

УДК 550.93(571.62)

## U–Pb-ДАТИРОВАНИЕ СИСТЕМЫ “БАДДЕЛЕИТ–ЦИРКОН” ПЛАТИНОНОСНОГО ДУНИТА КОНДЁРСКОГО МАССИВА (АЛДАНСКИЙ ШИТ): НОВЫЕ ДАННЫЕ

© 2013 г. Ю. Л. Ронкин, А. А. Ефимов, Г. А. Лепихина, Н. В. Родионов,  
член-корреспондент РАН А. В. Маслов

Поступило 21.01.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565213170209

Зональные платиноносные комплексы, под которыми мы понимаем только те, в контурах которых присутствуют содержащие самородную платину дунитовое “ядро” и клинопироксенитовая оболочка (Уральский тип, Alaskan type западных авторов), долгое время рассматривали как типичную принадлежность геосинклиналей. Однако в начале 1950-х гг. на Алданском щите и на севере Сибирской платформы были найдены платиноносные массивы, сложенные дунитами, во многом подобными уральским. Открытие зональных комплексов на древней платформе имело принципиальное значение для понимания давно известных зональных комплексов складчатых областей. Было показано, что уральские зональные комплексы, считавшиеся элементом дифференцированных габбровых интрузий, представляют собой тектонические блоки древнего платформенного вещества, интегрированные в структуру почти 1000-километрового Платиноносного пояса и не имеющие генетической связи с габбро [3]. Вещественная идентичность геосинклинальных и платформенных платиноносных дунитов подтверждается множеством структурных, минералогических и геохимических данных [8], однако предметом основных дискуссий являются реконструкция их эволюции и возрастная идентификация [3–7, 9–11]. В результате проведенных исследований мы впервые получили U–Pb-данные по возрасту сосуществующей системы “бадделеит<sup>1</sup>–циркон” из дунитов Кондёрского массива. Уста-

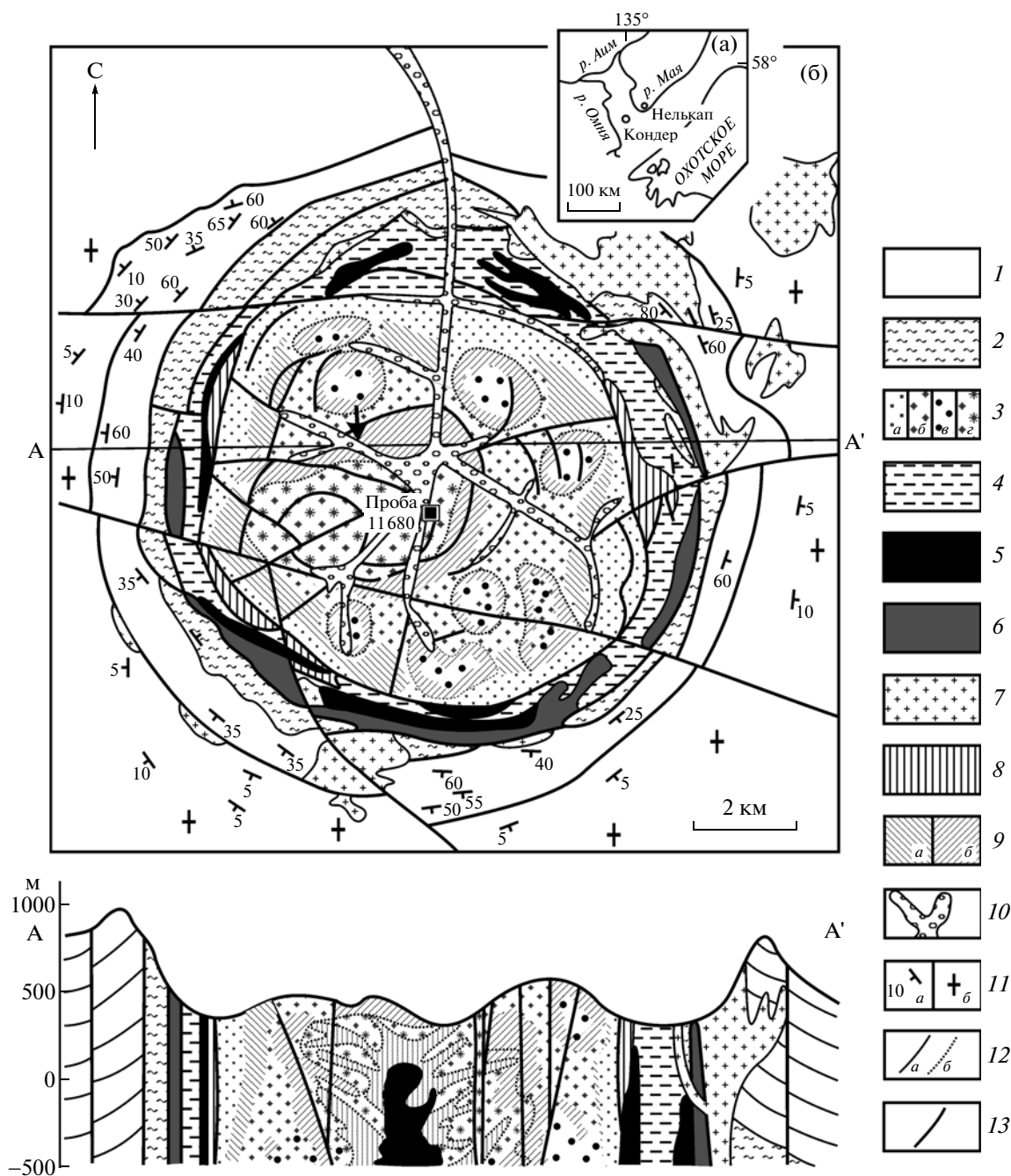
новлено, что присутствующие в дунитах цирконы представлены несколькими U–Pb-возрастными кластерами ( $1895 \pm 50$ – $125.8 \pm 3.8$  млн лет), что свидетельствует о длительной их эволюции. С возрастом наиболее “молодого” кластера цирконов ( $125.8 \pm 3.8$  млн лет) сопоставим в пределах погрешностей U–Pb-возраст бадделеитов ( $124.9 \pm 1.9$  млн лет). Это позволяет считать, что “молодая” совокупность бадделеитов и сосуществующих с ними цирконов, отличающаяся от “древних” цирконов, кроме того, морфологией и геохимическими параметрами, датирует наиболее позднее событие в истории диапира, которое можно соотнести по времени с образованием апатит-флогопитовых рудных пироксенитов внутри дунитового “ядра” и с эпохой последней тектономагматической активизации Алданского щита. Все сказанное дает возможность судить и о времени внедрения мантийного диапира в осадочный чехол.

Кондёрский массив, расположенный на юго-восточной окраине Алданского щита, рассматривается как эталон платиноносных зональных комплексов древних платформ. Массив интрузирует архейский кристаллический фундамент и верхнепротерозойский осадочный чехол щита с образованием морфоструктуры, в плане напоминающей вулканический кратер. Дунитовое “ядро” массива диаметром около 6 км, окруженное кольцевой клинопироксенитовой зоной, выходит на дне кратера (рис. 1). По данным гравиметрии, пироксенит-дунитовое тело, по крайней мере, до глубин порядка 10 км имеет форму вертикального столба, или цилиндрического штока, апикальная часть которого находилась под маломощной, около 600 м, осадочной “покрышкой” [2]. В контактах дунит–пироксенит наблюдается метасоматическая зональность, хорошо изученная на Урале [3]: по дуниту образуется метадунитовая (термин предложен для метасоматически измененных дунитов Платиноносного пояса Урала, слагающих обогащенную Fe зону на контакте дунитов и пироксени-

<sup>1</sup> U–Pb-датирование бадделеитов из дунитов Кондёрского массива никто из исследователей ранее не проводил.

*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской Академии наук,  
Екатеринбург*

*Всероссийский научно-исследовательский  
геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург*



**Рис. 1.** Локализация (а), схематическая геологическая карта (б) и разрез (в) Кондёрского дунитового массива (геологические карты 1 : 10000, 1 : 25000 [1], составленные ПГО «Дальгеология»).

1 – алевриты, песчаники среднего рифея; 2 – гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры раннего архея; 3, 4 – ультраосновные породы Кондёрского комплекса (поздний протерозой): 3 – дуниты (а – мелкозернистые, б – порфиroidные, в – пегматоидные, г – магнетитизированные порфиroidные), 4 – пироксениты; 5–7 – магматические породы алданского комплекса (мезозой): 5 – косциты, 6 – габбро, 7 – субщелочные диориты, монцидиориты (дайковый и жильный комплексы не показаны); 8 – оливин-диопсидовые метасоматиты внутреннего периклинального разрыва и центральные щелочные метасоматиты; 9 – участки дунитов с относительно повышенными содержаниями минералов платиновой группы (а – главным образом микроскопических размеров, б – относительно крупных размеров); 10 – россыпи платиновых металлов; 11 – залегание пластов (а – наклонное, б – горизонтальное); 12 – границы (а – геологические, б – фациальные); 13 – разломы.

Таблица 1. Химический состав образца дунита № 11680

Оксид	Мас. %	Элемент	г/т	Элемент	г/т	Элемент	г/т
SiO <sub>2</sub>	39.53	Li	6.29	Zr	0.65	Tb	0.004
TiO <sub>2</sub>	0.051	Be	0.03	Nb	0.05	Dy	0.022
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.60	Na	102	Mo	0.098	Ho	0.005
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.56	Sc	4.60	Ag	0.035	Er	0.018
MnO	0.19	Ti	51.3	Cd	0.024	Tm	0.004
MgO	43.81	V	2.54	Sn	0.123	Yb	0.031
CaO	0.29	Cr	564	Sb	0.090	Lu	0.007
Na <sub>2</sub> O	0.70	Mn	1109	Te	0.015	Hf	0.023
K <sub>2</sub> O	0.02	Co	120	Cs	0.022	Ta	0.015
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	Ni	1215	Ba	3.87	W	0.133
п.п.п.	4.00	Cu	3.73	La	0.793	Tl	0.128
Сумма	99.91	Zn	43.0	Ce	0.968	Pb	0.396
		Ga	0.23	Pr	0.076	Bi	0.029
		Ge	0.92	Nd	0.208	Th	0.033
		Rb	0.21	Sm	0.026	U	0.019
		Sr	2.08	Eu	0.005		
		Y	0.12	Gd	0.025		

Примечание. Содержания петрогенных оксидов и микроэлементов определены в ИГГ УрО РАН рентгено-флуоресцентным и FS HR ICP-MS-методами [4].

тов), а затем верлит–клинопироксенитовая зона, в которой преобладают клинопироксен, железистый оливин и титаномагнетит, изредка образующий рудные скопления с примесью зеленой шпинели. Внутри дунитового “ядра” находится зона метасоматического развития рудных пироксенитов с апатитом и флогопитом, не имеющая связи с внешним пироксенитовым кольцом [9].

Для Кондёрского, как и для других алданских массивов, сведения о возрасте дунитов достаточно ограничены и противоречивы [3–7, 9–11].

Проба/образец дунита № 11680 массой около 30 кг была отобрана из естественных выходов на водоразделе руч. Южного и Малого (рис. 1). Дунит, серпентинизированный на 15–20%, представляет собой гранобластовый агрегат зерен оливина размером до 5 мм, содержащий кристаллы феррихромита размером до 2–3 мм. Ранний (безмагнетитовый) серпентин слагает сеть прожилков в оливине. Химический состав породы типичен для кондёрских дунитов (табл. 1).

Цирконы и бадделейты, выделенные методом “ppm-минералогии” (<http://www.natires.com/garpplication.htm>) в лаборатории ЗАО “НАТИ”, были имплантированы в шайбу с эпоксидной смолой вместе со стандартами цирконов TEMORA, 91 500 и бадделейта Phalaborwa. Далее зерна были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности кристал-

лов использованы оптические изображения (в проходящем и отраженном свете), а также изображения в обратно отраженных электронах (BSE) и катодолюминесценция (CL), воспроизводящие внутреннюю структуру цирконов и бадделейтов. Измерения U–Pb-отношений выполнены с помощью ионного зонда SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по методике, описанной в [15] для бадделейтов и цирконов [14] соответственно. Поскольку бадделейт относится к минералам с пониженным Th–U-отношением, коррекцию на нерадиоактивный свинец осуществляли для этого минерала по <sup>208</sup>Pb-методу [12, 13].

Минералогические особенности внутреннего строения бадделейтов и цирконов, свойственные им концентрации U, Th, а также U–Th–Pb-изотопные характеристики приведены в табл. 2 и показаны на рис. 2, 3.

В целом, по морфологической специфике, все сообщество изученных нами цирконов может быть разбито как минимум на четыре группы; при этом для подавляющего большинства цирконов вне зависимости от выделенных типов в пределах одного кристалла наблюдался площадной характер катодолюминесценции (рис. 2) при практически полном отсутствии секториальной зональности.

Первая группа (рис. 2 – 3CL, 3t, 3BSE) представлена идиоморфными кристаллами до 100 мкм в наибольшем сечении с коэффициентом удлине-

Таблица 2. U–Pb SHRIMP II-данные для бадделеитов и цирконов из дунитов Кондёрского массива

Кратер	$^{206}\text{Pb}_c$	U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±	Rho	X/Y	±
	%	г/г			Атомные отношения					Возраст, млн лет	
Бадделеиты											
1	0.34	1008	2.8	17.1	0.1294	5.1	0.01976	2.0	0.392	126.1	2.5
2	0.00	1911	11	32.2	0.1332	2.6	0.01961	1.9	0.731	125.2	2.4
3	0.00	1708	28	28.9	0.1333	3.0	0.01961	1.9	0.633	125.2	2.4
4	0.00	859	2.7	14.3	0.1339	3.2	0.01938	2.0	0.625	123.7	2.5
5	0.00	1558	10	26.9	0.1296	2.9	0.02008	2.0	0.690	128.2	2.6
6	0.00	887	3.6	14.7	0.1241	3.9	0.01927	2.1	0.538	123.0	2.6
7	0.00	1085	3.6	18.0	0.1270	3.4	0.01931	2.1	0.618	123.3	2.6
Цирконы											
1	1.73	152	164	2.57	0.119	20	0.01930	2.5	0.125	123.2	3.1
2	2.78	78	73	1.34	0.127	33	0.01950	3.1	0.094	124.5	3.9
3	1.88	130	154	2.31	0.117	23	0.02030	2.5	0.109	129.6	3.3
4	0.68	109	51	5.79	0.438	8.2	0.0613	2.0	0.244	383.5	7.9
5	1.19	67	23	3.72	0.440	15	0.0640	2.4	0.160	399.9	9.9
6	2.43	60	52	9.00	1.70	12	0.1694	2.1	0.175	1009	23
7	1.25	30	18	4.47	1.68	11	0.1705	2.4	0.218	1015	26
8	0	70	37	10.4	1.722	3.4	0.1725	1.9	0.559	1026	21
9	0.17	266	97	71.7	4.907	1.8	0.3129	1.4	0.778	1860	20
10	0.19	182	69	50.6	5.08	2.3	0.3224	1.6	0.696	1869	31
11	0.21	325	131	92.5	5.258	1.7	0.3307	1.4	0.824	1885	18
12	0.10	282	86	82.1	5.39	1.9	0.3381	1.5	0.789	1889	22

Примечание.  $\text{Pb}_c$ ,  $\text{Pb}^*$  – свинец радиогенного и нерадиогенного происхождения соответственно; коррекция на нерадиогенный свинец осуществлялась: (1) в предположении конкордантности возрастов  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ , (2) по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; возраст для бадделеитов (кратеры 1–7) и цирконов (кратеры 1–8) рассчитан по отношению ( $X = ^{206}\text{Pb}$ )/( $Y = ^{238}\text{U}$ ), для кратеров (9–12) цирконов по ( $X = ^{207}\text{Pb}$ )/( $Y = ^{206}\text{Pb}$ ); погрешности отношений  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$  (%).

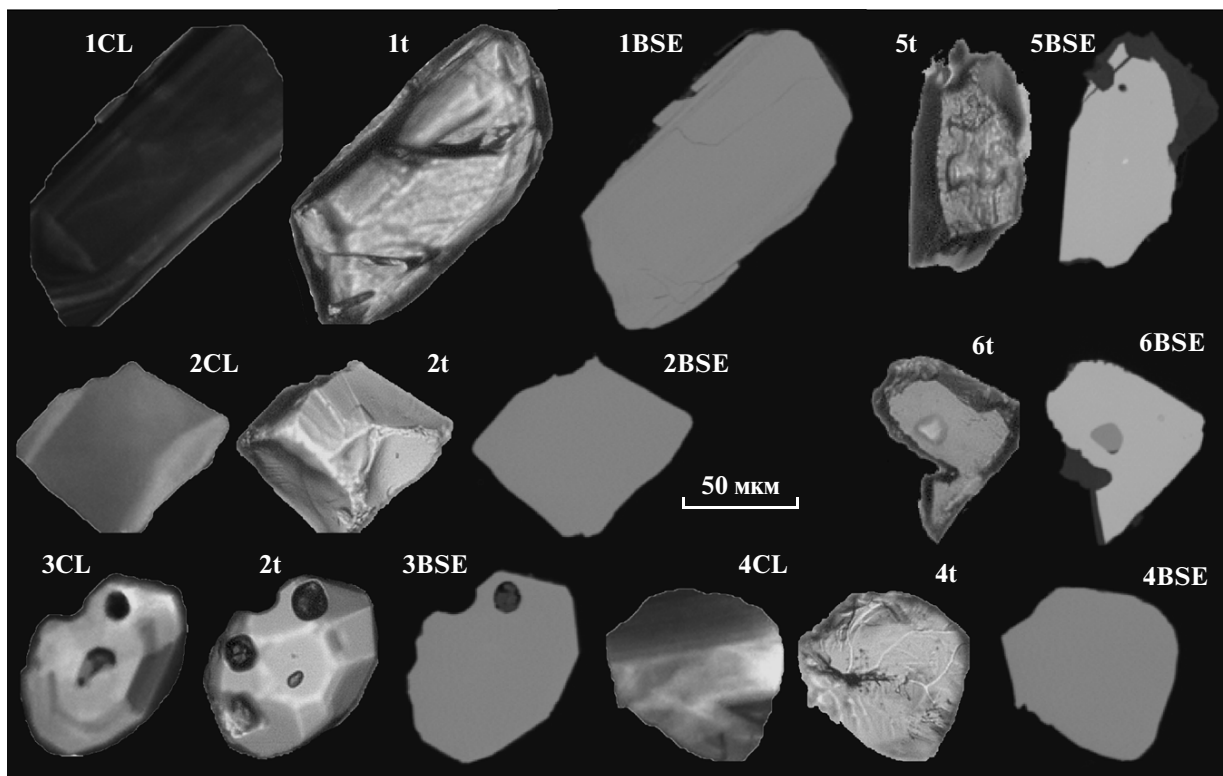
ния ( $K_y$ ) ~1.5. Эта популяция характеризуется содержаниями U 78–152 г/т, относительно высокими отношениями Th/U = 0.94–1.18 и значениями возраста, вычисленного по отношениям  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $123.2 \pm 3.1$ – $129.6 \pm 3.3$  млн лет (табл. 2; рис. 3Г).

Второе сообщество представлено кристаллами и их фрагментами до 75 мкм (рис. 2 – 2CL, 2t, 2BSE), имеющими хаотичные структуры с натечными локальными областями. Диапазоны концентраций U и отношений Th/U соответственно 67–109 г/т и 0.34–0.47. Цирконы данного типа характеризуются  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возрастами  $383.5 \pm 7.9$ – $399.9 \pm 9.9$  млн лет (табл. 2; рис. 3В).

Для интервала  $1009 \pm 26$ – $1026 \pm 21$  млн лет (табл. 2; рис. 2 – 4CL, 4t, 4BSE; рис. 3Б) характерны изометричные кристаллы с коэффициентом удлинения около 1.3, имеющие, как и в предыдущем случае, сложно устроенный рельеф поверхностей цирконов. Содержания U минимальны (30–70 г/т), тогда как отношения Th/U представляются сравнительно высокими – 0.5–0.87.

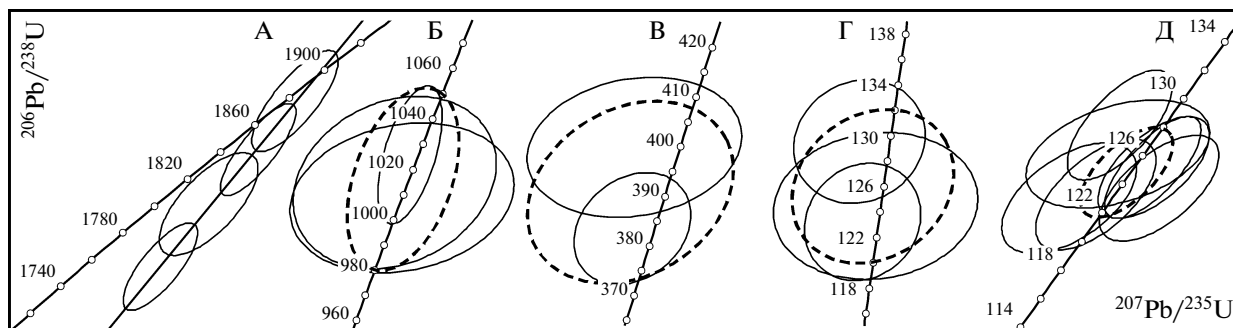
Наиболее “древние” цирконы представлены удлиненными индивидами (рис. 2 – 1CL, 1t, 1BSE) до 150 мкм в наибольшем сечении ( $K_y = 2.26$ ). Данный тип характеризуется самыми высокими содержаниями U (182–325 г/т) и отношениями Th/U = 0.36–0.4. На диаграмме с конкордией цирконы этого типа удовлетворяют дискордии, верхнее пересечение которой с кривой согласованных значений определяет  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -возраст  $1895 \pm 50$  млн лет, СКВО = 0.018 (рис. 3А).

Бадделеиты темно-коричневые, до 100 мкм (рис. 2 – 5t, 5BSE, 6t, 6BSE), представлены двумя группами кристаллов, значимо отличающимися по концентрациям U (соответственно 859–1085 и 1558–1911 г/т) и Th (2.7–3.6 и 10–28 г/т) (табл. 2). Тем не менее на графике в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  фигуративные эллипсы обеих групп образуют единый кластер с возрастом  $124.9 \pm 1.9$  млн лет, СКВО = 0.078, ВК 0.78, совпадая в пределах аналитических погрешностей с U–Pb-возрастом  $125.8 \pm 3.8$  млн лет (рис. 3Г), полу-



**Рис. 2.** Минералогические особенности цирконов (1–4) и бадделеитов (5, 6), выделенных из дунита Кондёрского массива (обр. 11680).

Изображения: t – оптические, CL – катодолюминесцентные, BSE – в обратноотраженных электронах.



**Рис. 3.** Диаграммы с конкордией для цирконов (А–Г) и бадделеитов (Д), выделенных из обр. 11680.

А – верхнее пересечение дискордии с конкордией  $1895 \pm 50$  млн лет, СКВО = 0.018, вероятность соответствия 0.98; Б –  $1016 \pm 22$  млн лет, СКВО = 0.15, вероятность соответствия конкордантности (ВК) = 0.70; В –  $390 \pm 12$  млн лет, СКВО = 0.74, ВК = 0.39; Г –  $125.8 \pm 3.8$  млн лет, СКВО = 0.57, ВК = 0.45; Д –  $125.2 \pm 1.9$  млн лет, СКВО = 1.17, ВК = 0.28; погрешности U–Pb-возрастов  $\pm 2\sigma$  без учета погрешностей постоянной распада; размеры эллипсов соответствуют погрешностям  $\pm 1\sigma$ .

ченным по наиболее совершенным идиоморфным кристаллам цирконов (рис. 2 – 3CL, 3t, 3BSE).

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что U–Pb-систематика бадделеитов платиноносного Кондёрского дунитового массива демонстрирует относительную возрастную однородность ( $124.9 \pm 1.9$  млн лет). Для сосуществующих же с ними цирконов наблюдается значитель-

ная гетерогенность ( $125.8 \pm 3.8$ – $1895 \pm 50$  млн лет), находящая свое отражение в содержаниях Th, U, а также величинах Th/U, в целом характеризующаяся обратной зависимостью от возраста (рис. 4).

Полученный в данной работе U–Pb-возраст цирконов  $1895 \pm 50$  млн лет практически совпадает с результатами U–Pb-датирования  $1885 \pm 52$  млн

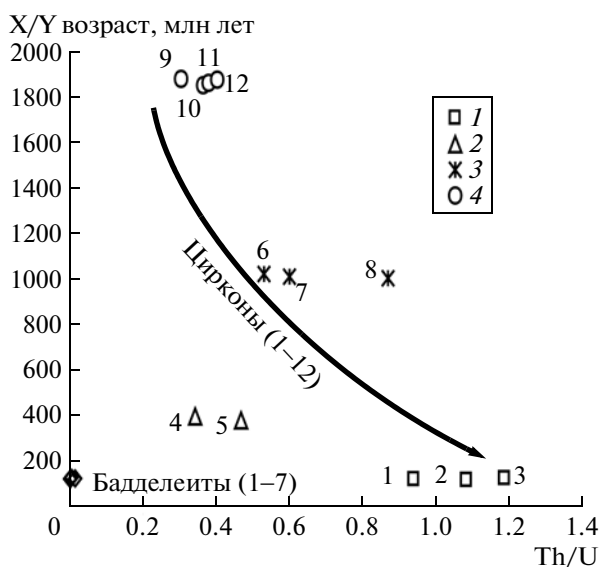


Рис. 4. Отношения Th/U в бадделеитах и сосуществующих цирконах из дунита Кондёрского массива.

Группы цирконов: 1 – первая, 2 – вторая, 3 – третья, 4 – четвертая.

лет (к сожалению, только по одному кратеру циркона, также выделенного из платиноносного дунита массива Кондёр), полученными авторами работы [6]. В этой же статье отмечается наличие еще более “древних” U–Pb-возрастов  $2477 \pm 18$  ( $n = 10$ ) и  $2473 \pm 21$  млн лет ( $n = 4$ ) для цирконов, имеющих крайне низкие содержания Th (1–3 г/т). Указанные возраста [6] отнесены ко времени проявления регионального метаморфизма при тектонотермальной истории развития кристаллического фундамента Сибирской платформы (около 2.5 млрд лет [1]). Помимо упомянутых выше “древних” возрастов в [6] указано на наличие еще двух кластеров, образованных идиоморфными цирконами с конкордантными U–Pb-возрастами  $176.0 \pm 1.2$  и  $143.0 \pm 2.0$  млн лет. Однако наличие значительной дискордантности, достигающей для ряда рассматриваемых цирконов 1037% (расчитано нами на примере U–Pb (SHRIMP-II)-изотопных данных для кристалла K35.1 [6, с. 309, табл. 1]), ставит под сомнение валидность данного утверждения, позволяя рассматривать указанные возраста как артефакты. Полученные в настоящем исследовании значения U–Pb-возраста цирконов  $125.8 \pm 3.8$  млн лет, на наш взгляд, метрологически более корректны, поскольку практически совпадают с U–Pb-датировками бадделеитов ( $124.9 \pm 1.9$  млн лет), для которых была выполнена коррекция на нерадиоогенный свинец в предположении конкордантности возрастов  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  [12, 13]. Независимым аргументом в пользу такого вывода является и удовлетворительное совпадение наших датировок с результатами

прямого изотопного датирования  $112 \pm 7 (\pm 2\sigma)$  млн лет изоферроплатины  $^{190}\text{Pt}$ – $^4\text{He}$ -методом [11]. Кроме того, эти данные находятся в согласии с наиболее вероятным значением K–Ar-возраста 110–120 млн лет [5], а также с Rb–Sr и Sm–Nd ID-TIMS-датировками апатит-флогопитовых клинопироксенитов дунитового ядра Кондёрского массива [4].

Таким образом, полученные нами новые U–Pb-датировки системы “бадделеит–циркон” Кондёрского массива платиноносных дунитов в сочетании с имеющимися на сегодня данными позволяют сделать следующие выводы.

U–Pb-изотопные данные и геологические наблюдения исключают возможность трактовки Кондёрского зонального комплекса как серии кумулятов какой-то гипотетической магмы. С определенной вероятностью можно утверждать, что массивы, подобные Кондёрскому, – диапиры древнего мантийного вещества, проникшие в верхние горизонты земной коры платформ. Возможно, это апофизы более крупных масс, на каком-то этапе подъема приобретающие энергетически выгодную форму вертикального штока небольшого диаметра (“трубки”). Траектория их передвижения и термальной эволюции, однако, в целом остается недостаточно ясной.

Минералогические особенности “древних” цирконов свидетельствуют об их длительной эволюции. По-видимому, наиболее древние изотопные U–Pb-возрасты  $2477 \pm 18$ ,  $2473 \pm 21$  млн лет [6],  $1895 \pm 50$ ,  $1009 \pm 26$ – $1026 \pm 21$  млн лет (данная работа) близки ко времени генерации платиноносного дунита в субконтинентальной мантии и дальнейшей его эволюции соответственно. Аналогичные U–Pb-результаты получены и для уральских дунитов [6]. Такое сходство древних U–Pb-датировок “геосинклинальных” и “платформенных” дунитов – еще не свидетельство генетического единства тех и других. Оно может быть обусловлено древностью исходного мантийного субстрата и сходством процесса генерации дунита, механизм которого остается в значительной степени неясным. Однако вместе с вещественной идентичностью геохронологические данные поддерживают идею генетического единства платиноносных дунитов складчатых областей и древних платформ.

“Молодая” общность бадделеитов и сосуществующих цирконов ( $124.9 \pm 1.9$  и  $125.8 \pm 3.8$  млн лет соответственно), резко отличающаяся от “древней”, вероятнее всего, новообразованная и датирует гораздо более позднее событие в истории диапира, которое можно соотнести по времени с образованием апатит-флогопитовых рудных пироксенитов внутри дунитового “ядра” [4] и с эпохой тектономагматической активизации Алданского щита [2, 9]. Эти данные, конечно на качественном уровне, дают возможность судить и о

времени внедрения диапира в осадочный чехол щита, исходя хотя бы из того, что слабо эродированная морфоструктура Кондёрского массива большинством исследователей признается относительно молодой – мезозойской [2].

Авторы выражают признательность главному геологу Геологоразведочной экспедиции ОАО “Артель старателей АМУР” В.Л. Кельмачеву и Л.Б. Сушкину за содействие при отборе и доставке крупнообъемной пробы дунитов, а также Е.В. Аникиной – за активную поддержку проведенных исследований. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология, петрология и рудоносность Кондёрского массива / Под ред. Ю.А. Косыгина. М.: Наука, 1994. 170 с.
2. Ельянов А.А., Моралев В.М. // Геология руд. месторождений. 1972. Т. 14. № 5. С. 32–40.
3. Ефимов А.А. // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 31–39.
4. Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Малич К.Н. и др. // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 564–569.
5. Каретников А.С. // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 76–83.
6. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. // ДАН. 2012. Т. 446. № 3. С. 308–312.
7. Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. // ДАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 101–105.
8. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
9. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. // ДАН. 1978. Т. 240. № 3. С. 677–680.
10. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. // Регион. геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
11. Шуклоков Ю.А., Якубович О.В., Мочалов А.Г. и др. // Петрология. 2012. Т. 20. № 6. С. 545–559.
12. Compston W., Williams I.S., Meyer C. // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 525–534.
13. Hinthorne J.R., Andersen C.A., Conrad R.L., Lovering J.F. // Chem. Geol. 1979. V. 25. P. 271–303.
14. Williams I.S. // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
15. Wingate M.T.D., Campbell I.H., Compston W., Gibson G.M. // Precamb. Res. 1998. V. 87. P. 135–159.