

U-Pb ВОЗРАСТ И Hf-Nd-Sr-Cu-S ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА БИНЮДИНСКОГО И ДЮМТАЛЕЙСКОГО РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ (ТАЙМЫР, РОССИЯ)

© 2016 г. К. Н. Малич*, И. Ю. Баданина*, А. П. Романов**, С. Ф. Служеникин***

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: dunite@yandex.ru

**Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья
660049, Красноярск, пр. Мира, 55

***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, пер. Старомонетный, 35

Поступила в редакцию 08.07.2015 г.

Принята к печати 29.09.2015 г.

Впервые охарактеризованы U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопно-геохимические особенности пород и сульфидных руд ультрамафит-мафитовых интрузивов п-ва Таймыр Российской Арктики. Цирконы Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характеризуются сходными U-Pb возрастами (245.7 ± 12 млн лет и 256.2 ± 0.89 млн лет соответственно), что свидетельствует о временной близости с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы. Силикатное вещество Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характеризуется различными Hf-Nd-Sr изотопными параметрами ($\epsilon_{\text{Hf}} = -3.8 \pm 1.3$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.8 \pm 0.4$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70588 \pm 0.00013$ и $\epsilon_{\text{Hf}} = 9.5 \pm 2.5$, $\epsilon_{\text{Nd}} = 4.2 \pm 0.7$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70474 \pm 0.00020$ соответственно). Специфичность Hf-Nd-Sr изотопных характеристик пород Бинюдинского интрузива отражает взаимодействие примитивной магмы с литосферой, представленной веществом древней коры или субконтинентальной мантии, которые обладают сходными изотопными параметрами. Совокупность Hf-Nd-Sr изотопных характеристик Дюмталейского интрузива отвечает параметрам, характерным для “ювенильного” мантийного источника. Выявленные особенности U-Pb возраста и Hf-Nd-Sr изотопных составов пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов отличаются от таковых промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции, характеризующихся продолжительной магматической эволюцией со значительным временным интервалом образования циркона и бадделеита (от 350 до 230 млн лет), относительно постоянными значениями ϵ_{Nd} ($\approx 1 \pm 0.5$), неоднородным ϵ_{Hf} (от -2.3 до 16.3) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (от 0.70552 до 0.70798). По данным Cu-изотопной систематики, сульфидные руды Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов обладают сходными вариациями $\delta^{65}\text{Cu}$ (-0.4 ± 0.1 и $-0.66 \pm 0.42\%$ соответственно), характерными для сульфидных руд Талнахского месторождения Норильской провинции. По данным S изотопной систематики, сульфидные руды Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов значительно отличаются друг от друга ($\delta^{34}\text{S} = 1.5 \pm 0.4$ и $\delta^{34}\text{S} = 11.4 \pm 0.6\%$ соответственно). Мы полагаем, что Cu-S изотопные характеристики сульфидных руд Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов отражают их первичную характеристику и не являются результатом смешения источников или магматического фракционирования стабильных изотопов. Тем не менее последний вариант не может быть исключен для изотопно “тяжелой” S в составе сульфидных руд Дюмталейского интрузива. Изотопные составы S и Cu вкрапленных сульфидных руд Дюмталейского интрузива близки параметрам $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$ вкрапленных и массивных сульфидных руд промышленно-рудноносного Талнахского интрузива и могут рассматриваться как критерии перспективности обнаружения богатых платиноидно-медно-никелевых руд.

Ключевые слова: циркон, U-Pb возраст, изотопный состав гафния, Nd-Sr изотопная систематика, меланотроктолит, оливиновое феррогаббро, сульфидные руды, S-Cu изотопная систематика, источники вещества, условия образования, Бинюдинский интрузив, Дюмталейский интрузив, толеит-базальтовый магматизм, Таймыр, Российская Арктика.

ВВЕДЕНИЕ

Принято считать, что ультрамафит-мафитовые интрузивы и связанные с ними платиноидно-медно-никелевые сульфидные месторождения Поляр-

ной Сибири представляют собой небольшую часть одного из главных эпизодов магматической активности на рубеже Палеозоя и Мезозоя (≈ 250 млн лет назад), в результате чего была сформирована одна из самых значительных провинций толеитовых

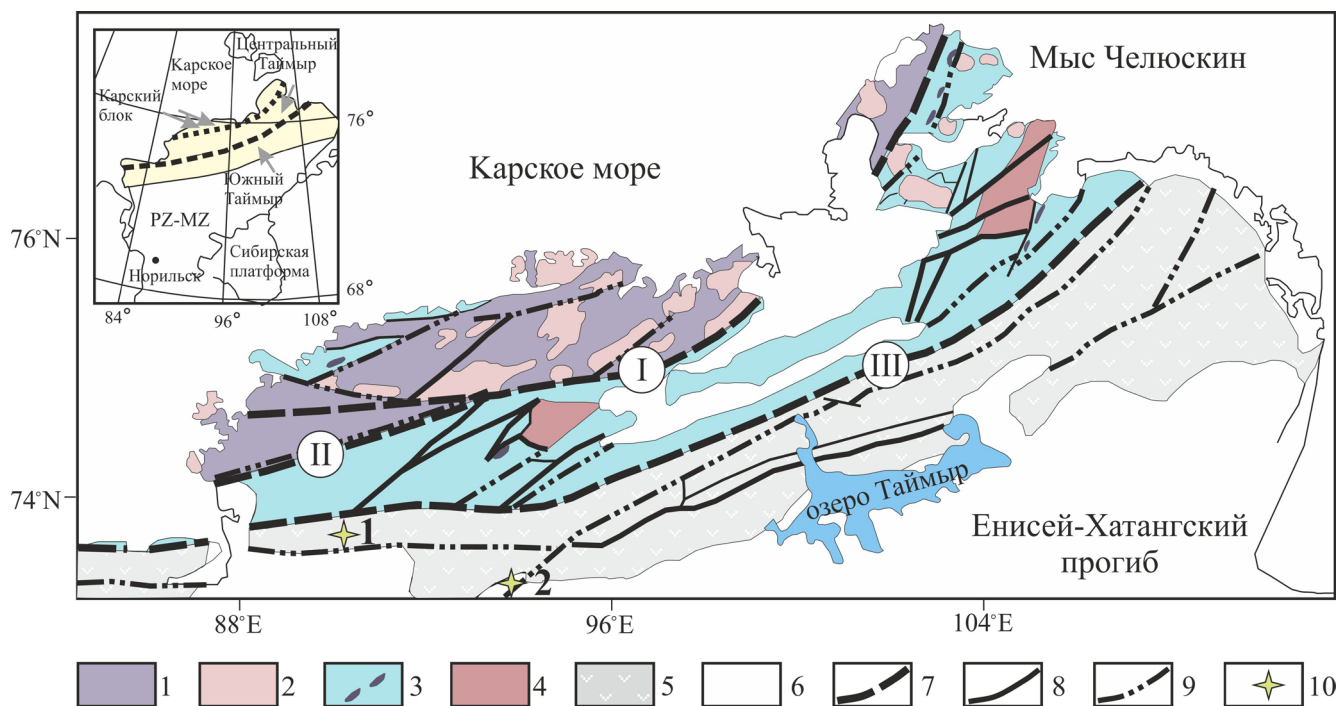


Рис. 1. Геологическая схема п-ва Таймыр.

1 – Карская континентальная окраина (PR–PZ); 2 – коллизионные гранитоиды (264–300 млн лет); 3 – Центральнотаймырский докембрийский аккреционный пояс с офиолитами; 4 – Мамонт-Шренковский и Фаддеевский выступы, гранитоиды (830–900 млн лет); 5 – Южнотаймырский складчатый пояс (PZ–MZ); 6 – юрско-кайнозойские отложения; 7 – главные надвиги: I – Таймырский, II – Диабазовый, III – Пясино-Фаддеевский; 8 – разломы; 9 – надвиги; 10 – местоположение Бинюдинского (1) и Дюмталейского (2) интрузивов.

Fig. 1. Geological scheme of the Taimyr Peninsula.

1 – Kara continental margin (PR–PZ); 2 – collisional granitoids (264–300 Ma); 3 – Central Taimyr Precambrian accretionary belt with ophiolites; 4 – Mamont Shrenk and Faddey cratonic basement, granitoids (830–900 Ma); 5 – South Taimyr folded zone (PZ–MZ); 6 – Jura-Cenozoic deposits; 7 – the main thrusts: I – Taimyr, II – Diabase, III – Pyasino-Faddey; 8 – faults; 9 – thrusts; 10 – location of the Binyuda (1) and Dymtale (2) intrusions.

платобазальтов на Земле [23, 43 и др.]. Таймырская металлогеническая провинция является одной из наиболее перспективных для поиска сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений в Российской Арктике. В Бинюдинском и Луктахском рудных районах Таймырского полуострова сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды связаны с различными по вещественному составу Бинюдинским и Дюмталейским ультрамафит-мафитовыми интрузивами [2–4, 14 и др.]. Несмотря на длительное изучение пород и руд интрузивов, их геохронологические и изотопно-геохимические параметры остаются слабо охарактеризованными [1, 5, 11, 14]. Понимание главных событий сульфидного рудообразования месторождений Полярной Сибири невозможно без анализа источников и поведения ведущих рудообразующих компонентов, слагающих сульфидные Cu–Ni руды – серы и меди.

В нашем сообщении представлены результаты уран-свинцового датирования цирконов в совокупности с их изотопным составом гафния и Nd-

Sr–S–Cu изотопно-геохимическими особенностями рудоносных пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов (рис. 1). Выявленные изотопно-геохимические особенности цирконов, пород и сульфидных руд сопоставляются с таковыми в промышленно-рудоносных интрузивах Норильской провинции [8, 9, 11, 36–38]. Мы полагаем, что изотопно-геохимические особенности главных типов пород и сульфидных руд в наиболее перспективных объектах п-ва Таймыр могут быть использованы при постановке поисково-оценочных работ и оценке масштабов сульфидного оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНТРУЗИВОВ И МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ ОБРАЗЦОВ

Бинюдинский интрузив обнаружен в 1992 г. геологами ПГО “Красноярскгеология” в районе р. Бинюда, в 60 км выше ее устья, и вскрыт пятью скважинами. Он имеет пластинообразную форму мощностью 250–320 м и погружается на юг под углом 45°,

пересекая угленосные отложения C_2-P_1 [3, 7 и др.], и относится к формации коматиитов [13].

Бинюдинский интрузив сложен в верхней и средней частях дунитами, плагиодунитами и плагиоверлитами, в нижней части – меланотроктолитами (рис. 2, табл. 1). Породы Бинюдинского интрузива (см. табл. 1) недосыщены SiO_2 (37.8–43.9), содержат мало TiO_2 (0.21–0.65), переменные количества Al_2O_3 (3.48–9.87) и CaO (2.35–6.84), Na_2O (0.34–1.27) и K_2O (0.20–0.62) (все в мас. %), что характерно для ультраосновных пород с нормальной щелочностью.

Изученные цирконы были установлены в меланотроктолитах (см. рис. 2, обр. С-123 и С1-128), для которых характерны порфировидная, пойкилитовая, гломеропорфировая крупно-среднезернистая структуры и такситовая текстура. Данные породы состоят из плагиоклаза (30–45%), оливины (30–35%), клинопироксена (20–25%) и сульфидов ($\approx 3\%$). Характерны крупные зерна клинопироксена (до 5 мм) и гломеропорфировые скопления таблитчатого плагиоклаза размером 3–4 мм в поперечнике и плагиоклаза призматической формы до 5 мм в длину. Оливин главным образом встречается в плагиоклазе, реже – в клинопироксене. Меланотроктолиты недосыщены SiO_2 (41.9–43.9 мас. %) и характеризуются следующим составом петрогенных компонентов (см. табл. 1, мас. %): MgO – 23.5–26.7, $Fe_2O_{3\text{общ}}$ – 12.9–13.5, Al_2O_3 – 7.63–9.31, CaO – 4.60–5.52, TiO_2 – 0.50–0.65, MnO – 0.16, K_2O – 0.49–0.62, Na_2O – 0.98–1.27. Концентрации других элементов варьируют следующим образом: хрома – 0.43–0.50, серы – 0.19–0.54 мас. %, кобальта – 95–114, меди – 318–613, никеля – 1000–1400 г/т. Преобладание никеля над медью сближает меланотроктолиты по металлогенической специализации с перидотитовыми коматиитами.

Сульфидная вкрапленность в породах интрузива представлена неравномерно (см. рис. 2): от 1–3 в нижней части и до 8–10 об.% – в верхней. Основная часть сульфидов представлена вкрапленниками размером от долей миллиметра до 3 мм, редко – до

Рис. 2. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб по разрезу Бинюдинского интрузива (скв. С1).

1 – дунит, 2 – плагиодунит, 3 – плагиоверлит, 4 – меланотроктолит, 5 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротитового состава с минералами платиновой группы (МПГ), 6 – долерит бырангского типа, 7 – глубина отбора образца, 8 – положение на разрезе минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

Fig. 2. Location scheme of rock sampling and mineralogical-technological samples through a section of the Binyuda intrusion (drill core C1).

1 – dunite, 2 – plagioclase-bearing dunite, 3 – plagioclase-bearing wehrlite, 4 – melanocratic troctolite, 5 – disseminated sulphide ore mineralization composed of pentlandite, chalcopyrite, pyrrhotite with platinum-group minerals (PGMs), 6 – dolerite of the Byrranga type, 7 – depth of sampling, 8 – location of mineralogical-technological samples for isotope-geochemical study.

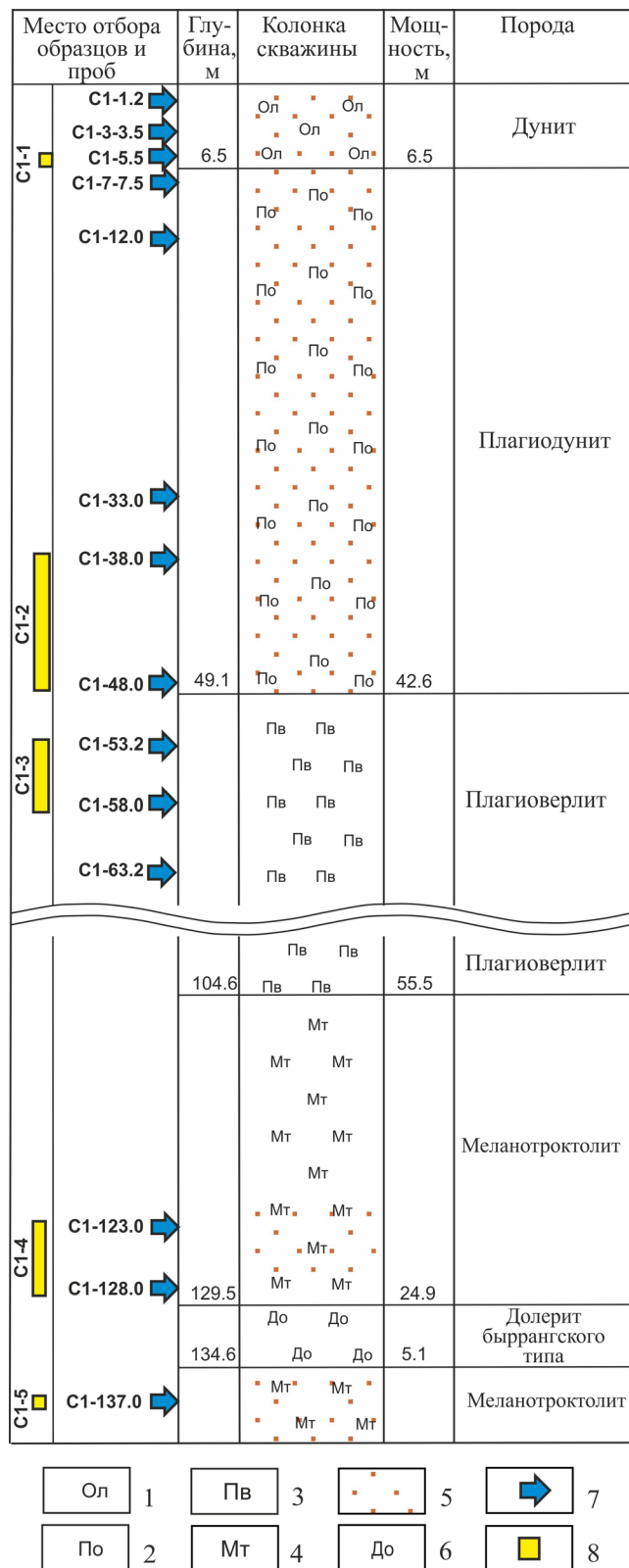


Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и рудных (г/т) элементов в породах Бинюдинского интрузива**Table 1.** Major (wt %) and trace ore elements (ppm) for rocks from the Binyuda intrusion

Номер обр.	C1-5.5	C1-38	C1-48	C1-53.2	C1-58	C1-123	C1-128	C1-137
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	39.0	37.8	40.1	40.0	39.7	41.9	43.9	45.0
TiO ₂	0.21	0.22	0.25	0.28	0.27	0.50	0.65	0.63
Al ₂ O ₃	3.48	3.71	4.02	4.28	4.26	7.63	9.31	9.87
Fe ₂ O ₃ _{общ}	12.9	13.6	11.9	11.8	12.0	13.5	12.9	11.7
MnO	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.16	0.16	0.15
MgO	37.2	35.9	37.2	36.9	36.5	26.7	23.5	22.1
CaO	2.35	2.35	2.79	2.58	2.68	4.60	5.52	6.84
Na ₂ O	0.34	0.34	0.42	0.43	0.46	0.98	1.27	1.25
K ₂ O	0.22	0.20	0.26	0.29	0.29	0.49	0.62	0.49
P ₂ O ₅	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.07	0.08	0.07
П.п.п.	3.42	4.79	2.18	2.48	2.75	2.53	1.33	1.52
Сумма	99.27	99.05	99.27	99.19	99.06	99.06	99.24	99.62
S	0.48	0.95	0.02	0.12	0.13	0.54	0.19	0.31
Cr	0.47	0.45	0.50	0.49	0.47	0.50	0.43	0.20
V	26	27	32	31	30	72	87	131
Co	153	171	115	113	109	114	95	102
Ni	3380	3760	2060	1790	1760	1400	1000	1970
Cu	650	941	254	158	166	613	318	447
Pb	17	19	14	12	14	16	17	12

Примечание. 1 – дунит; 2, 3 – плагиодунит; 4, 5 – плагиоверлит; 6–8 – меланотроктолит. Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ: петрогенные элементы – рентгено-спектральным флуоресцентным (силикатным) методом (аналитик Б.А. Цимошенко); S – титриметрическим методом; V, Co, Ni, Cu и Pb – атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой. Номера образцов пород соответствуют таковым на рис. 2.

Note. 1 – dunite; 2, 3 – plagioclase-bearing dunite; 4, 5 – plagioclase-bearing wehrlite; 6–8 – melanocratic troctolite. Analyses were carried out in the Central Analytical Laboratory of Russian Geological Research Institute: major elements – XRF method (analyst B.A. Tsimoshenko); S – titrimetric method; V, Co, Ni, Cu and Pb – atomic emission with inductively coupled plasma. Numbers of rock samples correspond to those in Fig. 2.

1.5 см. Минеральная ассоциация сульфидов образована троилитом, железистым гексагональным пирротинном, железистым пентландитом, халькопиритом и реже – таллахитом.

Дюмталейский интрузив расположен в среднем течении р. Бол. Таймыра среди вулканогенных и терригенно-угленосных образований (P₂–T₁). По результатам бурения интрузив прослежен по простиранию на 54 км при ширине ≈4 км и мощности 598–644 м. Особенности внутреннего строения интрузива подробно охарактеризованы в ряде работ [4, 15].

Дюмталейский интрузив представлен преимущественно феррогаббро с титаномagnetитовыми рудами в верхней части и оливинными феррогаббро с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением – в нижней (рис. 3). Интрузив охарактеризован по скв. ТП-43 в интервале глубин от 520.0 до 939.5 м, где встречены рудоносные породы (см. рис. 3). На глубинах 500–660 м (обр. 43-1–43-4) выявлены щелочные метасоматиты альбит-калишпатового состава с титаномagnetитовым оруденением. В верхней части горизонта (обр. 43-1) содержание титаномagnetита достигает 80%, книзу понижается до 5–40% (обр. 43-2, 43-4).

В породе содержится (мас. %): Fe₂O₃_{общ} – до 17.6, TiO₂ – 9.14, MgO – 8.04, серы – 0.24 (обр. 43-3) и низкое количество (г/т) Ni – 51.7, Co – 194 и Cu < 1 (табл. 2). На глубинах 790–830 м (обр. 43-11–43-15) оливинсодержащее феррогаббро с титаномagnetитовым оруденением (до 12%) характеризуется недосыщенностью SiO₂ – 42.1, Fe₂O₃_{общ} – до 17.6, TiO₂ – 3.38, MgO – 8.61 мас. %, повышенным количеством щелочей Na₂O + K₂O – до 3.24 мас. %, низким количеством Cr – 0.007 мас. % и Co – 121, Cu – 230, Ni – 342 г/т (см. табл. 2). На глубинах 830–890 м (обр. 43-16–43-21) и 916–960 (обр. 43-28–43-32) появляется оливинное феррогаббро с небольшой вкрапленностью титаномagnetита и до 17% сульфидов пирротин-халькопирит-пентландитового состава. Породы недосыщены (мас. %): SiO₂ – 34.6–38.4, содержат повышенное количество Fe₂O₃_{общ} – 19.0–31.0, TiO₂ – 3.48–7.83, MgO – 13.2–24.5, а также серы – 0.88–2.35, кобальта – 0.017–0.035, меди – 0.23–1.22 и никеля – 0.017–0.057 (см. табл. 2).

Цирконы Дюмталейского интрузива были выявлены в оливинном феррогаббро (см. рис. 3, обр. 43-28), содержащем значительные количества плагиоклаза, оливина, клинопироксена и сульфидов. Данные породы характеризуются следующим хими-

ческим составом (см. табл. 2, мас. %): SiO_2 – 37.1, MgO – 13.2, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 29.20, Al_2O_3 – 7.80, CaO – 8.62, TiO_2 – 1.07, MnO – 0.22, K_2O – 0.36, Na_2O – 0.88, хрома – 0.012, серы – 2.35. Концентрации других элементов составляют (г/т): Co – 354, Cu – 5030 и Ni – 5750. Минеральная ассоциация сульфидов представлена пирротинном, пентландитом и халькопиритом.

Места отбора образцов пород, руд и минералогическо-технологических проб, на которых базируются выполненные изотопно-геохимические исследования, приведены на геологических разрезах Бинюдинского (скв. С1, см. рис. 2) и Дюмталейского (скв. ТП-43, см. рис. 3) интрузивов.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Зерна цирконов были выделены по технологии rpm-минералогии (подробнее на <http://www.natires.com>), сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S, смонтированы в эпоксидной смоле вместе с зернами цирконовых стандартов (TEMORA и 91500). После полировки они были исследованы на электронном микроанализаторе CamScan MX2500S с использованием комбинации изображений в обратнорассеянных электронах и катодолюминесценции (рис. 4). U-Pb датирование цирконов и определение содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнены с помощью лазерной абляции в совокупности с масс-спектрометрией с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (экспимерный лазер Photon Machines Excite вместе с масс-спектрометром Agilent 7000) в Национальном центре изучения геохимической эволюции и металлогении континентов (ARC National Key Centre GEMOC) Университета Маквора (Сидней, Австралия). Более детальная характеристика аналитических методов приведена в работе [28 и др.]. Результаты Hf изотопной систематики (7 анализов) для предварительно продатированных зерен циркона Бинюдинского и Дюмталейского массивов получены при помощи лазерной абляции (New Wave LUV213) и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (Nu-plasma MC ICP-MS), следуя методике, детально охарактеризованной в работе [26]. Цирконовый стандарт Мад Танк (Mud Tank)

Рис. 3. Схема отбора образцов и минералогическо-технологических проб по разрезу Дюмталейского интрузива (скв. ТП-43).

1 – феррогаббро, 2 – лейкогаббро безоливиновое, 3 – оливинсодержащее феррогаббро, 4 – оливиновое феррогаббро, 5 – меланотроктолит, 6 – метасоматит, 7 – титаномагнетит, 8 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПП, 9 – глубина отбора образца, 10 – положение на разрезе минералогическо-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

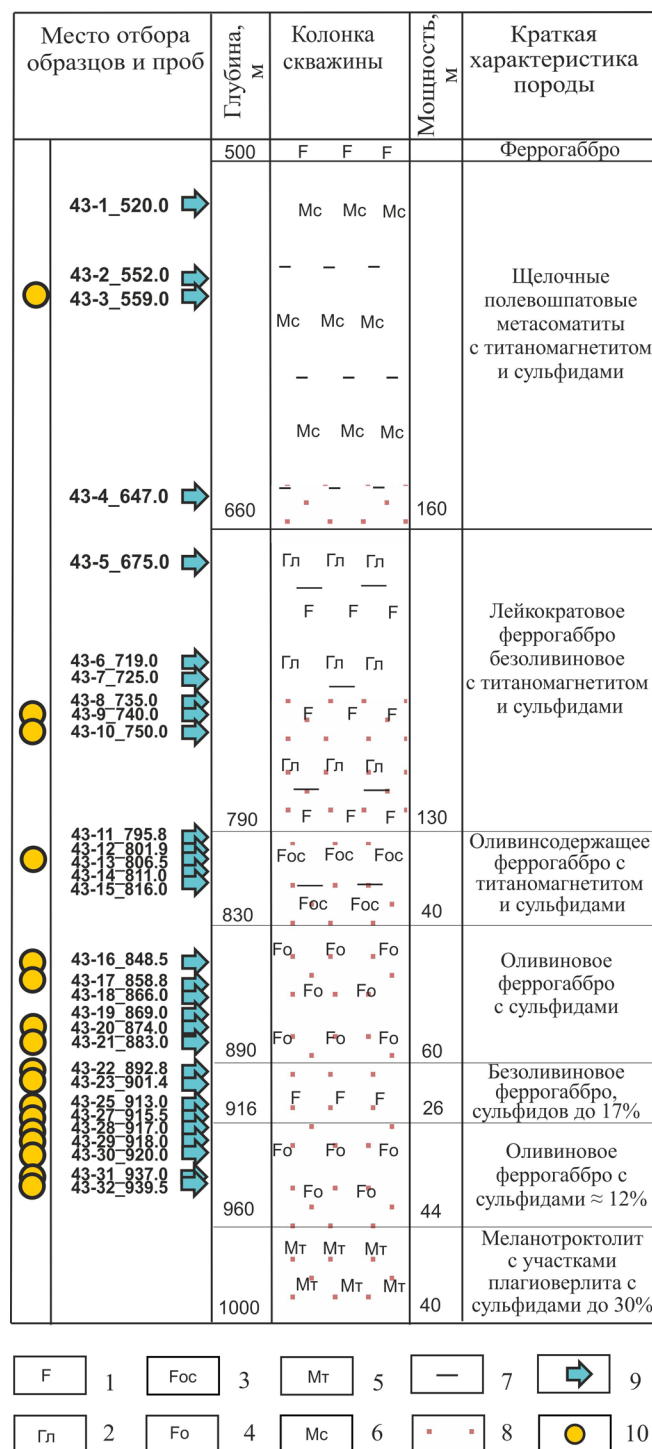


Fig. 3. Location scheme of rock sampling and mineralogical-technological samples through a section of the Dyumtalei intrusion (drill core ТП-43).

1 – ferrogabbro 2 – olivine-free leucogabbro, 3 – olivine-bearing ferrogabbro, 4 – olivine ferrogabbro, 5 – melanocratic troctolite, 6 – metasomatite, 7 – titanomagnetite, 8 – disseminated sulphide ore mineralization composed of pentlandite, chalcopyrite, pyrrhotite and PGMs, 9 – depth of sampling, 10 – location of mineralogical-technological samples for isotope-geochemical study.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) и рудных (г/т) элементов в породах Дюмталейского интрузива**Table 2.** Major (wt %) and trace ore elements (ppm) for rocks from the Dyumtalei intrusion

Номер обр.	43-3	43-9	43-13	43-16	43-20	43-27	43-28	43-29
№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	40.2	34.9	42.1	38.0	38.40	45.6	37.1	34.6
TiO ₂	9.50	11.60	14.90	7.83	6.15	11.00	7.80	3.48
Al ₂ O ₃	9.14	6.10	3.38	1.15	2.41	1.82	1.07	1.32
Fe ₂ O ₃ _{общ}	17.6	27.1	17.6	19.0	23.1	17.4	29.2	31.0
MnO	0.25	0.22	0.19	0.24	0.25	0.21	0.22	0.29
MgO	8.04	6.58	8.61	20.20	20.10	9.90	13.20	24.50
CaO	12.90	10.60	8.89	8.05	8.53	9.83	8.62	2.98
Na ₂ O	1.90	1.98	2.62	1.30	0.89	1.66	0.88	0.24
K ₂ O	0.44	0.38	0.62	0.39	0.13	0.75	0.36	0.47
P ₂ O ₅	0.06	0.17	0.31	0.18	<0.05	0.08	<0.05	0.11
П.п.п.	<0.1	<0.1	0.64	3.25	<0.1	1.51	1.43	0.91
Сумма	100.03	99.63	99.86	99.59	99.96	99.76	99.88	99.90
S	0.24	0.62	0.19	0.92	0.88	2.56	2.35	2.30
Cr	<0.002	0.005	0.007	<0.002	0.012	0.013	0.012	0.009
V	589	1010	466	141	394	267	329	130
Co	194	182	121	172	195	174	354	255
Ni	51.7	715	342	1760	1690	2890	5750	3530
Cu	<1	1720	230	2950	2370	12300	5030	12200
Pb	<0.1	7.95	9.62	24.9	17.4	43.5	37.8	52.9

Примечание. 1 – щелочной метасоматит; 2 – феррогаббро лейкократовое; 3 – феррогаббро оливинсодержащее; 4, 5, 7, 8 – феррогаббро троктолитовое; 6 – феррогаббро безоливиновое. Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ: петрогенные элементы – рентгено-спектральным флуоресцентным (силикатным) методом (аналитик Б.А. Цимошенко); S – титриметрическим методом; V, Co, Ni, Cu и Pb – атомно-эмиссионным с индуктивно-связанной плазмой. Номера образцов пород соответствуют таковым на рис. 3.

Note. 1 – alkaline metasomatite; 2 – Fe-rich leucocratic gabbro; 3 – Fe-rich olivine-bearing gabbro; 4, 5, 7, 8 – Fe-rich olivine gabbro; 6 – Fe-rich olivine-free gabbro. Analyses were carried out in the Central Analytical Laboratory of Russian Geological Research Institute: major elements – XRF method (analyst B.A. Tsimoshenko); S – titrimetric method; V, Co, Ni, Cu and Pb – atomic emission with inductively coupled plasma. Numbers of rock samples correspond to those in Fig. 3.

использовался для независимого контроля стабильной работы прибора и воспроизводимости полученных результатов. В течение измерительной сессии среднее значение $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ для стандарта Мад Танк составило 0.282525 ± 0.000020 ($n = 7$), что находится в пределах рекомендованного интервала ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282523 \pm 0.000043$ (2σ), $n = 2190$ [25]). Дополнительно проанализированный цирконовый стандарт № 91500 характеризуется значением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282368 \pm 0.000066$ (2σ) и также находится в пределах диапазона значений для данного стандарта [25].

Измеренные $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения и константа распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$ [49] были использованы для вычисления величины начального изотопного $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения. Параметр эpsilon гафния (ϵHf), выражающий отклонение начального отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженное на 10^4 , был рассчитан с использованием $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11} \text{ г}$ и параметров CHUR, предложенного в работе [21], где $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0336 \pm \pm 0.0001$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282785 \pm 0.000011$. Модельный Hf-возраст (T_{DM}), определяющий мини-

мальный возраст исходного субстрата, из которого кристаллизовался циркон, был рассчитан с использованием измеренного значения $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ в цирконе и параметра модели [24], согласно которой резервуар деплетированной мантии имел линейную изотопную эволюцию от $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.279718$ в 4.55 млрд лет до $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.283250$ в настоящее время и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$. Двухстадийный модельный Hf-возраст (T_{DM}^{C}) рассчитан по параметрам модели, предложенной в работе [26].

Определение изотопного состава и концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в породах было выполнено в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Химическое разделение Rb, Sr и РЗЭ проводилось на катионообменных колонках (Bio-Rad AG50Wx86 200–400 меш). Выделение самария и неодима из фракции РЗЭ производилось с помощью катионообменной и экстракционной хроматографии по методике [44] с изменениями [41]. Измерение изотопного состава выполнено с помощью девятиколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT TRITON TI в статическом режиме. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm, Nd, вычислен-

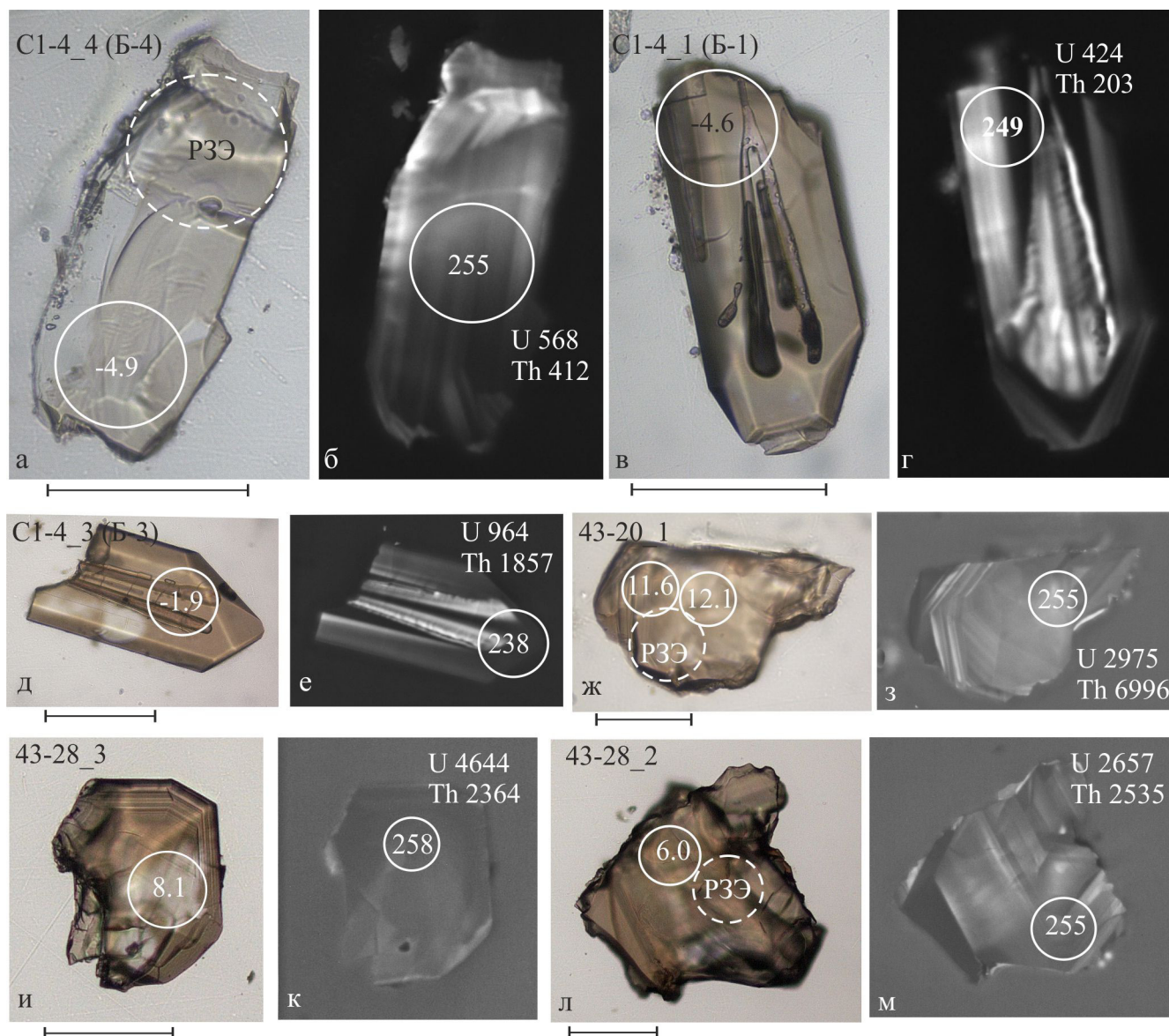


Рис 4. Морфологические, вещественные и возрастные особенности цирконов из рудоносных пород Бинюдинского (а–е) и Дюмталейского (ж–м) интрузивов.

Изображения в проходящем свете (а, в, д, ж, и, л) и катодолуминесцентных лучах (б, г, е, з, к, м). Места проведения Lu-Hf, U-Pb анализов показаны кругами; в них приведены значения эpsilon гафния (ϵHf) и изотопного возраста (млн лет) соответственно. Места проведения редкоземельных анализов показаны пунктиром. Цифры у кристаллов соответствуют номерам анализов в табл. 3–5. Содержание Th и U приведены в г/т. Масштабная линейка соответствует 50 мкм.

Fig. 4. Morphological, compositional and age characteristics of zircons from ore-bearing rocks of the Binyuda (a – e) and Dyumtaleyskogo (zh–m) intrusions.

Images in transmitted light (b, g, e, z, k, m) and cathodoluminescent light (b, g, e, z, k, m). Circles denote areas of Lu-Hf and U-Pb analyses with epsilon Hf values (ϵHf) and isotope ages (Ma), respectively. Locations of rare earth analyses are shown by dotted line. Numbers of zircon crystals correspond to the analysis numbers in Tables 3–5. The content of U and Th are given in ppm. Scale bar equals to 50 microns.

ная на основе многократных анализов стандарта BCR-1, составила $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта – 30 пг для Rb, 30 пг – для Sr, 30 пг – для Sm и 70 пг – для Nd.

Коррекция на изотопное фракционирование стронция и неодима производилась при по-

мощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ и $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241578$ соответственно. Кроме того, изотопный состав Sr приведен к табличному значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ стандарта NBS-987, а изотопный состав неодима – к табличному значению

Таблица 3. U-Pb изотопные анализы цирконов Бинюдинского (обр. C1-4) и Дюмталейского (обр. 43-20 и 43-28) интрузивов
Table 3. U-Pb isotope analyses of zircon from the Binyuda (sample C1-4) and Dyumtalei (samples 43-20 and 43-28) intrusions

№ п.п.	Номер анализа	Th, г/г	U, г/г	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho		
						²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±1σ
1	C1-4_3 (Б-3)	1856	964	1.93	238 ± 5	0.05025	0.00122	0.26428	0.00616	0.03815	0.00037	0.01135	0.00032	0.416
2	C1-4_4 (Б-4)	568	412	1.38	255 ± 3	0.05198	0.00202	0.28956	0.01078	0.04041	0.00055	0.01213	0.00044	0.363
3	43-20_1	6996	2975	2.35	255 ± 2	0.05144	0.00058	0.28668	0.00315	0.04042	0.00026	0.01237	0.00022	0.585
4	43-28_2	2535	2657	0.95	255 ± 2	0.05148	0.00047	0.28656	0.00256	0.04038	0.00024	0.01251	0.00017	0.665
5	43-28_3	2364	4644	0.51	258 ± 1	0.05195	0.00046	0.29193	0.00256	0.4076	0.00027	0.01299	0.00018	0.671

Примечание. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне ±1σ. Rho – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U–²⁰⁶Pb*/²³⁸U.
Note. The uncertainties for single individual analyses (ratios and ages) are given at the 1-sigma level. Rho – correlation coefficient between ²⁰⁷Pb*/²³⁵U–²⁰⁶Pb*/²³⁸U.

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов (г/т) в цирконах Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов
Table 4. Rare earth elements (ppm) in zircon of the Binyuda and Dyumtalei intrusions

Элемент	Номер образца			
	C1-4_4 (Б-4)	4320-1	4328-2	4328-5
La	0.34	0.04	0.39	0.06
Ce	13	6.4	3.5	5.7
Pr	0.70	0.05	0.48	0.74
Nd	8.5	0.7	5.9	9
Sm	9	1.1	8	11
Eu	3.8	0.7	0.3	0.2
Gd	19	4.6	35	39
Tb	4.5	1.7	10	11
Dy	37	23	122	129
Ho	9	10	42	47
Er	30	58	180	207
Tm	5	14	34	42
Yb	42	142	295	373
Lu	6	28	52	69
Сумма	188	290	789	944
(Sm/La) _N	42	44	33	294
(Lu/Gd) _N	3	49	12	14
Ce/Ce*	6	35	2	7
Eu/Eu*	0.89	0.95	0.05	0.03
Возраст, млн лет	238 ± 5	255 ± 2	255 ± 2	242 ± 5

Примечание. (Sm/La)_N, (Lu/Gd)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – хондрит-нормированные характеристики цирконов. Ce/Ce* = Ce/(La × Pr)^{0.5}, Eu/Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{0.5}.
Note. (Sm/La)_N, (Lu/Gd)_N, Ce/Ce*, Eu/Eu* – chondrite-normalised characteristics of zircon. Ce/Ce* = Ce/(La × Pr)^{0.5}, Eu/Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{0.5}.

¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511860 стандарта La Jolla. Вычисление начального отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i и параметра εNd осуществлялось с использованием следующих значений констант: λ⁸⁷Rb = 1.42·10⁻¹¹ год⁻¹, λ¹⁴⁷Sm = 6.54·10⁻¹² год⁻¹, (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} = 0.512636, (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{CHUR} = 0.1967. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей: ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – 0.5%, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – 0.5, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – 0.03, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – 0.005%. Определение параметра εNd производилось с точностью ±0.5.
Изотопный анализ серы образцов сульфидных руд был выполнен на масс-спектрометре DELTA-plusXL с приставкой EA-ConFlo III в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург. Масса анализируемых образцов составляла ≈10 мг. В качестве стандарта (стд) был использован троилит метеорита Каньона Дьябло (CDT). Изотопный состав серы вычислен по формуле δ³⁴S = [(³⁴S/³²S)_{образца} – (³⁴S/³²S)_{стд}]/(³⁴S/³²S)_{стд}·10³‰. Погрешность определения δ³⁴S (2σ) составила 0.05%, воспроизводимость – 0.2‰.
Изотопный анализ меди включал последовательное разложение минералов, химическое выделение меди и измерение изотопного состава. Пробы массой 100–150 мг подвергались разложению

Таблица 5. Lu-Hf изотопные данные для цирконов Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов**Table 5.** Lu-Hf isotope data for zircon from the the Binyuda and Dyumtalei intrusions

Номер анализа	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 σ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	Hf**	$\epsilon\text{Hf}_{(T)}$	1 σ	T _{DM}	T _{DM} ^C
<i>Бинюдинский интрузив (обр. C1-6)</i>										
C1-4_1 (Б-1)	249*	0.282499	0.000012	0.000252	0.015591	0.282498	-4.6	0.4	1.05	1.45
C1-4_3 (Б-3)	238	0.282583	0.000011	0.000428	0.029061	0.282581	-1.9	0.4	0.93	1.28
C1-4_4 (Б-4)	255	0.282488	0.000032	0.000173	0.012315	0.282487	-4.9	1.1	1.06	1.47
Среднее (n = 3)							-3.8		1.01	1.40
СКВО (MSWD)							1.3		0.06	0.08
<i>Дюмталейский интрузив (обр. 43-20 и 43-27)</i>										
43-20_1-1	255	0.282955	0.00002	0.000681	0.036262	0.282952	11.6	0.7	0.42	0.50
43-20_1-2	255	0.282979	0.000014	0.001048	0.051266	0.282974	12.4	0.5	0.39	0.45
43-28_2	255	0.282806	0.000023	0.002199	0.103974	0.282796	6.0	0.8	0.65	0.83
43-28_3	258	0.282856	0.000018	0.0006	0.023628	0.282853	8.1	0.6	0.56	0.71
Среднее (n = 4)							9.5		0.51	0.62
СКВО (MSWD)							2.5		0.10	0.15

Примечание. Номера анализов соответствуют таковым на рис. 4. *U-Pb возраст по [1]; **Hf – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, СКВО – среднеквадратичное отклонение; погрешности единичных анализов (отношений и $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$) приводятся на уровне $\pm 1\sigma$; ϵHf – отклонение начального отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженное на 10^4 . T_{DM} – модельный Hf-возраст; T_{DM}^C – двухстадийный модельный Hf-возраст.

Note. Number of analyses correspond to those in Fig. 4. *U-Pb age after [1]; **Hf – $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, MSWD – standard deviation. The uncertainties for single individual analyses (ratios and $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$) are given at the 1-sigma level; ϵHf – difference of the initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ value between the zircon sample and chondrite universal reservoir (CHUR), multiplied by 10^4 . T_{DM} – Hf model age; T_{DM}^C – two-stage Hf model age.

с использованием чистых кислот (HCl, HF, HNO₃, HClO₄). После растворения проб производилось селективное выделение методом ионообменной хроматографии. Изотопные измерения выполнены с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра “Neptune” (Thermo Finnigan) по методике, подробнее охарактеризованной в работах [30, 38]. В качестве стандарта использовался раствор 0.5 г/т Cu (стандарт NIST 976, где $\delta^{65}\text{Cu} = 0.44563 \pm 0.00042$). Изотопный состав меди вычислялся по формуле $\delta^{65}\text{Cu} = [(^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{обр}} - (^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{std}} - 1]1000$.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Вещественные, геохимические, U-Pb и Lu-Hf изотопные характеристики цирконов

Особенности внутреннего строения цирконов, геохимические параметры, U-Pb и Lu-Hf изотопные результаты приведены на рис. 4–8 и в табл. 3–5. Цирконы представлены идиоморфными и субидиоморфными, прозрачными и полупрозрачными, иногда трещиноватыми кристаллами призматического габитуса, окрашенными в бледно-бежевые тона; коэффициент удлинения цирконов варьирует от 1 : 1 до 2 : 1 (см. рис. 4). Цирконы в наибольшем сечении не превышают 160 мкм, характеризуются в катодолуминесцентных лучах блоковым или слабо выраженным секториальным строением (см. рис. 4б, г, е, з, к, м). Цирконы Бинюдинского интрузива (см. табл. 3) характеризуются концентрациями Th в пределах 568–1856 г/т (среднее – 1212 г/т),

U – 412–964 г/т (среднее 688 г/т) и Th/U = 1.38–1.93 (среднее 1.66). Цирконы Дюмталейского интрузива

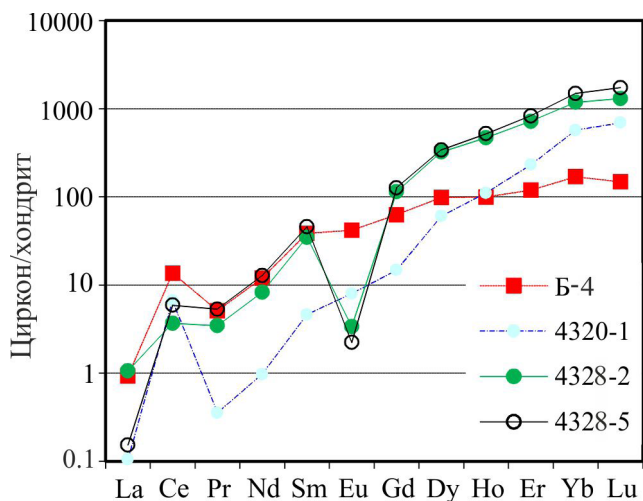


Рис. 5. Хондрит-нормированные отношения редкоземельных элементов в цирконах Бинюдинского (обр. Б-4 (C1-4_4)) и Дюмталейского (обр. 4320 и 4328) интрузивов.

Номер образцов соответствует таковому на рис. 4. Состав хондрита по [39].

Fig. 5. Chondrite-normalized rare earth element patterns of zircons from the Binyuda (sample C1-4_4) and Dyumtalei (samples 43-20 and 43-27) intrusions.

Sample numbers correspond to those in Fig. 4. Composition of chondrite according to [38].

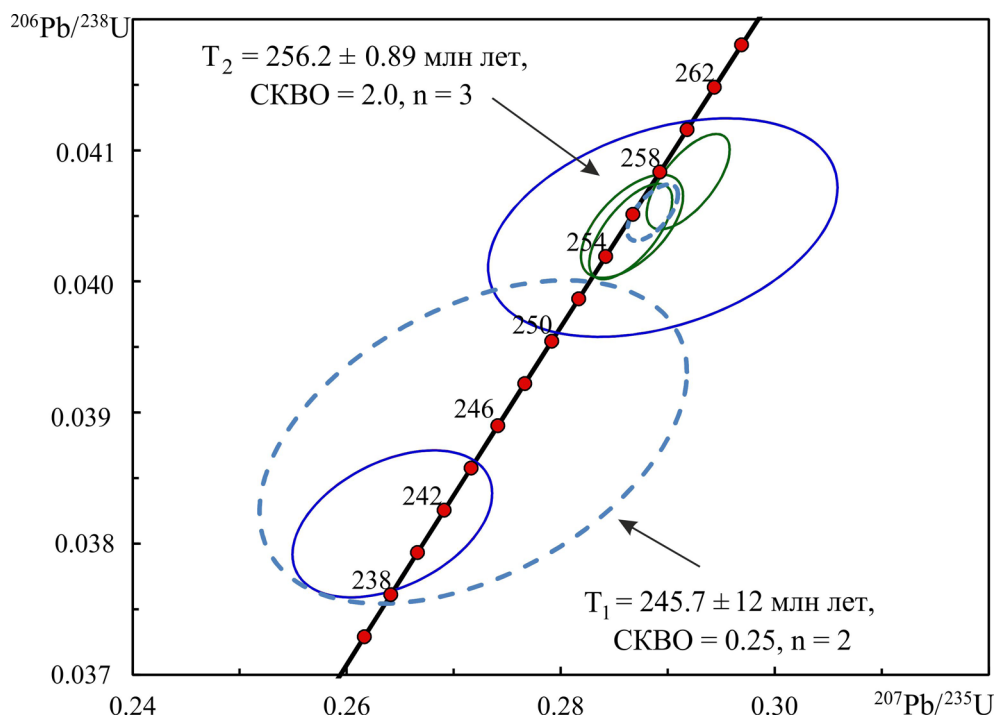


Рис. 6. U-Pb возраст цирконов Бинюдинского (T_1) и Дюмталейского (T_2) интрузивов.

Fig. 6. U-Pb ages of zircon from the Binyuda (T_1) and Dyumtaleyskoye (T_2) intrusions.

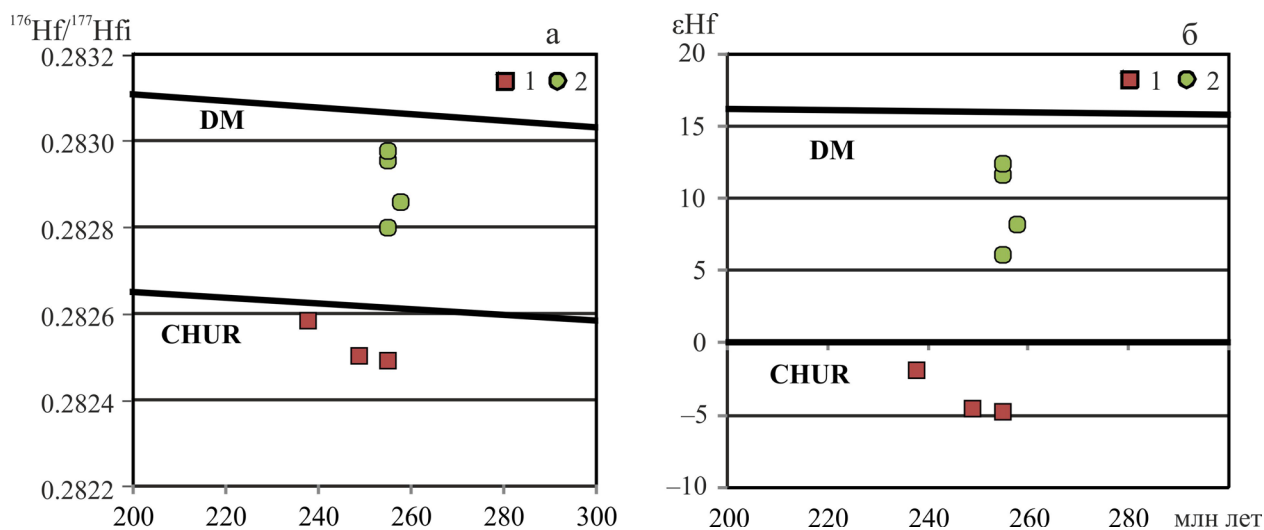


Рис. 7. Диаграммы зависимости начального изотопного состава гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$) от возраста (а) и эpsilon гафния от возраста (б) для цирконов Бинюдинского (1) и Дюмталейского (2) интрузивов.

Для сравнения приведены линии изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и хондритового универсального резервуара (CHUR).

Fig. 7. Plots of initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (a) and ϵHf (b) versus U-Pb ages for zircons from the Binyuda (1) and Dyumtaleyskoye (2) intrusions.

Lines of isotope evolution of the depleted mantle (DM) and chondrite universal reservoir (CHUR) are shown for comparison.

обладают более высокими содержаниями Th (2364–6996 г/т, среднее – 3965 г/т), U (2657–4644 г/т, сред-

нее – 3425 г/т) и более значимыми вариациями Th/U (0.51–2.35, среднее – 1.25).

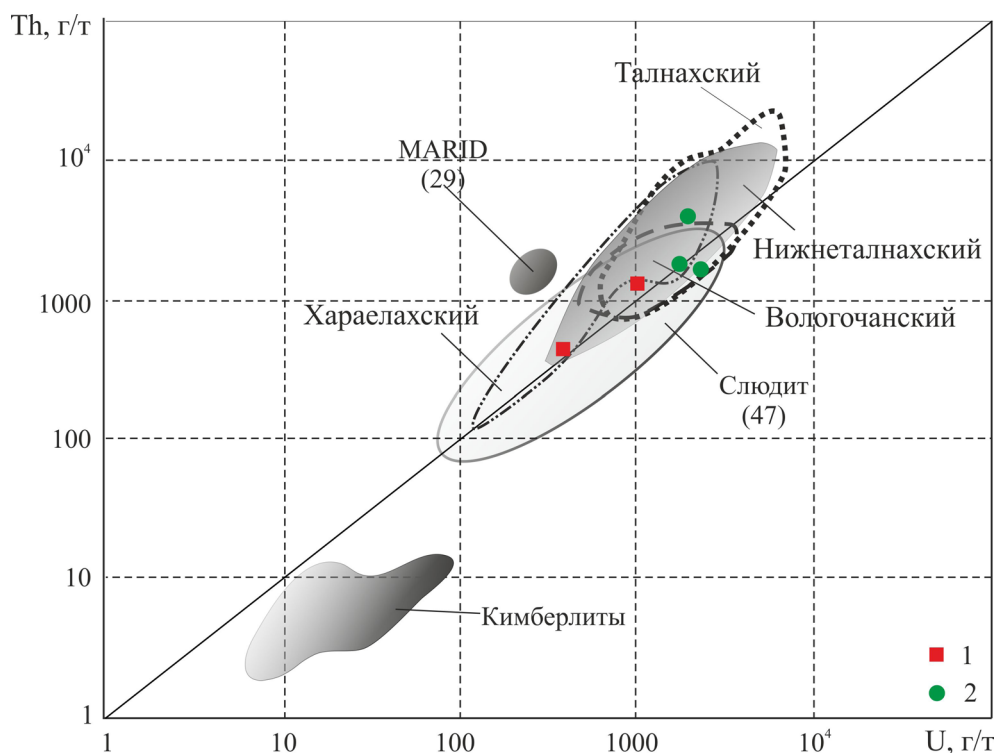


Рис. 8. Состав цирконов из пород Бинюдинского (1) и Дюмталейского (2) интрузивов в сравнении с составами цирконов из различных рудоносных интрузивов Норильского региона [9, 36] и некоторых других геологических образований в координатах Th–U.

Fig. 8. Plot of Th–U (in ppm) for zircons from the Binyuda (1), Dyumtaleysky (2), different ore-bearing intrusions of the Noril'sk region [9, 36] and other geological formations.

Изученные цирконы имеют разный уровень суммарных концентраций РЗЭ и характер распределения редкоземельных элементов (см. табл. 4, рис. 5). Цирконы из рудоносных меланотроктолитов (обр. С1–4, Б-3) Бинюдинского интрузива и оливинового феррогаббро (обр. 43–20) Дюмталейского интрузива обладают меньшими суммарными концентрациями РЗЭ (188–290 и 789–944 г/т соответственно), более выраженной цериевой аномалией и отсутствием отрицательной европиевой аномалии (см. табл. 4, рис. 5) по сравнению с цирконами из оливинового феррогаббро (обр. 43–28) Дюмталейского массива.

Цирконы Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов имеют в пределах погрешности сходные U–Pb возраста (245.7 ± 12 млн лет, СКВО = 0.25, вероятность соответствия $P = 0.62$ и $256.2 \pm \pm 0.89$ млн лет, СКВО = 2.0, $P = 0.16$ соответственно (см. табл. 3, рис. 6). Изотопный состав гафния в цирконах Бинюдинского интрузива характеризуется нерадиогенными значениями $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$ от -4.9 до -1.9 , среднее -3.8 ± 0.5 (см. табл. 5, рис. 7). Для цирконов Дюмталейского интрузива свойствен “радиогенный” начальный изотопный состав гафния, образующий субвертикальный кластер значений $\epsilon\text{Hf}_{(T)}$, варьирующих в пре-

делах 6.0–12.4, среднее 9.5 (см. табл. 5, рис. 7). Для цирконов Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов модельный возраст источника T_{DM}^C по двухкомпонентной модели составил 1.40 ± 0.08 и 0.62 ± 0.15 млрд лет соответственно.

Rb–Sr и Sm–Nd изотопные характеристики пород

Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd и Sr–Nd изотопные параметры образцов пород приведены в табл. 6. Измеренные и расчетные (на возраст 250 млн лет) значения изотопного состава стронция для пород Бинюдинского интрузива характеризуются незначительными вариациями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706257–0.706762$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.705752–0.706087$ соответственно). Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ и ϵNd для пород Бинюдинского интрузива варьируют в пределах от 0.512092 до 0.512151 и от -4.4 до -3.2 соответственно. Несколько менее “радиогенные” значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ для пород Дюмталейского интрузива также образуют компактные кластеры (0.704537–0.706686 и 0.704505–0.705041 соответственно). Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ и ϵNd пород Дюмталейского интрузива изменяются в пределах от 0.512532 до 0.512555 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ среднее 0.512529 ± 0.000037).

Таблица 6. Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные для пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов
Table 6. Sm-Nd and Rb-Sr isotope data for rocks from the the Binyuda and Dyumtaleysky intrusions

Номер образца	Порода	Rb, г/г	Sr, г/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (t = 0)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	Sm, г/г	Nd, г/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (t = 0)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵ_{Nd} (t = 250 млн лет)	$T_{\text{DM-2sNd}}$ млн лет
<i>Бинюдинский интрузив</i>													
C1-7-7.5	Плагидунит	7.01	122.50	0.1653	0.706675	0.706087	1.39	6.11	0.1370	0.512323	0.512099	-4.2	1392
C1-33.0	"	2.31	53.42	0.1247	0.706257	0.705814	0.52	2.23	0.1411	0.512343	0.512112	-4.0	1370
C1-38.0	"	2.71	50.95	0.1538	0.706299	0.705752	0.58	2.46	0.1420	0.512359	0.512127	-3.7	1347
C1-53.2	Плагיוверлит	3.99	51.99	0.2218	0.706593	0.705804	1.20	5.34	0.1363	0.512374	0.512151	-3.2	1307
C1-58.0	"	4.31	65.03	0.1915	0.706472	0.705791	0.80	3.54	0.1373	0.512345	0.512120	-3.8	1357
C1-123.0	Меланотроктолит	8.65	127.90	0.1954	0.706702	0.706007	1.55	7.04	0.1331	0.512310	0.512092	-4.4	1402
C1-128.0	"	11.73	156.90	0.2162	0.706762	0.705993	2.01	9.15	0.1326	0.512325	0.512108	-4.1	1377
C1-137.0	"	7.36	141.40	0.1503	0.706311	0.705776	1.93	8.04	0.1451	0.512386	0.512149	-3.3	1311
Среднее (n = 8)		6.01	96.26	0.1774	0.706509	0.705878	1.25	5.49	0.1381	0.512346	0.512120	-3.8	1358
СКВО		3.25	45.08	0.0343	0.000201	0.000129	0.58	2.57	0.0044	0.000026	0.000022	0.4	35
<i>Дюмталейский интрузив</i>													
43-3	Метасоматит	9.14	601.60	0.0439	0.704852	0.704696	5.95	21.35	0.1686	0.512812	0.5125361	4.3	682
43-9	Феррогаббро лейкократовое	6.73	642.40	0.0303	0.704756	0.704648	3.95	15.20	0.1571	0.512806	0.5125489	4.5	661
43-13	Феррогаббро оливинсодержащее	13.81	969.30	0.0412	0.704786	0.704639	4.34	20.23	0.1297	0.512761	0.5125488	4.5	662
43-20	Феррогаббро оливинное	1.21	387.10	0.0090	0.704537	0.704505	2.53	9.15	0.1670	0.512828	0.5125547	4.7	652
43-28	То же	11.96	399.90	0.0864	0.705230	0.704922	0.19	6.95	0.1655	0.512803	0.5125322	4.2	689
43-29	Меланотроктолит	21.30	133.00	0.4627	0.706686	0.705041	2.25	9.76	0.1396	0.512684	0.5124556	2.7	813
Среднее (n = 6)		10.69	522.22	0.1123	0.705141	0.704742	3.20	13.77	0.1546	0.512782	0.512529	4.2	693
СКВО(MSWD)		6.81	284.72	0.1735	0.000790	0.000200	1.99	6.09	0.0162	0.000053	0.000037	0.7	60

Примечание. СКВО – среднеквадратичное отклонение; ϵ_{Nd} (t = 250 млн лет) – отклонение начального отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ между породой и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженное на 10^4 ; $T_{\text{DM-2sNd}}$ – двухстадийный Nd модельный возраст.

Note. MSWD – standard deviation; ϵ_{Nd} (t = 250 млн лет) – difference of the initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value between the zircon sample and chondrite universal reservoir (CHUR), multiplied by 10^4 ; $T_{\text{DM-2sNd}}$ – two-stage Nd model age.

Таблица 7. Изотопный состав серы и меди во вкрапленных сульфидных рудах Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов**Table 7.** S and Cu isotope data in disseminated sulphide ores from the Binyuda and Dyumtalei intrusions

Номер обр.	Глубина, м	Порода	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰
<i>Бинюдинский интрузив, скв. С1</i>					
C1-1	5.5	Дунит	$Po + Cp + Pn$	2.0	–0.5
C1-2	38-48	Плагидунит	$Po + Cp + Pn$	1.6	Н. о.
C1-3	53.2-58	Плагиоверлит	$Po + Cp + Pn$	1.7	Н. о.
C1-5	137.0	Меланотроктолит	$Po + Cp + Pn$	0.7	–0.3
		Среднее (n = 4)		1.5	–0.4
		СКВО (MSWD)		0.4	0.1
<i>Дюмталейский интрузив, скв. ТП-43</i>					
43_10	750	Метасоматит	Cp	11.7	Н. о.
43-16	848.5	Габбро оливинсодержащее	$Po + Cp + Pn$	9.9	Н. о.
43-17	858.8	Феррогаббро оливиновое	$Po + Cp + Pn$	11.2	–0.25
43-20	874	То же	$Po + Cp + Pn$	11.0	Н. о.
43-21	883.2	—	$Po + Cp + Pn$	10.8	Н. о.
43-22	892.8	Феррогаббро безоливиновое	$Po + Cp + Pn$	10.9	Н. о.
43-23	901.4	То же	$Po + Cp + Pn$	11.2	Н. о.
43-25	913	—	$Po + Cp + Pn$	11.7	–0.83
43-26	915	—	$Po + Cp + Pn$	11.6	Н. о.
43-27	915.5	—	$Po + Cp + Pn$	10.7	–1.24
43-28	917	Феррогаббро оливиновое	$Po + Cp + Pn$	11.7	–0.30
43-29	918	То же	$Po + Cp + Pn$	11.0	Н. о.
43-30	920	—	$Po + Cp + Pn$	11.6	Н. о.
43-31	937	—	$Po + Cp + Pn$	12.9	Н. о.
43-32	939.5	—	$Po + Cp + Pn$	12.7	Н. о.
		Среднее (n = 15)		11.4	–0.66
		СКВО (MSWD)		0.6	0.42

Примечание. Сульфиды: Po – пирротин, Cp – халькопирит, Pn – пентландит; н. о. – не определяли; СКВО – среднее квадратическое отклонение.

Note. Sulphides: Po – pyrrhotite, Cp – chalcopyrite, Pn – pentlandite, н. о. – not detected, MSWD – standard deviation.

и от 2.7 до 4.7 ($\epsilon\text{Nd} = 4.2 \pm 0.7$) соответственно. Модельный возраст источника по двухкомпонентной модели T_{DM}^{C} составил 1.36 ± 0.04 млрд лет для пород Бинюдинского интрузива и 0.69 ± 0.06 млрд лет для Дюмталейского интрузива (см. табл. 6).

S и Cu изотопные характеристики сульфидных руд

Изотопные составы серы и меди в образцах вкрапленных сульфидных руд приведены в табл. 7. Сульфидные руды Бинюдинского интрузива характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$ (0.7–2.0‰, среднее 1.5‰) и $\delta^{65}\text{Cu}$ (–0.5 ... –0.3‰, среднее –0.4‰), которые отличаются от таковых Дюмталейского интрузива ($\delta^{34}\text{S}$ от 9.9 до 12.9‰, среднее 11.4‰ и $\delta^{65}\text{Cu}$ от –1.24 до –0.25, среднее –0.66‰).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопно-геохимические параметры рудоносных пород ультрамафит-мафитовых интрузивов п-ва Таймыр, с которыми связаны перспективы выявления сульфидных платиноидно-медно-

никелевых месторождений Российской Арктики, обладают рядом характерных особенностей.

Для цирконов Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характерны как разные, так и сходные признаки. По геохимическим параметрам (см. рис. 5, 8) и изотопному составу гафния (см. рис. 7) цирконы Бинюдинского интрузива отличаются от таковых Дюмталейского интрузива. На диаграммах $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ –U-Pb возраст и ϵHf –U-Pb возраст (см. рис. 7) значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.282796–0.282974) и ϵHf (6.0–12.4) цирконов Дюмталейского интрузива располагаются между значениями, характерными для деплетированной мантии и хондритового резервуара (CHUR). Значительно менее радиогенный изотопный состав гафния в цирконе ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i = 0.282487$ –0.282581 и $\epsilon\text{Hf} = -4.9$...–1.9) характеризует магматический источник Бинюдинского интрузива (см. рис. 7). По изотопному составу гафния и концентрациям Th и U (см. рис. 8) цирконы Дюмталейского интрузива близки к цирконам рудоносных и промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции, тогда как цирконы Бинюдинского интрузива по данным параметрам близки к слабородоносным интрузивам Норильского региона [8–11, 35, 36].

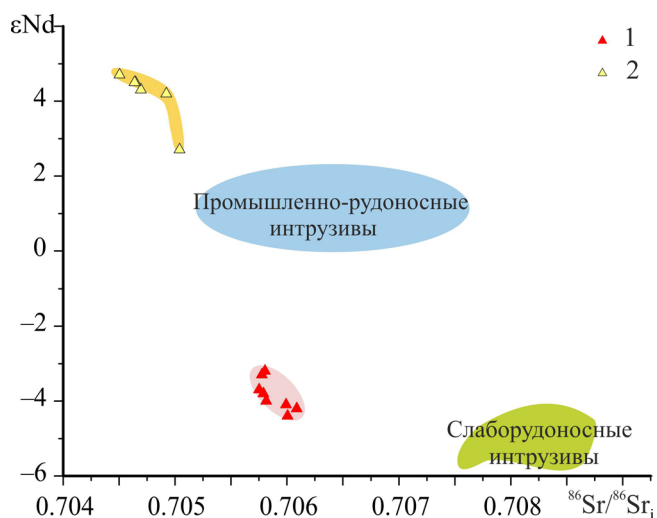


Рис. 9. Вариации начального изотопного состава неодима и стронция для пород Бинюдинского (1) и Дюмталейского (2) интрузивов в координатах $\epsilon Nd-^{87}Sr/^{86}Sr_i$.

Для сравнения показаны Nd-Sr изотопные характеристики пород из различно рудоносных интрузивов Норильского региона [11, 14, 20, 35].

Fig. 9. Variations of initial isotopic composition of neodymium and strontium in rocks from the Binyuda (1) and Dyumtalei (2) intrusions in coordinates $\epsilon Nd-^{87}Sr/^{86}Sr_i$.

Nd-Sr isotopic characteristics of differently mineralized intrusions of the Noril'sk region [11, 14, 20, 35].

Сходный U-Pb возраст цирконов Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов (см. рис. 6) свидетельствует о возрастной близости к пермо-триасовому рубежу и синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (248.7 ± 0.6 – 250.3 ± 1.1 млн лет [42], 248 ± 1 млн лет [43]). По возрастным параметрам изученные интрузивы отличаются от промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции (табл. 8), для которых характерна значительно более длительная история их образования [8–11, 36].

По данным Nd-Sr изотопной систематики (рис. 9), породы Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов проявляют отчетливую разнородность в отношении изотопного состава неодима ($\epsilon Nd = -3.8 \pm 0.4$ и $\epsilon Nd = 4.2 \pm 0.7$ соответственно) при сходном начальном изотопном составе стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70588 \pm 0.00013$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70474 \pm 0.00020$ соответственно). Nd-Sr изотопно-геохимические параметры пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов не соответствуют вариациям изотопных составов неодима и стронция, типичных для промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции (с относительно постоянным $\epsilon Nd = 1 \pm 0.5$ и неоднородным радиогенным $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ в пределах от 0.70552 до 0.70798) [11, 17, 18, 20, 35]. При этом поле Nd-Sr изотопных составов Бинюдинского интрузива отклоняется от тренда составов “депле-тированная мантия–земная кора”, определяемого расположением Nd-Sr полей составов Дюмталейского интрузива и слаборудоносных интрузивов Норильской провинции (см. рис. 9).

Несмотря на общее согласие в том, что примитивные магмы Полярной Сибири образовались за счет плюмового источника, степень взаимодействия между этими магмами с веществом континентальной коры и субконтинентальной мантии является предметом длительной дискуссии [19, 22, 27, 32, 37, 48, 51, 52, 53 и др.]. Вместе с тем отсутствие результатов по гафниевой изотопии до недавнего времени не позволяло более надежно охарактеризовать источники силикатного вещества и время генерации магматических протолитов. Преобладающая выборка значений изотопных составов гафния цирконов Дюмталейского интрузива и промышленно рудоносных интрузивов Норильской провинции [10, 35, 36] отвечает параметрам, характерным для “ювенильного” мантийного источника (см. рис. 7).

По данным Hf-Nd изотопной систематики, породы Дюмталейского интрузива, по сравнению с другими промышленно-рудноносными ультрама-

Таблица 8. Сравнительная возрастная характеристика цирконов промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции

Table 8. Summary of U-Pb ages for zircon from economic ore-bearing intrusions of the Noril'sk province

Интрузив	Кол-во измерений	Возраст, млн лет				
		От	До	Вероятностное распределение (Probability density plot)		Конкордантный, наиболее распространенный
Норильск-1	129	213.7	280.5	232.6	252.3	261.3, 245.7, 236.5, 226.7
Талнахский	148	213.5	294.4	234.9	260.9	262.7, 256.2, 234.6
Хараелахский	24	229.4	355.0	252.2	346.5	347, 265, 253.9, 235.9

Примечание. Возрастные характеристики цирконов приведены по [8, 9, 36].

Note. Age characteristics for zircons are after [8, 9, 36].

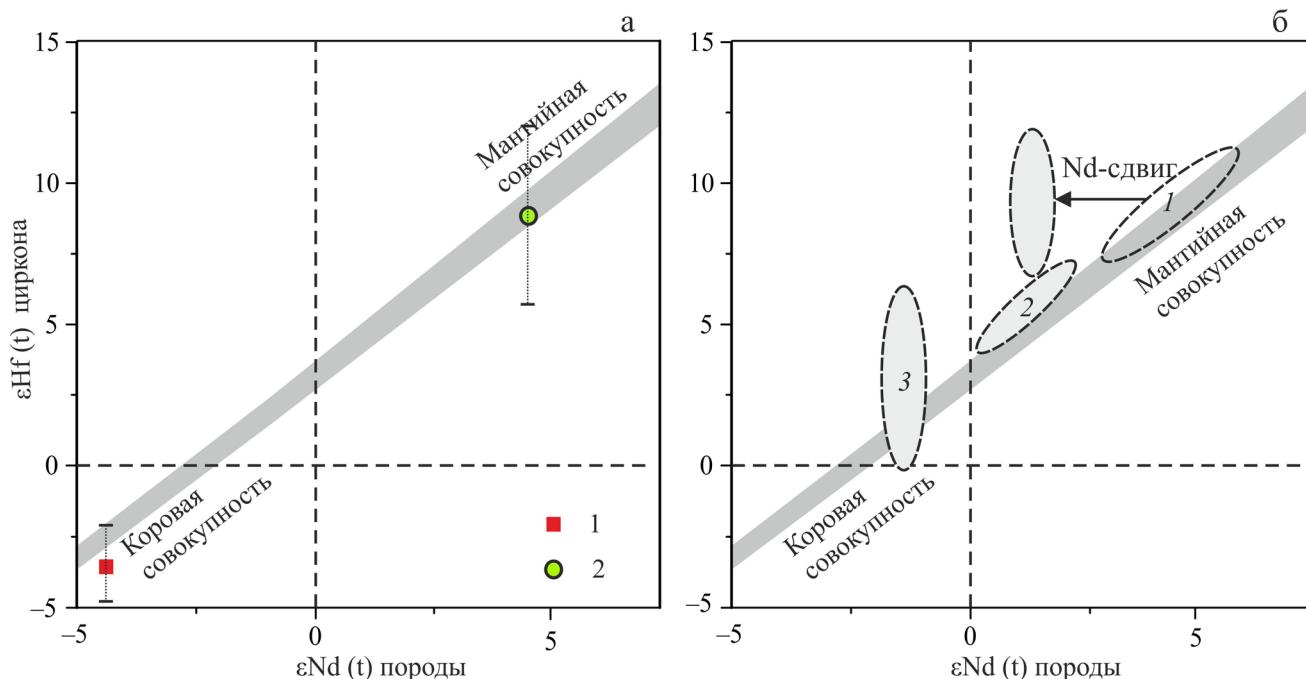


Рис. 10. Диаграмма $\epsilon\text{Hf}(t)$ циркона– $\epsilon\text{Nd}(t)$ породы для Бинюдинского (1) и Дюмталейского (2) интрузивов (а) и интрузива Норильск-1 [35] (б).

Поля составов для мантийной и коровой совокупности пород по [48]. Норильск-1: 1 – габброиды “расслоенной серии”, 2 – ультрамафиты и такситовые породы, 3 – контактовые породы.

Fig. 10. Plot of zircon $\epsilon\text{Hf}(t)$ versus whole-rock $\epsilon\text{Nd}(t)$ for the Binyuda (1) and Dyumtalei (2) intrusions (a), and the Noril'sk-1 intrusion [35] (b).

Mantle and crustal arrays according to [48]. Noril'sk-1: 1 – gabbroid “layered series”, 2 – ultramafic and taxitic rocks, 3 – contact rocks.

фит-мафитовыми интрузивами Норильской провинции [10, 35, 36], характеризуются наиболее деплетированным компонентом ($\epsilon\text{Hf} \approx 9.5$, $\epsilon\text{Nd} \approx 4.2$, рис. 10а). Напротив, ультрамафиты Бинюдинского интрузива обладают Nd-Hf изотопными параметрами ($\epsilon\text{Hf} \approx -3.8$, $\epsilon\text{Nd} \approx -4.3$, см. рис. 10а), которые близки к параметрам корового источника. Учитывая, что в составе Бинюдинского интрузива преобладают ультрамафиты, нельзя исключить возможность того, что их источником могла быть субконтинентальная мантия, испытывавшая после плавления интенсивное коровое воздействие. На примере интрузива Норильск-1 нами показано, что различные по составу породы интрузива характеризуются тремя контрастными кластерами Hf-Nd параметров (см. рис. 10б). Циркон и бадделит из нерудоносных габброидов из расслоенной серии в средней части интрузива обладают наиболее “радиогенным” начальным изотопным составом гафния (ϵHf варьирует от 7.3 ± 1.1 до 11.4 ± 0.3) и отвечают параметрам источника, который отражает доминирующую роль компонента DM (деплетированной мантии). Менее “радиогенные” изотопные значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ цирконов из рудоносных пород (ϵHf от 4.9 ± 1.4 до 6.4 ± 1.2) и габбро-диоритов

верхней части интрузива ($\epsilon\text{Hf} = -1.2 \pm 1.9$), указывают на участие других источников, вероятно эквивалентных компонентам субконтинентальной литосферной мантии и континентальной коры соответственно. Большой диапазон начальных значений $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в нерудоносных и рудоносных породах указывает на взаимодействие различных источников магм при формировании интрузива Норильск-1 [35].

Среднее значение Hf модельного возраста цирконов Бинюдинского интрузива ($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 1.40 \pm 0.08$ млрд лет, см. табл. 5) соответствует временной оценке генерации магматического протолита по данным Nd-изотопии ($T_{\text{DM-2stNd}} = 1.36 \pm 0.04$ млрд лет, см. табл. 6). Цирконы Дюмталейского интрузива, по данным Hf-изотопии, характеризуются более молодым средним модельным возрастом отделения от деплетированной мантии ($T_{\text{DM}}^{\text{C}} = 0.62 \pm 0.15$ млрд лет, см. табл. 5), что в пределах погрешности соответствует оценке возраста $T_{\text{DM-2stNd}}$ (0.69 ± 0.06 млрд лет). Таким образом, Hf-Nd систематика свидетельствует в пользу мезопротерозойского источника для Бинюдинского мафит-ультрамафитового интрузива и неопротерозойского источника для породных ассоциаций Дюмталейского интрузива.

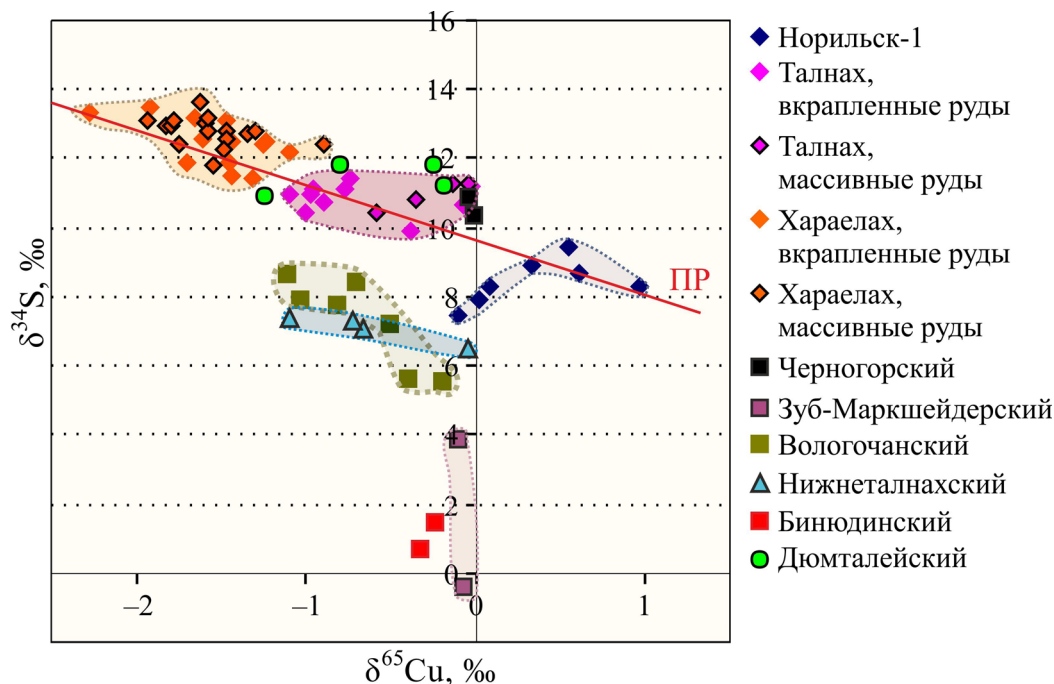


Рис. 11. Вариации начального изотопного состава серы и меди сульфидных руд Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов в координатах $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$.

Для сравнения показаны $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{S}$ параметры сульфидных руд промышленно-рудноносных интрузивов (тренд ПР), рудоносных и слаборудноносных интрузивов Норильского региона [38].

Fig. 11. Variations of initial isotopic composition of sulphur and copper in sulphide ores from the Binyuda and Dyumtaley intrusions in coordinates $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$.

S-Cu isotope parameters of sulfide ores from economic (trend PP), ore-bearing and weakly mineralized intrusions of the Norilsk region [38] are shown for comparison.

По данным **Сu-изотопной систематики**, большинство изученных образцов сульфидных руд Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характеризуются близкими вариациями $\delta^{65}\text{Cu}$ (-0.4 ± 0.1 и $-0.66 \pm 0.24\%$ соответственно) и попадают в узкий кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (от -1.1 до 0%), типичный для вкрапленных и массивных руд промышленно-рудноносного Талнахского интрузива Норильской провинции (рис. 11) и железных метеоритов [33, 34]. По данным **S изотопной систематики**, сульфидные руды Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов значительно отличаются друг от друга ($\delta^{34}\text{S} = 1.5$ и $\delta^{34}\text{S} = 11.4\%$ соответственно). Образцы Бинюдинского интрузива по изотопному составу S близки сульфидным рудам рудоносного Зуб-Маркшейдерского интрузива Норильской провинции ($\delta^{34}\text{S} = 0.39 \pm 1.55\%$ [38]); оба интрузива характеризуются минимальной долей “корового” компонента, вплоть до полного его отсутствия, что указывает на мантийное происхождение серы. Это позволило подвергнуть сомнению использование высокого содержания $\delta^{34}\text{S}$ в качестве критерия потенциальной продуктивности ультрамафит-мафитового интрузива [6].

Мы полагаем, что Cu-S изотопные характеристики сульфидных руд Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов отражают их первичную характеристику и не являются результатом смешения источников или магматического фракционирования стабильных изотопов. Тем не менее последний вариант не может быть исключен для изотопно “тяжелой” S в составе сульфидных руд Дюмталейского интрузива. Изотопные составы S и Cu вкрапленных сульфидных руд Дюмталейского интрузива близки параметрам $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$ вкрапленных и массивных сульфидных руд промышленно-рудноносного Талнахского интрузива и могут рассматриваться как наиболее перспективные для обнаружения богатых платиноидно-медно-никелевых руд.

Результаты выполненного Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопного исследования позволяют охарактеризовать изотопный парадокс, который невозможно объяснить в рамках существующих представлений на природу образования сульфидных руд в ультрамафит-мафитовых интрузивах [19, 31, 40, 46 и др.]. Он обусловлен отрицательной корреляцией между изотопным составом серы сульфидов с Hf-Nd-Sr изотопными характеристиками пород в изучен-

ных нами интрузивах. Для Бинюдинского интрузива сульфиды “мантийного” происхождения выявлены в породах, в которых преобладают так называемые “коровые” Hf-Nd-Sr компоненты. Для Дюмталейского интрузива установлены сульфиды с “коровым” составом в породах, в которых совокупность Hf-Nd-Sr изотопных параметров отвечает “ювенильному” мантийному источнику. Hf-Nd-Sr изотопные характеристики пород Бинюдинского интрузива, вероятно, обусловлены взаимодействием примитивной магмы с литосферой, представленной веществом древней коры или субконтинентальной мантии, обладающих сходными изотопными параметрами [24]. Учитывая гомогенный изотопный состав серы для Дюмталейского интрузива ($\delta^{34}\text{S} = 10.92 \pm 0.62 \text{ ‰}$ [38]), представляется, что контаминация глубинных магм “коровым” компонентом происходила не на этапе внедрения интрузивных тел, а в более глубоких условиях, в промежуточных очагах на уровне “мантия–кора”, где и была достигнута гомогенизация изотопного состава серы. Причины наличия изотопно “тяжелой” серы в сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождениях и рудопроявлениях Полярной Сибири детально обсуждаются в ряде работ [5, 12, 16, 37, 38, 45 и др.] и требуют дальнейшего изучения.

ВЫВОДЫ

1. Впервые охарактеризованы вещественные и изотопно-геохимические особенности цирконов из рудоносных пород ультрамафит-мафитовых интрузивов Таймыра, с которыми связаны перспективы выявления платиноидно-медно-никелевых сульфидных месторождений Российской Арктики.

2. Цирконы Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характеризуются сходными U-Pb возрастными (245.7 ± 12 и 256.2 ± 0.89 млн лет соответственно), которые свидетельствуют о временной близости с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформ (≈250 млн лет).

3. По сравнению с рудоносными в разной степени ультрамафит-мафитовыми интрузивами Полярной Сибири силикатное вещество Дюмталейского интрузива характеризуется наиболее деплетированным компонентом ($\epsilon_{\text{Hf}} \approx 9.5$, $\epsilon_{\text{Nd}} \approx 4.2$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.70474$), тогда как ультрамафиты Бинюдинского интрузива обладают Hf-Nd-Sr изотопными параметрами ($\epsilon_{\text{Hf}} \approx -3.8$, $\epsilon_{\text{Nd}} \approx -3.8$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.70588$), характерными для корового источника или субконтинентальной мантии.

4. Сопоставлены изотопные составы меди и серы во вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудах интрузивов Таймырской провинции с подобными характеристиками для различных рудоносных интрузивов Норильской провинции. Предпосылки выявления богатых сульфидных

платиноидно-медно-никелевых руд для Дюмталейского интрузива обосновываются сходством их S-Cu изотопных характеристик с вкрапленными и массивными сульфидными рудами промышленно-рудоносного Талнахского интрузива Норильской провинции.

5. На основании анализа данных Hf-Nd-Sr-S-Cu изотопии впервые сопоставлены источники силикатного и рудного вещества, участвовавшие в формировании рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Таймырской провинции.

6. Применение специальной технологии минералогических работ в совокупности с детальным вещественным изучением цирконов и аналитическими методами изотопного анализа пород и руд обеспечили новую информацию о времени образования и происхождении рудоносных интрузивов Российской Арктики.

Геохимические, U-Pb и Lu-Hf изотопные данные по цирконам получены с помощью измерительных приборов, поддержанных системной инфраструктурой DEST, ARC LIEF, NCRIS, производственными партнерами и Университетом Маквори (Macquarie University), Австралия. Nd-Sr-Cu-S изотопные анализы выполнены при поддержке Территориального агентства по недропользованию по Красноярскому краю (госконтракт 7Ф-ТАО/2005).

Авторы выражают искреннюю признательность Е.А. Белоусовой, Е.С. Богомолову, С.Н. Бочарову, Т.Н. Головановой, П.Б. Лебедеву, И.Н. Капитонову, Р.Ш. Крымскому, Е.В. Тугановой, В.В. Кнауфу и коллегам-единомышленникам из ФГУП “ВСЕГЕИ”, ИГЕМ РАН и Университета Маквори за содействие на разных этапах данного исследования, а также рецензенту за конструктивные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05- 00671).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Романов А.П. (2014) Изотопно-геохимические характеристики рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Западного Таймыра (Россия). *Докл. АН.* **458**(3), 327-329.
2. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь (Под ред. Н.С. Малича, Е.П. Миронюка, Е.В. Тугановой). (2002) СПб.: ВСЕГЕИ, 396 с.
3. Дюжиков О.А., Курбатов И.И., Лапутина И.П., Мкртычян А.К., Романов А.П., Служеникин С.Ф. (1995) Платиноносные плагиооливиниты – новая рудоносная магматическая формация Таймыра. *Докл. АН.* **340**(2), 212-217.
4. Комарова М.З., Козырев С.М., Кокорин Н.И., Кнауф В.В. (1999) Расслоенная интрузия реки Дюмталей. Петрология, рудоносность. *Недра Таймыра* (Под ред. О.Н. Симонова). Вып. 3. Норильск: ВСЕГЕИ, 42-67.
5. Криволуцкая Н.А. (2014) Мантийная природа изо-

- топно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений. *Докл. АН*. **254**(3), 319-321.
6. Кузьмин В.К., Туганова Е.В. (1977) Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. **18**(4), 122-125.
 7. Курбатов И.И., Романов А.П. (2008) Петротип бинюдинского ультрамафит-мафитового комплекса (Западный Таймыр). Новосибирск: СНИИГГиМС, 169 с.
 8. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Туганова Е.В. (2012) **U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия)**. *Геология и геофизика*. **53**(2), 163-172.
 9. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. (2010) Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные. *Литосфера* (5), 37-63.
 10. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Хиллер В.В., Белоусова Е.А., Бочаров С.Н., Кнауф В.В., Туганова С.М., Степашко А.А. (2014) Возраст и Hf-Nd изотопия ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным изучения монацита, бадделеита и циркона в рудоносных и нерудоносных породах. *Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161*, 191-197.
 11. Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В., Пушкарев Ю.Д., Баданина И.Ю., Крымский Р.Ш., Капитонов И.Н., Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кнауф В.В., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., Романов А.П., Туганова С.М., Бочаров С.Н., Богомолов Е.С., Прасолов Э.М., Халенев В.О., Лохов К.И., Матуков Д.И. (2009) Опыт-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель и кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край). *Изв. ВСЕГЕИ. Т. 8*(56), 248-262.
 12. Пушкарев Ю.Д. (1997) Два типа взаимодействия корового и мантийного вещества и новый подход к проблемам глубинного рудообразования. *Докл. АН*. **335**(4), 524-526.
 13. Романов А.П., Курбатов И.И. (2001) Платиноносные оливиниты бинюдинского комплекса – фанерозойские коматиты Таймыра. *Платина в геологических формациях Сибири. Тез. докл.* Красноярск: КНИИГиМС, 79-80.
 14. Романов А.П., Курбатов И.И., Малич К.Н., Снисар С.Г., Бородин Е.В., Ерыкалов С.П., Кокорин Н.И. (2011) Ресурсный потенциал платиновых металлов Западного Таймыра. *Платина России. Т. VII. (Под ред. Д.А. Додина)*. Красноярск: Типография “Знак”, 135-160.
 15. Служеникин С.Ф., Туоровцев Д.М., Федоренко В.А., Краковецкий Ю.К., Кокорин Н.В., Морозов С.С., Голованова Т.И. (1999) Платиноносность Дюмталейского гипербазит-базитового расслоенного титановосного массива на центральном Таймыре. *Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке*. М., 107-123.
 16. Туганова Е.В. (2000) Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб: ВСЕГЕИ, 102 с.
 17. Туганова Е.В., Шергина Ю.П. (1997) Изотопно-геохимические особенности пород интрузий норильского типа. *Недра Таймыра*. Вып. 2. Норильск: ВСЕГЕИ, 114-122.
 18. Туганова Е.В., Шергина Ю.П. (2003) Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия. *Регион. геология и металлогения*. **17**, 140-146.
 19. Arndt N.T. (2011) Insights into the geological setting and origin of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk-Talnakh region, Siberia. *Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis. Rev. Econ. Geol.* **17**. (Eds C. Li, E.M. Ripley). Littleton: Society of Economic Geologists, 199-216.
 20. Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. (2003) Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Econ. Geol.* **98**, 495-515.
 21. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**, 48-57.
 22. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. (2008) Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps. *Lithos.* **100**, 66-92.
 23. Ernst R.E., Buchan K.L. (2002) Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces. *J. Geodynamics.* **34**, 309-342.
 24. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**, 133-147.
 25. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. (2006) Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500. *Chem. Geol.* **233**, 358-363.
 26. Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos.* **61**, 237-269.
 27. Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. (1995) Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalts sources. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **59**, 5159-5168.
 28. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* **211**, 47-69.
 29. Kinny P.D., Dawson J.B. (1992). A mantle metasomatic injection event linked to late Cretaceous kimberlite magmatism. *Nature.* **360**, 726-728.
 30. Larson P. B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z.S., Gaspar M., Meinert L.D. (2003) Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Chem. Geol.* **201**(3-4), 337-350.
 31. Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. (2009) A new genetic

- model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts. *Econ. Geol.* **104**(2), 291-301.
32. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. (1993) Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**, 171-188.
33. Luck J.-M., Ben Othman D., Albarede F. (2005) Zn and Cu isotopic variations in chondrites and iron meteorites: early solar nebula reservoirs and parent-body processes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **69**, 5351-5363.
34. Luck J.-M., Ben Othman D., Barrat J.A., Albarede F. (2003) Coupled ^{63}Cu and ^{16}O excesses in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67**, 143-151.
35. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu. (2013) Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia). *Lithos.* **164-167**, 36-46.
36. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Pearson N.J., Presnyakov S.L., Tuganova E.V. (2010) Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159**(6), 753-768.
37. Malitch K.N., Latypov R.M. (2011) Re-Os and S-isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE-Cu-Ni sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia). *Can. Mineral.* **49**(6), 1653-1677.
38. Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. (2014) Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes. *Lithos.* **204**, 172-187.
39. McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
40. Naldrett A.J. (1992) A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts. *Econ. Geol.* **87**(8), 1945-1962.
41. Pin C., Joannon S., Bosq Ch., Le Fèvre B., Gauthier P.J. (2003) Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP-quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes. *J. Analytical Atomic Spectrometry.* **18**, 135-141.
42. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **277**, 9-20.
43. Renne P.R., Basu A.R. (1991) Rapid eruption of the Siberian trap flood basalts at the Permo-Triassic boundary. *Sci.* **253**, 176-179.
44. Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. (1976) $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Plane. Sci. Lett.* **31**, 269-278.
45. Ripley E.M., Li C. (2013) Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis? *Econ. Geol.* **108**, 45-58.
46. Ripley E.M., Lightfoot P., Li C., Elswick E.R. (2003) Sulfur isotopic studies of continental basalts in the Noril'sk region: implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67**, 2805-2817.
47. Rudnick R.L., Ireland T.R., Gehrrels G., Irving A.J., Chesley J.T., Hanchar J.M. (1998). Dating mantle metasomatism: U-Pb geochronology of zircons in cratonic mantle xenoliths from Montana and Tanzania. *Extended Abstracts of 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, 754-756.
48. Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. (1992) Temporal Sr-, Nd-, and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**, 365-381.
49. Scherer E., Munker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Sci.* **293**, 683-687.
50. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. (1999) Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 79-99.
51. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.F., Krogstad E.J., Fedorenko V., Kunilov V.E. (1994) Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 4179-4197.
52. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.-S.W., Knight R.J., Siems D.F. (1993) Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**, 3677-3704.
53. Zhang M., O'Reilly S.Y., Wang K.-L., Hronsky J., Griffin W.L. (2008) Flood basalts and metallogeny: The lithospheric connection. *Earth-Sci. Rev.* **86**, 145-174.

U-Pb age and Hf-Nd-Sr-Cu-S isotope systematics of the Binyuda and Dyumtalei ore-bearing intrusions (Taimyr, Russia)

K.N. Malitch*, I.Yu. Badanina*, A.P. Romanov**, S.F. Sluzhenikin***

*Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS

**Krasnoyarsky Research Institute of Geology and Mineral Resources

*** Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, RAS (IGEM)

We present for the first time U-Pb age data and Hf-Nd-Sr-Cu-S isotope signatures for lithologies and associated sulphide ores from the Binyuda and Dyumtalei ultramafic-mafic intrusions located in the limits of the Taimyr Peninsula (Russian Arctic). Zircons are characterized by similar U-Pb ages (245.7 ± 12 Ma at Binyuda and 256.2 ± 0.89 Ma at Dyumtalei), indicating for their close temporal relationship with tholeiite-basalt magmatism of the Siberian Platform. Silicate materials show distinct Hf-Nd-Sr isotope signatures ($\epsilon_{\text{Hf}} = -3.8 \pm 1.3$, $\epsilon_{\text{Nd}} = -3.8 \pm 0.4$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70588 \pm 0.00013$ at Binyuda and $\epsilon_{\text{Hf}} = 9.5 \pm 2.5$, $\epsilon_{\text{Nd}} = 4.2 \pm 0.7$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70474 \pm 0.00020$ at Dyumtalei). The determined Hf-Nd-Sr variability is interpreted to represent a primary source signature of the lithological units. An important role of the juvenile component is clearly pronounced for the Dyumtalei intrusion, whereas a major contribution from a subcontinental mantle or essentially crustal source is inferred for the Binyuda intrusion. These signatures clearly manifest deviation from those typical of the ore-bearing intrusions from the Noril'sk Province, characterized by protracted magmatic evolution with significant time span of zircon and baddeleyite U-Pb ages (from ca. 350 to 230 Ma), relatively constant ϵ_{Nd} values (ca. $+1 \pm 0.5$), highly heterogeneous ϵ_{Hf} (from -2.3 to 16.3) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (from 0.70552 to 0.70798). In terms of Cu-isotopes, the majority of the analyzed sulphide samples fall within a tight cluster of $\delta^{65}\text{Cu}$ values ($-0.66 \pm 0.24\%$ at Binyuda and $0.4 \pm 0.1\%$ at Dyumtalei), characteristic of the ores from the economic Ni-Cu-PGE deposits at Talnakh. In contrast, notable difference in $\delta^{34}\text{S}$ values typifies sulphide ores at Binyuda and Dyumtalei (1.5 ± 0.4 and $11.4 \pm 0.6\%$ respectively). We suggest that the Cu-S isotope characteristics of the sulphide ores reflect their primary signature rather than a result of mixed sources or magmatic fractionation of stable isotopes. However, the latter possibility cannot be ruled out for heavy S isotope composition of sulphide ore at Dyumtalei. Samples of the disseminated sulphide ore from the Dyumtalei intrusion approach $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$ parameters of the economic ores at Talnakh (Noril'sk Province) and might be considered as the most prospective for targeting the massive Ni-Cu-PGE sulphide ores.

Key words: zircon, U-Pb age, Hf-isotope composition, Nd-Sr isotope systematics, ferrogabbro, melanotroctolite, sulphide ore, S-Cu isotope systematics, Binyuda intrusion, Dyumtalei intrusion, distinct sources, tholeiite-basalt magmatism, Taimyr Peninsula, Russian Arctic.

REFERENCES

1. Badanina I.Yu., Malitch K.N., Romanov A.P. (2014) Izotopno-geokhimicheskie kharakteristiki rudonosnykh ul'tramafit-mafitovykh intruzivov Zapadnogo Taymyra (Rossiya) [Isotope-geochemical characteristics of ore-bearing ultramafic-mafic intrusions of West Taimyr (Russia)]. *Dokl. AN.* **458**(3), 327-329. (in Russian)
2. Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii [Geology and mineral resources of Russia]. T. 3. Vostochnaya Sibir' (Pod red. N.S. Malitcha, E.P. Mironjuka, E.V. Tuganova). (2002) St-Petersburg: VSEGEI, 396 s. (in Russian)
3. Djuzhikov O.A., Kurbatov I.I., Laputina I.P., Mkrtych'jan A.K., Romanov A.P., Sluzhenikin S.F. (1995) Platinonosnye plagioklinity – novaya rudonosnaya magmaticheskaya formacija Taymyra [Platinum-bearing plagioclinity – the new ore-bearing magmatic formation of Taimyr]. *Dokl. AN.* **340**(2), 212-217. (in Russian)
4. Komarova M.Z., Kozyrev S.M., Kokorin N.I., Knauf V.V. (1999) Rassloennaya intruziya reki Djumtalei. Petrologiya, rudonosnost' [Layered intrusion of Dyumtalei river. Petrology, ore potential]. *Nedra Taymyra* (Pod red. O.N. Simonova). Vyp. 3. Noril'sk: VSEGEI, 42-67. (in Russian)
5. Krivolutsкая N.A. (2014) Mantijnaja priroda izotopno-tjazhelej sery v rudakh Noril'skikh mestorozhdenij [Mantle nature of isotopically heavy sulfur in the ores of the Noril'sk deposits]. *Dokl. AN.* **254**(3), 319-321. (in Russian)
6. Kuz'min V.K., Tuganova E.V. (1977) Novye dannye po izotopnomu sostavu sery medno-nikelevykh rud severo-zapada Sibirskoj platformy [New data on the sulfur isotopic composition of copper-nickel ores of the north-western Siberian platform]. *Geologiya i geofizika.* **18**(4), 122-125. (in Russian)
7. Kurbatov I.I., Romanov A.P. (2008) Petrotip binjudinskogo ul'tramafit-mafitovogo kompleksa (Zapadnyj Taymyr) [Petrotype of the Binyuda ultramafic-mafic complex (Western Taimyr)]. Novosibirsk: SNIIGGIMS, 169 s. (in Russian)
8. Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Tuganova E.V. (2012) U-Pb rezul'taty datirovaniya tsirkona i baddeleyita ul'tramafit-mafitovogo intruziva Noril'sk-1 (Rossiya) [Results of U-Pb dating of zircon and baddeleyite from the Noril'sk-1 ultramafic-mafic intrusion (Russia)]. *Geologiya i geofizika.* **53**(2), 163-172. (in Russian)

- Russian)
9. Malitch K.N., Badanina I.Yu., Tuganova E.V. (2010) Magmaticheskaja evoljutsija ul'tramafit-mafitovykh intruzivov Noril'skoj provintsii (Rossija): veshchestvennye i geokhronologicheskie dannye [Magmatic evolution of ultramafic-mafic intrusions of the Norilsk province (Russia): compositional and geochronological data]. *Litosfera* (5), 37-63. (in Russian)
 10. Malitch K.N., Badanina I.Ju., Khiller V.V., Belousova E.A., Bocharov S.N., Knauf V.V., Tuganova S.M., Stepashko A.A. (2014) Vozrast i Hf-Nd izotopija ul'tramafit-mafitovykh intruzivov Noril'skoj provincii po dannym izuchenija monazita, baddeleyita i tsirkona v rudonosnykh i nerudonosnykh porodakh [Age and Hf-Nd isotope mafic-ultramafic intrusions Norilsk province according to the study of monazite, zircon and baddeleyite in the ore-bearing and barren rocks]. *Tr. IGG UrO RAN*. Vyp. 161, 191-197. (in Russian)
 11. Petrov O.V., Malitch K.N., Tuganova E.V., Pushkarev Ju.D., Badanina I.Ju., Krymskiy R.Sh., Kapitonov I.N., Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Knauf V.V., Belousova E.A., Griffin W.L., Romanov A.P., Tuganova S.M., Bocharov S.N., Bogomolov E.S., Prasolov Je.M., Khalenev V.O., Lokhov K.I., Matukov D.I. (2009) Opytno-metodicheskie raboty po razrabotke prognoznno-poiskovogo izotopno-geokhimicheskogo kompleksa na metally platinovoj gruppy, zoloto, med', nikel' i kobalt' v rassloennykh massivakh severa Central'noj Sibiri (Krasnojarskij kraj) [Experimental and methodical work on the development of forecasting and search isotope geochemical complex of platinum group metals, gold, copper, nickel and cobalt in layered massives of the north of Central Siberia (Krasnoyarsk Territory)]. *Izvestija VSEGEI*. T. 8(56), 248-262. (in Russian)
 12. Pushkarev Ju.D. (1997) Dva tipa vzaimodejstvija korovogo i mantijnogo veshchestva i novyj podhod k problemam glubinnogo rudoobrazovaniya [Two types of interaction between the crust and mantle material and a new approach to the problems of deep ore formation]. *Dokl. Akad. Nauk*. **335**(4), 524-526. (in Russian)
 13. Romanov A.P., Kurbatov I.I. (2001) Platinonosnye olivinity binjudinskogo kompleksa - fanerozojskie komatiity Taimyra. [Platinum-bearing olivinites of the Binyuda complex are Phanerozoic komatiites of Taimyr. Platinum in geological formations of Siberia]. *Platina v geologicheskikh formacijah Sibiri. Tez. dokl. Krasnojarsk: KNIIGiMS*, 79-80. (in Russian)
 14. Romanov A.P., Kurbatov I.I., Malitch K.N., Snisar S.G., Borodina E.V., Erykalov S.P., Kokorin N.I. (2011) Resursnyj potencial platinovykh metallov Zapadnogo Taimyra. [The resource potential of the platinum metals West Taimyr]. T. VII. (Pod red. D.A. Dodina). *Platina Rossii*. Krasnojarsk: Tipografija "Znak", 135-160. (in Russian)
 15. Sluzhenikin S.F., Turovtsev D.M., Fedorenko V.A., Kravtchikov Yu.K., Kokorin N.V., Morozov S.S., Golovanova T.I. (1999) Platinonosnost' Djumtalejskogo giperbazit-bazitovogo rassloennogo titanonosnogo massiva na central'nom Tajmyre [Platinum-bearing Dyumtalej ultramafic-mafic layered titan-bearing massif in the central Taimyr]. *Platina Rossii: Problemy razvitiya mineral'no-syr'evoj bazy platinovykh metallov v XXI veke*. Moscow, 107-123. (in Russian)
 16. Tuganova E.V. (2000) Formacionnye tipy, genezis i zakonornosti razmeshchenija sulfidnykh platinoidno-medno-nikelevykh mestorozhdenij [Formational types, genesis and patterns of distribution of sulfide PGM-copper-nickel deposits]. St-Petersburg: VSEGEI, 102 s. (in Russian)
 17. Tuganova E.V., Shergina Yu.P. (1997) Izotopno-geokhimicheskie osobennosti porod intruzij noril'skogo tipa [Isotope geochemistry of rocks from the Norilsk type intrusions]. *Nedra Taimyra*. Vyp. 2. Noril'sk: VSEGEI, 114-122. (in Russian)
 18. Tuganova E.V., Shergina Yu.P. (2003) Izotopno-geokhimicheskaja diskretnost' porod rudonosnykh intruzij talnakhsko-noril'skogo tipa i geneticheskie sledstvija [Isotope-geochemical heterogeneity of rocks from ore-bearing Noril'sk-Talnakh intrusions: genetic considerations]. *Regional'naja geologija i metallogenija*. **17**, 140-146. (in Russian)
 19. Arndt N.T. (2011) Insights into the geological setting and origin of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk-Talnakh region, Siberia. *Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits: Geology, Geochemistry, and Genesis. Rev. Econ. Geol.* **17**. (Eds C. Li, E.M. Ripley). Littleton: Society of Economic Geologists, 199-216.
 20. Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. (2003) Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Econ. Geol.* **98**, 495-515.
 21. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**, 48-57.
 22. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.A., Kiryashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. (2008) Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps. *Lithos*. **100**, 66-92.
 23. Ernst R.E., Buchan K.L. (2002) Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces. *J. Geodynamics*. **34**, 309-342.
 24. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Acherbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. (2000) The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **64**, 133-147.
 25. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Saeed A. (2006) Comment: Hf-isotope heterogeneity in zircon 91500. *Chem. Geol.* **233**, 358-363.
 26. Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. (2002) Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes. *Lithos*. **61**, 237-269.
 27. Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. (1995) Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalts sources. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **59**, 5159-5168.
 28. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon

- geochronology. *Chem. Geol.* **211**, 47-69.
29. Kinny P.D., Dawson J.B. (1992). A mantle metasomatic injection event linked to late Cretaceous kimberlite magmatism. *Nature*. **360**, 726-728.
 30. Larson P. B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z.S., Gaspar M., Meinert L.D. (2003) Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments. *Chem. Geol.* **201**(3-4), 337-350.
 31. Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. (2009) A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts. *Econ. Geol.* **104**(2), 291-301.
 32. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. (1993) Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **114**, 171-188.
 33. Luck J.-M., Ben Othman D., Albarede F. (2005) Zn and Cu isotopic variations in chondrites and iron meteorites: early solar nebula reservoirs and parent-body processes. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **69**, 5351-5363.
 34. Luck J.-M., Ben Othman D., Barrat J.A., Albarede F. (2003) Coupled ^{63}Cu and ^{16}O excesses in chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67**, 143-151.
 35. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu. (2013) Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia). *Lithos.* **164-167**, 36-46.
 36. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Pearson N.J., Presnyakov S.L., Tuganova E.V. (2010) Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* **159**(6), 753-768.
 37. Malitch K.N., Latypov R.M. (2011) Re-Os and S-isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE-Cu-Ni sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia). *Can. Mineral.* **49**(6), 1653-1677.
 38. Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. (2014) Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes. *Lithos.* **204**, 172-187.
 39. McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
 40. Naldrett A.J. (1992) A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts. *Econ. Geol.* **87**(8), 1945-1962.
 41. Pin C., Joannon S., Bosq Ch., Le Fèvre B., Gauthier P.J. (2003) Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP-quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes. *J. Analytical Atomic Spectrometry.* **18**, 135-141.
 42. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. (2009) The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* **277**, 9-20.
 43. Renne P.R., Basu A.R. (1991) Rapid eruption of the Siberian trap flood basalts at the Permo-Triassic boundary. *Sci.* **253**, 176-179.
 44. Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. (1976) $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Plane. Sci. Lett.* **31**, 269-278.
 45. Ripley E.M., Li C. (2013) Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis? *Econ. Geol.* **108**, 45-58.
 46. Ripley E.M., Lightfoot P., Li C., Elswick E.R. (2003) Sulfur isotopic studies of continental basalts in the Noril'sk region: implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **67**, 2805-2817.
 47. Rudnick R.L., Ireland T.R., Gehrrels G., Irving A.J., Chesley J.T., Hanchar J.M. (1998). Dating mantle metasomatism: U-Pb geochronology of zircons in cratonic mantle xenoliths from Montana and Tanzania. *Extended Abstracts of 7th International Kimberlite Conference*. Cape Town, 754-756.
 48. Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. (1992) Temporal Sr-, Nd-, and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.* **113**, 365-381.
 49. Scherer E., Munker C., Mezger K. (2001) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Sci.* **293**, 683-687.
 50. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. (1999) Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet. Sci. Lett.* **168**, 79-99.
 51. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.F., Krogstad E.J., Fedorenko V., Kunilov V.E. (1994) Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 4179-4197.
 52. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B-S.W., Knight R.J., Siems D.F. (1993) Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**, 3677-3704.
 53. Zhang M., O'Reilly S.Y., Wang K-L., Hronsky J., Griffin W.L. (2008) Flood basalts and metallogeny: The lithospheric connection. *Earth-Sci. Rev.* **86**, 145-174.