

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, СОСТАВЕ И Lu-Hf ИЗОТОПИИ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ И БАЗИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАШКИРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ): СОСТАВ СУБСТРАТА, ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ

© 2020 г. Г. Ю. Шардакова, М. В. Червяковская, В. С. Червяковский, М. Т. Крупенин, В. Б. Хубанов\*

В северо-восточной части Башкирского мегантиклинория подтверждено наличие базитов карбонового ( $315.6 \pm 5.0$  млн лет) возраста, вероятно, являющихся ранним членом контрастной габбро-гранитоидной серии, завершающейся гранитами семибратского комплекса. Lu-Hf- и Sm-Nd-изотопные данные указывают на участие в субстрате для их выплавления вещества деплетированной мантии; возраст субстрат (ядра цирконов, модельные Hf) отвечает ордовику. В близкое время ( $336.5 \pm 8.2$  млн лет) несколько севернее внедрялись граниты Уржумского массива, имеющие более существенную роль корового компонента в нем. Карбоновая тектонотермальная активность – отражение на окраине Восточно-Европейской платформы процессов, протекающих при формировании Уральского орогена. Внедрение магм «надсубдукционного» типа западнее Главного Уральского разлома могло иметь место по тектонически ослабленным зонам (древние рифтогенные трещины, при подновлении достигшие разной глубины), а доля мантийного и корового компонентов, вероятно, определялась глубиной генерации магматического очага и/или степенью влияния флюидной фазы.

### ВВЕДЕНИЕ

Как известно, в зоне сочленения Урала с Восточно-Европейской платформой (ВЕП) совмещены блоки разной геодинамической природы, состава и возраста. Для реконструкции истории развития гетерогенных зон важным инструментом является информация о составе, возрасте и субстрате магматических образований. Непосредственно в указанной зоне аккреции мало известно интрузий палеозойского возраста; работы последнего десятилетия [Шардакова, 2015, 2016; Пучков, 2012, 2018; и др.] помогают заполнить этот пробел. На рис. 1 представлена позиция гранитных массивов, имеющих карбоновые датировки и «надсубдукционные» геохимические параметры, отражающие, по видимому, влияние коллизионных процессов, идущих в это время в Уральском орогене. Тем не менее информация о составе их субстрата довольно ограничена. Базитов с палеозойскими датировками здесь известно существенно меньше.

Авторами получены и интерпретированы новые петрологические и изотопно-геохимические данные по двум магматическим комплексам (уржумскому и семибратскому), секущим докембрийские метатерригенные породы в С-В части Башкирского мегантиклинория (БМА). Цель исследования – уточнить геодинамическую историю и масштабы проявления палеозойского магматизма в данном секторе и в целом на восточной периферии ВЕП. Реализованы следующие задачи: изучены петрогеохимические особенности и возраст гранитов Уржумского массива и даек

габброидов семибратской площади, а также состав и Lu-Hf изотопия цирконов из них. Результаты могут быть использованы для целей геологического картирования и металлогенических прогнозов.

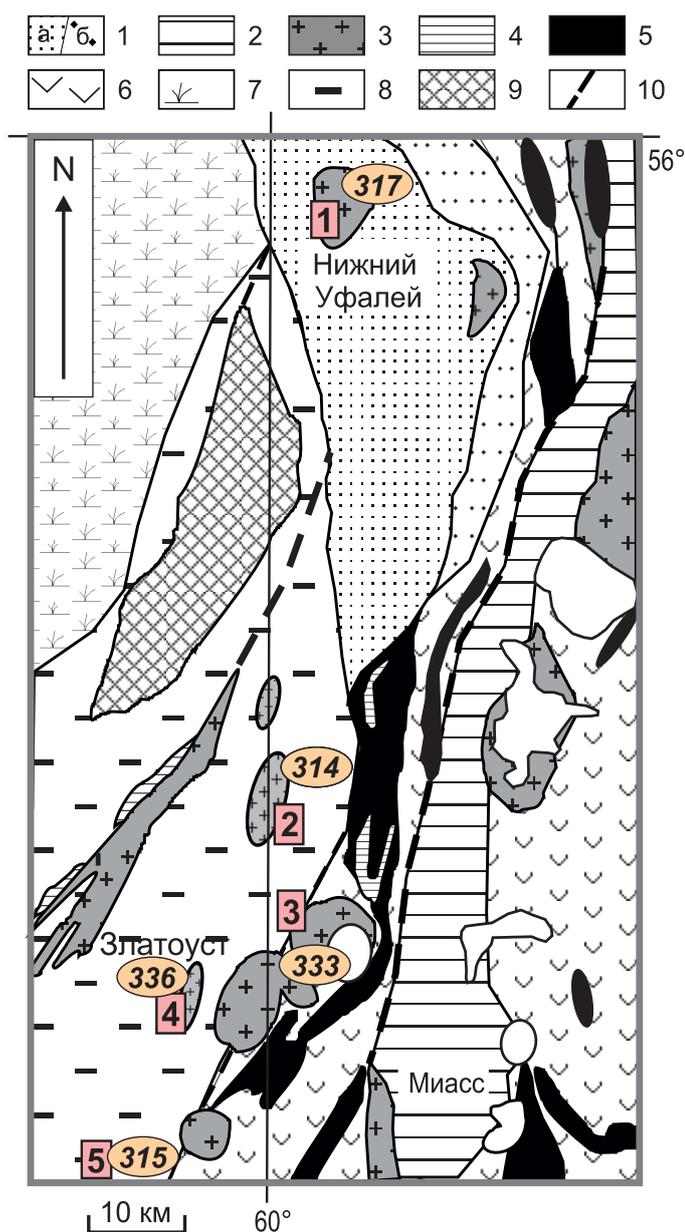
### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ

Составы пород и их подробное петрографическое описание приведены ранее в ряде работ авторов [Шардакова, Крупенин, 2008; Шардакова и др., 2018, 2019]. Далее дана минимально необходимая общая информация.

Уржумский массив сечет породы уреньгинской свиты (RF<sub>2</sub>) в 0,5 км к югу от ст. Уржумка (близ г. Златоуст). Он был вскрыт небольшим карьером, в настоящее время почти выработанным. Главная фаза представлена слабо катаклазированными двуслюдяными двуполевошпатовыми порфиридовидными гранитами; аксессуарная ассоциация – апатит, циркон, сфен, эпидот. Содержания петрогенных компонентов в исследуемой пробе, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 72.10, TiO<sub>2</sub> – 0.09, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14.94, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0.03, FeO – 1.00, MnO – 0.05, MgO – 0.31, CaO – 0.63, Na<sub>2</sub>O – 5.20, K<sub>2</sub>O – 3.79, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.03. По петрогеохимическим особенностям породы близки к надсубдукционным образованиям, в частности к гранитам Сыростанского массива [Шагалов, 2002; Ферштатер, 2013], расположенного непосредственно в зоне ГУР. Современных определений возраста уржумских гранитов нет.

В 25 км юго-западнее расположено семибратское рудное поле, в контурах которого, помимо карбонатных и терригенных пород среднего ри-

\* Геологический институт СО РАН. 670047, г. Улан-Удэ



**Рис. 1.** Геолого-тектоническая схема расположения гранитоидных массивов зоны сочленения Урала с Восточно-Европейской платформой [Пучков, 2010, с дополнениями].

1 – Западно-Уфалейская (а – гнейсово-амфиболитовый комплекс) и Восточно-Уфалейская (б – сланцевое обрамление) зоны; 2 – гнейсы (Сысертско-Ильменогорский комплекс); 3 – гранодиориты и граниты; 4 – габброиды; 5 – ультрабазиты; 6 – низкометаморфизованные вулканиты и осадки; 7, 8 – породы осадочного чехла Восточно-Европейской платформы; 9 – Тараташский комплекс; 10 – крупные разрывные нарушения. Цифры в квадратах – палеозойские гранитоидные массивы и комплексы: 1 – Нижнеуфалейский, 2 – Киалимский, 3 – Сыростано-Тургорская группа массивов, 4 – Уржумский, 5 – Семибратский. Цифры в эллипсах – возраст гранитоидов, млн лет. Семибратский комплекс не обозначен знаком, так как это группа сближенных мелких гранитных тел и базитовых даек, вскрытых преимущественно скважинами.

фея, по данным [Маслов и др., 2001], вскрыты скважинами, реже – обнажены несколько поколений базитовых даек, ни одно из которых не датировано.

Авторы неоднократно пытались выделить цирконы и установить возраст базитовой дайки, имеющей мощность около 5 м, протяженность 80 м, которая сечет доломитовые мрамора уреньгинской свиты (N 54° 52,129', E 59° 29,303'). Порода имеет темно-зеленый цвет, порфирированную структуру, гипабиссальный, участками – субвулканический облик. Состоит из фенокристов плагиоклаза (до 1 см), пятнами замещенных агрегатом эпидот + карбонат. Базис содержит реликты диабазовой структуры; наложенная – от спилитовой до микроферролитовой – состоит из сосюритизированного плагиоклаза, хлорита, серицита, эпидота, карбоната. Первичные клинопироксен или амфибол нацело замещены актинолитом и/или хлоритом. Аксессуары – апатит, пирит, циркон. По химическому составу базиты соответствуют базальту, принадлежат к толеитовому типу серий, субщелочно-му ряду, металюминиевому типу. Черты сходства и различия данных пород с древними базитами машакской и аршинской серий, распространенных в БМА, приведены в работах [Шардакова, Крупенин, 2008; Шардакова и др., 2019]. Химический состав породы (называемой далее габбро-диабазом или базитом), из которой выделены цирконы, следующий, мас. %: SiO<sub>2</sub> – 46.76, TiO<sub>2</sub> – 2.36, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13.86, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3.88, FeO – 10.30, MnO – 0.18, MgO – 5.05, CaO – 11.26, Na<sub>2</sub>O – 3.30, K<sub>2</sub>O – 0.43, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0.24, ППП – 2.30. Несмотря на значимые содержания в породе Zr (140 г/т), цирконы в ней очень мелкие, тонкие, темные. С третьей попытки из навески, пропущенной через тяжелые жидкости, вручную отобраны два зерна (разного облика), потенциально пригодных для изучения. Авторы отдают себе отчет, что для надежного заключения о возрасте пород этих данных статистически не вполне достаточно, поэтому приводимые геохронологические выводы предлагаем «в порядке дискуссии».

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы выделялись из протолок по удельному весу, в тяжелых жидкостях, с последующим ручным отбором под бинокляром и помещением в шашку. Перед анализами очищались спиртом и 3%-й азотной кислотой.

Определение U-Pb возраста проводилось в ЦКП «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитик В.Б. Хубанов) LA-ICP-MS на базе магнитно-секторного масс-спектрометра Element XR с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 [Хубанов и др., 2016]. Диаметр кратера 20 мкм.

Остальные процедуры производились в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург.

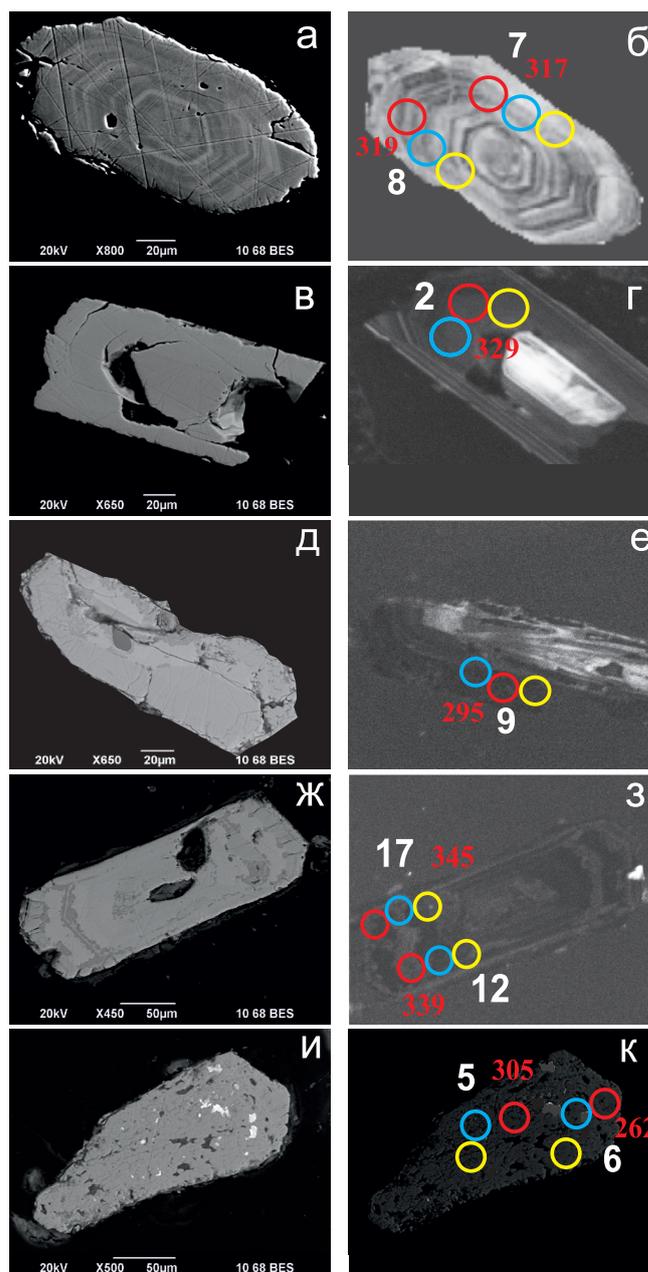
Анализ Lu-Hf-изотопной системы выполнялся на многоколлекторном масс-спектраторе ICP-MS Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Анализ микроэлементного состава цирконов проведен на ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для ЛА NWR 213. Диаметр кратера 25 мкм. Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский. Расчеты производились с помощью программы Glitter.

### РЕЗУЛЬТАТЫ

**U-Pb возраст.** Микрофотографии цирконов и точки, в которых измерялись возраст и другие параметры, представлены на рис. 2. Данные о возрасте зон цирконов в точках, где измерялись изотопные параметры, приведены в табл. 1 и 2. Подробные данные о замерах возраста опубликованы в работах [Шардакова и др., 2018, 2019]. В этих статьях показано, что наиболее древние  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрасты цирконов из *гранитов Уржумского массива* составляют 448 и 388 млн лет (ядер нет на рис. 2, так как в этих точках не измерялся состав и Lu-Hf); самые молодые цифры (каймы зерен) – 262 и 294 млн лет (см. рис. 2). Наибольшее количество датировок лежит в интервале 302–364 млн лет. Линия «условно согласованных» возрастов (MSWD = 4.6), построенная по 17 пробам, дает величину  $336.5 \pm 8.2$  млн лет. Средневзвешенный возраст составляет  $339.8 \pm 5.3$  млн лет. Отметим, что многие участки и целые зерна светятся в CL-лучах слабо, почти метамиктны (см. рис. 2В–К), что может указывать на постмагматические преобразования и вероятные изменения в Pb-U системе.

Крупное зерно из *базитов семибратской площади* имеет четкие грани, осцилляторную зональность роста (см. рис. 2А, Б), свидетельствующую о магматической кристаллизации в ходе единого события. Результаты всех замеров очень близки и лежат на конкордии, давая возраст  $315.6 \pm 5.0$  млн лет (MSWD = 0.70). В габбро-диабазе имеются и явно обломочные зерна, претерпевшие термальное воздействие, их датировки 452–410 млн лет [Шардакова и др., 2019].

**Геохимия цирконов.** Геохимические особенности циркона могут указывать на происхождение, степень преобразования и изменение структурной упорядоченности [Hoskin, Schaltegger, 2003; Pelletier et al., 2007; Fu et al., 2009; Балашов, Скублов, 2011; Wang et al., 2013; и др.]. В табл. 1 приведены содержания ряда микроэлементов в цирконах из исследуемых пород. Измерялось существенно большее количество компонентов; однако из-за большого диаметра пучка в зону замера часто попадали предположительно включения плагиоклаза, которые не фиксируются визуально из-за малого увеличения, но определяются по высоким содержаниям Na, K, Ca, Al и других элементов. На



**Рис. 2.** Микрофотографии цирконов из габбро-диабазы семибратского комплекса (А, Б) и гранитов Уржумского массива (В-К).

Слева – BSE-изображения, справа – CL. Кругами показаны точки измерений: красными –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста (цифры возраста приведены рядом красным шрифтом), желтым – состава, голубым – изотопов Lu, Hf.

содержания оставшихся в табл. 1 элементов данные факторы, по нашему мнению, существенно повлиять не могут. Однако отметим, что процессы обогащения метамиктного циркона кальцием при взаимодействии с флюидом в литературе описаны.

Сумма РЗЭ в *уржумских гранитах* 2800–5900 г/т, величины аномалий Ce и Eu сравнительно неболь-

**Таблица 1.** Содержания элементов-примесей, г/т, в цирконах из базитов и гранитоидов С-В части БМА

№ п/п	1	2	3	4	5
Элемент	12-9	11-5	11-9	11-17	11-2
La	2.03	86.24	21.03	7.86	92.64
Ce	36.27	108.9	157.81	103.02	145.29
Pr	0.41	21.87	24.09	6.7	29.37
Nd	2.63	99.43	138.16	31.55	112.07
Sm	2.18	69.32	67.05	29.99	62.19
Eu	1.03	12.93	15.25	10.59	18.02
Gd	17.17	78.44	144.3	112.63	115.13
Tb	5.51	15.34	46.11	37.63	34.72
Dy	64.30	171.67	529.54	519.92	355.41
Ho	28.95	59.54	196.42	211.34	109.20
Er	123.18	387.56	1136.9	1012.09	452.53
Tm	29.78	113.91	254.61	252.07	101.39
Yb	299.51	1652.07	2642.61	2496.42	1018.81
Lu	68.25	453.91	550.03	440.60	188.98
Ti	169.37	32.62	475.43	102.31	258.39
Y	892.07	3318.94	8770.28	8601.87	3938.45
Nb	5.48	106.01	407.24	140.06	50.33
Ta	1.06	31.6	75.99	17.79	2.45
Hf	9438.68	38700.39	19801.1	15819.16	11640.77
Zr	558765.4	611862.6	611668.9	586796.1	555842.6
Pb	147.14	10901.42	5726.20	5653.31	518.46
Th	193.82	3898.56	4872.58	6163.53	1955.43
U	615.49	12854.35	32954.58	29431.29	2561.50
Th/U	0.31	0.30	0.15	0.21	0.76
REE t	681.20	3331.13	5923.91	5272.41	2835.75
Zr/Hf	59.20	15.81	30.89	37.09	47.75
(Sm/La) <sub>n</sub>	1.71	1.28	5.06	6.06	1.07
Ce/Ce*	9.28	0.59	1.64	3.33	0.65
Eu/Eu*	0.52	0.54	0.47	0.56	0.65
<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U возраст, млн лет	317	305	295	345	329

Примечание. 1 – цирконы из габбро-диабазы семибратской площади; 2–5 – из гранита Уржумского массива.

шие (рис. 3). Zr/Hf = 15–47, Th/U = 0.15–0.76. Позиция точек цирконов этого массива на генетической диаграмме Хоскина [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005] (рис. 4) близка к полю гидро-

термальных разностей. Опыт авторов показывает, что с учетом данных, накопленных в мировой литературе по цирконам разного генезиса, границы полей на этой диаграмме могут быть существенно расширены. Кроме того, признается, что термин «гидротермальные» цирконы во многих случаях условен, он может отражать помимо преобразований также условия позднемагматической кристаллизации, образование из флюидной фазы и/или нарушение структурной упорядоченности циркона [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005]. Хотя в случае с Уржумским массивом полуметамиктный (?) облик цирконов свидетельствует о тектоно-термальном воздействии, проявленном и в породах в виде слабо катакластических структур. Наименее измененным участком, исходя из геохимических особенностей (относительно низкие содержания РЗЭ, в частности La, (Sm/La)<sub>n</sub>, повышенные значения Ce/Ce\*), наиболее близким к магмагенному полю (т. е. наименее измененным) является т. 17.

Зональный циркон из *базитов семибратской площади* имеет резко пониженные (относительно уржумских кристаллов) концентрации большинства элементов (см. табл. 1, рис. 3). Тренд распределения РЗЭ (сумма РЗЭ – 681 г/т) в базите имеет типичный для цирконов вид, с воздыманием ветви средних и тяжелых РЗЭ, существенной положительной аномалией Ce, негативной аномалией Eu. Отметим также, что отношения Zr/Hf (59), Th/U (0.31) в нем довольно высокие. Позиция точек семибратских цирконов на диаграммах Хоскина не отвечает полю условно гидротермальных разностей, лежит выше него или приближается к магмагенному полю. Тренд распределения РЗЭ в описываемом цирконе также достаточно близок в таковому для типичных магмагенных разностей [Hoskin, Schaltegger, 2003; и др.]. Все указанные черты наряду с внешним обликом кристаллов подтверждают магматический генезис циркона и отсутствие постмагматических изменений, а значит, надежность возрастных определений.

**Lu-Hf изотопия.** Lu-Hf системы относительно устойчивы к воздействию вторичных процессов на цирконы, поэтому их соотношения являются реальной характеристикой состава субстрата. Для измерения изотопного состава Hf были выбраны относительно однородные участки зерен, имеющие в CL-лучах серую окраску, приближенные к точкам замеров возраста и состава. Величины первичных (<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf)<sub>i</sub> отношений и εHf для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. Дискордантность возрастов для выбранных точек не превышает 5%.

Значения εHf(t) в цирконе из габбро-диабазы *семибратского комплекса* составляет +12...+13, <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf очень близки для двух точек (табл. 2, рис. 5). Nd-возраст субстрата, рассчитанный по одностадийной модели (выплавление из деплетирован-

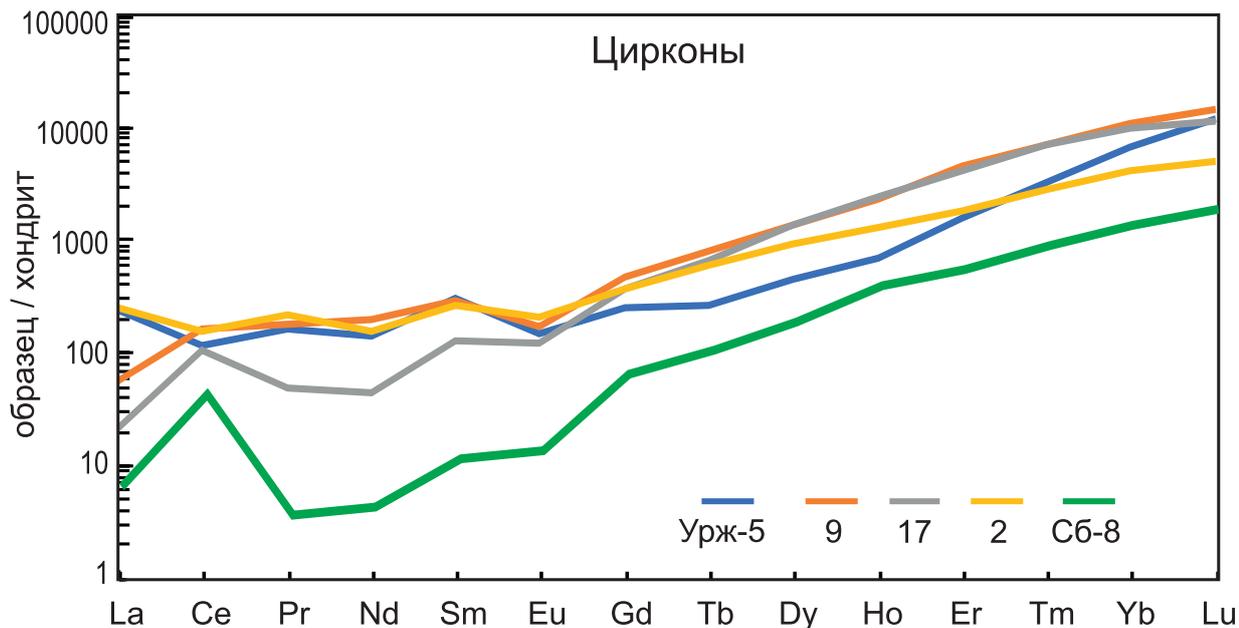


Рис. 3. Нормированное к хондриту [Sun, McDonough, 1989] распределение РЗЭ в цирконах исследуемых объектов. Обозначения см. на рисунке.

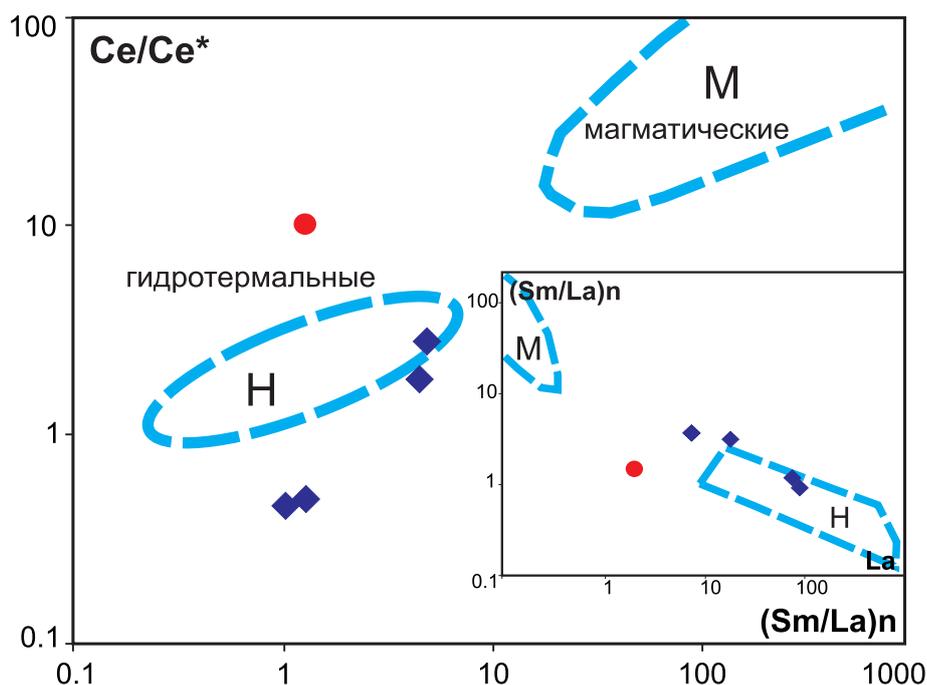


Рис. 4. Диаграммы Хоскина [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005] для цирконов. Номера точек измерений соответствуют номерам проб в табл. 1.

ного мантийного очага, что более вероятно), составляет 432–415 млн лет, по двухстадийной (из средней континентальной коры) – 505–477 млн лет, что существенно древнее времени кристаллизации породы.

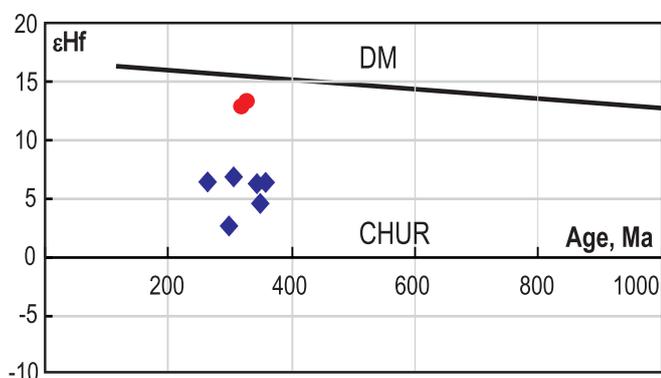
Для гранитов Уржумского массива характерны более низкие значения  $\epsilon_{\text{Hf}}(t) +2,76...+6,3$ , при

небольших вариациях отношения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , указывающих на неоднородность источника (участие корового компонента) или разную степень преобразования зерен. Модельный возраст составляет 852–656 млн лет (однотайный) и 1199–905 млн (двухстадийный).

**Таблица 2.** Изотопы Lu-Hf в цирконах из базитов и гранитоидов С-В части БМА

№ п/п	№ авт.	Возраст ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ), млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SD	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$T_{\text{DM}}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}$
1	12-7	317	0.021748	0.000641	0.000918	0.000044	0.282946	0.000044	1.467309	0.000141	6.2	12.9	432	505
2	12-8	319	0.023864	0.000582	0.000821	0.000070	0.282948	0.000070	1.467238	0.000186	6.2	13.4	415	477
3	11-6	262	0.025168	0.000343	0.001383	0.000030	0.282798	0.000030	1.467302	0.000056	0.9	6.3	656	905
4	11-5	305	0.029793	0.000487	0.001288	0.000028	0.282779	0.000028	1.467191	0.000083	0.2	6.7	675	910
5	11-9	295	0.089647	0.011746	0.002649	0.000051	0.282676	0.000051	1.467205	0.000120	-3.4	2.6	852	1199
6	11-17	345	0.111909	0.002296	0.003578	0.000040	0.282715	0.000040	1.467171	0.000078	-2.0	4.6	823	1124
7	11-12	339	0.102883	0.001334	0.003619	0.000038	0.282750	0.000038	1.467242	0.000117	-0.8	6.2	747	1004
8	11-2	329	0.051332	0.001820	0.001788	0.000038	0.282761	0.000038	1.467229	0.000087	-0.4	6.3	718	964

Примечание. 1, 2 – цирконы из габбро-диорита семибратской площади; 3–8 – из гранитов Уржумского массива.  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  – первичное отношение изотопов гафния, рассчитанное на  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст.  $T_{\text{DM}}$  – модельный возраст источника, рассчитанный с учетом выплавки магмы из деплетированной мантии;  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  – модельный возраст источника, рассчитанный по двухстадийной модели, основанной на выплавки магмы из средней континентальной коры, образованной из деплетированной мантии.

**Рис. 5.** Диаграмма  $\varepsilon_{\text{Hf}}$  – возраст цирконов исследуемых объектов.

Красный круг – габбро-диабаз семибратского комплекса, синие ромбы – граниты Уржумского массива.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Внешний облик и геохимические особенности изучаемой выборки цирконов из *гранитов Уржумского массива* свидетельствуют о влиянии поздних наложенных процессов. Это предполагает нарушение их структурной упорядоченности и некоторые изменения в U-Pb изотопных системах. Следовательно, возраст  $336.5 \pm 8.2$  млн лет может быть слегка омоложенным. Тем не менее дискордия (см. ранее) была построена по большему набору точек ( $n = 17$ ), не для всех из них имеются геохимические данные. К тому же наиболее сохранным (среди описываемых здесь) по виду и геохимическим параметрам является зерно с возрастной отметкой 345 млн лет (см. пр. 11-17 в табл. 1), что с учетом погрешности отвечает верхней границе указанного возрастного интервала. Значит, в любом случае возраст уржумских гранитов близок к датировкам

пород Сыростанского массива (333 млн лет), хотя наш объект расположен западнее, среди докембрийских пород ВЕП. Это означает, что процесс гранитообразования в БМА (т. е. западнее ГУР) начался немного раньше, чем считалось (300–317 млн лет), – почти сразу после прекращения субдукции или в продолжение процессов, идущих в ореоле вокруг погруженного слэба.

Отметим, что в палеозойских гранитах БМА (Киалимский массив, семибратский комплекс) фиксируются докембрийские цирконы, унаследованные из фундамента ВЕП с возрастными от 2700 до 1320 и 1100 млн лет [Шардакова, 2016]. В гранитах Уржумского массива таких цифр уловить не удалось, самые древние датировки (ксеногенные ядра) соответствуют силуру–началу девона [Шардакова и др., 2018]. Однако, как мы уже отмечали, скорее всего, многие цифры могут быть сильно омоложены. Модельные Hf-возраста субстрата для уржумских гранитов – докембрийские, т. е. вещество древней (существенно сиалической) коры, вероятно, имеется.

При этом в ордовике на восточной окраине ВЕП активно шел спрединг и новообразованная в ходе развития палеоокеана молодая палеозойская кора тоже могла играть важную роль в субстрате для выплавки гранитов Уржумского массива. Поведение других параметров Lu-Hf системы подтверждает это предположение. Величины  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  в гранитах данного массива слабо позитивные (+2.76...+6.30), на диаграмме  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  – возраст они лежат между линиями DM и CHUR (см. рис. 5), в координатах  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  – возраст – между трендом деплетированной мантии и ранней коры. Таким образом, состав источника был смешанным, мантийно-коровым. Отметим, что в породах лежащего в зоне ГУР Сыростанского массива фиксируется низкое первичное отношение Sr (от 0.7029 [Montero

et al., 2000]). Считается, что источником флюидов здесь была дегидратируемая океаническая кора зоны субдукции. В цирконах из гранитов данного массива присутствуют древние ядра (1816–674 млн лет); а данные по изотопии Sr свидетельствуют о некоторой доле древнего корового материала в субстрате гранитоидов, но эта доля была незначительной [Шагалов, 2002; Ферштатер, 2012].

Состав и облик цирконов из *габбро-диабазы семибратской площади* указывают на их магматогенный генезис и отсутствие значимых преобразований. Это позволяет считать полученный (правда, по ограниченным замерам) карбоновый возраст  $315.6 \pm 5.0$  млн лет временем кристаллизации циркона и, по-видимому, самой породы. Важно, что на данной площади есть группа гранитных тел, возраст которых  $306 \pm 6$  млн лет (U-Pb, SHRIMP [Шардакова, 2016], что с учетом ошибки очень близко к полученному для габбро-диабазов. Поведение компонентов не противоречит предположению о том, что габбро-диабазы и граниты могут быть членами единой габбро-гранитной серии.

Отметим, что в контурах семибратского рудного поля развито несколько поколений базитовых даек [Алексеев, 1984; Шардакова и др., 2019], которые по геологическим соотношениям с вмещающими докембрийскими породами и палеозойскими гранитами (см. ранее) могут относиться в верхнему рифею–венду (аналоги аршинского комплекса?), ордовика и раннему карбону. Все они слабо различаются по минеральному составу, содержанию петрогенных и редких элементов, на большинстве петрохимических диаграмм дают общее «облако». На диаграмме Пирса (Th/Yb – Nb/Yb) ряд составов базитовых даек данной площади лежит вблизи E-MORB, но точка породы, о которой мы говорим здесь, располагается ближе к CC (среднему составу континентальной коры [Шардакова, Крупенин, 2014, рис. 3]. Ранее мы показали, что величина  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  для исследуемых базитов  $+12...+13$  лежит чуть ниже тренда деплетированной мантии (см. рис. 4). Наряду с этим, по нашим данным,  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  в данной породе около  $+3$ .

На возраст субстрата косвенно могут указывать возрасты древних цирконов (452–410 млн), почти совпадающие с модельным одностадийным Hf-возрастом (432–415 млн лет). (Напомним, что и в гранитах Уржумского массива самые древние возрасты цирконов – 488 млн лет.) Это было время интенсивного спрединга, формирования коры Уральского палеоокеана, вещество которой, очевидно, играло доминирующую роль в субстрате для выплавления палеозойских базитовых даек семибратской площади, при малой роли вещества древней сиалической коры.

## ВЫВОДЫ

Таким образом, в контурах семибратской площади впервые выявлены базиты карбонового ( $315.6 \pm 5.0$  млн лет) возраста, до сих пор в БМА не известные и, вероятно, являющиеся ранним членом контрастной габбро-гранитоидной серии, завершающейся гранитами семибратского комплекса. Они имеют существенную долю мантийного компонента в субстрате. К северу от них в близкое время ( $336.5 \pm 8.2$  млн лет) внедрялись граниты Уржумского массива, имеющие докембрийский возраст субстрата, более существенную роль корового компонента в нем и «надсубдукционную» геохимию.

Карбоновые тектонотермальные события – отражение на окраине ВЕП активных процессов, текущих восточнее, при формировании Уральского орогена. Внедрение магм «надсубдукционного» типа в БМА, западнее ГУР, могло иметь место по тектонически ослабленным зонам (древние рифтогенные трещины, при подновлении, вероятно, достигавшие разной глубины), а доля мантийного и корового компонентов, вероятно, определялась глубиной генерации магматического очага и/или степенью влияния флюидной фазы. Последнему активнее подвергался Уржумский массив, о чем свидетельствуют облик цирконов, а также некоторое обогащение его пород (по сравнению с гранитами близлежащего семибратского комплекса) рядом редких элементов, в частности Nb ( $>25$  г/т). Подобные концентрации Nb характерны для гранитоидов, входящих в состав монцодиорит-гранитных серий (Степнинский массив и др.), генерацию которых принято связывать с влиянием мантийного плюма [Пучков, 2018]; однако прямых свидетельств плюмовой активности в возрастном интервале 320–300 млн лет Урале пока не установлено.

*Работа выполнена в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН № АААА-А18-118052590029-6 базового проекта IX.129.1.2., № гос. рег. АААА-А16-116122110027-2 (СО РАН).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Балашиов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала: классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогения, геологические памятники природы. Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

- Пучков В.Н. Дайковые рои Урала и ассоциирующие с ними магматические комплексы // Геотектоника. 2012. № 1. С. 42–52.
- Пучков В.Н. Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. № 5. С. 348–361.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Урала – ключ к пониманию природы орогена // Литосфера. 2012. № 1. С. 3–13.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ<sub>3</sub>-Mz магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
- Шагалов Е.С. Петрология и геохимия пород Сыростано-Тургоряжской группы гранитоидных массивов (Южный Урал): дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 188 с.
- Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607–622.
- Шардакова Г.Ю. Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок) // Литосфера. 2015. № 4. С. 93–98.
- Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. Базиты семибратского комплекса (Башкирский мегантиклинорий): сравнительные геохимические особенности и возможная возрастная позиция // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 161. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 231–237.
- Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т. Гранитоиды и базиты семибратского комплекса (Ю. Урал): возраст, петро-геохимические особенности, геодинамическая позиция // Литосфера. 2008. № 4. С. 48–62.
- Шардакова Г.Ю., Крупенин М.Т., Хубанов В.Б. К вопросу о возрасте базитовых даек семибратского комплекса (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал) // Чтения памяти Чирвинского. Вып. 22. Пермь: ПГУ, 2019. С. 160–168.
- Шардакова Г.Ю., Хубанов В.Б., Шагалов Е.С. Новые данные о возрасте Уржумского гранитного массива (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа – 2018. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 260–263.
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia // Chem. Geol. 2009. V. 259. P. 131–142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035>.
- Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Zircon / ed. by J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. P. 7–62.
- Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G.B., Osipova T.A., Borodina N.S., Zinkova E.A. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317. P. 93–108.
- Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco) // Chem. Geol. 2007. V. 245. P. 135–161.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins / ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization // Lithos. 2013. V. 156–159. P. 97–111.