

УДК 550.42:546.832:549.514.81:552.321.6(571.62)

DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-585-592

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ГАФНИЯ ЦИРКОНОВ ПЛАТИНОНОСНОГО ФЕКЛИСТОВСКОГО МАССИВА (ШАНТАРСКИЙ АРХИПЕЛАГ, ОХОТСКОЕ МОРЕ, РОССИЯ)

© 2018 г. К. Н. Малич, И. Ю. Баданина

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620016, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15,
e-mail: dunita@yandex.ru

Поступила в редакцию 10.07.2017 г., принята к печати 23.04.2018 г.

Объект исследований. Впервые охарактеризованы особенности начального изотопного состава гафния цирконов из верлитов Феклистовского массива, с которым ассоциируют прибрежно-морские россыпи платины. **Материалы и методы.** Результаты по изотопии гафния для предварительно продатированных зерен цирконов получены с помощью метода лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме на многоколлекторном спектрометре Nu-plasma с системой лазерного пробоотбора New Wave LUV213. **Результаты.** Широкие вариации $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28241–0.28312) и ϵHf_i (от -4.8 ± 1.1 до 20.3 ± 0.6) в палеозойских цирконах верлитов свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx +15$) и взаимодействии с производными других источников, эквивалентных субконтинентальной литосферной мантии и/или континентальной коре ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от -5 до $+5$). Протерозойские и позднеархейские цирконы Феклистовского массива отличаются более умеренными вариациями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28107–0.28224) и ϵHf (от -4.8 ± 0.4 до 8.1 ± 0.6). **Выводы.** Особенности изотопного состава гафния для большинства докембрийских цирконов Феклистовского массива ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от -3.8 ± 0.5 до $+2 \pm 0.5$) свидетельствуют об их ксеногенной природе и вероятном заимствовании из пород фундамента Сибирской платформы.

Ключевые слова: циркон, верлит, изотопный состав гафния, модельный возраст, источники вещества, Феклистовский массив, Дальний Восток

HAFNIUM ISOTOPE COMPOSITION OF ZIRCON FROM THE PLATINUM-BEARING FEKLISTOV MASSIF (SHANTAR ARCHIPELAGO, SEA OF OKHOTSK, RUSSIA)

Kreshimir N. Malitch, Inna Yu. Badanina

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS, 15 Akad. Vonsovsky st.,
Ekaterinburg, 620016, Russia, e-mail: dunita@yandex.ru

Received 10.07.2017, accepted 23.04.2018

Object. This study firstly evaluates Hf-isotope characteristics of zircons from wehrlite of the platinum-bearing Feklistov massif, which is closely associated with platinum coastal placer deposits. **Materials and methods.** In-situ Hf-isotope data were collected on the dated spots within zircon grains using a New Wave LUV213 laser-ablation microprobe attached to a Nu plasma MC-ICP-MS. **Results.** Significant variations of $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28241–0.28312) and ϵHf_i (from -4.8 ± 1.1 to 20.3 ± 0.6) in Paleozoic zircons indicates interaction of a ‘juvenile’ mantle source ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx 15$) with distinct magma sources, possibly equivalent to a subcontinental lithospheric mantle and/or a continental crust ($\epsilon\text{Hf}(t)$ от -5 до $+5$). Proterozoic and Late Archean zircons from the Feklistov massif are characterized by less pronounced $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28107–0.28224) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ (from -4.8 ± 0.4 to 8.1 ± 0.6). **Conclusion.** Hf-isotope features for majority of Precambrian zircons from the Feklistov massif ($\epsilon\text{Hf}(t)$ from -3.8 ± 0.5 to $+2 \pm 0.5$) are consistent with their xenogenic nature and inheritance from basement rocks of the Siberian Craton.

Keywords: zircon, wehrlite, Hf-isotope composition, model age, sources of material, Feklistov Massif, Far East

Acknowledgements

The authors are grateful to E.A. Belousova, W.L. Griffin and N.J. Pearson for long-term cooperation and assistance in analytical lab. An anonymous reviewer is thanked for suggestions that contributed to the clarity of presentation.

This investigation was conducted within the framework of state assignment of IGG UB RAS (№ AAAA-A18-118052590026-5) with support of Russian Foundation for Basic Research (grant № 16-05-00967-a).

Для цитирования: Малич К.Н., Баданина И.Ю. (2018) Изотопный состав гафния цирконов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Охотское море, Россия). *Литосфера*, **18**(4), 585–592. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-585-592

For citation: Malitch K.N., Badanina I.Yu. (2018) Hafnium isotope composition of zircon from the platinum-bearing Feklistov Massif (Shantar Archipelago, Sea of Okhotsk, Russia). *Litosfera*, **18**(4), 585–592. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-585-592

ВВЕДЕНИЕ

Большинство ультрамафитовых комплексов зонального типа сосредоточено в России (Восточной Сибири, Урале и на Дальнем Востоке). Их характерный признак – ассоциация дунитовых “ядер”, клинопироксенитовых оторочек и россыпных месторождений платины, в которых, как правило, доминируют Pt-Fe минералы над другими минералами платиновой группы (МПГ). Значительный разброс геохронологических и изотопно-геохимических данных для породных ассоциаций и платиноидной минерализации платиноносных массивов предопределяет возможность контрастной интерпретации их генезиса [Малич, 1997, 1999; Bea et al., 2001; Ефимов, 2010; Малич и др., 2011; Аникина и др., 2012; Сидоров и др., 2012; Баданина и др., 2013; Ферштатер, 2013; Краснобаев, Анфилогов, 2014; Tessalina et al., 2015; и др.]. Циркон обладает уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические метки наиболее ранних событий, относящихся ко времени образования пород и их источников. В данном контексте для более строгой оценки эволюции вещественного источника и времени его отделения от деплетированной мантии использование Lu-Hf систематики является ключевой. В статье впервые представлены результаты по изотопному составу гафния цирконов из верлитов Феклистовского платиноносного массива, с которым ассоциируют прибрежно-морские россыпные месторождения платины [Малич, 1999].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Феклистовский массив обнажается в пределах южной части острова Феклистова (второго по величине в Шантарском архипелаге) в Охотском море и находится в зоне интенсивных тектонических дислокаций палеорифтовой системы на окраине Сибирского кратона [Малич, 1995]. Массив представляет собой в плане изометричное тело концентрически-зонального строения площадью около 12 км². Дуниты ядерной части массива (1.9 × 3.0 км) окружены кольцом оливиновых клинопироксенитов шириной примерно 1–1.5 км и примыкающей с востока прерывистой оторочкой габбро, диоритов и монцодиоритов (рис. 1). Вмещающими породами являются верхнедевонские терригенно-карбонатные отложения. Позднедевонский возраст образования верлитов Феклистовского массива (373 ± 8 млн лет) [Малич и др., 2017] ограничивает нижнюю временную границу внедрения массива в земную кору, что не противоречит геологическим наблюдениям [Красный, 1960].

Изученные цирконы были выделены из 10-кг пробы верлитов (обр. № 2–4), которые образуют небольшие тела в переходной зоне от дунитов ядра к

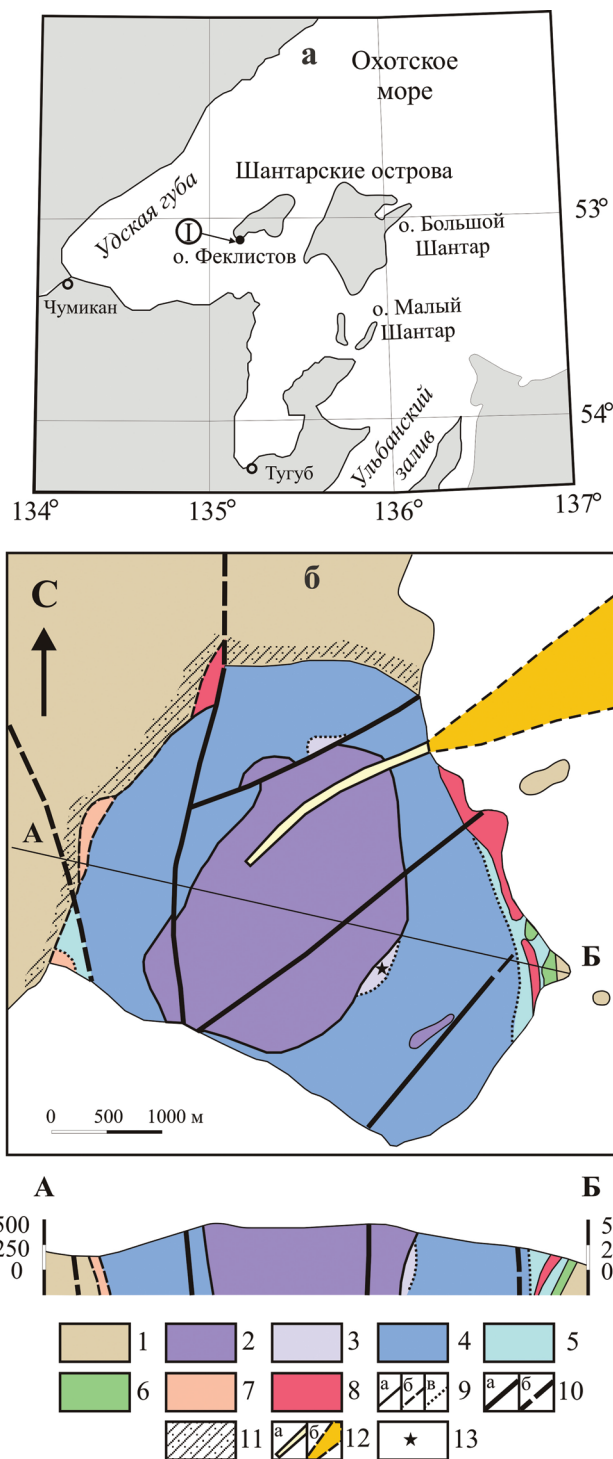


Рис. 1. Расположение Феклистовского массива (а) и его геологическое строение (б) по [Остапчук, 1989] с изменениями [Малич, 1999].

1 – кремнисто-терригенные отложения (D₃); 2 – дуниты; 3 – метадуниты, верлиты; 4 – оливиновые клинопироксениты; 5 – амфиболовые клинопироксениты; 6 – габбро, габбро-диориты; 7 – монцодиориты, монцогаббро-диориты; 8 – диориты биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые; 9 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – фациальные; 10 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 11 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 12 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 13 – звезда.

б – предполагаемые; 11 – ороговикованные породы; 12 – россыпи: а – аллювиальная платиновая руч. Корифан, б – прибрежно-морская платиновая бухты Энегельма; 13 – место отбора пробы верлитов; I – Феклистовский массив.

Fig. 1. Location of the Feklistov Massif (a) within Feklistov Island and geological scheme of the Feklistov massif (б) after [Ostapchuk, 1989] with changes [Malitch, 1999].

1 – siliceous terrigenous sediments (D₃); 2 – dunite; 3 – wehlrite; 4 – olivine clinopyroxenite; 5 – amphibole clinopyroxenite; 6 – gabbro and gabbro-diorite; 7 – monzodiorite, monzogabbro-diorite; 8 – biotite-hornblende and hornblende-biotite diorite; 9 – geological boundaries: а – reliably established, б – inferred; 10 – faults: а – reliably established, б – inferred; 11 – hornfels; 12 – placers: а – alluvial platinum of the Korifan stream, б – coastal-marine platinum within the Enegelm Bay; 13 – location of sampling wehlrite; I – Feklistov Massif.

оливиновым клинопироксенитам периферии в юго-западной части массива (см. рис. 1). Для верлитов характерны гранобластовая, катакластическая, неравномернозернистая, участками гломеропорфировая структуры. Порода состоит из примерно одинакового количества ксеноморфных зерен оливина (45–50 об.%) и клинопироксена (50–55 об.%), различающихся по форме и размерам (рис. 2). Клинопироксен обычно имеет удлинённый габитус (до 4.0–6.5 мм), кристаллы оливина варьируют в пре-



Рис. 2. Фрагмент обнажения верлитов Феклистовского массива (обр. 2–4).

Крупнозернистые агрегаты клинопироксена (темно-зеленого цвета) расположены в средне-, мелкозернистой оливиновой матрице (светло-бурого цвета); диаметр монеты 23.5 мм

Fig. 2. Fragment of exposed surface of wehlrite from the Feklistov massif (sample 2–4).

Coarse-grained aggregates of clinopyroxene (dark-green color) are located in the medium-, fine-grained olivine matrix (light brown color); diameter of the coin is 23.5 mm.

делах от 0.1 до 2 мм. Химический состав породы, определенный в Центральной аналитической лаборатории (ЦАЛ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) рентгеноспектральным флуоресцентным методом (аналитик Б.А. Цимошенко), имеет следующий состав (мас. %): SiO₂ – 48.40, TiO₂ – 0.16, MgO – 24.50, Al₂O₃ – 1.43, FeO_{общ} – 7.37, MnO – 0.15, CaO – 16.90, Na₂O – 0.15, K₂O – 0.04, P₂O₅ < 0.05, H₂O – 0.84.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Hf-изотопные анализы выполнены в Национальном центре геохимической эволюции и металлогении континентов (GEMOC) Университета Маквори (Macquarie University) в Сиднее, Австралия. Результаты по изотопии гафния (14 анализов) для предварительно датированных зерен цирконов 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 [Griffin et al., 2002]. Цирконовый стандарт Мад Танк (Mud Tank) использовался для независимого контроля стабильной работы прибора и воспроизводимости полученных результатов. Измеренные ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf отношения и константа распада ¹⁷⁶Lu = 1.865 × 10⁻¹¹ г⁻¹ [Sherer et al., 1996] были использованы для вычисления величины начального изотопного ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf отношения (Hfi). Параметр эpsilon гафния εHf(t), выражающий отклонение начального отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf между цирконом и хондритовым универсальным резервуаром (CHUR), умноженный на 10⁴, был рассчитан с использованием ¹⁷⁶Lu = 1.865 × 10⁻¹¹ г⁻¹ и параметров CHUR, предложенного в работе [Bouvier et al., 2008], где ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0336 ± 0.0001 и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.282785 ± 0.000011. Модельный Hf-возраст (T_{DM}), определяющий минимальный возраст исходного субстрата, из которого кристаллизовался циркон, был рассчитан с использованием измеренного значения ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf в цирконе и параметра модели [Griffin et al., 2000], согласно которой резервуар деплетированной мантии имел линейную изотопную эволюцию от ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.279718 в 4.55 млрд лет до ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf = 0.283250 в настоящее время и ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.0384. Двухстадийный модельный Hf-возраст (T_{DM}^C) рассчитан по параметрам модели, предложенной в работе [Griffin et al., 2002].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На основании детального изучения морфологии, внутреннего строения и изотопно-геохимических особенностей цирконов установлено, что они представлены двумя типами. Первый тип цирконов образован индивидами овальной формы (рис. 3, обр. 17 BSE, 16 BSE, 15 BSE, 9 BSE и 12 BSE), для которых характерны: (i) секториально-блоковая

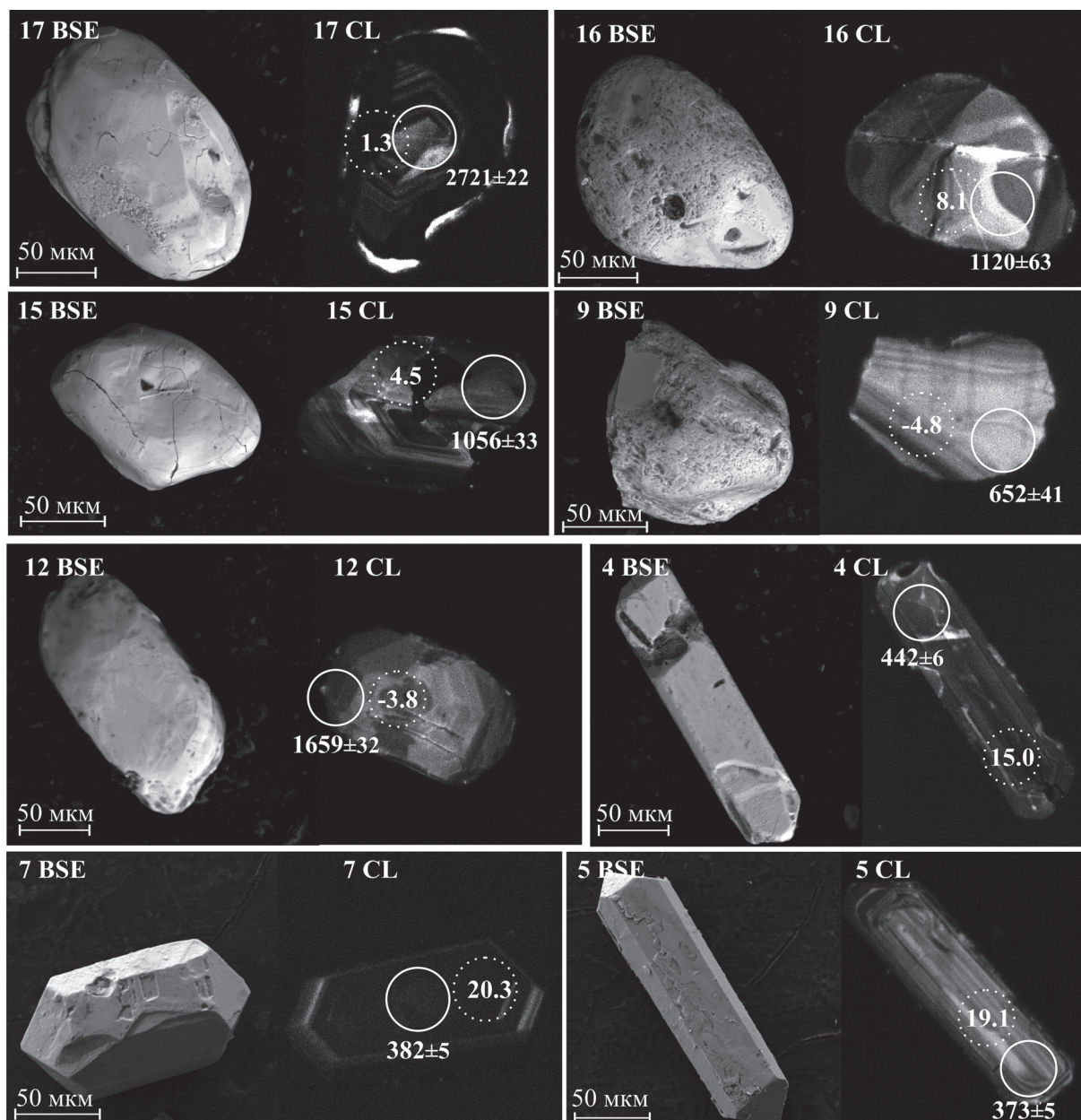


Рис. 3. Морфологические, вещественные и изотопно-геохимические особенности цирконов из верлитов (обр. 2–4) Феклистовского массива.

Изображения внутреннего строения – в катодолуминесценции (17 CL, 16 CL, 15 CL, 9 CL, 12 CL, 4 CL, 7 CL, 5 CL) и обратнорассеянных электронах (17 BSE, 16 BSE, 15 BSE, 9 BSE, 12 BSE, 4 BSE, 7 BSE, 5 BSE). Места проведения U-Pb и Hf-изотопных анализов показаны кругами, в них приведены U-Pb возраст (в млн лет) и значения $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$, которые соответствуют номерам образцов в табл. 1.

Fig. 3. Morphological, compositional and isotope-geochemical features of zircons from wehrlite (sample 2–4) of the Feklistov massif.

Images of inner zoning in cathodoluminescence (17 CL, 16 CL, 15 CL, 9 CL, 12 CL, 4 CL, 7 CL, 5 CL) and back-scattered electrons (17 BSE, 16 BSE, 15 BSE, 9 BSE, 12 BSE, 4 BSE, 7 BSE, 5 BSE). Circles denote areas of U-Pb and Hf-isotope analyzes. Numbers correspond to U-Pb age (in Ma) and $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values, which are listed in Table 1.

катодолуминесценция (рис. 3, обр. 17 CL, 16 CL, 15 CL, 9 CL и 12 CL), (ii) умеренные концентрации Th (50–708 г/т), U (83–725 г/т), величина Th/U в пре-

делах 0.34–1.18 и (iii) шесть “древних” кластеров возрастов (от неоархейского, $T_1 = 2721 \pm 22$ млн лет до неопротерзойского, $T_6 = 652 \pm 41$ млн лет [Малич

и др., 2017]. Второй тип цирконов представлен идеально ограненными кристаллами призматического габитуса (см. рис. 3, обр. 4 BSE, 7 BSE, 5 BSE), обладающими тонкозональной катодолюминесценцией (см. рис. 3, обр. 4 CL, 7 CL, 5 CL), как правило, с более высокими содержаниями Th (174–3992 г/т), U (308–5677 г/т) при величине Th/U от 0.41 до 0.70 и двумя “молодыми” кластерами возрастов ($T_7 = 442 \pm 6$ млн лет и $T_8 = 373.2 \pm 7.5$ млн лет) [Малич и др., 2017]. Приуроченность верлитов к контакту между дунитовым ядром и клинопироксенитами периферии Феклистовского массива в совокупности с вещественными особенностями и распространенностью изученных цирконов позволили сделать вывод о сингенетичном происхождении наиболее молодых цирконов и верлитов, характеризующихся возрастом $T_8 = 373 \pm 8$ млн лет [Малич и др., 2017]. Иными словами, в отличие от более древних цирконов, для которых свойственна округлая форма индивидов, для наиболее молодых цирконов их ксеногенная природа представляется маловероятной.

Цирконы Феклистовского массива характеризуются широкими вариациями начального изотопного состава гафния ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i = 0.28107\text{--}0.28312$, табл. 1, рис. 4а). Максимальным разбросом значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ обладают палеозойские цирконы (ϵHf от -4.8 до 20.3 , $n = 7$, рис. 4б). Отметим, что в двух случаях фигуративные точки Hf-изотопного состава (обр. 5 и 7) располагаются несколько выше средней линии, характеризующей деплетированный мантийный резервуар (см. рис. 4). Возможные причины значительной изотопной гетерогенности циркона детально обсуждались в работе [Griffin et al., 2000]. По их представлениям, широкий ин-

тервал значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ цирконов может быть обусловлен: (i) генерацией мегакристаллических магм в литосфере при переплавлении различных протолитов/резервуаров с широко варьирующими возрастными и отношением Lu/Hf, (ii) кристаллизацией из магм, образующихся из истощенных мантийных источников, которые взаимодействуют с резервуарами нерадиогенного Hf внутри литосферы, (iii) кристаллизацией из магм, генерируемых сублитосферными источниками или источниками базальтов океанических островов (ОИВ-типа), которые неоднократно внедрялись в литосферу в течение длительного периода времени.

Мы полагаем, что широкие вариации $\epsilon\text{Hf}(t)$ свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx +15$) и о вероятном взаимодействии “ювенильного” мантийного источника с производными других источников, эквивалентных субконтинентальной литосферной мантии [Griffin et al., 2000; Nowell et al., 2004] и/или континентальной коре, которые обладают значительно менее радиогенным изотопным составом гафния.

Протерозойские и позднеархейские цирконы Феклистовского массива характеризуются меньшим разбросом значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от -4.8 до 8.1 , $n = 7$, см. рис. 4б). По модельному возрасту T_{DM}^C лишь один циркон верлитов Феклистовского массива (обр. 17, $T_{\text{DM}}^C = 3.10$ млрд лет, см. табл. 1) сходен с позднеархейскими цирконами платиноносных дунитов Нижнетагильского и Гулинского массивов ($T_{\text{DM}}^C = 3.12$ и $T_{\text{DM}}^C = 3.07$ млрд лет соответственно [Баданина и др., 2013]), для которых обосновывался планетарный характер их неархейского источника. Широкие вариации модельного возраста T_{DM}^C для большинства палеозойских и

Таблица 1. Lu-Hf изотопные данные для цирконов Феклистовского массива

Table 1. Lu-Hf isotope data for zircon from the Feklistov Massif

№ п.п.	№ образца	Рис. 3	Возраст, млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1δ	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	Hf*	$\epsilon\text{Hf}(t)$	1δ	T_{DM} , млрд лет	T_{DM}^C , млрд лет
1	17	17 CL	2721	0.281143	0.000011	0.001344	0.056173	0.28107	1.3	0.4	2.97	3.10
2	12	12 CL	1659	0.281645	0.000014	0.000730	0.034265	0.28162	-3.8	0.5	2.24	2.54
3	21		1530	0.281895	0.000014	0.000921	0.045313	0.28187	2.0	0.5	1.90	2.10
4	14		1320	0.281993	0.000012	0.000713	0.033773	0.28197	1.0	0.4	1.76	1.99
5	16	16 CL	1120	0.282311	0.000018	0.000367	0.023153	0.28230	8.1	0.6	1.31	1.41
6	15	15 CL	1056	0.282254	0.000018	0.000459	0.029358	0.28224	4.5	0.6	1.39	1.57
7	9	9 CL	652	0.282246	0.000010	0.000712	0.034157	0.28224	-4.8	0.4	1.41	1.79
8	4	4 CL	442	0.282948	0.000034	0.002074	0.090718	0.28293	15.0	1.2	0.44	0.45
9	7	7 CL	382	0.283142	0.000018	0.003269	0.162375	0.28312	20.3	0.6	0.16	0.08
10	8		380	0.282929	0.000029	0.003073	0.156030	0.28291	12.8	1.0	0.49	0.53
11	3		380	0.282709	0.000039	0.004359	0.224670	0.28268	4.7	1.4	0.85	1.01
12	26		374	0.282440	0.000030	0.003866	0.154967	0.28241	-4.8	1.1	1.24	1.56
13	5	5 CL	373	0.283100	0.000018	0.001278	0.060873	0.28309	19.1	0.6	0.22	0.14
14	30		361	0.282461	0.000022	0.003665	0.148079	0.28244	-4.3	0.8	1.20	1.52

Примечание. Hf* = $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$. Номера анализов соответствуют таковым на рис. 3.

Note. Hf* = $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$. The analysis numbers correspond to those in Fig. 3.

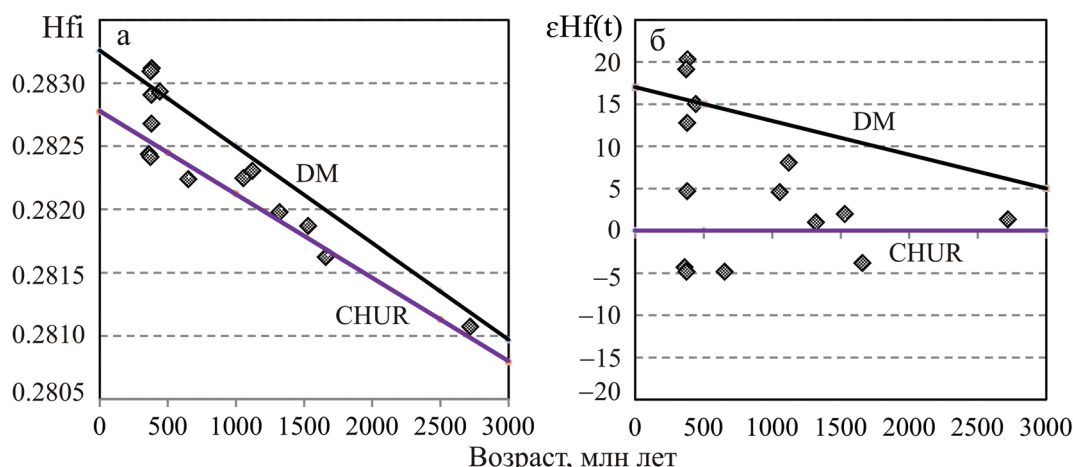


Рис. 4. Бинарные зависимости начального значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (H_{fi}) от возраста (а) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ от возраста (б) для цирконов Феклистовского массива. Для сравнения приведены линии изотопной эволюции деплетированной мантии (DM) и хондритового универсального резервуара (CHUR).

Fig. 4. Binary diagrams of initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (H_{fi}) vs U-Pb ages (a) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ values vs U-Pb ages (б) for zircons from wherlite of the Feklistov massif. Isotope evolution lines for the depleted mantle (DM) and chondritic universal reservoir (CHUR) are given for comparison.

докембрийских цирконов Феклистовского массива свидетельствуют в пользу разновозрастных источников (T_{DM}^C от 1.01 до 3.10 млрд лет) и их вероятного захвата из пород осадочного чехла или фундамента Сибирской платформы. Возможность заимствования цирконов из земной коры была предложена Ф. Беа с соавторами [Bea et al., 2001] на основании значительных вариаций U-Pb возраста цирконов (от 2800 до 410 млн лет) из дунитов платиноносного Кытлымского массива. Некоторые исследователи [Yamamoto et al., 2013; Zhou et al., 2014; и др.] предполагают, что попадание древних цирконов в мантию может быть связано с рециклингом океанической коры и ее осадочного чехла в зонах субдукции. Согласно другим точкам зрения [Савельева и др., 2007; Кнауф, 2009; Краснобаев и др., 2011; Малич и др., 2012; Краснобаев, Анфилов, 2014; McGowan et al., 2015; и др.], наиболее древние датировки цирконов могли соответствовать минимальному возрасту исходного мантийного субстрата или быть близкими ко времени генерации ультрамафитов.

ВЫВОДЫ

Впервые охарактеризованы особенности начального изотопного состава гафния цирконов верлитов Феклистовского массива, с которым ассоциируют прибрежно-морские россыпи платины. Значительные вариации величин $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ (0.28293–0.28312) и $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от -4.8 ± 1.1 до 20.3 ± 0.6) в палеозойских цирконах свидетельствуют об участии вещества деплетированной мантии ($\epsilon\text{Hf}(t) \approx +15$) и взаимодействии с производными других источников, вероятно эквивалентных субконтинентальной

литосферной мантии [Griffin et al., 2000; Nowell et al., 2004] и/или континентальной коры. Особенности изотопного состава гафния для большинства докембрийских цирконов Феклистовского массива (ϵHf_0 от -3.8 ± 0.5 до $+2 \pm 0.5$) свидетельствуют об их ксеногенной природе и вероятном заимствовании из пород фундамента Сибирской платформы.

Авторы признательны Е.А. Белоусовой, В.Л. Гриффину (W.L. Griffin) и Н.Дж. Пирсону (N.J. Pearson) за долготелее сотрудничество при проведении аналитических исследований и анонимному рецензенту за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГТ УрО РАН (№ АААА-А18-118052590026-5) при поддержке РФФИ (грант 16-05-00967-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. (2012) Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала. *Докл. АН*, **443**(6), 711–715.
- Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н. (2013) Изотопный состав гафния цирконов дунитов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия). *Докл. АН*, **448**(1), 59–63.
- Ефимов А.А. (2010) Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала. *Литосфера*, (5), 34–53.
- Кнауф О.В. (2009) U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний

- Урал) и Гальмознанского (Южная Корякия) зональных массивов уральского типа. *Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7*, (4), 64-71.
- Краснобаев А.А., Аникина Е.В., Русин А.И. (2011) Цирконология дунитов Нижнетагильского массива (Средний Урал). *Докл. АН*, **436**(6), 809-813.
- Краснобаев А.А., Анфилов В.Н. (2014) Цирконы и проблема происхождения дунитов. *Докл. АН*, **456**(3), 310-313.
- Красный Л.И. (1960) Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. М.: Гостоптехиздат, 161 с.
- Малич К.Н. (1995) Геохимия платиноносных ультрабазитов Феклистовского массива. *Геохимия*, **32**(12), 1729-1744.
- Малич К.Н. (1997) Особенности распределения платиноидов в ультрамафитах Феклистовского массива (Шантарский архипелаг). *Докл. АН*, **355**(1), 94-96.
- Малич К.Н. (1999) Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 296 с.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Пучков В.Н., Белоусова Е.А., Степашко А.А. (2017) Результаты U-Pb датирования цирконов верлитов платиноносного Феклистовского массива (Шантарский архипелаг, Россия). *Докл. АН*, **475**(3), 295-298.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2011) Контрастные минеральные ассоциации платиноидов хромититов Нижнетагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст. *Докл. АН*, **441**(1), 83-87.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. (2012) О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные. *Докл. АН*, **446**(3), 308-312.
- Остапчук В.И. (1989) О платиноносном массиве Дальнего Востока. *Тихоокеан. геология*, **8**(2), 113-119.
- Савельева Г.Н., Суслов В.П., Ларионов А.Н. (2007) Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов. *Геотектоника*, **41**(2), 23-33.
- Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. (2012) Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М.: Науч. мир, 288 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 367 с.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkaiev E.V. (2001) Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. *Terra Nova*, **13**(6), 407-412.
- 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.
- Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achenbergh 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.
- 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.
- McGowan N.M., Griffin W.L., González-Jiménez J.M., Belousova E.A., Afonso J., Shi R., McCammon C.A., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2015) Tibetan chromitites: Excavating the slab graveyard. *Geology*, **43**, 179-182.
- Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. (2004) Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions. *J. Petrol.*, **45**, 1583-1612.
- Sherer E., Munker C., Mezger K. (1996) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687.
- Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. (2015) Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics. *J. Petrol.*, **56**(12), 2297-2318.
- Yamamoto S., Komiya T., Yamamoto H., Kaneko Y., Terabayashi M., Katayama I., Iizuka T., Maruyama S., Yang J., Kon Y., Hirata T. (2013) Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Island Arc*, **22**, 89-103.
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.-F., Li J.-W., Yang J.-S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: the role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondw. Res.*, **26**, 262-283.

REFERENCES

- MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**, 133-147.
- 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.
- Knauf O.V. (2009) U-Pb age of zircons from dunite-clinopyroxenite cores of the Kytlymsky (Middle Urals) and Gal'moenansky (Southern Koryakia) zonal massifs of the Ural type. *Vestn. St.Petersburg Univ. Ser. 7*, **4**, 64-71. (In Russian)
- Krasnobaev A.A., Anfilogov V.N. (2014) Zircons: Implications for dunite genesis. *Dokl. Earth Sci. Dokl. Earth Sci.*, **456**(1), 335-338.
- Krasnobaev A.A., Anikina E.V., Rusin A.I. (2011) Zirconology of dunite of the Nizhny Tagil massif (Middle Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **436**(2), 290-294.
- Krasnyi L.I. (1960) *Geologiya i poleznye iskopaemye Zapadnogo Priokhot'ya* [Geology and mineral deposits of the Western Priokhot'e]. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 161 p. (In Russian)
- Malich K.N. (1996) Geochemistry of the platiniferous ultrabasites of the Feklistov massif. *Geochem. Int.*, **33**(12), 20-36.
- Malich K.N. (1997) Distribution of platinum-group elements in ultramafic rocks of the Feklistov massif, Shantarskie Islands. *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections*, **355**(5), 766-768.
- Malitch K.N. (1999) *Platinoidy klinopiroksenit-dunitovykh massivov Vostochnoi Sibiri (mineralogiya, geokhimiya, genezis)* [Platinum-group elements in clinopyroxenite-dunite massifs of the Eastern Siberia (geochemistry, mineralogy, genesis)]. St.Petersburg, Sankt-Peterburgskaya kartograficheskaya Fabrika VSEGEI Publ., 296 p. (In Russian)
- Malitch K.N., Badanina I.Yu., Puchkov V.N., Belousova E.A., Stepashko A.A. (2017) Results of U-Pb dating of zircons from wehrlite of the platinum-bearing Feklistov massif (Shantar Archipelago, Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **475**(1), 762-765.
- Malitch K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2011) Contrasting platinum-group mineral assemblages from chromitites of the Nizhny Tagil and Guli massifs (Russia): implications for composition, sources and age. *Dokl. Earth Sci.*, **441**(1), 1514-1518.
- Malitch K.N., Efimov A.A., Badanina I.Yu. (2012) The age of Kondyor massif dunites (Aldan Province, Russia): First U-Pb isotopic data. *Dokl. Earth Sci.*, **446**(1), 1054-1058.
- McGowan N.M., Griffin W.L., González-Jiménez J.M., Belousova E.A., Afonso J., Shi R., McCammon C.A., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2015) Tibetan chromitites: Excavating the slab graveyard. *Geology*, **43**, 179-182.
- Nowell G.M., Pearson D.G., Bell D.R., Carlson R.W., Smith C.B., Kempton P.D., Noble S.R. (2004) Hf isotope systematics of kimberlites and their megacrysts: New constraints on their source regions. *J. Petrol.*, **45**, 1583-1612.
- Ostapchuk V.I. (1989) On the platinum-bearing massif of the Far East. *Tikhookean. Geol.*, **8**(2), 113-119. (In Russian).
- Savelyeva G.N., Suslov V.P., Larionov A.N. (2007) Vendian tectono-magmatic events in mantle ophiolitic complexes of the Polar Urals: U-Pb dating of zircon from chromitite. *Geotectonics*, **41**(2), 105-113.
- Sherer E., Munker C., Mezger K. (1996) Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687.
- Sidorov E.G., Kozlov A.P., Tolstykh N.D. (2012) *Gal'moenanskii bazit-giperbazitovyy massiv i ego platinonost'* [Gal'moehnan basite-ultrabasite massif and its platinum potential]. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 288 p. (In Russian)
- Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. (2015) Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics. *J. Petrol.*, **56**(12), 2297-2318.
- Yamamoto S., Komiya T., Yamamoto H., Kaneko Y., Terabayashi M., Katayama I., Iizuka T., Maruyama S., Yang J., Kon Y., Hirata T. (2013) Recycled crustal zircons from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Island Arc.*, **22**, 89-103.
- Zhou M.-F., Robinson P.T., Su B.-X., Gao J.-F., Li J.-W., Yang J.-S., Malpas J. (2014) Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: the role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments. *Gondw. Res.*, **26**, 262-283.