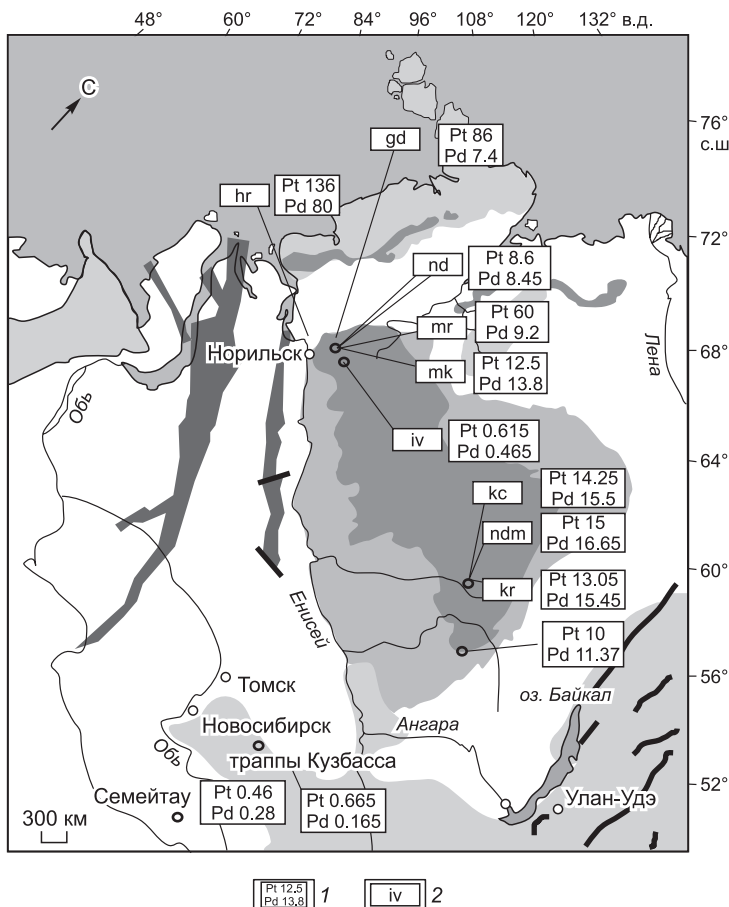


Рис. 1. Схема распространения пермотриасового магматизма, связанного с Сибирской крупной изверженной провинцией [Медведев 2004].

1 — места отбора исследованных образцов с указанием содержаний Pt и Pd (мг/т), 2 — свиты (расшифровку см. в табл. 1).

**Сибирского кратона, Кузбасса и Восточного Казахстана**

91-42	91-36	91-14	91-21	91-43	91-23	91-16	Gf-1	Gf-2	Gf-3	Gf-3/1	8
Толетовый базальт						Субщелочной базальт			Толетовый базальт		Субщелочной базальт
kĉ	kr	ndm	kr	kĉ	kr	ndm					
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
48.59	49.30	49.50	46.46	48.80	49.66	49.45	53.30	53.20	53.20	53.10	51.98
1.34	1.35	1.32	1.56	1.34	1.34	1.36	1.80	1.90	1.90	1.60	1.90
15.2	15.45	15.38	16.19	15.23	15.29	15.30	13.20	15.10	13.70	13.70	14.39
11.75	12.00	11.78	12.62	11.8	11.99	12.08	10.70	11.50	9.72	11.10	10.61
0.20	0.21	0.19	0.25	0.20	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.20	0.25
7.55	7.36	7.27	4.93	7.52	7.23	7.30	3.20	3.70	2.70	3.70	3.44
10.94	10.48	10.35	11.69	10.95	10.36	10.66	7.10	7.00	7.10	7.20	6.76
2.32	2.46	2.40	2.17	2.34	2.51	2.46	2.90	3.00	3.10	3.10	2.75
0.32	0.26	0.38	0.20	0.30	0.39	0.33	2.50	2.50	1.90	2.20	2.40
0.14	0.13	0.12	0.16	0.14	0.13	0.13	0.50	0.70	0.50	0.40	0.65
1.28	1.25	1.93	3.57	1.35	0.65	0.87	2.40	1.20	4.30	1.40	3.04
99.82	100.44	100.81	100.01	100.16	99.97	100.34	97.80	100.00	98.32	97.70	99.59

Примечание. 1—9 — разрез базальтов Норильского района (скв. СГ-9, цифрами показана глубина отбора керн (м), свиты: hr — харалахская, mg — моронговская, mk — мокулаевская, nd — надеждинская, gd — гудчихинская, iv — ивакинская); 10—16 — Подкаменная Тунгуска (свиты: kĉ — кочечумская, kr — корвунчанская, ndm — нидымская); 17—20 — траппы Кузбасса: 17 — карьер Елбак, 18 — пос. Осиновка, 19, 20 — карьер Каракан; 21 — базальт Семейтауской вулканоплутонической структуры, Восточный Казахстан. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН.

\* Железо приведено в окисной форме.

Базальты Кузбасса отобраны Г.С. Федосеевым в Караканском и Елбакском карьерах, а также около пос. Осиновка. Они соответствуют типичным базальтам этого региона, и их возраст синхронен времени формирования траппов Сибирского кратона [Крук и др., 1999; Федосеев и др., 2005]. По составу базальтоиды относятся к кварц-нормативным толетам, переходным к субщелочной серии. Они обладают афировой или микропорфировой структурой. В Восточном Казахстане пермотриасовый мантийный магматизм установлен для Семейтауской вулканоплутонической структуры [Ермолов, Изох, 1977; Lyons et al., 2002]. Здесь в южной части структуры обнажаются небольшие выходы покровных базальтов с шаровой отдельностью (обр. 8). Для них характерна афировая структура. Микролиты представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином.

**Петрогеохимическая характеристика базальтов**

Химический и геохимический состав исследованных образцов приведен в табл. 1, 2. Для петрохимической характеристики базальтоидов использована TAS-диаграмма, предложенная в [Петрографический кодекс..., 2009] (рис. 2). Рифтогенный этап траппов Сибирского кратона (ивакинская свита) соответствует трахиандезибазальтам высококалийевой серии (рис. 2, 3). Содержания TiO<sub>2</sub> в этих базальтоидах выше, нежели в ба-

**Рис. 2. Классификационная диаграмма SiO<sub>2</sub>—(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (TAS) для вулканических пород [Петрографический кодекс..., 2009].**

1, 2 — Норильский район: 1 — покровная и 2 — рифтогенная фации; 3, 4 — базальты района Нижней Тунгуски: 3 — корвунчанская и нидымская свиты, 4 — кочечумская свита; 5 — траппы Кузбасса; 6 — Семейтауская вулканоплутоническая структура.

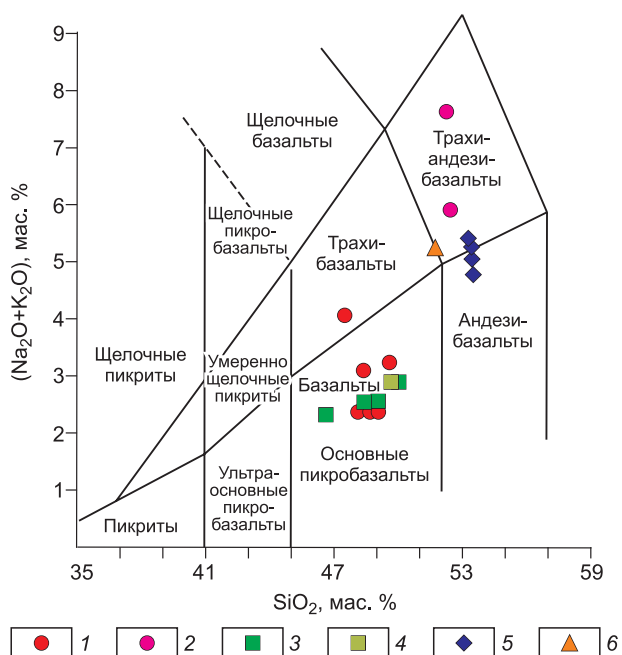


Таблица 2.

## Геохимический состав пермотрисовых базальтоидов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	СГ-9-85	СГ-9-232	СГ-9-1133	СГ-9-389	СГ-9-1285	СГ-9-1312	СГ-9-1820	СГ-9-1864	СГ-9-2087
V, г/т	309	312	302	295	304	268	274	235	138
Cr	228	211	120	206	168	154	952	230	38
Co	48	51	49	47	46	43	63	40	30
Ni	141	131	110	123	90	98	604	29	4.6
Cu	179	156	108	188	172	117	200	40	297
Zn	92	84	88	101	84	83	84	61	216
Rb	3.2	1.56	5.0	4.7	6.0	6.6	12.5	17.9	61
Sr	152	181	199	200	238	238	300	355	266
Y	28	27	25	28	30	26	19.5	31	57
Zr	87	91	92	89	121	101	96	211	377
Nb	4.0	4.8	5.4	4.4	7.6	6.5	7.7	15.8	29
Mo	1.95	0.97	1.57	1.13	1.28	1.43	1.20	0.97	2.1
Cs	0.79	0.11	0.45	0.45	1.47	2.8	0.45	0.52	0.52
Ba	71	99	140	115	182	129	164	400	706
La	5.5	6.6	8.8	7.2	12.0	10.2	7.4	24	47
Ce	13.0	14.9	19.2	16.1	26	21	18.1	51	104
Pr	2.1	2.3	2.7	2.5	3.6	3.1	2.8	7.0	13.9
Nd	11.1	11.4	12.6	12.1	15.5	13.7	13.3	29	57
Sm	3.5	3.2	3.2	3.5	4.0	3.5	3.5	5.9	11.5
Eu	1.19	1.11	1.04	1.19	1.26	1.12	1.26	2.0	3.2
Gd	3.9	3.7	3.4	3.6	4.2	3.8	3.7	5.6	10.9
Tb	0.68	0.68	0.62	0.69	0.69	0.62	0.56	0.88	1.63
Dy	4.7	4.4	4.0	4.4	4.6	4.2	3.6	5.2	9.5
Ho	0.95	0.94	0.88	0.95	0.95	0.88	0.69	1.01	1.82
Er	2.9	2.6	2.6	2.7	2.8	2.6	1.77	2.7	5.1
Tm	0.46	0.41	0.40	0.43	0.45	0.41	0.26	0.38	0.75
Yb	3.0	2.6	2.5	2.6	3.0	2.7	1.58	2.5	4.3
Lu	0.43	0.38	0.37	0.41	0.43	0.39	0.25	0.35	0.63
Hf	2.2	2.3	2.4	2.4	3.2	2.8	2.6	5.0	9.0
Ta	0.27	0.41	0.41	0.28	0.42	0.69	0.76	0.82	1.49
Th	0.74	0.81	1.35	0.88	1.96	1.62	0.95	1.94	4.5
U	0.27	0.34	0.54	0.41	0.81	0.68	0.34	0.53	1.26

зальтах покровных фаций (до 2.3 мас. %). Близкий состав имеют траппы Кузбасса, которые образуют компактную группу, располагающуюся в пограничной области андезибазальтов и трахиандезибазальтов. Все они относятся к высококаалиевой серии, а по содержанию  $TiO_2$  (в среднем 1.8 мас. %) близки к базальтам покровной фации Норильского района [Lightfoot, Keays, 2005; Наставко и др., 2012]. Базальт из Семейтауской структуры соответствует трахибазальту высококаалиевой серии и по содержанию  $TiO_2$  занимает промежуточное положение ( $TiO_2 = 1.9$  мас. %). Образец СГ-9-1820 из Норильского района отвечает гудчихинской свите. По содержанию  $MgO$  он соответствует пикробазальту, хотя по количеству кремнезема и щелочей он попадает в поле субщелочного базальта умеренно калиевой серии (рис. 3). Содержание  $TiO_2$  достигает 1.6 мас. %, что достаточно высоко при таком содержании магния. Остальные образцы, представляющие надеждинскую, мокулаевскую, моронговскую и хараелахскую свиты, отвечают толеитовым базальтом нормального ряда низкокаалиевой серии. Базальты из района Нижней Тунгуски соответствуют толеитовым базальтам нормального ряда низкокаалиевой серии (см. рис. 2, 3; табл. 1). На всех петрохимических диаграммах они образуют компактную группу. По содержанию  $TiO_2$  они соответствуют базальтам покровной фации Норильского района (в среднем 1.42 мас. %).

По распределению REE базальтоиды рифтовой и покровной фаций Норильского района также сильно различаются (рис. 4). Для вулканитов ивакинской свиты установлены высокие содержания REE, сходные по характеру распределения с внутриплитными базальтами (WPB). Они обогащены LREE относительно HREE ( $(La/Yb)_{CH} = 6.5—7.3$ ). Вулканиты покровной фации характеризуются плоским распределением REE или слабым деплетированием HREE ( $(La/Yb)_{CH} = 1.2—3.0$ ) (см. рис. 4). В распределе-



Сибирского кратона, Кузбасса и Восточного Казахстана

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
91-42	91-36	91-14	91-21	91-43	91-23	91-16	Gf-1	Gf-2	Gf-3	Gf-3/1	8
320	314	314	339	320	297	321	210	210	215	223	347
237	172	190	181	235	170	188	47	51	69	33	25
51	49	47	54	51	53	51	28	24	27	26	30
171	143	111	132	130	145	129	10.0	10.3	10.2	17.6	6.0
167	166	160	185	164	180	181	33	27	20	24	32
97	106	97	115	97	105	97	143	172	162	160	143
9.5	2.1	6.0	2.1	8.3	3.6	3.6	23	20	46	34	21
169	214	184	232	169	200	173	462	547	460	424	415
29	29	29	32	30	30	30	44	50	47	45	52
98	84	86	94	88	104	95	199	303	231	226	334
5.3	4.8	4.6	5.2	5.2	5.2	4.7	14.3	16.7	16.8	16.6	21
0.86	1.20	1.05	0.90	1.04	1.21	0.98	10.7	3.7	3.5	5.4	2.8
0.34	0.11	0.11	н.о.	0.34	0.11	0.11	1.55	1.34	2.4	1.45	1.68
115	121	100	64	98	127	99	488	705	486	488	704
7.1	7.5	6.6	7.9	7.1	7.7	6.3	31	48	34	33	42
16.3	17.3	15.5	18.4	16.6	17.5	15.1	66	103	74	71	88
2.5	2.6	2.4	2.8	2.6	2.7	2.3	9.0	14.7	10.0	9.6	12.1
12.5	12.8	11.7	13.4	12.4	13.0	11.6	38	59	42	42	52
3.6	3.7	3.3	3.8	3.6	3.7	3.5	7.6	11.4	8.6	8.5	10.4
1.26	1.25	1.19	1.32	1.25	1.26	1.20	1.99	2.6	2.2	2.1	2.8
4.1	4.1	4.0	4.4	4.2	4.2	4.0	7.1	11.5	7.7	7.6	8.9
0.72	0.68	0.69	0.75	0.68	0.75	0.69	1.10	1.64	1.23	1.11	1.36
4.6	4.7	4.5	5.1	4.6	5.0	4.7	7.1	10.0	7.6	7.6	8.4
0.98	0.94	1.01	1.07	1.00	1.01	0.95	1.55	2.2	1.55	1.56	1.75
2.8	2.8	2.9	3.1	2.9	3.0	3.1	4.7	6.2	4.8	4.6	5.1
0.46	0.45	0.46	0.52	0.46	0.47	0.47	0.75	1.04	0.75	0.76	0.81
2.9	2.8	2.9	3.1	2.9	3.0	2.9	4.7	6.4	4.8	4.7	5.3
0.41	0.42	0.41	0.45	0.43	0.44	0.43	0.73	0.97	0.73	0.73	0.79
2.6	2.1	2.0	2.3	2.1	2.6	2.5	4.9	8.0	5.9	5.8	6.7
0.35	0.34	0.29	0.34	0.34	0.40	0.30	0.75	1.19	0.88	0.96	1.10
1.69	0.94	0.88	0.94	0.87	1.09	0.89	3.8	6.4	4.4	4.6	2.4
0.44	0.40	0.34	0.40	0.40	0.41	0.34	2.4	3.6	2.6	2.7	1.01

Примечание. Номера проб соответствуют табл. 1. Анализы выполнены в ИГМ СО РАН методом ICP-MS, аналитики И.В. Николаева и С.В. Палесский.

нии Ni и MgO наблюдается типичная для траппов прямая корреляция, что отражает степень плавления мантийного субстрата [Lightfoot, Keays, 2005]. Максимальные концентрации Ni характерны для пикробазальтов гудчихинской свиты (до 600 г/т), минимальные — для субщелочных андезибазальтов ивакинской свиты (< 10 г/т) (рис. 5, а). В распределении Cu и Ni не наблюдается корреляции, что свидетельствует о незначительной доли сульфидов в исследованных образцах (см. рис. 5, б). При этом для базаль-

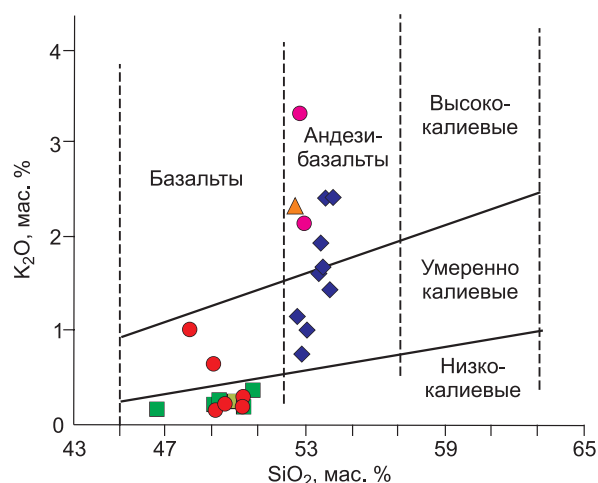
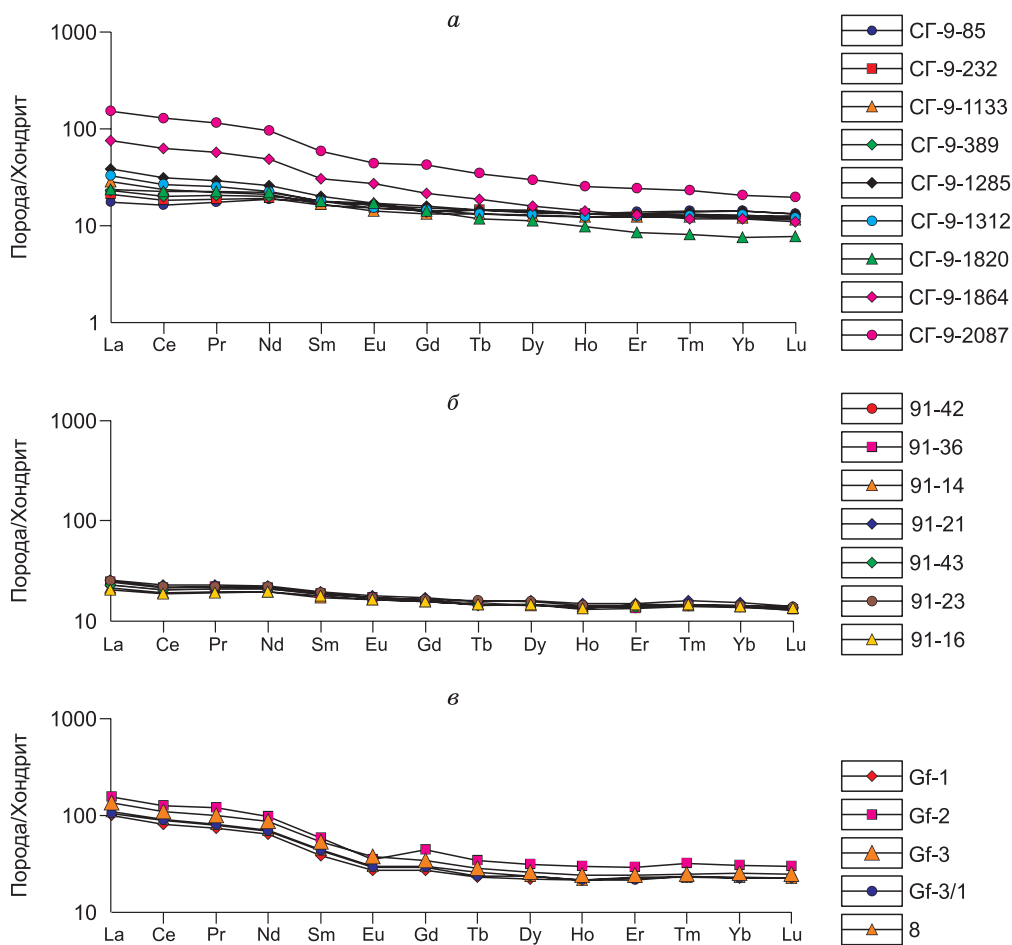


Рис. 3. Диаграмма SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O для исследованных перidotитовых базальтоидов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.



**Рис. 4. Распределение REE в базальтоидах пермтриасового возраста.**

*a* — Норильский район, *б* — Нижняя Тунгуска, *в* — траппы Кузбасса и Семейтау. Нормировано на хондрит CI [Boyeton, 1984].

тов рифтовой стадии установлен сильный разброс концентраций Cu, в то время как для покровной фации разброс значений незначительный.

Плоский характер распределения, близкий к базальтам покровной фации Норильского района, присущ базальтам Нижней Тунгуски ( $(La/Yb)_{CH} = 1.5—1.8$ ). Соотношение Ni, Cu и MgO также соответствует траппам скв. СГ-9. Что касается траппов Кузбасса и базальта Семейтау, то они характеризуются спектрами REE, близкими к базальтам рифтовой стадии Сибирского кратона. В то же время наблюдается небольшой минимум по Eu и обогащенность тяжелыми REE, что не типично для сибирских траппов.

Таблица 3. **Содержание элементов группы платины (мг/г), Ni и Cu (г/г) в пермтриасовых**

Компонент	СГ-9-85	СГ-9-232	СГ-9-1133	СГ-9-389	СГ-9-1285	СГ-9-1312	СГ-9-1820	СГ-9-1864	СГ-9-2087
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ni	141	131	110	123	90	98	604	29	4.6
Os	0.10	0.010	0.031	0.11	0.009	0.058	0.35	0.010	0.076
Ir	0.092	0.054	0.14	0.036	0.062	0.067	0.82	0.010	0.012
Ru	0.17	0.38	0.59	0.30	0.17	0.14	3.6	0.046	0.35
Rh	0.31	0.25	0.24	0.26	0.19	0.14	0.77	0.009	0.042
Pt	663	13.6	60	12.5	9.8	7.4	86	0.50	0.73
Pd	18.4	8.0	9.2	13.8	9.0	7.9	7.4	0.48	0.45
Cu	179	156	108	188	172	117	200	40	297

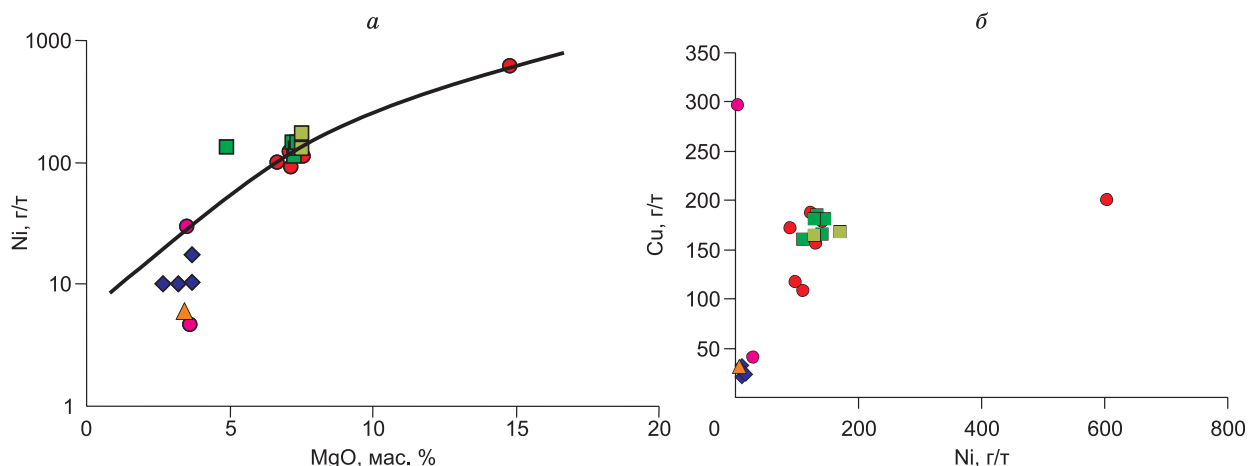


Рис. 5. Зависимость концентраций никеля от содержания MgO (а) и Cu (б).

Усл. обозн. см. на рис. 2. Линия на части а показывает изменение содержания никеля при разных степенях плавления лерцолита.

Для траппов Кузбасса определены очень низкие концентрации Ni и особенно Cu, при этом составы лежат ниже линии плавления мантийного лерцолита (см. рис. 5, б).

### Геохимия элементов платиновой группы

Содержание элементов группы платины в исследуемых образцах приведено в табл. 3. Видно, что содержание ЭПГ изменяется в широких пределах. Для Норильского района проведено сопоставление результатов, полученных П. Лайтфутом и Р. Кисом [Lightfoot, Keays, 2005], и наших данных по скв. СГ-9 (рис. 6). Мы видим, что полученные по нашим образцам данные в целом укладываются в диапазон вариаций, установленных в предыдущих работах. В то же время нами определены содержания ЭПГ по базальтам ивакинской свиты, которые отсутствуют в работе [Lightfoot, Keays, 2005]. Для базальтов рифтогенного этапа, которому отвечает эта свита [Медведев, 2004], установлены низкие концентрации Cu, Ni и ЭПГ, соответствующие уровню базальтов нижней части надеждинской свиты. Г. Бругманн также отмечал низкие средние содержания Pt (до 2.2 мг/т) в базальтах сыверминской свиты и еще более низкие (< 1 мг/т) в ивакинской [Brügmann et al., 1993]. В пикробазальтах ивакинской свиты концентрации никеля варьируют от 60 до 1000 г/т, меди от 50 до 260 г/т (см. рис. 6), Pt содержится от 4 до 9 мг/т и Pd — 8—9 мг/т. Наши данные в целом соответствуют этому диапазону (Ni — 600 г/т, Cu — 200 г/т, Pd — 7 мг/т). Для Pt получены более высокие содержания (до 80 мг/т) (см. табл. 3), что может быть связано с захватом обогащенной ЭПГ сульфидной фазы. Об этом могут свидетельствовать повышенные содержания меди в этом образце. Базальтам уровня надеждинской свиты свойственно резкое падение концентраций Ni, Cu и ЭПГ, а затем их возрастание до значений, типичных для верхней части разреза (Pt и Pd по 10 мг/т) (см. рис. 6). В нашей подборке этот интервал отсутствует. По верхней же части разреза нами также установлены близкие значения концентраций Ni, Cu и ЭПГ, при этом характерна высо-

#### базальтоидах Сибирского кратона, Кузбасса и Восточного Казахстана

91-42	91-36	91-14	91-21	91-43	91-23	91-16	Gf-1	Gf-2	Gf-3	Gf-3/1	8
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
171	143	111	132	130	145	129	10.0	10.3	10.2	17.6	6.0
0.012	0.012	0.012	0.012	0.012	0.002	0.004	0.012	0.039	0.081	0.024	0.012
0.056	0.070	0.050	0.10	0.047	0.083	0.038	0.009	0.002	0.038	0.027	0.004
0.34	0.31	0.35	0.55	0.24	0.15	0.34	0.17	0.009	0.064	0.019	0.009
0.37	0.34	0.36	0.31	0.25	0.21	0.29	0.013	0.006	0.009	0.004	0.010
15.8	13.1	15.0	13.0	12.7	12.6	15.0	0.089	0.40	0.29	0.14	0.46
15.6	15.1	16.2	16.7	15.4	15.8	17.1	0.041	0.10	0.10	0.075	0.280
167	166	160	185	164	180	181	33	27	20	24	32

Примечание. Номера проб соответствуют табл. 1, 2.



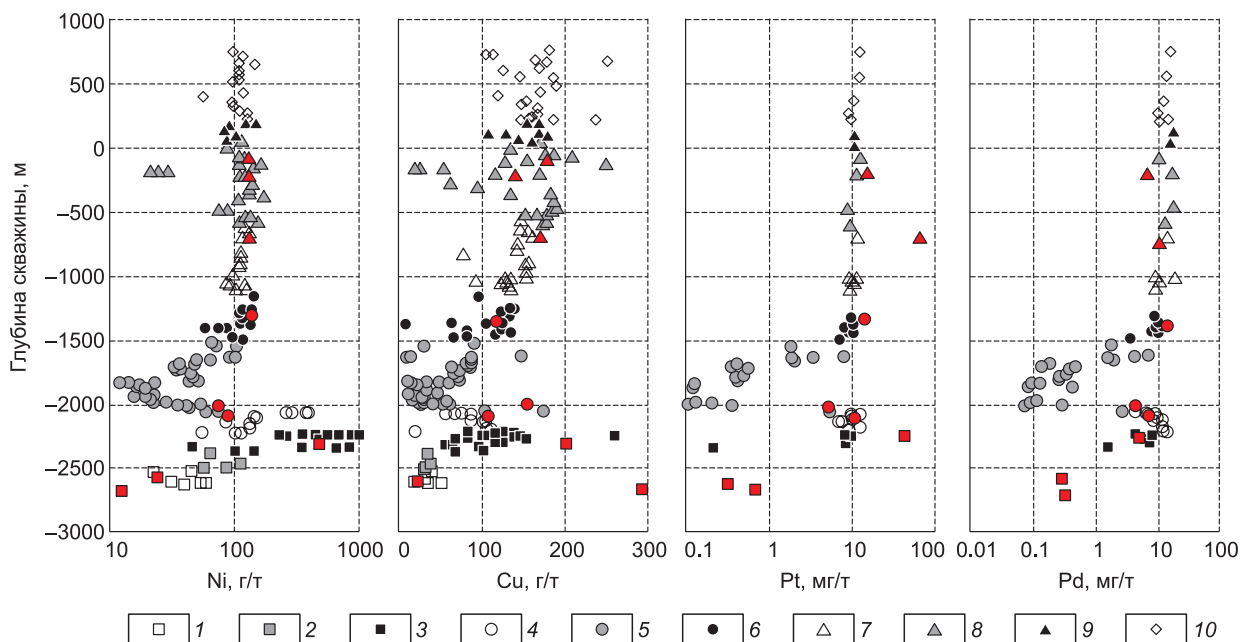


Рис. 6. Распределение содержаний Ni, Cu, Pt и Pd по разрезу скв. СГ-9, по данным из работы [Lightfoot, Keays, 2005].

Свиты: 1 — ивакинская, 2 — сыверминская, 3 — гудчихинская, 4 — туклонская, 5 — надеждинская, 6 — моронговская, 7 — мокулаевская, 8 — хараелахская, 9 — кумгинская, 10 — самоедовская. Красными значками показаны наши данные (см. табл. 3).

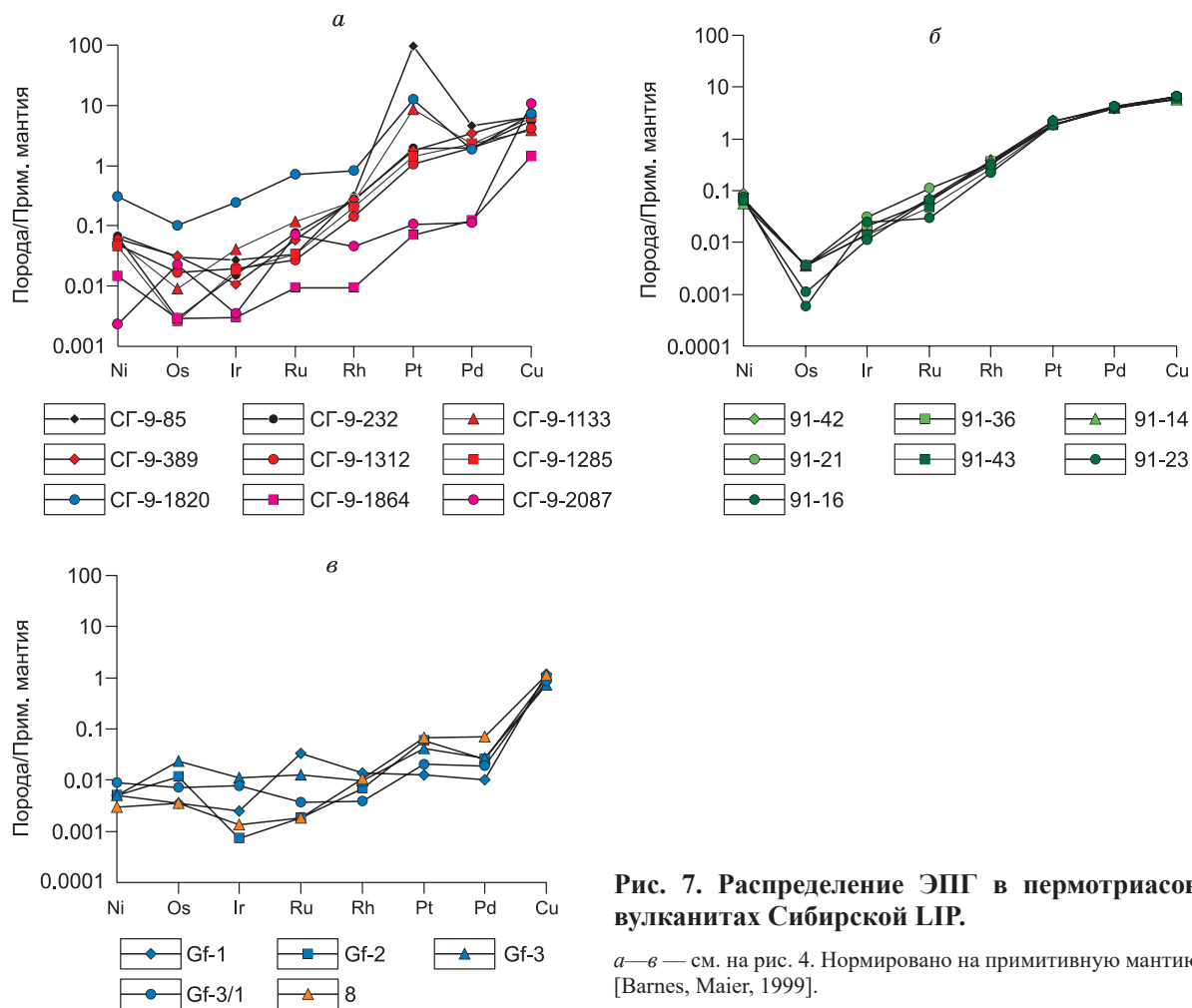
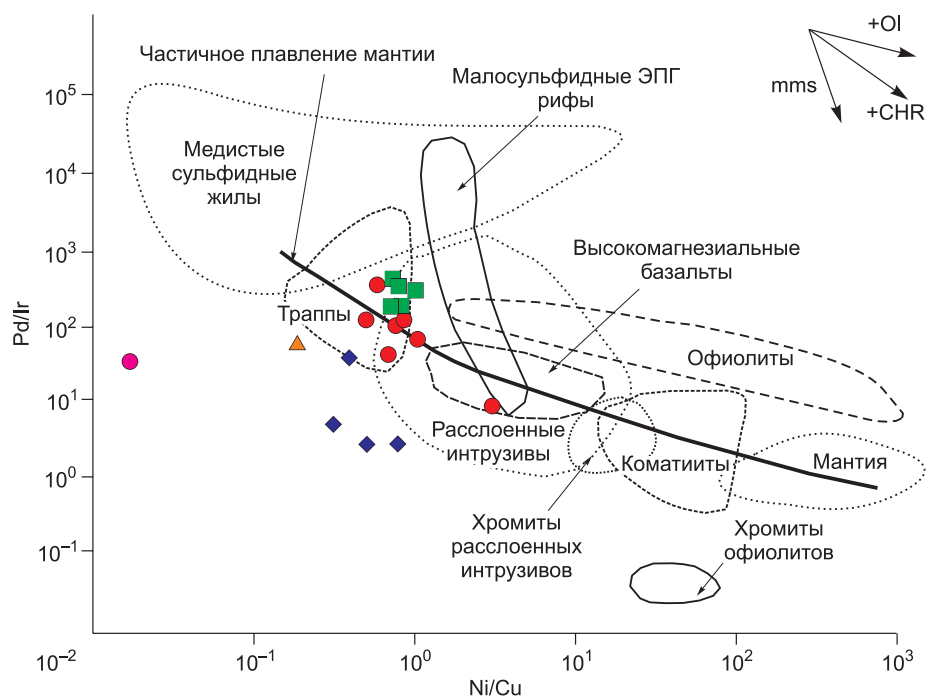


Рис. 7. Распределение ЭПГ в пермтриасовых вулканитах Сибирской ЛПР.

а—в — см. на рис. 4. Нормировано на примитивную мантию, по [Barnes, Maier, 1999].



**Рис. 8. Зависимость отношений Pd/Ir и Ni/Cu для базальтоидов Сибирской LIP.**

Усл. обозн. см. на рис. 2. Поля взяты из работы [Barnes, Maier, 1999]. Линией показано изменение отношений Pd/Ir и Ni/Cu при частичном плавлении лерцолита. На врезке указаны направления фракционирования для оливина (OI), хромита (CHR) и сульфидной фазы (mms).

кая дисперсия как по содержанию Cu, так и ЭПГ. На рис. 7, а приведены спектры распределения ЭПГ, нормированные на примитивную мантию [Barnes, Maier, 1999]. Для базальтов рифтового этапа характерны более низкие содержания всех платиновых металлов, при незначительном обогащении Pt и Pd по отношению к Ir. Для базальтов покровного этапа типично резкое обогащение всеми платиноидами, особенно платиной и палладием, на 3—4 порядка превышающее содержание в примитивной мантии. На диаграмме Pd/Ir—Ni/Cu базальты покровной фации попадают в поле траппов, пикробазальт ивакинской свиты в поле высокомагнезиальных базальтов, тогда как базальты рифтовой фации выпадают из области частичного плавления мантии (рис. 8).

Для базальтов покровной фации из района Нижней Тунгуски установлены очень выдержанные содержания ЭПГ, Cu и Ni (см. табл. 3). Среднее содержание Pt и Pd даже выше, нежели в траппах Норильского района (Pt = 14 мг/т, Pd = 16 мг/т), тогда как Ni и Cu в тех же пределах. Характерны крутые спектры распределения ЭПГ, нормированные на примитивную мантию, резким обогащением Pt и Pd по отношению к Ir. Содержание Os в некоторых пробах на пределе обнаружения. На диаграмме Pd/Ir—Ni/Cu базальты из этого района также попадают в поле траппов и располагаются вблизи линии частичного плавления мантии.

Для траппов Кузбасса и базальта Семейтауской вулканоплутонической структуры определены близкие и в целом низкие содержания ЭПГ. Для траппов Кузбасса средние содержания Pt и Pd составляют 0.23 и 0.08 мг/т соответственно, что даже ниже, чем в базальтах рифтогенной фации Норильского района. Для базальта Семейтау они составили 0.46 и 0.28 мг/т соответственно. Близкие содержания ЭПГ были установлены для базальтов межрифтовых поднятий для пермотриаса в Западной Сибири [Медведев, 2013]. Для базальтов из центральных частей палеорифтовых долин отмечается повышенное содержание Pt (до 24.2 мг/т) и Pd (до 8.0 мг/т). Для базальтов периферийных частей Сибирского плюма характерны пологие спектры распределения ЭПГ, нормированные на примитивную мантию, при равных соотношениях Ir и Pt (см. рис. 7, в). На рис. 8 базальты из этих районов располагаются вне поля траппов, что обусловлено низким Pd/Ir отношением.

### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление полученных нами концентраций ЭПГ по разрезу скв. СГ-9 с данными из работы [Lightfoot, Keays, 2005] показывает большое сходство, что свидетельствует о корректности аналитических методик. Для базальтов ранней рифтовой стадии установлены крайне низкие содержания ЭПГ, тогда

как для покровных фаций содержание всех платиновых элементов достаточно высокое (около 10 мг/т Pt и Pd). В то же время по некоторым пробам наблюдается значительный разброс содержаний платины и палладия, что может быть связано с захватом сульфидов, обогащенных ЭПГ. Для центральной части Тунгусской синеклизы (Нижняя Тунгуска) также установлены высокие концентрации ЭПГ, при этом их содержания даже выше, нежели в Норильском районе. Для периферийных зон базальтового магматизма, связанного с Сибирским плюмом (траппы Кузбасса и Семейтау), установлены значительно более низкие концентрации ЭПГ, сопоставимые с субщелочными базальтами рифтогенного этапа Норильского района. Следует отметить, что концентрации ЭПГ в центральных частях рифтовых зон Западно-Сибирской плиты сравнимы с таковыми в толеитовых базальтах Норильского района, центральной части Тунгусской синеклизы и выше, чем в субщелочных вулканитах Норильского района. В то же время для базальтов из межрифтовых зон установлены низкие содержания ЭПГ [Медведев, 2013]. Предполагается, что это вызвано влиянием вещества плюма, проекция головки которого располагается именно под рифтовыми долинами [Добрецов, 1997, 2008].

Связь промышленных Cu-Ni-ЭПГ месторождений с центральными частями LIP характерна не только для Сибирского плюма, но и для Эмейшаньского и Таримского [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010]. Именно в центральных частях расположены ультрамафит-мафитовые интрузивы, производные пикритовых магм, сопровождающиеся Cu-Ni-ЭПГ оруденением. К центральной части Таримского плюма приурочены Cu-Ni месторождения Калатонге, Поши и другие, в которых установлены повышенные содержания ЭПГ [Mao et al., 2008; Добрецов и др., 2010]. В периферийной зоне Таримского плюма в Восточном Казахстане находится Максутский интрузив, сопровождающийся Cu-Ni оруденением, однако содержания ЭПГ в рудах не превышают 100 мг/т [Хромых и др., 2013]. Аналогичная картина наблюдается для Эмейшаньской крупной изверженной провинции. К центральной части Эмейшаньского плюма приурочены проявления пикритового магматизма, включая рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы. При этом независимо от того, являются ли эти массивы производными низкотитанистых пикритов (Изянбаошань), коматиитов (Бан Фук) или высокотитанистых пикритов (Панчжухуа), для всех типичны высокие содержания ЭПГ [Zhang et al., 2005]. В то же время ультрамафит-мафитовые интрузивы, располагающиеся на периферии Эмейшаньской LIP (массив Суойкун), хотя и сопровождаются Cu-Ni оруденением, но содержания платиноидов в рудах низкие [Svetlitskaya et al., 2015].

Другими примерами являются платиноносные ультрамафит-мафитовые интрузивы на кратонах. На Кольском полуострове, в Карелии и в Финляндии выделяются две LIP — Мистассини (2500 млн лет) и Матачиван (2450 млн лет) [Ernst et al., 2013]. В состав первой LIP входит Кольский пояс рудоносных интрузивов, приуроченный к палеопротерозойской рифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структуре. В него входят массивы горы Генеральской, многофазный Мончегорский интрузив, включая массив Выручайвенч, Имандровский лополит и федорово-панский интрузивный комплекс. Для Мончегорского ультрамафит-мафитового плутона характерно сложное многофазное строение. Для него типично совмещение как хромитовых (с ЭПГ) и сплошных Cu-Ni-ЭПГ руд, так и малосульфидных горизонтов, которые приурочены к пироксенитам (пласт Сопча) или к анортозитам (массив Выручайвенч). Федорово-панский интрузивный комплекс также характеризуется сложным многофазным строением и сопровождается промышленным малосульфидным оруденением. При этом малосульфидное платиновое оруденение приурочено к продуктам кристаллизации более поздних порций магм, секущих уже закристаллизованные расслоенные толщи ранней фазы [Митрофанов и др., 2013].

В Карелии к платиноносному ультрамафит-мафитовому магматизму LIP (2450 млн лет), который широко распространен в Финляндии, относятся массивы Кивакка, Луккулайсваара и Бураковский интрузив. Для массива Кивакка характерно ритмичное строение и присутствие непромышленного малосульфидного оруденения в верхней лейкократовой части расслоенной серии. Для массива Луккулайсваара также типично ритмичное внутреннее строение и наличие нескольких малосульфидных платиновых горизонтов. При этом наиболее продуктивными являются интрузивы Финляндии (Пеникат, Койлисмаа и др.), расположенные ближе к центральной части Матачиванской LIP [Ernst et al., 2013].

К раннепротерозойской LIP (1880 млн лет) в Сибири относятся расслоенные интрузивы чинейского комплекса (Чиней, Луктур, Верхнесакуканский). По возрасту они хорошо сопоставляются с плюмовым магматизмом Канады [Поляков и др., 2008]. Для Чинейского массива характерно многофазное строение и совмещение Fe-Ti-V и Cu-ЭПГ оруденений. По особенностям состава пород расслоенной серии он сопоставляется с верхней частью Бушвельдского плутона [Гонгальский и др., 2004]. Вкрапленная Cu-Ni минерализация приурочена к силлу оливинового габбронорита, расположенного в подошве главной фазы интрузива. Выделяются также экзоконтактовые существенно медные руды с более высокими концентрациями Pd (участок Рудный).

К Франклинской LIP (725 млн лет) в южном обрамлении Сибирского кратона относятся Йокко-Довыренский дунит-троктолит-габброноритовый интрузив Северного Прибайкалья, сопровождающийся малосульфидным платиновым оруденением в верхней части расслоенной серии, и Кингашский мас-

сив в Восточном Саяне, с которым связаны массивные Cu-Ni-ЭПГ руды [Поляков и др., 2013]. К этой же провинции следует относить и многочисленные существенно ультрамафитовые массивы Алхадырского блока, которые несут признаки платиновой минерализации и по своим характеристикам сопоставляются с Йоко-Довыренским и Кингашским массивами. Всем массивам свойственны высокие содержания ЭПГ в рудах, даже если размеры интрузивов невелики.

Таким образом, для многих крупных изверженных провинций для центральных частей установлены высокие содержания ЭПГ в родоначальных магмах, при этом содержание платиноидов возрастает с увеличением степени плавления мантийных субстратов [Naldrett, 1989; Barnes, Maier, 1999]. Такая зависимость может объясняться различными моделями. Так, согласно двухстадийной модели плавления мантии [Hamlyn, Keays, 1986], при небольших степенях плавления в рестите сохраняется сульфидная фаза, в которой из-за высоких коэффициентов распределения концентрируются ЭПГ. Этим процессом хорошо объясняются крайне низкие содержания ЭПГ, характерные для MORB базальтов [Peach et al., 1990], а также низкие содержания платины и палладия для базальтов рифтового этапа, которые, согласно петрохимическим и геохимическим данным, генерировались при низких степенях плавления мантии. При повторном плавлении этого субстрата или при увеличении степени плавления в расплав вовлекаются эти обогащенные платиноидами сульфиды, что вызывает резкое повышение их концентраций в расплаве [Barnes, Maier, 1999]. Эти особенности наблюдаются для пикритов и базальтов покровного этапа [Lightfoot, Keays, 2005]. Повышенные содержания платины и палладия наблюдаются у некоторых магм островных дуг, что также находит свое объяснение в рамках этой модели, когда при высокой степени частичного плавления пород метасоматизированного мантийного клина происходит растворение интерстициальных сульфидов [Hamlyn, Keays, 1985; Иванов и др., 2008].

Согласно приведенной выше модели, не требуется привноса ЭПГ при генерации магм, связанных с LIP. С другой стороны, согласно термохимической модели глубинного мантийного плюма, поднимающегося с границы ядро—мантия [Добрецов, 2008; Добрецов и др., 2010], предполагается привнос в зону магмогенерации глубинного вещества, в том числе и платиновых металлов. В пользу этого предположения свидетельствует то, что высокие концентрации ЭПГ в мантийных магмах характерны только для областей головы плюма. Кроме того, на привнос платиноидов указывают данные по изотопам Os. Так, для высокомагнезильных пород коматитового состава Эмейшаньской LIP (рифт Шонгда) получены хондритовые  $^{188}\text{Os}/^{187}\text{Os}$  отношения ( $\gamma = + 0.02$ ) [Hanski et al., 2004], что позволяет связывать высокие содержания всех платиноидов в этих магмах с их привносом термохимическим плюмом.

Независимым доказательством участия глубинных мантийных источников рудного вещества в формировании различных типов золотого оруденения, связанного с LIP, является высокое содержание мантийного гелия в рудообразующих флюидах Ni-Co-As, Ag-Sb, Sb-Hg и Au-Hg месторождений [Наумов, 2007], повышенные содержания Pt и Pd в рудах гидротермальных кобальтовых месторождений, а также примеси Hg в минералах руд Ni-Co-As, Ag-Sb, Au-As и Cu-Ni-Pt месторождений [Добрецов и др., 2010].

## ВЫВОДЫ

На основе полученных геохимических данных по распределению ЭПГ в базальтоидах, связанных с пермотриасовым Сибирским плюмом, показано, что для раннего рифтового этапа в центральной части Сибирской LIP характерны низкие содержания ЭПГ, тогда как для пикритов и толеитовых базальтов покровных фаций типичны значительно более высокие их концентрации. Периферийным областям как для рифтовых (Семейтау), так и покровных этапов (траппы Кузбасса) свойственны крайне низкие концентрации ЭПГ. Таким образом, для центральных частей Сибирской LIP установлены высокие содержания ЭПГ в родоначальных магмах, при этом содержание платиноидов возрастает с увеличением степени плавления мантийных субстратов. Высокие концентрации ЭПГ в родоначальных магмах обуславливают высокую продуктивность ультрамафит-мафитового магматизма Норильского района, Таймыра и Маймеча-Котуйской провинции. Выявленная на примере Сибирской крупной изверженной провинции закономерность подтверждается на примере многих крупных изверженных провинций (Гренландско-Шотландской, Франклинской, Эмейшаньской и Таримской). Повышенная калиевоность магм, высокие концентрации ЭПГ в голове глубинного мантийного плюма и хондритовые соотношения изотопов осмия, вероятно, обусловлены поступлением глубинного вещества с границы ядро—нижняя мантия.

Работа выполнена при поддержке НШ-5348.2014.5, РФФИ (грант 13-05-12026\_офи).

## ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология, 2004, № 4, с. 330—360.

- Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф.** Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 225 с.
- Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А.** Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 166—182.
- Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т.** Структурно-вещественная эволюция платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа // Литосфера, 2007, № 3, с. 3—27.
- Гонгальский Б.И., Изох А.Э., Кривенко А.П., Криволицкая Н.А., Толстых Н.Д.** Гигантские концентрации меди в месторождениях Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье) // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности формирования и размещения. М., ИГЕМ РАН, 2004, с. 206—218.
- Дистлер В.В.** Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис платиновых металлов. М., Наука, 1994, с. 7—35.
- Дистлер В.В., Филимонова А.А., Гроховская Г.Л., Лапутина И.П.** Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений, 1980, т. XXI, № 6, с. 3—18.
- Добрецов Н.Л.** Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // ДАН, 1997, т. 35, № 2, с. 220—223.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Ермолов П.В., Изох А.Э.** Петрология магматических пород Семейтауской вулканоплутонической серии // Геология и геофизика, 1977 (6), с. 52—62.
- Иванов А.В., Перепелов А.Б., Палесский С.В., Николаева И.В.** Первые данные по распределению элементов платиновой группы (Ir, Os, Ru, Pt, Pd) и Re в островодужных базальтах Камчатки // ДАН, 2008, т. 420, № 1, с. 92—96.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Аношин Г.Н., Голованова Н.П.** Геохимия платиновых металлов, золота и серебра в Номгонском троктолит-анортозит-габбровом массиве (МНР) // Геохимия, 1991, № 10, с. 114—117.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Хоа Чан Чонг, Балыкин П.А., Фьонг Нго Тхи.** Пермотриасовый ультрамафит-мафитовый магматизм Северного Вьетнама и Южного Китая как проявление плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (9), с. 942—951.
- Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутолин В.А.** Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 812—815.
- Медведев А.Я.** Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, ИГХ СО РАН, 2004, 34 с.
- Медведев А.Я.** Элементы платиновой группы в пермотриасовых вулканитах Западной Сибири (первые данные) // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 7, с. 867—875.
- Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф.** Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений, 2013, т. 55, № 5, с. 357—373.
- Наставко А.В., Бородина Е.В., Изох А.Э.** Петролого-минералогические особенности вулканитов центральной части Кузбасса (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 435—449.
- Наумов Е.А.** Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской области и физико-химические условия их формирования: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2007, 21 с.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноожкин С.М.** Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой после сплавления с LiBO<sub>2</sub> // Аналитика и контроль, 2012, т. 16, № 2, с. 134—142.
- Палесский С.В., Николаева И.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н.** Определение элементов платиновой группы и рения в стандартных геологических образцах изотопным разбавлением с масс-спектрометрическим окончанием // Журнал аналитической химии, 2009, т. 64, № 3, с. 287—291.



**Петрографический кодекс** России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 198 с.

**Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.** Платиноносные ультрамафит-мафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1227—1241.

**Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С.** Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 605—620.

**Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С., Изох А.Э., Подлипский М.Ю., Орсов Д.А., Колотиллина Т.Б.** Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской докембрийской металлогенической провинции (южное обрамление Сибирского кратона): возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (11), с. 1689—1704.

**Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.Г.** Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1293—1334.

**Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П.** Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (3), с. 289—302.

**Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С.** Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герциниды: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1648—1667.

**Abbott D.H., Isley A.E.** The intensity, occurrence, and duration of superplume events and eras over geological time // *J. Geodyn.*, 2002, v. 34, p. 265—307.

**Barnes S.-J., Maier W.D.** The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // *Dynamic processes in magmatic ore deposits and their application in mineral exploration* / Eds. R.R. Keays, C.M. Lesher, P.C. Lightfoot, C.E.G. Farrow. *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 1999, p. 13.

**Boyton W.V.** Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare earth element geochemistry* / Ed. P. Henderson. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 63—114.

**Brüggemann G.E., Naldrett A.J., Asif M., Lightfoot P.C., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A.** Siderophile and chalcophile metals as tracers of the evolution of Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 2001—2018.

**Chazey III W.J., Neal C.R.** Platinum-group element constraints on source composition and magma evolution of the Kergelen Plateau using basalts from ODP leg 183 // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2005, v. 69, № 18, p. 4685—4701.

**Crocket J.H.** Platinum-group elements in basalts from Maui, Hawai'i: low abundances in alkali basalts // *Can. Mineral.*, 2002, v. 40, p. 595—609.

**Ernst R.E., Jowitt S.M.** Large Igneous Provinces (LIPs) and metallogeny // *Soc. Econ. Geol., Spec. Publ.*, 2013, v. 17, p. 17—51.

**Hamlyn P.R., Keays R.R.** Sulfur saturation and second stage melts: application to the Bushveld platinum metal deposits // *Econ. Geol.*, 1986, v. 81, p. 1431—1445.

**Hanski E., Walker R.J., Huhma H., Polyakov G.V., Balykin P.A., Hoa T.T., Phuong N.T.** Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, № 4, p. 453—469.

**Lightfoot P.C., Keays R.R.** Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // *Econ. Geol.*, 2005, v. 100, p. 439—462.

**Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X.X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V.** Paleomagnetism of the Early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakstan // *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2002, v. 107, № B7, p. EPM4-1—EPM4-15.

**Maier W.D.** Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria // *J. Afr. Earth Sci.*, 2005, v. 41, p. 165—191.

**Mao J.W., Pirajno F., Zhang Z.H., Chai F.M., Wu H., Chen S.P., Cheng L.S., Yang J.M., Zhang C.Q.** A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes // *J. Asian Earth Sci.*, 2008, v. 32, p. 184—203.

**Naldrett A.J.** Magmatic sulfide deposits. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, No. 14. Oxford, Oxford University Press, 1989, 186 p.



**Oshin I.O., Crocket J.H.** Noble metals in Thetford Mines ophiolites, Quebec, Canada; Part II. Distribution of gold, silver, iridium, platinum, and palladium in the Lac de l'Est volcano-sedimentary section // *Econ. Geol.*, 1986, v. 81, № 4, p. 931—945.

**Park J.-W., Campbell I.H., Eggins S.M.** Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2012, v. 78, № 1, p. 28—50.

**Peach C.L., Mathez E.A., Keays R.R.** Sulfide melt—silicate melt distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: implications for partial melting // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1990, v. 54, p. 3379—3389.

**Philipp H., Eckhardt J.-D., Puchelt H.** Platinum-group elements (PGE) in basalts of the seaward-dipping reflector sequence, SE Greenland coast // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 2, p. 407—432.

**Sarah A.S.D., Sarah-Jane B., Hazel M.P.** The distribution of platinum group elements (PGE) and other chalcophile elements among sulfides from the Creighton Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Sudbury, Canada, and the origin of palladium in pentlandite // *Miner. Deposita*, 2010, v. 45, p. 765—793.

**Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutskaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R.** Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*, 2011, v. 477, p. 312—316.

**Svetlitskaya T.V., Tolstykh N.D., Izokh A.E., Phuong Ngo Thi.** PGE geochemical constraints on the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Suoi Cun intrusion, Cao Bang province, Northeastern Vietnam // *Miner. Petrol.*, 2015, v. 109, № 2, p. 161—180.

**Wolfgang D.M., Sarah-Jane B.** Platinum-group elements in the Boulder Bed, western Bushveld Complex, South Africa // *Miner. Deposita*, 2003, v. 38, p. 370—380.

**Woodland S.J., Pearson D.G., Thirlwall M.F.** A platinum group element and Re-Os isotope investigation of siderophile element recycling in subduction zones: comparison of Grenada, Lesser Antilles arc, and the Izu-Bonin arc // *J. Petrol.*, 2005, v. 43, № 1, p. 171—198.

**Zhang Z., Mao J., Mahoney J.J., Wang F., Qu W.** Platinum group elements in the Emeishan large igneous province, SW China: Implications for mantle sources // *Geochem. J.*, 2005, v. 39, p. 371—382.

*Поступила в редакцию  
8 мая 2015 г.*