

СВЯЗЬ ПЛАТИНОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ С КРУПНЫМИ ИЗВЕРЖЕННЫМИ ПРОВИНЦИЯМИ (на примере Сибирского кратона)

А.С. Мехоношин^{1,2}, Р.Е. Эрнст^{3,4}, У. Сёдерлунд⁵, М.А. Гамильтон⁶, Т.Б. Колотилина^{1,2}, А.Э. Изох^{7,8}, Г.В. Поляков⁷, Н.Д. Толстых⁷

¹ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

² Иркутский научно-исследовательский технический университет, 664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83, Россия

³ Department of Earth Sciences, Carleton University, 1125 Colonel By Drive, Ottawa, ON K1S 5B6, Canada

⁴ Томский государственный университет, 634050, Томск, ул. Ленина, 36, Россия

⁵ Department of Geology, Lund University, Lund, 223 62, Sweden

⁶ Jack Satterly Geochronology Laboratory, University of Toronto, Toronto, ON M5S 3B1, Canada

⁷ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

⁸ Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Проводится обобщение имеющихся геологических и геохимических данных по известным протерозойским платиноносным ультрамафит-мафитовым массивам юга Сибири, а также представлены новые данные по геохимии и геохронологии ряда интрузий, позволившие провести сопоставление рудоносных комплексов различных временных отрезков и ареалов и проследить их связи с известными крупными изверженными провинциями. Установлено, что на юге Сибири платиноносные массивы можно объединить в три возрастные группы: позднепалеопротерозойскую (чинейский комплекс, Малозадоиский массив), позднемезопротерозойскую (Среднечеремшанский массив) и неопротерозойскую (кингашский комплекс, Йоко-Довыренский массив и массивы центральной части Восточного Саяна). Для большинства массивов, за исключением Чинейского, исходные магмы характеризовались высокомагнезиальным составом. Положение изученных массивов на палеогеодинамических реконструкциях свидетельствует о том, что три наиболее точно датированных события в Северной Канаде имели свое продолжение в Южную Сибирь: 1880—1865 млн лет — Гхост—Мараривер—Морел (Ghost—Mara river—Morel) LIP, 1270—1260 млн лет — Маккензи (Mackenzie) LIP и 725—720 млн лет — Франклинская (Franklin) LIP. Наиболее продуктивными в отношении ЭПГ-Cu-Ni оруденения в Сибири являются массивы, связанные с Франклинской (Franklin) LIP: Верхнекингашский, Йоко-Довыренский, центральной части Восточного Саяна (Тартай, Желос, Токты-Ой).

ЭПГ-Cu-Ni месторождения, ультрамафит-мафитовые интрузии, крупные изверженные провинции.

RELATIONSHIP BETWEEN PLATINUM-BEARING ULTRAMAFIC-MAFIC INTRUSIONS AND LARGE IGNEOUS PROVINCES (exemplified by the Siberian Craton)

A.S. Mekhonoshin, R.E. Ernst, U. Söderlund, M.A. Hamilton, T.B. Kolotilina, A.E. Izokh, G.V. Polyakov, and N.D. Tolstykh

This study aims at summarizing available geological and geochemical data on known Proterozoic platinum-bearing ultramafic-mafic massifs in the south of Siberia. Considering new data on geochemistry and geochronology of some intrusions, it was feasible to compare ore-bearing complexes of different time spans and areas and to follow their relationships with the recognized large igneous provinces. In the south of Siberia, the platinum-bearing massifs might be united into three age groups: Late Paleoproterozoic (e.g., Chiney complex, Malozadoisky massif), Late Mesoproterozoic (e.g., Srednecheremshansky massif), and Neoproterozoic (e.g., Kingash complex, Yoko-Dovyren massif, and massifs in the center of the East Sayan Mts.). In most massifs but Chiney the initial magmas are magnesium-rich. On paleogeodynamic reconstructions, the position of the studied massifs is the evidence that three most precisely dated events in North Canada continued into southern Siberia: In the period 1880–1865 Ma, it was the Ghost–Mara River–Morel LIP; at 1270–1260 Ma, the Mackenzie LIP; and at 725–720 Ma, the Franklin LIP. In Siberia, the mostly productive massifs with respect to PGE–Ni–Cu mineralization are those linked with the Franklin LIP: Verkhni Kingash, Yoko-Dovyren, and central part of the Eastern Sayan Mountains, e.g., Tartay, Zhelos, and Tokty-Oy.

PGE–Ni–Cu deposits, ultramafic-mafic intrusions, large igneous provinces

ВВЕДЕНИЕ

Магматические ЭПГ-Ni-Cu месторождения по их экономической важности подразделяются на два типа: сульфидные ЭПГ-Ni-Cu и малосульфидные Pt-Pd [Naldrett, 1981; Maier, 2005; Ernst, 2014]. Образование сульфидных ЭПГ-Ni-Cu месторождений главным образом связано с отделением обогащенного халькофильными элементами и ЭПГ сульфидного расплава от силикатной базитовой или ультрабазитовой магмы. Ранее А. Налдретом [Naldrett, 2010а,б] было выделено семь типов ЭПГ-Ni-Cu месторождений, для четырех из которых образование магм непосредственно связано с крупными изверженными провинциями (LIPs) [Ernst, Jowitt, 2013]. К этим последним относятся магматические сульфидные месторождения, связанные с архейскими и протерозойскими коматиитами, с трапповым магматизмом, с производными ферропикритовых магм и с различными магмами пикритового и толеитового состава. Наиболее яркими примерами такой связи являются уникальные месторождения Норильской группы (250 млн лет Сибирская трапповая LIP) [Lightfoot, Keays, 2005; Митрофанов и др., 2013; и др.], ЭПГ-Ni-Cu месторождения в Китае (пермский Эмейшаньский плюм) [Борисенко и др., 2006].

Существенно Pt-Pd месторождения обычно локализируются в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях [Налдретт, 2003; Eckstrand, Hulbert, 2007], образование которых связано с двумя типами магм [Naldrett, 2010а]. Высокие содержания Ni, Cu, Co, Cr, V, ЭПГ в базитовых и ультрабазитовых магмах обусловлены обогащенностью этими элементами магомгенерирующих мантийных субстратов, что связывается с глубинными мантийными плюмами, зарождающимися на границе ядро—мантия [Добрецов и др., 2010; Кузьмин, Ярмолюк, 2014; Pirajno, Santosh, 2014]. Установлено, что все мантийные магмы высоких степеней плавления могут быть потенциально никеленосными, но что касается продуктивности на ЭПГ, то их формирование невозможно без участия глубинных мантийных плюмов [Maier, 2005; Naldrett, 2010а; Ernst, Jowitt, 2013].

В России платиноносные ультрамафит-мафитовые интрузивы обнаружены на Кольском полуострове, в Карелии, в Сибири, на Дальнем Востоке и Камчатке [Семенов и др., 2004; Бычкова и др., 2009; Конников и др., 2009; Митрофанов и др., 2013]. Они проявились в широком диапазоне времени от 2500 до 75 млн лет. Для части из них связь с крупными изверженными провинциями является установленным фактом, для других еще необходимы дополнительные исследования.

На юге Сибири несмотря на то, что платиноносность базит-ультрабазитовых комплексов изучается уже на протяжении нескольких десятилетий [Платиноносность..., 1995; Мехоношин, Колотилина, 1997; Konnikov et al., 2000; Глотов и др., 2004], только в последние годы появляются сведения, касающиеся связи ЭПГ-Cu-Ni месторождений и рудопроявлений с крупными изверженными провинциями [Ernst et al., 2012; Арискин и др., 2013; Поляков и др., 2013; Подлипский и др., 2015].

В настоящей статье представлены новые данные по геохимии и геохронологии ряда базит-ультрабазитовых интрузий, а также проводится обобщение имеющихся геологических и геохимических данных по известным протерозойским платиноносным ультрамафит-мафитовым массивам юга Сибири с целью сопоставления рудоносных комплексов различных временных отрезков и ареалов и установления их связи с известными крупными изверженными провинциями.

ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Образцы пород и руд из изученных массивов отобраны как на обнажениях, так и из открытых горных выработок и керна скважин.

Аналитические исследования проводились в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) и в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН. Изотопный состав Pb и U в бадделеитах из Малозадойского и Среднечеремшанского массивов был измерен на масс-спектрометре Finnigan TRITON в Шведском музее истории природы (Стокгольм, Швеция). Все погрешности в изотопных отношениях и рассчитанных возрастах даны при доверительном интервале $\alpha = 95\%$.

Содержания микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ИСП-МС). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Германия) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее (MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ΔМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам дунита СДУ-1 и перидотита JP-1.

Содержания элементов платиновой группы (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os), Au и Re определялись методом МС-ИСП на масс-спектрометре высокого разрешения Element 2 (Finnigan MAT) с использованием открытого кислотного разложения и отделением матричных элементов на катионите КУ-2-8 по методике [Власова и др., 2010]. Правильность определения концентраций и дрейф прибора контролировались по стандартным образцам Ж-3, РП-1 (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Au) и ЕСО-2 (Pd, Pt), а также образцам Jp-1 (Япо-

ния), OZE-1 (Китай) — (Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Au). Относительные ошибки, полученные при измерении стандартов, составили < 10 %.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ ЮГА СИБИРИ

Чинейский пироксенит-габбро-анортозитовый массив расположен в юго-восточной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита (рис. 1). Чинейский интрузив представляет собой лополитоподобное магматическое тело, в плане характеризуется слабовытянутой в субширотном направлении неправильной формой с площадью выхода на дневную поверхность около 150 км². В ближайшем обрамлении Чинейского массива широко распространены интрузивные образования, представленные пластинообразными и неправильной формы телами основных пород и многочисленными дайками мощностью до 200 м. К ним относятся Майлавский, Луктурский массивы и Главная дайка Удокана [Гонгальский и др., 2008].

Собственно Чинейский массив сложен породами основного состава и характеризуется расслоенным строением. В нем преобладают габбронориты и габбро с различным соотношением количества плагиоклаза и пироксенов, анортозиты, пироксениты, а также габброиды с повышенными содержаниями титаномагнетита. По особенностям состава пород расслоенной серии Чинейский массив сопоставляется с верхней частью Бушвельдского плутона [Гонгальский и др., 2008]. Луктурский массив и Главная дайка Удокана сложены габброноритами.

В составе Чинейского массива выделены три петрохимические серии пород, характеризующиеся повышенным содержанием Ti и Fe, а также Na и K, которые были образованы в результате кристаллизации из исходных расплавов ферробазальтового состава [Гонгальский и др., 2008]. Для габброноритов Луктурского массива и Главной дайки Удокана характерно существенное обогащение легкими редкими землями [Гонгальский и др., 2008].

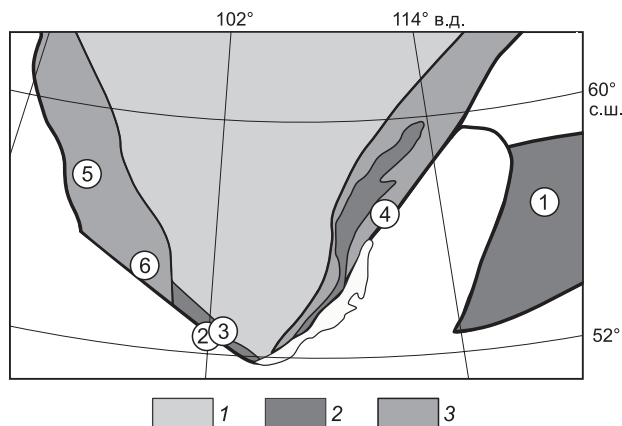
Вкрапленная халькопирит-пирротиновая минерализация приурочена к силлу оливинового габбронорита, расположенного в подошве главной фазы интрузива. Кроме того, выделяются экзоконтактовые существенно халькопиритовые руды с более высокими концентрациями Pd (участок Рудный) [Толстых и др., 2008]. Оба типа руд являются существенно палладиевыми, но для эндоконтактовых руд характерны соединения Pd с Sn, As и Te, а для экзоконтактовых с Sb и Bi.

Возраст габброидов центральной части Чинейского массива, установленный Sm-Nd методом, составляет 1850 ± 90 млн лет [Гонгальский, 2013]. Для пород краевых фаций Чинейского массива в результате изучения U—Pb системы в цирконах получены датировки, соответствующие 1867 ± 3 млн лет [Попов и др., 2009]. Ag-Ag методом по слюдам для пород Чинейского и Луктурского массивов получены возрастные датировки — 1880 ± 16 и 1890 ± 6 млн лет [Толстых и др., 2008] соответственно.

Малозадо́йский и Среднечеремшанский массивы (см. рис. 1) расположены в Иркутно-Китойском блоке Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона, который сложен архейскими и протерозойскими магматическими и метаморфическими комплексами. Выступ фундамента вытянут почти на 300 км от юго-западного берега оз. Байкал до бассейна среднего течения Оки. Юго-западной границей является Главный Саянский разлом, а северо-восточной — отложения чехла Сибирского кратона. Метаморфизованная толща сильно дислоцирована и собрана в крутые складки северо-западного простирания. Внутренняя структура Иркутно-Китойского блока в значительной степени определяется широким развитием гранитогнейсовых куполов. Как и во многих других схожих структурах, относящихся к типу гранит-зеленокаменных комплексов, общий тектонический план блока характеризуется преобладанием овальных гранитогнейсовых куполов, расположенных примерно на равных расстояниях друг от друга и разделенных звездообразными, преимущественно синформными зонами.

Рис. 1. Положение протерозойских платиноносных мафит-ультрамафитовых массивов в структурах Сибирского кратона и его складчатого обрамления.

1 — осадочный чехол; 2 — выступы фундамента; 3 — коллизионные структуры. Цифрами показаны массивы: 1 — Чинейский; 2 — Малозадо́йский; 3 — Среднечеремшанский; 4 — Йоко-Довыренский; 5 — Кингашский и Верхнекингашский; 6 — центральной части Восточного Саяна.



Малозадо́йский массив расположен в юго-западной части Иркутно-Китойского блока. Он имеет дайкообразную форму, протяженность около километра при мощности 120—150 м. Массив сложен серией пород, меняющих свой состав от плагиоперидотитов до лейкократовых габброноритов и рудных анортозитов, кумулятивной, реже пойкилитовой структуры. Макроскопически слоистость в массиве выражена чередованием меланократовых габброноритов и плагиоперидотитов, она сопровождается ритмическим изменением содержания как петрогенных, так и редких элементов — Ni, Cr, Co и Cu. По соотношению содержаний SiO₂ и суммы щелочей породы массива относятся к низкощелочному ряду основных—ультраосновных пород, но для них характерны высокие содержания Rb, Cs, Ba и значительное обогащение легкими РЗЭ по отношению к средним и тяжелым (табл. 1, рис. 2, 3).

В разрезе массива выделяются шесть рудных горизонтов, в пределах которых развиты вкрапленные и густо вкрапленные сульфидные руды. Сульфидные минералы представлены пирротинном и

Таблица 1. Редкоэлементный состав представительных разновидностей пород Малозадо́йского (1—5) и Среднечеремшанского (6—10) массивов

Компонент, г/т	89-385	89-386	89-387	93-85	93-86	90-22	93-130	90-71	90-75	93-128
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cs	0.18	0.77	0.17	0.22	0.22	1.21	0.14	2.61	0.25	0.22
Rb	9.71	10.50	10.51	14.81	14.21	26	9.3	29	14.2	11.25
Ba	212	160	165	327	311	—	—	184	172	164
Th	1.50	1.33	1.10	2.23	2.22	4.23	1.80	2.50	1.86	1.90
W	0.18	0.20	0.11	0.16	0.21	0.58	1.57	0.24	0.21	0.23
U	0.22	0.21	0.16	0.36	0.29	0.45	0.24	0.58	0.33	0.25
Nb	1.6	1.3	1.9	2.2	2.1	9.8	5.6	9.7	6.7	4.87
Ta	0.10	0.08	0.12	0.13	0.12	0.72	0.93	0.61	0.43	0.34
La	10.9	8.5	10.7	18.7	17.4	19.4	9.6	15.0	10.2	9.6
Ce	23	18	24	37	38	42	20	32	21	20
Sb	0.06	0.01	0.01	0.04	0.01	0.026	0.034	0.15	0.045	0.05
Pb	8.65	4.27	3.78	5.18	4.52	3.52	2.25	4.21	2.97	2.57
Mo	0.55	0.29	0.19	0.45	0.42	—	—	0.48	0.34	0.47
Pr	2.75	2.20	3.06	4.40	4.36	4.60	2.23	3.5	2.5	2.38
Nd	11.27	9.01	13.35	17.18	17.21	18	8.9	14.4	10.2	9.86
Sr	158	87	174	164	165	185	160	156	163	106
Sm	2.0	1.7	2.7	2.8	2.9	3.9	1.9	2.7	1.9	2.0
Sn	0.63	0.39	0.40	0.40	0.29	0.71	0.46	0.55	0.46	0.37
Hf	1.04	0.90	1.35	1.39	1.23	2.74	1.31	1.99	1.28	1.33
Zr	37	33	45	53	46	101	49	74	47	45
Yb	0.83	0.71	1.1	0.91	0.91	2.09	0.99	1.5	1.0	1.0
Ti	1350	1065	1861	1316	1349	3682	2034	3692	2369	2306
Eu	0.62	0.46	0.74	0.78	0.80	0.80	0.46	0.92	0.65	0.62
Eu	0.52	0.41	0.70	0.66	0.68	—	—	0.82	0.60	0.55
Gd	1.6	1.3	2.3	1.9	2.0	2.9	1.48	2.7	1.9	1.6
Gd	1.8	1.4	2.2	2.0	2.0	3.1	1.60	2.6	1.8	1.9
Tb	0.26	0.20	0.35	0.31	0.32	0.48	0.25	0.46	0.29	0.31
Tb	0.21	0.17	0.31	0.23	0.23	0.29	0.16	0.36	0.24	0.25
Dy	1.3	1.1	2.0	1.5	1.5	3.6	1.7	2.5	1.7	1.8
Ho	0.27	0.22	0.40	0.30	0.32	0.75	0.35	0.55	0.37	0.37
Y	6.47	5.25	9.32	7.16	7.42	20	9.5	13.1	8.8	8.61
Er	0.79	0.66	1.14	0.84	0.93	2.20	1.03	1.6	1.1	1.06
Tm	0.12	0.10	0.17	0.14	0.14	0.31	0.15	0.23	0.16	0.16
Lu	0.14	0.11	0.17	0.15	0.15	0.35	0.17	0.25	0.16	0.17
Sc	25	24	30	19	20	29	20	27	19	17
Co	100	114	78	117	97	—	—	66	98	103
Ni	2161	1406	708	1609	1022	882	1914	636	1281	1431
Cu	220	135	44	85	40	48	0.23	40	39	36

Примечание. Аналитики Е.В. Смирнова и Н.Н. Пахомова (ИГХ СО РАН, г. Иркутск).

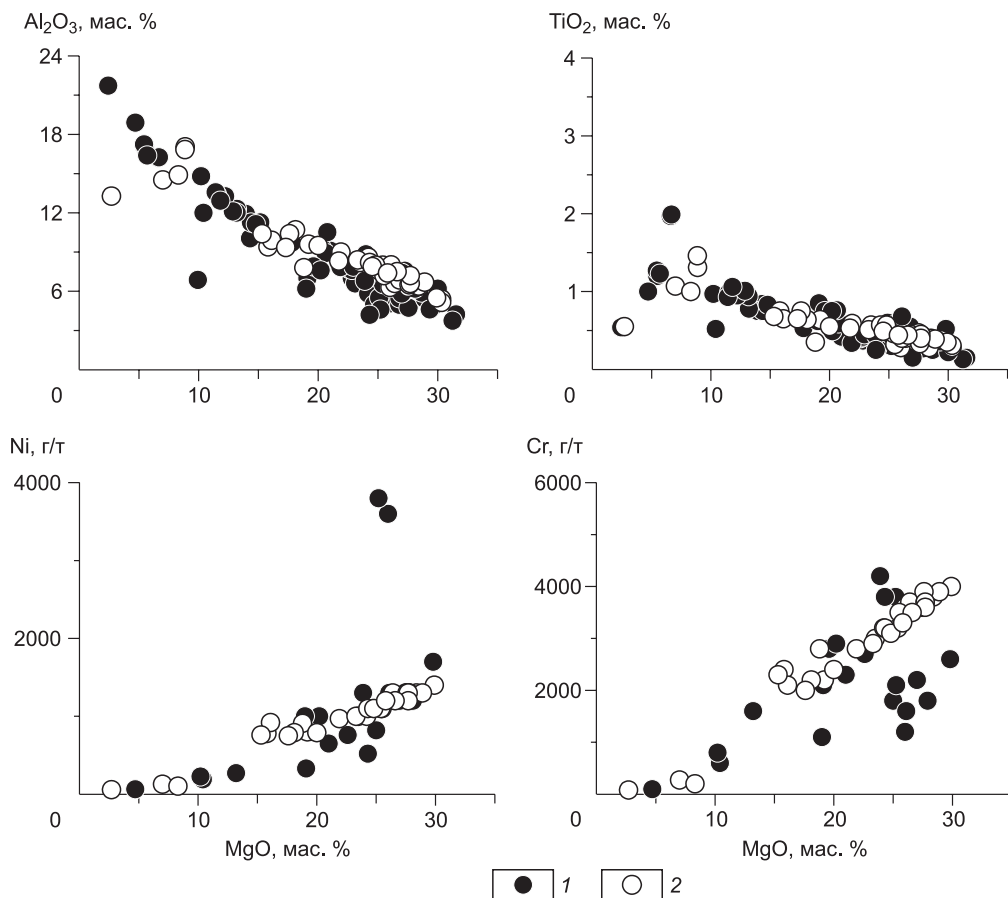


Рис. 2. График корреляции MgO—Al₂O₃, Ni, TiO₂, Cr в породах Малозадойского (1) и Среднечеремшанского массивов (2).

пентландитом, находящимися в соотношении 3:1. Халькопирит встречается значительно реже и приурочен к периферическим частям пентландит-пирротиновых сростков. Сульфидные парагенезисы тесно ассоциируют с агрегатами флогопита. Сегрегационный характер скоплений сульфидов, форма зерен, отсутствие прожилков указывают на их раннемагматическую природу.

Суммарное содержание ЭПГ (табл. 2) во вкрапленных рудах достигает 100 мг/т, а в густо вкрапленных — 550 мг/т. Обнаруженные минералы ЭПГ по составу отвечают теллуридам палладия.

Среднечеремшанский массив также имеет дайкообразную форму, но по сравнению с Малозадойским более протяженный, что во многом определяет его внутреннее строение. Массив вытянут в субмеридиональном направлении на 6 км и имеет мощность от 100 до 200 м. Падение массива на запад под углами 75—80°. Вмещающими породами являются биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Массив сложен габбро, габброноритами, оливковыми габбро, оливковыми норитами, плагиоперидотитами. В отличие от Малозадойского массива, в разрезе Среднечеремшанского смена пород происходит монотонно, без образования ритмов.

Петрохимический и редкоэлементный состав пород Среднечеремшанского массива во многом близок таковому Малозадойского, в отличие от которого характеризуется меньшим разбросом содержаний TiO₂, Cr и Ni (см. рис. 2) и более низким уровнем содержаний тяжелых РЗЭ (см. рис. 3).

Рис. 3. График нормированного по хондриту CI распределения РЗЭ в породах Малозадойского и Среднечеремшанского массивов.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

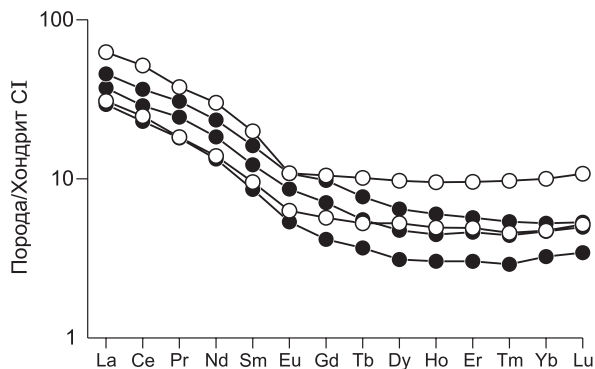


Таблица 2. Содержание благородных металлов и Re (мг/т) в породах Малозадойского (1—8) и Среднечеремшанского (9, 10) массивов

Компонент	89-44	89-35a	89-93	89-380-3	89-389	89-380-7	89-423	89-424	92-1р	93-125
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Au	163	67	43	255	132	19.7	7.0	3.9	347	290
Pt	34	18	173	76	67	46.4	14.7	8.7	104	70
Pd	17	15	252	28	14	296	9	16	253	197
Ir	1.1	0.8	8.1	2.5	2.2	1.0	0.7	0.2	3.5	2.5
Ru	4.8	0.9	6.3	7.7	8.1	4.1	0.9	0.4	5.8	4.9
Rh	1.5	1.2	1.8	2.9	2.9	3.0	1.1	1.2	5.1	4.1
Os	0.1	0.1	9.5	1.9	0.1	3.7	0.4	0.1	0.7	1.0
Re	2.9	4.5	98	6.2	5.3	3.7	6.2	3.5	5.1	3.2
ΣЭПГ	61.4	40.1	548.7	125.3	99.3	357.5	32.5	30.2	377.2	282.7

Примечание. Аналитики В.И. Меньшиков и В.Н. Власова (ИГХ СО РАН).

Рудная минерализация представлена желваками вкрапленных пирротин-пентландитовых руд. Мощность зоны около 0.5 м, размер желваков 5 × 5 см. В пентландите наблюдается эмульсионная вкрапленность халькопирита, частично замещенного самородной медью. В некоторых зернах медь связана с сульфидами, а по трещинам спайности располагается в плагиоклазе.

В Среднечеремшанском массиве повышенные содержания платиноидов приурочены к сульфидному горизонту, расположенному висячем боку массива и достигают в сумме 380 мг/т.

U-Pb возраст образования пород Малозадойского и Среднечеремшанского массивов был получен в результате датирования нескольких фракций бадделеита. Из образцов габбро (90-22) Среднечеремшанского массива и оливинового габбронорита (93-85) Малозадойского массива массой около 200 г в результате применения методики [Söderlund, Johansson, 2002] были извлечены по три зерна бадделеита размером до 80 мкм. Полученные данные приведены в табл. 3 и на рис. 4 и 5. Верхнее пересечение с конкордией может быть интерпретировано как возраст внедрения Малозадойского и Среднечеремшанского массивов 1863 ± 1 и 1258 ± 5 млн лет соответственно.

Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый расслоенный массив находится в пределах Олоkitской палеорифтогенной зоны (см. рис. 1). Массив вытянут в северо-восточном направлении в виде линзы размером 26.0 × 3.5 км. Массив сложен дифференцированной серией пород, меняющей свой состав от подошвы к кровле от дунитов к верлитам и троктолитам. В приподошвенной части массива и во вмещающей толще алевролитов располагаются секущие тела плагиолерцолитов, которые, в отличие от пород расслоенной серии, характеризуются повышенными содержаниями TiO₂, Na, K, P3Э, Nb и Ta.

Ni-Cu сульфидное оруденение и ассоциирующие с ним минералы платиновой группы сконцентрированы преимущественно в плагиолерцолитовой зоне Йоко-Довыренского массива и сопровождаю-

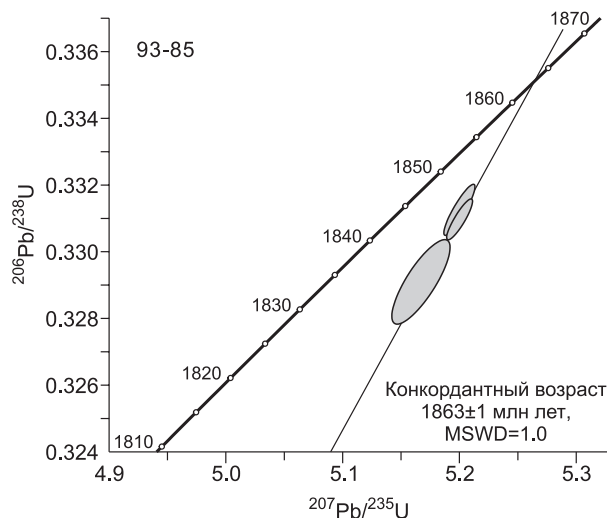


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для оливинового габбронорита Малозадойского массива.

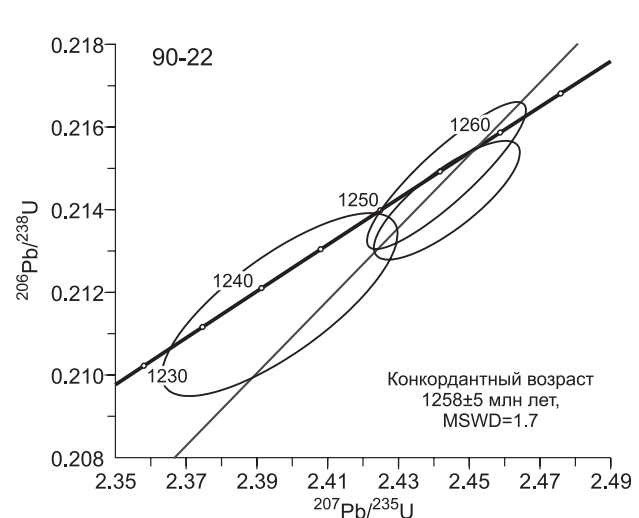


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для габбро Среднечеремшанского массива.

Таблица 3. Результаты U-Pb изотопных исследований бадделита из габбро Малозадойского (обр. 93-85) и оливинового габбронорита Среднечеремшанского (обр. 90-22) массивов

№ пробы	Фракция	U/Th	Pb _c /Pb _{tot}	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Изотопные отношения (1)				Возраст, млн лет	Конкордантность, %
					²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s % err	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s % err		
93-85	Bd-1	5.4	0.027	2158.7	5.1677	0.40	0.32905	0.32	1862.6 ± 4.2	98.5
	Bd-2	4.6	0.011	5507.5	5.2008	0.21	0.33122	0.19	1862.2 ± 1.7	99.0
	Bd-3	4.4	0.007	8864.2	5.2007	0.17	0.33093	0.15	1842.9 ± 1.5	98.9
90-22	Bd-1	17.7	0.045	1480.2	2.4432	0.75	0.21483	0.68	1257.1 ± 3.8	99.8
	Bd-2	14.1	0.115	532.4	2.3961	1.14	0.21169	0.86	1247.8 ± 14.2	99.2
	Bd-3	16.7	0.039	1713.3	2.4433	0.69	0.21422	0.55	1262.7 ± 8.0	99.1

Примечание. Pb_c и Pb_{tot} — обыкновенный и суммарный (радиогенный + холостая проба + начальный) свинец соответственно. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb — измеренные отношения. (1) Изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, концентрацию трассера, холостую пробу (1 пг Pb и 1 < пг U) и начальный обычный свинец. Поправки на обычный Pb введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975].

сих его силах того же состава. Кроме того, в нем присутствует малосульфидный тип платинометаллического оруденения, приуроченный к линзовидным прослоям анортозитов, развитых на контакте троктолитов с оливиновыми габбро [Толстых и др., 2008]. Сульфиды представлены ассоциацией халькопирит—пентландит—пирротин. Основным минералом ЭПГ является сперрилит (PtAs₂), большим распространением пользуются теллуриды и висмутотеллуриды Pt и Pd [Толстых и др., 2008].

Возраст довыренского интрузивного комплекса, полученный в результате локального анализа цирконов в образцах методом лазерной абляции (LA-ICP-MS), оценивается в 728.4 ± 3.4 млн лет [Арискин и др., 2013], и, полученный U-Pb методом по бадделиту, в 724.7 ± 2.5 млн лет [Эрнст, Гамильтон, 2009; Ernst et al., 2012].

Кингашский интрузивный комплекс располагается в северо-западной части Восточного Саяна в Идарском блоке Канского супертеррейна. Наиболее изученными и продуктивными на ЭПГ-Ni-Cu оруденения являются Кингашский и Верхнекингашский дунит-перидотит-пироксенит-габбровые массивы [Глазунов и др., 2003]. Массивы обладают близким строением. Они представляют собой лополитоподобные интрузии каплевидной формы в плане с площадью выходов на поверхность до 1.5 км².

Оба массива характеризуются сходными чертами химизма пород. Ультраосновная составляющая массивов (дуниты и верлиты) отличаются высокой магнезиальностью, умеренными содержаниями Ti и невысокими — Na, K и редкоземельных элементов. Габброиды характеризуются более высокими содержаниями Ti и редких земель.

Вкрапленные сульфидные руды в этих массивах локализируются главным образом в дунитах и верлитах, при этом максимальные скопления находятся в приподошвенной части разреза массивов [Платиноносность..., 1995]. Халькопирит-пентландит-пирротиновая сульфидная вкрапленность распределена неравномерно. Платиноиды преимущественно ассоциируют с сульфидными рудами [Шведов и др., 1997; Глазунов и др., 2003]. Минералы платиновой группы преимущественно представлены сперрилитом, теллуридами, висмутотеллуридами Pd, ирарситом.

Для пород Кингашского массива Sm-Nd и Rb-Sr методами получены неоднозначные возрастные датировки, охватывающие диапазон от 1410 ± 50 до 495 ± 45 млн лет [Гертнер и др., 2009]. Для габброидов Верхнекингашского массива полученные U-Pb датировки по бадделиту [Ernst et al., 2012] составляют 726 ± 18 млн лет.

В центральной части Восточного Саяна проявления ЭПГ-Cu-Ni сульфидных руд обнаружены в пределах распространения крупных ареалов ультрамафит-мафитовых массивов [Мехоношин, Колотилина, 1997; Мехоношин и др., 2013]. На этой территории выделены три рудных узла (Барбитайский, Удинско-Бирюсинский и Бирюсинско-Тагульский). Рудоносные массивы принадлежат к дунит-перидотит-пироксенит-габбровой формации. В Барбитайском рудном узле (массивы Желос и Токты-Ой) они образуют линзовидные тела в значительной степени деформированные и метаморфизованные, нередко подверженные пликативным дислокациям и будинированию. Массивы сложены серией ультраосновных пород, варьирующих по составу от лерцолитов до оливиновых пироксенитов. Породы в разной степени амфиболлизированы и серпентинизированы. В них выявлено несколько рудных зон с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией протяженностью до 100—200 м при ширине до 50 м.

Массивы Удинско-Бирюсинского рудного узла (Огнитский, Тартайский и др.) обладают более крупными размерами по сравнению с телами Барбитайского района. Они сложены дифференцированной серией пород, меняющихся по составу от дунитов и перидотитов до меланократовых оливиновых габбро.

ЭПГ минерализация во всех массивах тесно ассоциирует с халькопирит-пентландит-пирротинowymi ассоциациями сульфидов. Основным минералом Pt, так же как в Йоко-Довыренском и Кингашском массивах, является сперрилит, кроме того, большим распространением пользуются теллуриды, висмутотеллуриды палладия, а в массивах Барбитайского рудного узла обнаружены арсениды и сульфоарсениды Os, Ir и Ru.

Геохронологическими исследованиями рудопродуктивных ультрабазит-базитовых интрузий этого региона установлено, что они формировались в позднем протерозое (712 ± 6 млн лет, U-Pb метод по цирконам) [Поляков и др., 2013; Подлипский и др., 2015].

Таким образом, на юге Сибири платиноносные массивы можно объединить в три возрастные группы: позднепалеопротерозойскую (чинецкий комплекс, Малозадойский массив), позднемезопротерозойскую (Среднечеремшанский массив) и неопротерозойскую (кингашский комплекс, Йоко-Довыренский массив и массивы центральной части Восточного Саяна). Для большинства массивов, за исключением Чинецкого, исходные магмы характеризовались высокомагнезиальным составом (пикритовые или пикробазальтовые) [Гонгальский и др., 2008; Поляков и др., 2013; Арискин и др., 2015]. В неопротерозойских массивах экономически значимое платиновое оруденение главным образом связано с Ni-Cu-сульфидными рудами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученная возрастная датировка для Малозадойского массива не является редкой для юга Сибири. Близкие датировки существуют для некоторых габбро-долеритовых даек в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона [Гладкочуб и др., 2012]. В этот же возрастной диапазон — 1860—1880 млн лет, как уже отмечалось выше, попадают датировки для Чинецкого и Луктурского массивов. Эти данные согласуются со временем формирования Каларо-Нимнырского роя даек (1865 млн лет), который рядом исследователей [Эрнст и др., 2008; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2014; Ernst, 2014] рассматривается в качестве одноименной крупной изверженной провинции. Более того, близкие по возрасту (1880—1870 млн лет) дайковые рои (Ghost swarm) и силлы (Morel sills, Mara River) отмечаются также в Северной Канаде на Слейв кратоне [Buchan et al., 2010; Ernst et al., 2014]. Учитывая, что палеомагнитные реконструкции допускают близкое пространственное расположение юга Сибири и

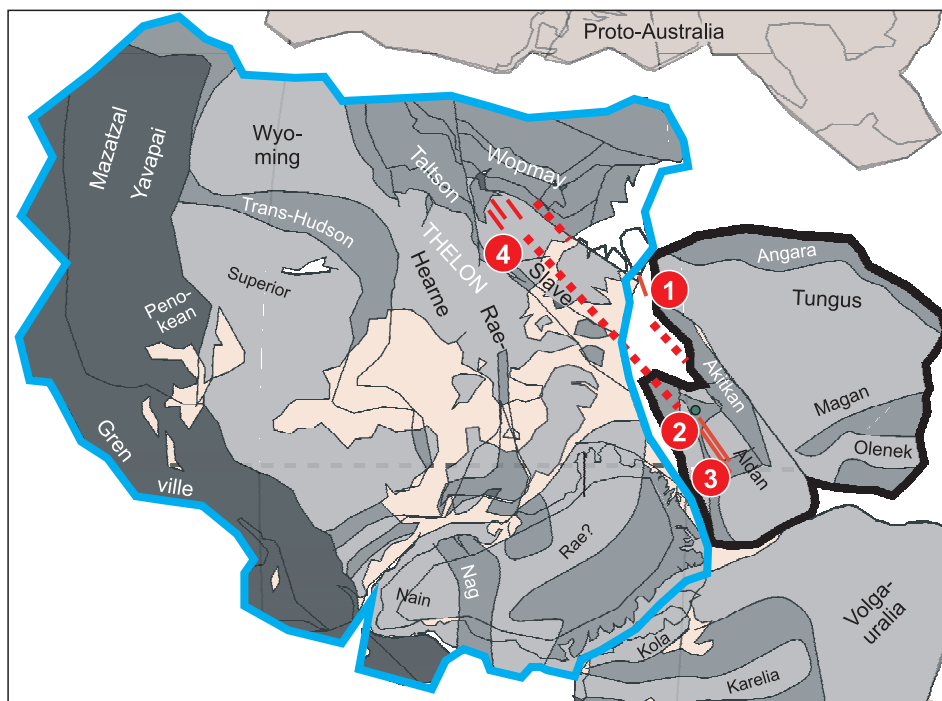


Рис. 6. Реконструкция распространения мафитовых даек возраста 1865—1880 млн лет в Сибири и Лаврентии [Ernst et al., 2015, 2016].

1 — Малозадойская интрузия; 2 — Чинецкий массив; 3 — Каларо-Нимнырский дайковый рой; 4 — Гхост (Ghost) дайковый рой. Положение континентов, по [Evans, Mitchell, 2001] с небольшой модификацией (Сибирь повернута на 10° против часовой стрелки относительно Лаврентии).

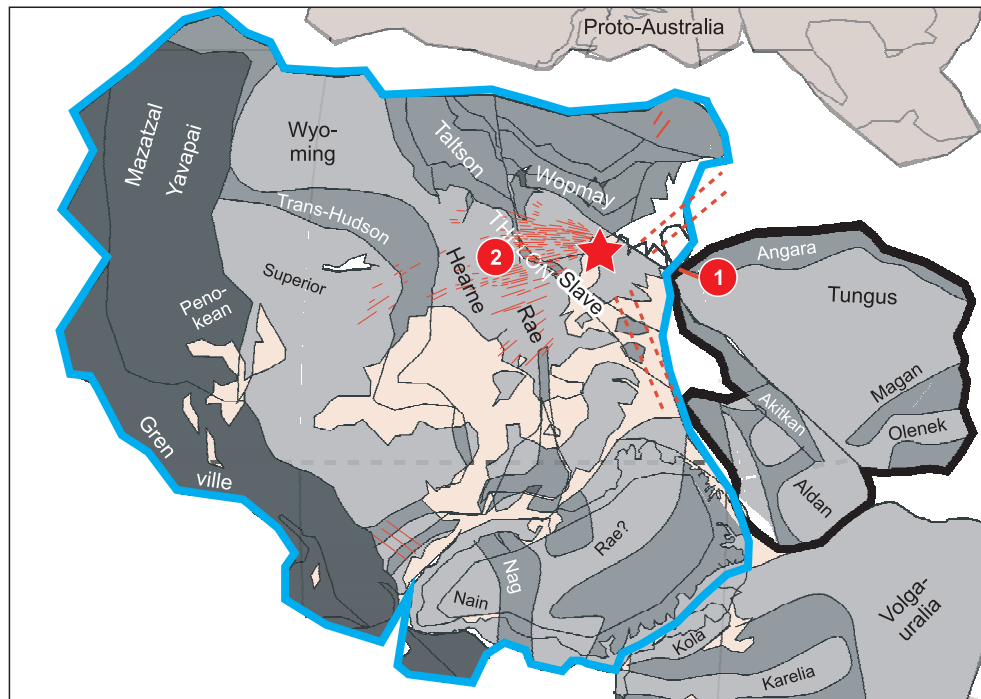


Рис. 7. Положение Среднечеремшанской интрузии (1) на реконструкции распространения мафитовых даек возраста 1270 млн лет в Лаврентии, по [Ernst et al., 2015, 2016].

Положение континентов с небольшой модификацией (Сибирь повернута на 10° против часовой стрелки относительно Лаврентии), центра плюма (звезда) и дайкового роя Маккензи (2), по [Evans, Mitchell, 2001].

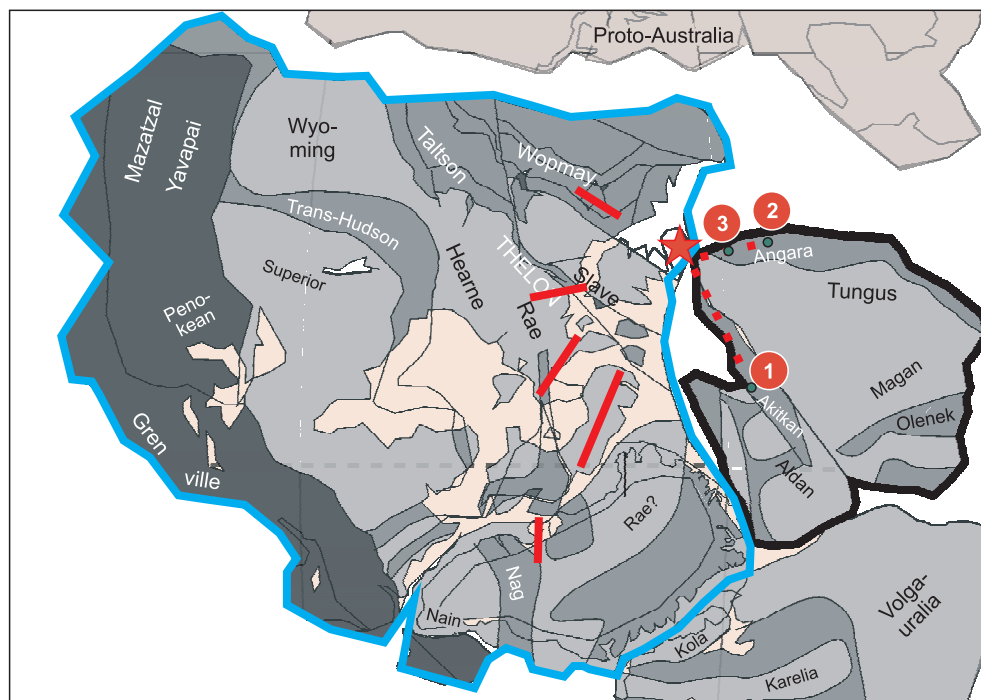


Рис. 8. Реконструкция распространения мафитовых даек Франклинской ЛІР в Канаде и положение массивов возраста 728—726 млн лет в Сибири, по [Ernst et al., 2015, 2016].

1 — Йоко-Довыренский массив; 2 — Верхнекингашский массив; 3 — массивы центральной части Восточного Саяна. Положение континентов, по [Evans, Mitchell, 2001], центра плюма (звезда), по [Ernst et al., 2015]. Пунктиром показано положение даек возраста 700—800 млн лет, датированных Ag-Ag методом [Гладкочуб и др., 2007].

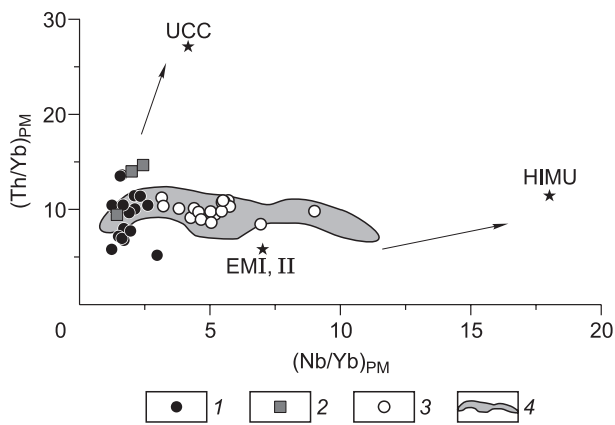


Рис. 9. Вариации $(Th/Yb)_{PM}$ и $(Nb/Yb)_{PM}$ отношений в Малозадойском массиве (1), Главной дайке Удокана (2) (данные по [Гонгальский и др., 2008]), в Среднечеремшанском массиве (3) и дайкового роа Маккензи, по [Jowitt, Ernst, 2013] (4).

Содержания элементов в примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995], состав верхней континентальной коры (UCC), по [Taylor, McLennan, 1985], данные по составам обогащенной (EMI, EMIИ) и высокоурановой (HIMU) мантии, по [Condie, 2001].

Малозадойская интрузия, Каларо-Нимнырский рой даек, массивы чинейского комплекса и дайковые роа Слейв кратона представляют собой фрагменты единой крупной изверженной провинции (рис. 6).

Полученный возраст для оливинового габбронорита Среднечеремшанского массива (1258 ± 5 млн лет) является уникальным магматическим возрастом, который ранее не был известен в Сибири. Однако этот возраст близок к хорошо датированным магматическим событиям в Северной Канаде — 1267 ± 2 млн лет — времени образования радиального дайкового роа Маккензи, который охватывает территорию в 3 млн км² [Baradar et al., 1996; Vuchan, Ernst, 2004]. Хотя возраст пород Среднечеремшанского массива приблизительно на 10 млн лет меньше, он достаточно близок к этой отметке и, более того, все три фракции бадделеита лежат вдоль конкордии и эллипсы неопределенности достигают 1265 млн лет. На реконструкции распространения роа даек Маккензи LIP [Ernst et al., 2015] на объединенной тектонической карте суперконтинента Нуна [Evans, Mitchell, 2011] Среднечеремшанская интрузия ориентирована приблизительно по направлению к центру плюма (рис. 7). Поэтому с определенной долей осторожности можно предположить, что Среднечеремшанская интрузия может быть фрагментом этой крупной изверженной провинции.

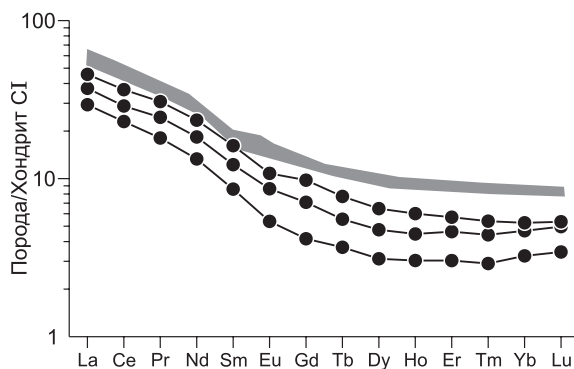
К рубежу 728—716 млн лет приурочено образование наибольшего количества платиноносных комплексов на юге Сибири. Кроме того, есть данные Ag-Ag датирования, свидетельствующие о том, что в Шарыжалгайском выступе фундамента Сибирского кратона часть долеритовых даек северо-западного простирания и в Прибайкальском блоке долеритовые дайки северо-восточного простирания имеют близкие возрасты [Sklyarov et al., 2003; Гладкочуб и др., 2007]. Этот факт и положение массивов на реконструкции распространения Франклинского дайкового роа [Ernst et al., 2015] позволяют протянуть Франклинскую LIP из Северной Лаврентии в Южную Сибирь (рис. 8).

Для оценки потенциала крупных изверженных провинций на обнаружение ЭПГ-Ni-Cu минерализованных интрузий являются состав и объем продуцированных магм [Налдретт, 2003; Zang et al., 2008], состав мантийного источника и характер взаимодействия с древней литосферной мантией [Zang et al., 2008]. Это находит свое выражение в особенностях распределения и соотношения редкоземельных и редких элементов.

С. Джовитом и Р. Эрнстом [Jowitt, Ernst, 2013] для протерозойских крупных изверженных провинций Канады было установлено, что наиболее продуктивными являются Чукотат, Маккензи и Матачеван. Для Франклинской LIP крупных проявлений ЭПГ-Ni-Cu минерализации на территории Канады не обнаружено.

Мы попробовали сопоставить некоторые геохимические параметры платиноносных массивов юга Сибири. Несмотря на то, что, как отмечалось выше, породы Малозадойского и Среднечеремшанского массивов обладают однотипным распределением РЗЭ со значительным обогащением легкими, на диаграмме $(Th/Yb)_{PM}$ и $(Nb/Yb)_{PM}$ (рис. 9) они демонстрируют совершенно противоположные тенденции. Для Малозадойского массива характерно постепенное увеличение значений $(Th/Yb)_{PM}$ при незначительных вариациях

Рис. 10. Сравнение характера распределения редкоземельных элементов в Малозадойском массиве (круг) и Главной дайке Удокана (залитое поле), по [Гонгальский и др., 2008].



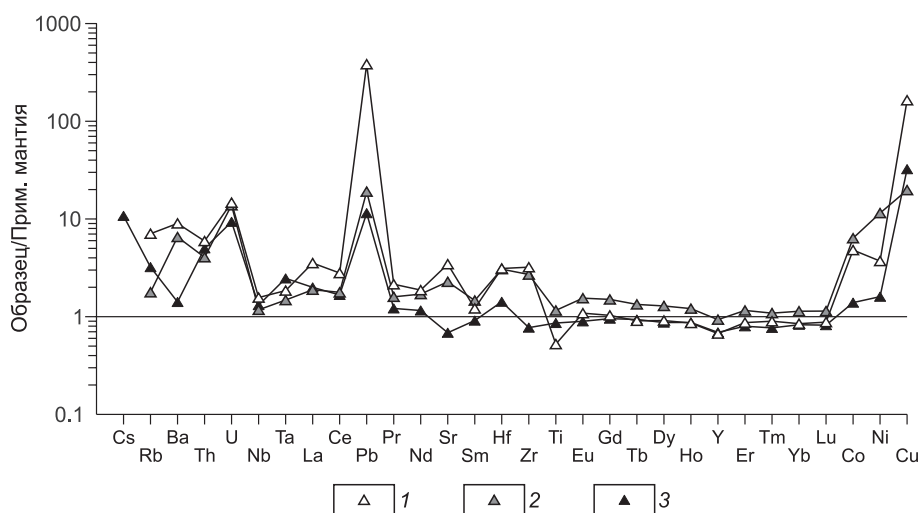


Рис. 11. Спайдер-диаграмма распределения редких элементов во вкрапленных рудах из неопротерозойских массивов:

Йоко-Довыренского (1), Желос (2) и Токты-Ой (3) (наши данные). Состав примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995].

$(\text{Nb}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ в пределах 1.2—1.9. Тогда как для пород Среднечеремшанского массива характерно увеличение $(\text{Nb}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ от 2 до 9 при относительно постоянной величине $(\text{Th}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ — 8—10, что сопоставимо с данными по породам дайкового роя и габроноритовым дайкам маскокского комплекса Маккензи LIP [Day et al., 2008]. При этом такое же, как для Малозадойского массива, соотношение величин $(\text{Th}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ при близком уровне содержаний РЗЭ характерно для пород Главной дайки Удокана (см. рис. 9 и 10), относящихся, по нашим предположениям, к фрагментам одной и той же LIP.

Такие особенности демонстрируют контроль состава пород Каларо-Нимнырской LIP главным образом коровой контаминацией, в отличие от пород Маккензи LIP, на формирование которых оказывали влияние как процессы коровой контаминации, так и состав мантийного источника.

Для пород и руд неопротерозойских комплексов свойственны близкий уровень содержаний и характер распределения редкоземельных элементов и элементов платиновой группы. Концентрации РЗЭ в породах рудоносных массивов центральной части Восточного Саяна характеризуются двух-, десятикратным обогащением легкими элементами. Кривые их распределения имеют слабый отрицательный наклон. Дуниты и перидотиты Йоко-Довыренского и Верхнекингашского массивов обогащены редкими землями в меньшей степени. На мультиэлементной диаграмме (рис. 11) вкрапленные руды Йоко-Довыренского массива и массивов Желос и Токты-Ой (Барбитаиский рудный узел) выражены близкими профилями распределения элементов. Наиболее существенные вариации наблюдаются для Rb, Ba, Sr, при этом для всех образцов характерно наличие Th и Pb положительных аномалий.

К настоящему времени установлен ареально-очаговый характер размещения оруденения, связанного с проявлениями плюмового магматизма в фанерозое [Добрецов и др., 2010]. При этом четко фиксируется зональность распределения разных типов оруденения относительно центров LIP и приуроченность крупных и уникальных ЭПГ-Ni-Cu месторождений к их центральным зонам [Борисенко и др., 2006; Добрецов и др., 2010]. Однако, в отличие от фанерозойских, для протерозойских LIP такую связь можно установить только в результате проведения палеогеодинамических реконструкций. Анализируя положение платиноносных интрузивов юга Сибири на соответствующих временных реконструкциях (см. рис. 6—8), можно отметить, что хотя для неопротерозойских массивов в целом характерна существенно Pd минерализация, по мере приближения расположения массивов к центру плюма отмечается повышение роли тугоплавких ЭПГ. Сначала в виде примесей Ir в сперрилите (массив Тартай), а затем и в виде образования собственных минеральных фаз (Os, Ir, Ru). Это может быть связано с вовлечением более глубоких мантийных горизонтов в последующий после зарождения плюма процесс магмообразования.

ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенный анализ ранее опубликованных данных и новые геохронологические исследования позволяют предположить, что три наиболее точно установленных события в Северной Канаде имели свое продолжение в Южную Сибирь: 1880—1865 млн лет — Гхост-Мараривер-Морел

(Ghost-Mara river-Morel) LIP, 1270—1260 млн лет — Маккензи LIP и 725—720 млн лет — Франклинская LIP.

Наиболее продуктивными в отношении ЭПГ-Cu-Ni оруденения в Сибири являются массивы, связанные с Франклинской LIP, что может быть обусловлено их пространственной близостью к центру плюма.

Несмотря на то, что в Среднечеремшанской интрузии обнаружены лишь вкрапленные сульфидные руды с повышенными содержаниями платины и палладия, наличие связи с огромной магматической системой, представленной Маккензи LIP, которая сама по себе обладает экономическим потенциалом, повышает ее перспективы на обнаружение промышленных руд.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 13-05-12026-офи-м, 14-05-00747 и 15-05-08843).

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Костицын Ю.А., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсов Д.А. Геохронология довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия*, 2013, № 11, с. 955—972.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // *Геология и геофизика*, 2015, т. 56 (3), с. 528—556.

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.

Бычкова Я.В., Бондаренко С.В., Андреева О.А., Закревская О.Ю. Закономерности пространственного распределения малосульфидной платинометалльной минерализации в Кивакском интрузиве (Северная Карелия) // *Геохимия*, 2009, № 1, с. 45—62.

Власова В.Н., Ложкин В.И., Сокольников Ю.В., Прокочук С.И., Мехоношин А.С. Определение элементов платиновой группы и золота в геологических образцах методом ИСП—МС с открытым кислотным разложением и отделением мешающих элементов на катионите КУ-2-8 // XIX Международная Черняевская конференция по химии, аналитике и технологии платиновых металлов: сборник тез. докладов. Новосибирск, 2010, ч. 1, с. 183.

Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Глазунов О.М., Тишин П.А., Краснова Т.С., Войтенко Д.Н. Возраст и природа вещества Кингашского ультрамафит-мафитового массива, Восточный Саян // *ДАН*, 2009, т. 429, № 5, с. 645—651.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Складаров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // *Геология и геофизика*, 2007, т. 48 (1), с. 22—41.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Складаров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // *Геотектоника*, 2012, № 4, с. 28—41.

Глазунов О.М., Богнибов В.И., Еханин А.Г. Кингашское платиноидно-медно-никелевое месторождение / Ред. Г.В. Поляков. Иркутск, ИГТУ, 2003, 192 с.

Глотов А.И., Кривенко А.П., Лавренчук А.В. Геохимия платиновых металлов и физико-химические особенности формирования Кингашского сульфидного платиноидно-медно-никелевого месторождения (Восточный Саян) // *Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов*. М., ООО «Геоинформмарк», 2004, т. 5, с. 195—204.

Гонгальский Б.И. Геологическая модель формирования рудных месторождений Удокан-Чинейского района (Сибирь) // *Металлогения древних и современных океанов-2013*. Рудоносность осадочных и вулканогенных комплексов. Миасс, ИМ УрО РАН, 2013, с. 59—62.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // *Геохимия*, 2008, № 7, с. 691—720.

Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В., Водовозов В.Ю., Хильтова В.Л., Резницкий Л.З., Иванов А.В., Левицкий В.И., Травин А.В., Шевченко Д.О., Рассказов С.В. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // *ДАН*, 2003, т. 390, № 3, с. 368—373.

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.

Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Раннепротерозойский постколлизийный магматизм южного фланга Сибирского кратона: новые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДАН, 2002, т. 382, № 5, с. 663—667.

Конников Э.Г., Некрасов А.Н., Родионов Н.В., Травин А.В., Полетаев В.А., Сидоров Е.Г., Чубаров В.М. Формационная принадлежность и возраст Юрчикского массива (Камчатка) // Геохимия, 2009, № 11, с. 1200—1211.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Платиноносные ультрамафиты Бирюсинского выступа Сибирской платформы // Платина России. Т. III, кн. 1. М., Геоинформмарк, 1997, с. 97—106.

Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю., Колотилина Т.Б., Вишневский А.В., Бенедюк Ю.П. Платинометаллическая минерализация дунит-верлитовых массивов Гутаро-Удинского междуречья (Восточный Саян) // Геология рудных месторождений, 2013, № 3, с. 189—202.

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.

Надретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. СПб., СПбГУ, 2003, 487 с.

Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири / Под ред. Г.В. Полякова, В.И. Богнибова. Вып. 829. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1995, 151 с.

Подлипский М.Ю., Мехоношин А.С., Толстых Н.Д., Вишневский А.В., Поляков Г.В. Минералогическо-геохимические особенности Тартайского массива, Восточно-Сибирская металлогеническая провинция // Геология рудных месторождений, 2015, т. 57, № 3, с. 195—220.

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

Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А., Сальникова Е.Б., Шапорина М.Н., Ларин А.М., Яковлева С.З., Плоткина Б.В., Федосеев А.М. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН, 2009, т. 424, № 4, с. 517—521.

Семенов В.С., Корнеев С.И., Яковлева О.А., Семенов С.В., Кольцов А.Б., Гриневич Н.Г., Зильберштейн А.Х. Распределение Fe-Ni-Cu сульфидной минерализации в породах Бураковского-Аганозерской расслоенной интрузии // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 303—320.

Толстых Н.Д., Орсов Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометаллическая минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск, Параллель, 2008, 194 с.

Шведов Г.И., Толстых Н.Д., Некос В.В., Поспелова Л.Н. Минералы платиновой группы в сульфидных Cu-Ni рудах Кингашского массива (Восточный Саян) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (11), с. 1842—1849.

Эрнст Р.Е., Гамильтон М.А. Возраст 725 млн лет (U-Pb по бадделеиту) Довыренской интрузии Сибири: корреляция с гигантской Франклинской магматической провинцией Северной Лаврентии, датированной как 723 млн лет // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII тектонического совещания. М., Геос, 2009, т. 2, с. 330—331.

Эрнст Р.Е., Хейнс Дж.А., Пучков В.Н., Округин А.В., Арчибальд Д.А. Рекогносцировочное Аг-Аг датирование протерозойских долеритовых даек и силлов в Сибири и на Южном Урале: идентификация новых крупных магматических провинций и использование при реконструкции суперконтинента Нуна (Коламбия) // Материалы совещания Межведомственного тектонического комитета. М., ГЕОС, 2008, с. 492—495.

- Baragar W.R.A., Ernst R.E., Hulbert L., Peterson T.** Longitudinal petrochemical variation in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 317—359.
- Buchan K., Ernst R.E.** Dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada Map 2022A (scale 1:5 000 000) and accompanying booklet. 2004.
- Buchan K.L., Ernst R.E., Bleeker W., Davis W.J., Villeneuve M., van Breemen O., Hamilton M., Söderlund U.** Proterozoic magmatic events of the Slave Craton, Wopmay Orogen and Environs // Geological Survey of Canada Open File, 2010, 5985.
- Condie K.C.** Mantle plumes and their record in Earth history. Oxford, UK, Cambridge University Press, 2001, 321 p.
- Day J.M.D., Pearson D.G., Hulbert L.J.** Rhenium—osmium and platinum-group element constraints on the origin and evolution of the 1.27 Ga Muskox layered intrusion // *J. Petrol.*, 2008, v. 49, p. 1255—1295.
- Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.** Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2009, v. 323, p. 145—163.
- Ernst R.E.** Large igneous province. Cambridge University Press, 2014, 654 p.
- Ernst R.E., Jowitt S.M.** Large Igneous Provinces (LIPs) and metallogeny // *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.*, 2013, v. 17, p. 17—51.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Soderlung U.** A proposed 725 Ma Dovyren-Kingash LIP southern Siberia, and possible reconstruction link with 725—715 Ma Franklin LIP of North Laurentia // *Abstr. Vol. 35. Geol. Assoc. Canada (GAC). Mineralog. Assoc. Canada (MAC), Joint Ann. Meeting Geosc. at Edge. May 27—29. 2012, St. Jons, Newfoundland and Labrador, Canada. 2012, p. 42.*
- Ernst R.E., Söderlund U., Hamilton M.A., Chamberlain K., Bleeker W., Okrugin A.V., LeCheminant A.N., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Metelkin D., Buchan K.L., Gladkochub D.P., Didenko A.N., Hanes J.A.** Long-term reconstruction of southern Siberia and northern Laurentia (Slave—Rae craton) margins, based on multiple LIP barcode matches over the interval 1.9—0.7 Ga // *GAC-MAC annual meeting, Fredericton, New Brunswick, 2014, p. 87—89.*
- Ernst R.E., Söderlund U., Hamilton M.A., Chamberlain K.R., Bleeker W., Okrugin A.V., LeCheminant A.N., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Metelkin D., Buchan K.L., Gladkochub D.P., Didenko A.N., Hanes J.A.** Long-term neighbors: reconstruction of Southern Siberia and Northern Laurentia based on multiple LIP barcode matches over the interval 1.9—0.7 Ga // *LIPs, mantle plumes and metallogeny in the Earth's history, Extended abstract of international conference, Irkutsk-Listvyanka, 2015, p. 29—31.*
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.** Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nat. Geosci.*, 2016, doi: 10.1038/ngeo2700.
- Eckstrand O.R., Hulbert L.J.** Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits // *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 2007, p. 205—222.*
- Evans D.A.D.** Reconstructing pre-Pangean supercontinents // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2013, v. 125, p. 1735—1751.
- Evans D.A.D., Mitchell R.N.** Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology*, 2011, v. 39, p. 443—446.
- Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A.** Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: an overview and implications for paleocontinental reconstruction // *Precamb. Res.*, 2010, v. 183, p. 660—668.
- Jowitt S.M., Ernst R.E.** Geochemical assessment of the metallogenic potential of Proterozoic LIPs of Canada // *Lithos*, 2013, v. 174, p. 291—307.
- Konnikov E.G., Meurer W.P., Neruchev S.S., Prasolov E.M., Kislov E.V., Orsoev D.A.** Fluid regime of platinum group elements (PGE) and gold-bearing reef formation in the Dovyren mafic-ultramafic layered complex, eastern Siberia, Russia // *Miner. Deposita*, 2000, v. 35, p. 526—532.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimmons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A.,**

Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precamb. Res.*, 2008, v. 160, p. 179—210.

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.

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

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—254.

Naldrett A.J. Platinum-group element deposits // *Can. Inst. Min. Metall., Spec. Platinum-group Elements. Mineralogy, Geology, Recovery* 1981, v. 23, p. 197—232.

Naldrett A.J. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmas // *Econ. Geol.*, 2010a, v. 105, p. 669—688.

Naldrett A.J. From the mantle to the bank: the life of a Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit // *South African J. Geol.*, 2010b, v. 113, p. 1—32.

Pirajno F., Santosh M. Rifting, intraplate magmatism, mineral systems and mantle dynamics in Central-East Eurasia: An overview // *Ore Geol. Rev.*, 2014, v. 63, p. 265—295.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Y.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton) // *Precamb. Res.*, 2003, v. 122, p. 359—376.

Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2) // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2002, v. 3, № 2, p. 1014—1020.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 26, p. 207—221.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific, Oxford. 1985, 312 p.

Zhang M., O'Reilly S.Y., Wang K.-L., Hronsky J., Griffin W.L. Flood basalts and metallogeny: the lithospheric mantle connection // *Earth Sci. Rev.*, 2008, v. 86, p. 145—174.

*Поступила в редакцию
8 июля 2015 г.*