Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 4, с. 514—526

УДК 550.93 (470.5)

ЦИРКОНОЛОГИЯ ЛЕРЦОЛИТОВОГО БЛОКА НУРАЛИНСКОГО МАССИВА (*Южный Урал*)*

А.А. Краснобаев[1], А.И. Русин[1], П.М. Вализер[2], И.И. Лиханов[3]

[1]*Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620075, Екатеринбург, пер. Почтовый, 7, Россия*

[2]*Ильменский государственный заповедник, 456317, Миасс, Ильменский заповедник, Россия*

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

Приведены результаты минералого-геохимического и изотопно-хронологического изучения цирконов плагиоклазовых и шпинелевых лерцолитов и дунитов Нуралинского массива. Возраст основной разновидности цирконов лерцолитов (плагиоклазовых — 446.2 ± 2.8 млн лет, шпинелевых — 433.3 ± 3.4 млн лет) и дунитов (443.8 ± 6.9 млн лет) свидетельствует об их синхронном образовании ($T_{ср}$ = = 440 ± 5 млн лет). Метаморфизм цирконов относится к интервалу 410—415 млн лет. Помимо кристаллов основной разновидности встречены и более древние с датировками от 527 до 2045 млн лет и новообразованные метасоматические с возрастом 380—385 млн лет. Структура и редкоземельная специфика большинства цирконов ультрамафитов свидетельствует об их магматическом происхождении, связанном, вероятно, с кристаллизацией флюидизированного мантийного расплава.

Лерцолит, дунит, циркон, геохимия, РЗЭ, Th *и* U, *возраст, Нуралинский массив.*

ZIRCONOLOGY OF THE LHERZOLITE BLOCK OF THE NURALI MASSIF (*South Urals*)

A.A. Krasnobaev, A.I. Rusin, P.M. Valizer, and I.I. Likhanov

Data on the mineralogy, geochemistry, and geochronology of zircons from plagioclase and spinel lherzolite and dunites of the Nurali massif are presented. The age of the main-type zircons from lherzolites (plagioclase ones, 446.2 ± 2.8 Ma, and spinel ones, 433.3 ± 3.4 Ma) and dunites (443.8 ± 6.9 Ma) suggests their synchronous crystallization (T_{av} = 440 ± 5 Ma). The metamorphic age of zircons is 410–415 Ma. In addition to grains belonging to the main subset, the older grains with an age between 527 and 2045 Ma and newly formed metasomatic grains with an age of 380–385 Ma were found. The structure and REE patterns of most zircons from ultramafic rocks point to their magmatic origin, which is probably related to crystallization of a fluidized mantle melt.

Lherzolite, dunite, zircon, geochemistry, REE, Th *and* U, *age, Nurali massif*

ВВЕДЕНИЕ

Нуралинский массив (НМ), входящий в состав одноименного мафит-ультрамафитового аллохтона, расположен на Южном Урале, у истоков р. Миасс. Он образует линзовидное тело (20×3.5 км), сложенное шпинелевыми и плагиоклазовыми лерцолитами, гарцбургитами и дунитами, находящимися в сложных взаимоотношениях друг с другом. На востоке НМ граничит с расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой пластиной, а еще восточнее — с серпентинитовым меланжем, включающим блоки дифференцированной габбро-диоритовой интрузии (рис. 1). Такие соотношения главных структурно-вещественных единиц признаются всеми исследователями, но их внутреннее строение и время формирования Нуралинского аллохтона остаются дискуссионными [Рудник, 1965; Савельева, 1987, 2011; Книппер и др., 2001; Ферштатер, 2013; и др.]. Перидотитовый блок рассматривается или как типичный представитель орогенных лерцолитов корневых зон [Ферштатер, Беа, 1996; Ферштатер, 2013], перекрытый расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой залежью мощностью около 400 м, которая, в свою очередь, перекрыта дифференцированной габбро-диоритовой интрузией [Савельева, Денисова, 1983; Савельева, 1987, 2011; Pertsev et al., 1997; Книппер и др., 2001; и др.], или как типичный пример офиолитовой ассоциации лерцолитового типа, не содержащей включений (блоков) орогенических лерцолитов.

Возрастные изотопные исследования пород Нуралинского массива немногочисленны. Re—Os и Sm—Nd системы гарцбургитов, дунитов, верлитов, хромитов и габбро [Tessalina et al., 2007] позволили сделать вывод об отделении мантийного блока и включении его в субконтинентальную литосферу в

* Публикуется в дискуссионном порядке (*Прим. редколлегии*).

© А.А. Краснобаев✉, А.И. Русин, П.М. Вализер, И.И. Лиханов, 2019

✉e-mail: valizer@ilmeny.ac.ru

DOI: 10.15372/GiG2019042

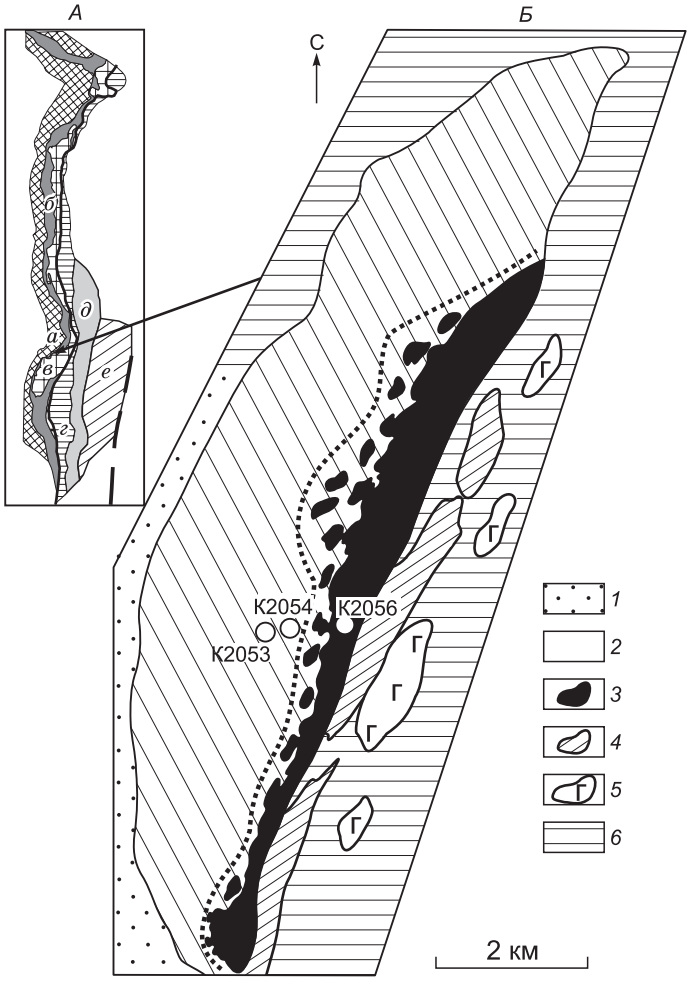


Рис. 1. Схема структурной зональности Урала [Пучков, 2010] (*А*), схематическая геологическая карта Нуралинского массива [Рудник, 1965; Савельева, 1987; Ферштатер, 2013] (*Б*).

А: *а* — Предуральский краевой прогиб, *б* — Западно-Уральская мегазона, *в* — Центрально-Уральская мегазона, *г* — Тагило-Магнитогорская зона, *д* — Восточно-Уральская мегазона, *е* — Зауральская мегазона.
Б: *1* — верхнепротерозойские отложения (кварциты, слюдяные сланцы); *2*, *3* — перидотитовый блок (*2* — лерцолиты шпинелевые и плагиоклазовые, *3* — дуниты и гарцбургиты); *4* — дунит-верлит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс; *5* — габбро, амфиболиты и диориты; *6* — серпентинитовый меланж. Образцы К2053, К2054 — плагиоклазовые и шпинелевые лерцолиты, К2056 — дуниты.

позднем рифее (1249 ± 80 млн лет). Сложно интерпретировать и поздневендский возраст (578 ± 18 млн лет, изохронный Sm-Nd метод) гипербазитов массива [Попов и др., 2008], если учитывать сложную геологическую историю их формирования. В лучшем случае подобные датировки могут восприниматься как возрастные индикаторы метаморфизма, «собравшего» воедино все временные характеристики предшествующих пород с их последующим «обнулением» (перезапуском возрастных изотопных систем), что само по себе представляется весьма эфемерным событием. Наиболее оправдан возраст 399 ± ± 2 млн лет цирконов из диоритов, которые относятся к дифференциатам габбрового расплава [Ферштатер и др., 2000]. Он оценивается как возрастной показатель становления пород габбро-диоритовой интрузии НМ. Приходится констатировать, что возрастные параметры самих ультрамафитов НМ все еще остаются проблематичными [Добрецов и др., 2019].

ЦЕЛЬ И ЗАДАЧИ РАБОТЫ

Основная цель — дать минералого-геохимическую характеристику цирконов, выделенных из ультрамафитов Нуралинского массива, в границах его вероятной вещественно-возрастной эволюции.

Для ее достижения необходимо решить несколько конкретных задач. 1. Выделить цирконы из ультрамафитов. 2. На цирконовых полировках установить причины гетерогенности кристаллов, природу различных сосуществующих зон, последовательность их образования. Лишь после этого возможно выделить точки для изотопного анализа, учитывающие временную эволюцию кристаллов. 3. Для анализа использовать только методику SHRIMP, учитывая намеченную последовательность выбранных точек.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При отборе образцов ультрамафитов НМ для анализа мы придерживались выводов Г.Б. Рудника [1965], который подробно описал изменчивость их окраски и масштабы выветривания, и развитие серпентинизации. Предпочтение отдавалось лишь равномерно-зернистым массивным разновидностям.

Изучены цирконы из шпинелевых (Spl, К2054) и плагиоклазовых (Pl, К2053) лерцолитов, которые занимают центральную часть массива, и дунитов (Du, К2056), распространенных в его восточной части (см. рис. 1). Исходные пробы (150—200 кг) дробили до фракции –0.25 мкм, отмучивали и отмывали в открытой воде, освобождали от магнитной и электромагнитной примесей. Остаточные «тяжелые» части (0.2—0.5 см^3) разбирали вручную под микроскопом. Полировки цирконов исследовались по методике SHRIMP [Williams, 1998], обеспечивающей получение данных о содержании U и Th и об изотопных отношениях. Содержание РЗЭ в цирконах определялось методом вторично-ионной масс-спектрометрии

на приборе CAMECA IMS-4F. Область сбора вторичных электронов — 25 мкм в диаметре. Измерения проводились в виде пяти циклов накопления сигнала и изменялись в зависимости от его интенсивности. Калибровочные кривые строили с использованием известных стандартов [Федотова и др., 2008]. Измерения РЗЭ в кристаллах проводили в тех же точках, что и при U-Pb-датировании.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Морфология и внутреннее строение циркона. Цирконы лерцолитов и дунитов пока не получали широкой известности, их описания немногочисленны. С учетом их катодолюминесценции (CL), поведения во вторичных электронах (BSE) и при оптических исследованиях они показаны на рис. 2. Лерцолиты содержат пестрое сообщество кристаллов, варьирующих по облику, строению, прозрачности, вторичным преобразованиям. Среди них преобладают бесцветные субидиоморфные зональные зерна, по внешним признакам соответствующие магматическим. Среди цирконов Spl (см. рис. 2) к ним относятся кристаллы 3, 4, 5, 6, причем некоторые из них сохраняют следы хрупких деформаций и последующей регенерации. Примером расщепленных зерен служат кристаллы 1 и 9, которые перешли в «новое» состояние без разделения (разъединения) осколков, сохранив особенности первичного строения (зональность, секториальность). Подобная трансформация возможна лишь в «сухих» условиях, близких к параметрам гранулитового метаморфизма. Как единичные присутствуют кристаллы иного происхождения, испытавшие дробление и растворение (кр. 8), замещение ранней генерации с образованием «пятнистой» (CL) структуры (кр. 2), и идиоморфные с полупрозрачной ранней генерацией, сохранившей и зональность, и первичные включения (кр. 7).

Цирконы Pl также представлены преимущественно кристаллами магматического типа (1, 4, 5, 7, 8 и др.), присутствуют округлые обломки кристаллов 2, 3, 6 со следами дробления и растворения (см. рис. 2). Из сопоставления цирконов Spl и Pl, учитывающего наличие деформированных зерен, вероятен вывод о более существенных изменениях цирконов Spl по сравнению с цирконами Pl. Единичные, различной сохранности древние кристаллы (3 — Pl, 8 — Spl) с варьирующими свойствами к лерцолитам непосредственного отношения не имеют, но их связь с мантийным источником представляется вероятной.

Многие цирконы Du по строению и облику также сопоставимы с магматическими кристаллами основного типа в лерцолитах. Структура зональности кристаллов 7 и 9 позволяет отнести их к иной разновидности, а крупное включение в кристалле 5 напрямую свидетельствует об образовании в расплавной среде. Особое значение для дунитов имеют испытавшие растворение шаровидные кристаллы 2 и 8, порождающие представления об их осадочной природе (окатанности). Однако можно предположить, что эти кристаллы испытали дробление и растворение. У сохранившейся части кристалла 8 наблюдается «провал», который ранее соответствовал «отрицательной» округлости, а в настоящее время частично перекрыт зарождающейся оболочкой. «Занозистость» поверхности кристалла 2 (BSE) и рельеф отрицательного «дефекта» явно не связаны с абразией. Если же просто учитывать идиоморфизм кристаллов 1, 3, 4, 6, особых кристаллов 7 и 9, преобразование древних зерен 2 и 8, то вывод о присутствии в дунитах цирконов различного происхождения представляется оправданным.

Возраст цирконов. Минералого-геохимическое сходство цирконов Spl и Pl подтверждается и их изотопными данными. Для них характерны четкая возрастная неоднородность (рис. 3), сосуществование кристаллов двух групп, из которых основная — наиболее представительная, объединяющая однотипные зерна, и дополнительная, включающая единичные зерна с варьирующими характеристиками. Кристалл 3 (Pl, табл. 1) выделяется среди остальных пониженными величинами Th, Th/U и максимальной датировкой $T_1 = 1188 \pm 22$ млн лет. Датировка кристалла 8 (Spl) $T_1 = 738 \pm 10$ млн лет также превышает датировки остальных кристаллов. Их специфика заключается в том, что они представляют реликты более «древних» зерен.

По совокупности полученных аналитических данных возраст кристаллов основной группы Pl составляет $T = 450.7 \pm 4.8$ млн лет. Если при этом не учитывать анализы кристаллов 1.1 и 6 (см. табл. 1), которые выделяются в данной выборке повышенными величинами Th/U, Th и «крайними» значениями $^{206}Pb/^{238}U$-возраста (465, 425 млн лет), то для оставшихся, образующих компактный кластер, наиболее обоснованной становится конкордантная датировка $T_2 = 446.2 \pm 2.8$ млн лет.

Под влиянием «метаморфизма», связанного с появлением жильных тел и «молодых» цирконов с возрастом $T_3 = 382.9 \pm 8.7$ млн лет, датировка основной разновидности кристаллов в Spl (см. рис. 2, 3) понизилась до $T_2 = 433.3 \pm 3.4$ млн лет. Подтверждением этому служат сохранившиеся более древние цифры некоторых кристаллов Spl (6.1, 446.9 ± 8 млн лет, см. табл. 1). В совокупности полученные данные для цирконов основного типа свидетельствуют о субсинхронности образования в Spl и Pl.

Ситуация с датировками цирконов Du несколько усложнена более широкими вариациями возраста отдельных кристаллов. Для цирконов, сопоставимых с основной разновидностью в лерцолитах, интегральная датировка составляет $T = 437.6 \pm 6.2$ млн лет. Кристаллы 7 и 9, обладающие специфическими

Pl
1
1.2
1.1
U 173
Th 109
T 451
U 855
Th 1001
T 465
а
б
в
2
U 91
Th 35
T 454
а
б
в
3
3.1
3.2
U 99
Th 27
T 1189
а
б
в
4
4.1
4.2
U 147
Th 109
T 446
U 180
Th 70
T 442
а
б
в
5
U 155
Th 73
T 445
а
б
в
6
U 48
Th 710
T 425
а
б
в
7
7.1
7.2
U 197
Th 142
T 449
U 162
Th 84
T 442
а
б
в
8
8.2
8.1
U 145
Th 51
T 452
U 493
Th 452
T 442
а
б
в
9
9.1
9.2
а
б
в

Рис. 2. (Начало).

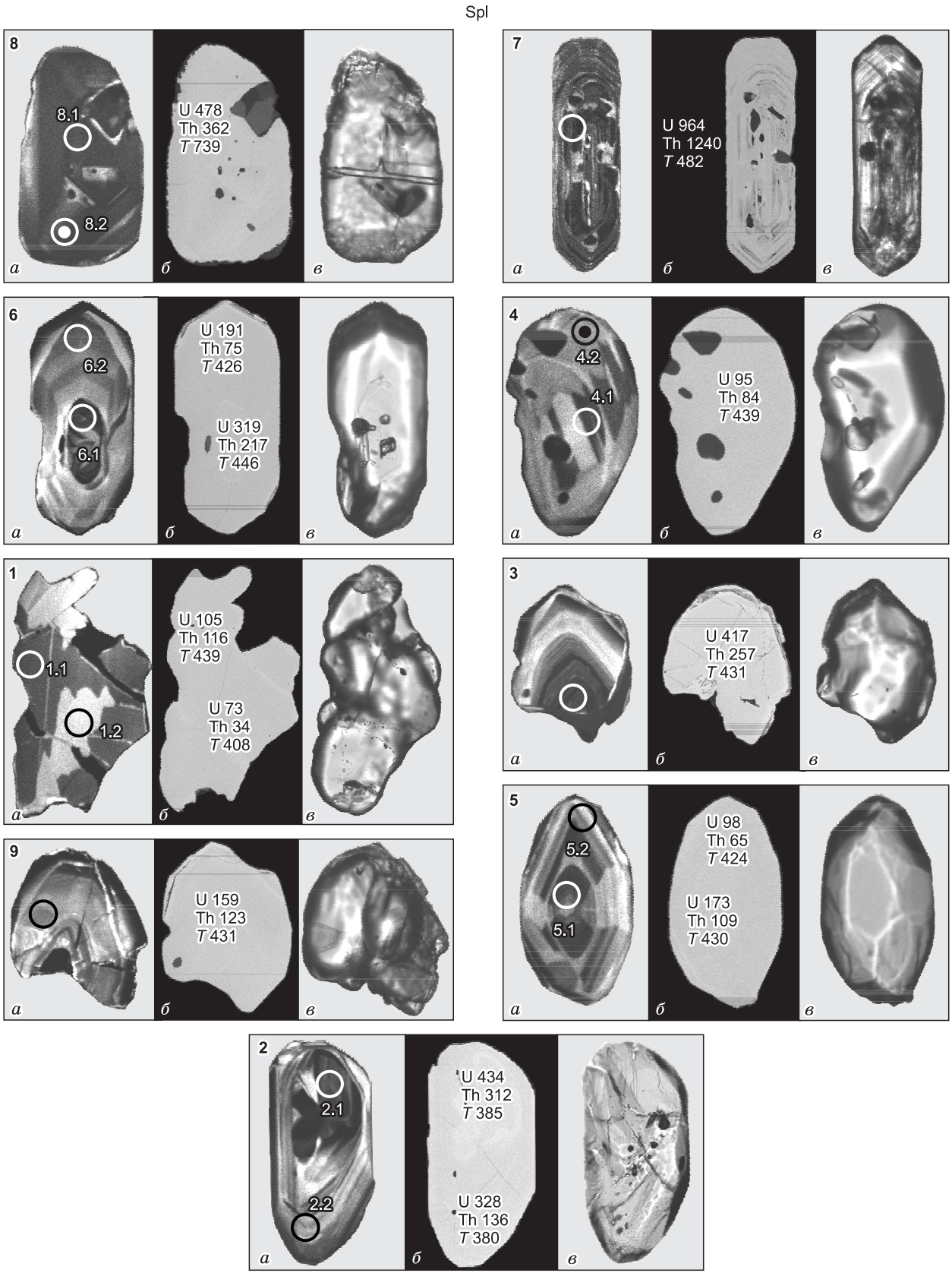


Рис. 2. (Продолжение).

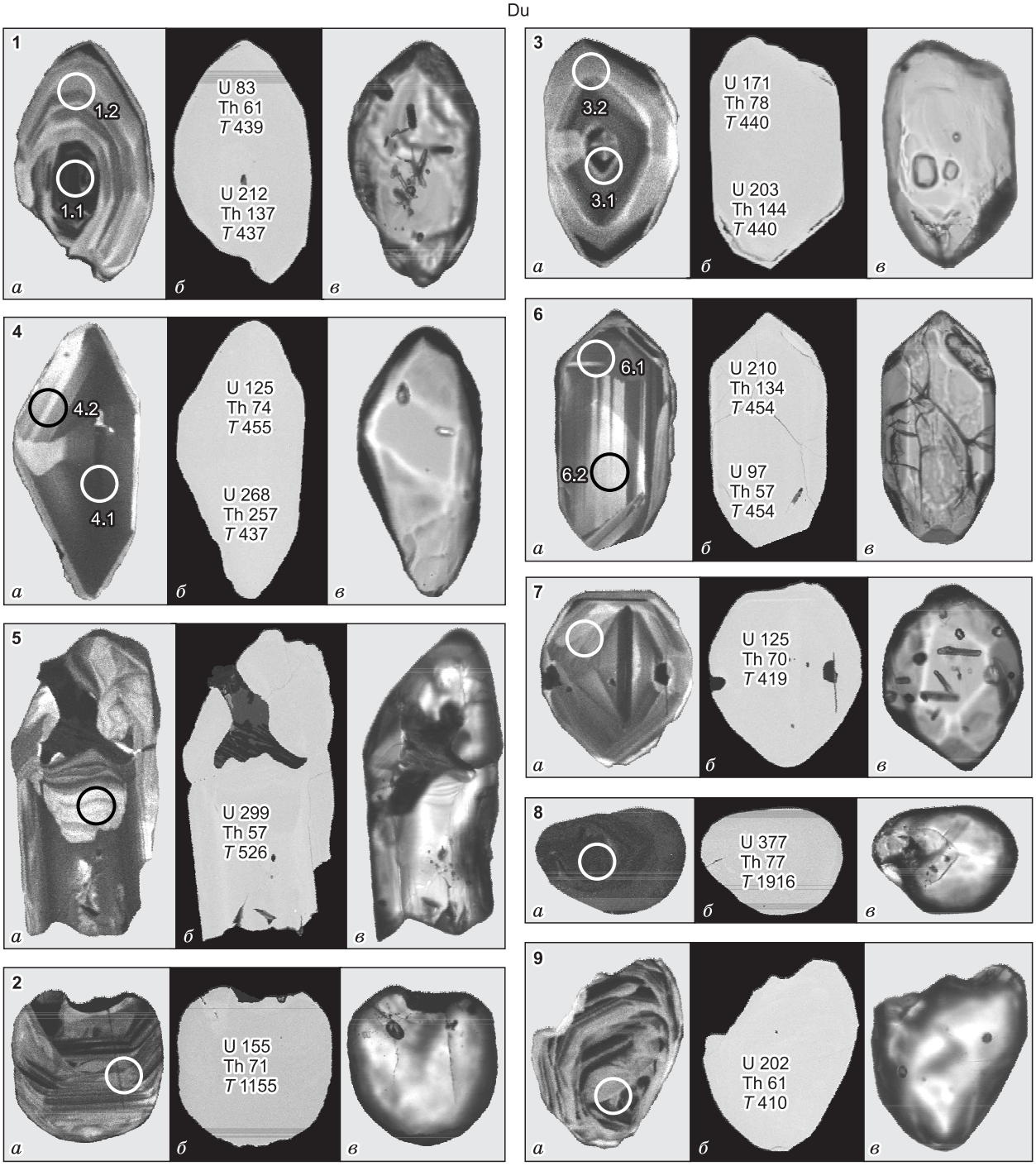


Рис. 2. Минералого-геохимические и возрастные особенности цирконов лерцолитов (Pl, Spl) и дунитов (Du) Нуралинского массива.

Цифры — номера кристаллов и кратеров (см. табл. 1), содержания U и Th — г/т, $^{206}Pb/^{238}U$ — возраст *T* — млн лет, *а* — CL, *б* — BSE, *в* — оптика, проходящий свет. В точках 4.2, 8.2, Spl и 3.2, 9.1, 9.2 Pl анализы только РЗЭ (см. рис. 5).

особенностями строения (см. рис. 3), выделяются минимальными значениями возраста T_2 = 413.0 ± ± 7.1 млн лет. Исключение их из основной группы позволяет для оставшихся зерен получить конкордантную датировку T_1 = 443.8 ± 6.9 млн лет, которая максимально соответствует возрасту дунитов. Вероятен этап локального события, с которым связано и появление кристалла 5 с конкордантным возрастом T_5 = 527.3 ± 8.6 млн лет. Датировки реликтовых зерен 2 и 8, с учетом отношения $^{207}Pb/^{235}U$,

Таблица 1. **U-Pb возраст цирконов из плагиоклазовых, шпинелевых лерцолитов и дунитов массива Нурали**

Кристалл и кратер	$^{206}Pb_c$, %	Содержание, г/т		$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{232}Th}{^{238}U}$	Возраст, млн лет (1)	*D*, %	Изотопные отношения				Rho
		U	Th			$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$		$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	
Плагиоклазовый лерцолит (K2053, Pl)												
1.1	0.15	855	1001	55.1	1.21	465.4 ± 4.7	–7	0.573	2.4	0.0749	1	0.427
1.2	0.67	173	109	10.8	0.65	451.1 ± 7.9	18	0.580	6.8	0.0725	1.8	0.268
2	0.38	91	35	5.7	0.40	454.0 ± 11.0	73	0.656	13	0.729	2.4	0.190
3.1	1.43	99	27	17.4	0.28	1189.0 ± 22.0	–3	2.180	7.5	0.2025	2.1	0.274
4.1	0.00	147	109	9.0	0.77	446.2 ± 7.8	39	0.598	5	0.0717	1.8	0.362
4.2	0.55	180	70	11.0	0.40	442.8 ± 7.8	–2	0.544	6.7	0.0711	1.8	0.273
5	1.65	155	73	9.7	0.48	445.2 ± 9.2	–7	0.543	14	0.0715	2.1	0.154
6	2.46	48	710	2.9	15.14	425.0 ± 16.0	6	0.530	31	0.0682	4	0.127
7.1	1.86	197	142	12.5	0.75	449.0 ± 10.0	–77	0.480	20.4	0.0722	2.4	0.101
7.2	1.82	162	84	10.0	0.54	442.0 ± 9.8	–17	0.527	16	0.0710	2.3	0.144
8.1	0.35	493	452	30.2	0.95	441.9 ± 6.0	–6	0.539	4.9	0.0709	1.4	0.284
8.2	0.94	145	51	9.1	0.36	452.0 ± 11.0	13	0.576	11	0.0726	2.4	0.214
Шпинелевый лерцолит (K2054, Spl)												
1.1	3.10	105	116	6.6	1.14	439.0 ± 12.0	11	0.550	28	0.0704	2.9	0.102
1.2	2.79	73	34	4.2	0.48	408.0 ± 13.0	–29	0.470	24	0.0653	3.2	0.133
2.1	0.67	434	312	23.1	0.74	385.0 ± 5.7	–29	0.439	6.5	0.0615	1.5	0.236
2.2	0.37	328	136	17.2	0.43	380.3 ± 6.8	–7	0.449	5.8	0.0608	1.8	0.313
3	0.00	417	257	24.8	0.64	431.4 ± 6.3	–13	0.516	3.4	0.0692	1.5	0.437
4.1	4.21	95	84	6.0	0.92	439.0 ± 14.0	–160	0.400	37	0.0705	3.2	0.086
5.1	2.04	173	109	10.5	0.65	430.4 ± 9.5	–13	0.515	17	0.0690	2.3	0.135
5.2	3.57	98	65	0.69	5.96	424.0 ± 13.0	–25	0.490	28	0.0680	3.3	0.119
6.1	1.14	319	217	19.9	0.70	446.9 ± 8.0	–8	0.544	13	0.0718	1.8	0.140
6.2	2.53	191	75	11.5	0.41	426.6 ± 9.3	–94	0.439	20	0.0684	2.3	0.114
7	20.71	964	1240	82.0	1.33	482.2 ± 9.0	179	0.930	14	0.0777	1.9	0.138
8.1	0.82	478	362	50.3	0.78	739.0 ± 11.0	–13	1.021	5.5	0.1214	1.5	0.282
9	2.16	159	123	9.7	0.80	431.5 ± 9.8	–93	0.445	19	0.0692	2.4	0.127
Дунит (K2056, Du)												
1.1	2.50	212	137	13.1	0.67	437.0 ± 9.3	–103	0.443	20	0.0701	2.2	0.110
1.2	3.99	83	61	5.25	0.75	439.0 ± 16.0	–32	0.510	42	0.0705	3.8	0.092
2	0.82	155	71	26.4	0.47	1155.0 ± 21.0	10	2.250	5.4	0.1963	2.0	0.364
3.1	2.00	203	144	12.6	0.73	440.9 ± 9.0	–67	0.477	15	0.0708	2.1	0.145
3.2	0.75	171	78	10.5	0.47	440.5 ± 9.2	12	0.557	14	0.0707	2.2	0.159
4.1	0.60	268	257	16.3	0.99	437.4 ± 7.7	20	0.560	8	0.0702	1.8	0.229
4.2	1.28	125	74	7.93	0.61	455.0 ± 11.0	18	0.586	15	0.0731	2.4	0.163
5	0.86	299	57	22	0.20	526.6 ± 8.6	1	0.681	6.7	0.0851	1.7	0.253
6.1	1.20	210	134	13.3	0.66	454.7 ± 8.9	50	0.627	8.9	0.0731	2.0	0.228
6.2	3.76	97	57	6.31	0.61	454.0 ± 14.4	–94	0.470	40	0.0729	3.2	0.080
7	3.28	125	70	7.45	0.58	419.0 ± 12.0	34	0.540	25	0.0671	2.9	0.117
8	0.45	377	77	113	0.21	1916.0 ± 23.0	4	5.840	2.5	0.3461	1.4	0.567
9	1.49	202	61	11.6	0.31	410.9 ± 8.6	–72	0.438	13	0.0658	2.2	0.168

Примечание. Погрешность ±1σ. Pb_c и Pb* — общий и радиогенный свинец соответственно. Погрешность калибровки стандарта — 0.65%. (1) — коррекция по ^{204}Pb. *D* — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции отношений $^{207}Pb^*/^{235}U$—$^{206}Pb^*/^{238}U$. Обработка экспериментальных данных по программе ISOPLOT/EX [Ludwig, 2001].

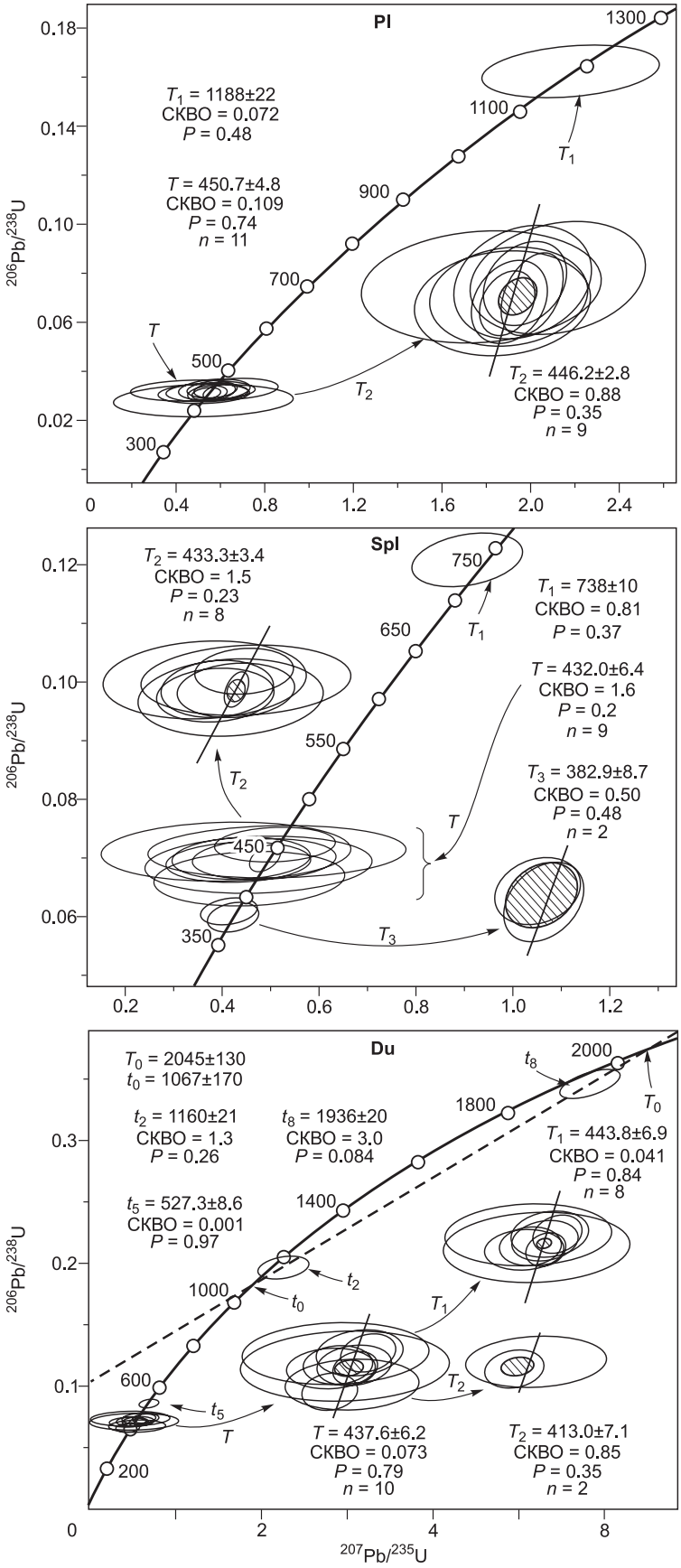


Рис. 3. U-Pb возраст цирконов Pl, Spl и Du Нуралинского массива.

Pl, T_1 — кр. 3; Spl, T_1 — кр. 8; Du, t_2, t_5, t_8 — кр. 2, 5, 8. (см. табл. 1). *P* — вероятность.

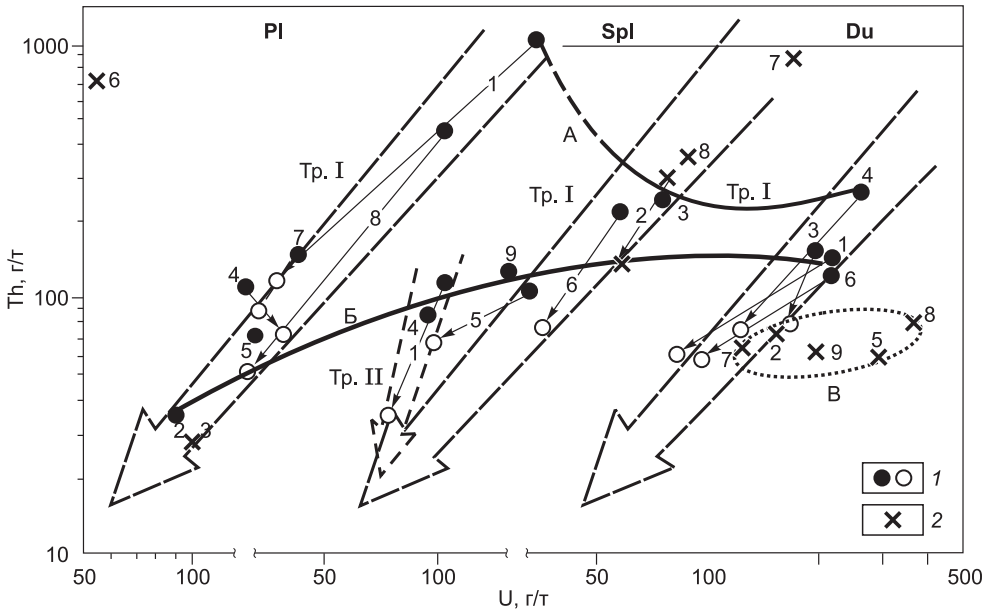


Рис. 4. U и Th в цирконах Pl, Spl и Du Нуралинского массива.

1 — ранние (залитый кружок), поздние (полый кружок), (соединены стрелками) генерации цирконов основной разновидности; *2* — единичные дополнительные зерна. Тр. I — тренды эволюции цирконов в лерцолитах и дунитах. Кривые А, Б — ограничивают вариации ранних генераций цирконов основной разновидности. Тр. II — отражает границы эволюции кристаллов Spl (4, 1.1, 1.2, 5.2), которые отличаются от кристаллов основного типа. Ареал В (Du) –цирконы со специфическими свойствами (2, 5, 7, 8, 9), сохранившиеся в дунитах.

составляют T_2 = 1160 ± 21 млн лет и T_8 = 1936 ± 20 млн лет. Они определяют возраст их омоложения и не связаны с возрастом их образования. Объединение кристаллов 2 и 8, анализы которых имеют однотипное правое смещение относительно конкордии, позволяет оценить возможный минимальный возраст субстрата дунитов T_0 = 2045 ± 130 млн лет.

Геохимия U и Th в цирконах. Прямая корреляционная взаимосвязь U и Th характеризует цирконы лерцолитов и дунитов (рис. 4). При этом у всех наблюдается их снижение в поздних генерациях (тр. I). Сопоставимость этих трендов позволяет говорить о принадлежности их к единому геохимическому пространству, т.е. о связи цирконов с единым источником. Масштабы вариаций U и Th в цирконах Du, особенно их ранней генерации (см. рис. 4, А, Б), заметно меньше, чем в цирконах лерцолитов, но характеризуются максимальным разнообразием. Наиболее древние кристаллы (2, 5, 8) и с аномальным строением (7, 9) образуют обособленный ареал В с минимальными вариациями Th и существенными — U.

Из сопоставления U и цифр $^{206}Pb/^{238}U$ возраста (см. табл. 1, рис. 2) проявляется более интенсивное омоложение цирконов Spl по сравнению с цирконами Pl, что связано не только с появлением молодых кристаллов (2.1, 2.2), но и с более интенсивными деформационными преобразованиями Spl лерцолитов.

Редкие земли в цирконах. Общий вид спектров редкоземельных элементов цирконов (табл. 2, рис. 5) отражает обогащение их ТРЗЭ и наличие положительной Ce и отрицательной Eu аномалий. Совокупность этих характеристик используется для подтверждения их магматического происхождения [Hoskin, 2005; Федотова и др., 2008; Балашов, Скублов, 2011; Краснобаев и др., 2011; Скублов и др., 2012].

В спектрах РЗЭ большинства кристаллов цирконов Pl (см. рис. 5) присутствуют Ce и Eu аномалии и ТРЗЭ > ЛРЗЭ, причем это относится и к ранним, и поздним генерациям. Последовательные генерации кристаллов 1, 3 и 4 характеризуются однотипными спектрами РЗЭ, что отражает их связь с единым источником, меняющим состав по мере развития процессов кристаллизационной дифференциации. Качественно иная ситуация с кристаллом 9; обе его генерации при внешнем сходстве спектров РЗЭ существенно отличаются от описанных уплощением части спектра ЛРЗЭ, что позволяет отнести их к метасоматическим образованиям. Различимая направленность эволюции РЗЭ-спектров у поздних генераций кристалла 3 отражает стремление к магматическому (М) типу, а у кристалла 8 — к «гидротермальному» (Н), а в данном случае — к метасоматическому (рис. 6). Показательно, но все эти изменения с обеднением ЛРЗЭ происходили у сосуществующих кристаллов, т.е. выравнивания (усреднения) их

РЗЭ не происходило. Тогда именно отсутствие такого усреднения обеспечивает цирконам статус «лучших», а точнее единственных и наиболее корректных геохронометров для ультрамафитов. В этом и заключаются преимущества цирконовой матрицы, к основным свойствам которой относятся независимость, устойчивость, генетическая информативность, способность сохранять память о временных рубежах своего эволюционного развития.

Таблица 2. **Содержание РЗЭ (г/т) в цирконах из плагиоклазовых (К2053), шпинелевых лерцолитов (К2054) и дунитов (К2056) массива Нурали**

Компонент	Образец К2053										Образец К2054			
	1.1	1.2	3.1	3.2	4.1	4.2	8.1	8.2	9.1	9.2	1.1	1.2	2.1	2.2
La	1.17	0.28	1.18	0.12	0.44	0.31	0.21	0.31	35.42	1.92	0.13	0.11	0.16	0.18
Ce	131.90	26.00	15.40	4.30	32.10	20.30	99.00	20.20	264.30	10.03	28.50	18.60	38.10	28.80
Pr	1.67	0.26	1.44	0.07	0.24	0.25	0.32	0.31	29.09	1.62	0.33	0.17	0.25	0.23
Nd	15.10	1.83	8.36	1.05	2.26	2.01	3.39	1.89	176.24	13.72	5.34	1.99	2.70	1.74
Sm	20.18	2.26	9.87	2.56	3.93	2.48	6.13	1.87	55.80	4.29	9.50	2.87	4.18	2.00
Eu	6.33	0.61	0.94	0.21	1.35	0.89	1.86	0.84	21.59	0.70	2.13	0.69	1.48	0.66
Gd	67.73	9.87	39.43	15.06	19.04	10.55	32.96	6.56	79.07	5.56	34.32	11.84	18.90	7.83
Dy	179.90	38.80	136.10	57.10	74.30	50.50	129.80	26.60	149.30	9.07	88.00	38.90	72.30	31.70
Er	404.30	113.20	248.60	131.10	196.60	163.50	307.00	74.80	399.10	31.51	160.80	82.80	179.50	82.10
Yb	850.80	310.80	394.70	217.00	487.40	436.40	643.10	202.50	1087.40	126.65	288.60	176.30	430.40	207.40
Lu	139.70	60.00	61.60	35.80	95.70	90.90	112.00	38.20	220.80	32.18	50.70	30.40	82.80	42.00
Сумма	1818.85	563.86	917.74	464.49	913.37	778.09	1335.85	374.02	2518.10	237.28	668.33	364.72	830.75	404.63
SI/SII	3.23		1.98		1.17		3.57		10.61		1.83		2.05	
$(Sm/La)_N$	27.50	13.10	13.40	34.11	14.12	12.98	47.77	9.47	2.52	3.57	114.95	42.33	40.94	17.38
$(Yb/La)_N$	1067.30	1663.90	493.97	2658.00	1609.20	2103.80	4606.20	944.23	45.18	96.87	3210.74	2389.72	3873.20	1653.70
Ce/Ce*	22.80	23.64	2.87	11.32	23.45	17.62	92.90	15.56	1.99	1.37	32.83	33.29	45.54	34.07
Eu/Eu*	0.52	0.39	0.15	0.10	0.48	0.53	0.40	0.73	0.99	0.44	0.36	0.36	0.51	0.51

Компонент	Образец К2054						Образец К2056						
	4.1	4.2	6.1	6.2	8.1	8.2	3.1	3.2	5	6.1	6.2	8	2
La	0.14	0.08	37.16	4.62	17.91	1.19	22.35	0.12	0.06	5.99	0.05	0.189	0.07
Ce	46.50	13.90	409.30	61.10	84.60	17.75	290.50	28.40	16.60	69.90	9.00	4.60	52.40
Pr	0.28	0.08	42.19	2.39	5.07	0.52	8.34	0.16	0.02	4.38	0.05	0.09	0.09
Nd	3.94	0.91	272.24	13.56	25.59	5.73	27.72	1.78	0.15	23.05	0.98	0.95	0.90
Sm	6.46	1.50	156.78	4.73	12.60	7.82	6.31	3.57	1.31	11.84	2.33	2.98	2.20
Eu	2.52	0.59	26.90	1.08	1.48	0.81	1.53	1.34	1.03	2.31	0.63	0.29	0.25
Gd	35.60	7.47	169.45	17.18	51.68	37.82	7.86	20.35	6.93	19.44	13.98	17.28	14.02
Dy	140.10	33.10	159.10	64.00	170.10	151.02	27.70	90.00	8.80	58.20	62.60	51.70	70.60
Er	361.50	99.80	204.00	181.00	358.50	310.24	69.80	268.30	29.40	151.00	172.70	118.40	186.10
Yb	810.80	279.00	448.50	439.90	613.20	512.17	200.20	688.40	87.00	398.30	407.30	270.80	401.10
Lu	154.80	55.60	84.20	85.10	98.70	80.64	46.60	137.00	19.20	79.00	77.50	45.80	67.40
Сумма	1562.64	492.07	2009.92	874.63	1439.33	1125.74	708.95	1239.48	162.86	823.33	747.16	513.16	795.12
SI/SII	3.18		2.30		1.26		0.57		—	1.10		—	—
$(Sm/La)_N$	73.56	28.44	6.75	1.64	1.13	10.48	0.451	48.12	35.40	3.16	67.74	25.27	51.26
$(Yb/La)_N$	8484.84	4860.80	17.76	140.17	50.39	630.52	13.18	8519.52	2193.85	97.84	10890.77	2110.10	8582.78
Ce/Ce*	57.03	39.87	2.50	4.45	2.14	5.43	5.14	49.65	107.96	3.30	42.85	8.72	159.32
Eu/Eu*	0.51	0.53	0.50	0.37	0.17	0.14	0.66	0.49	0.13	0.46	0.33	0.12	0.14

Примечание. SI/SII – сумма РЗЭ в ранней—поздней генерациях гетерогенных кристаллов. $(Sm/La)_N$, $(Yb/La)_N$, Ce/Ce*, Eu/Eu* – нормированные до деления на хондрит [McDonough, Sun, 1995]. $Ce/Ce^* = Ce/(La \times Pr)^{1/2}$; $Eu/Eu^* = Eu/(Sm \times Gd)^{1/2}$.

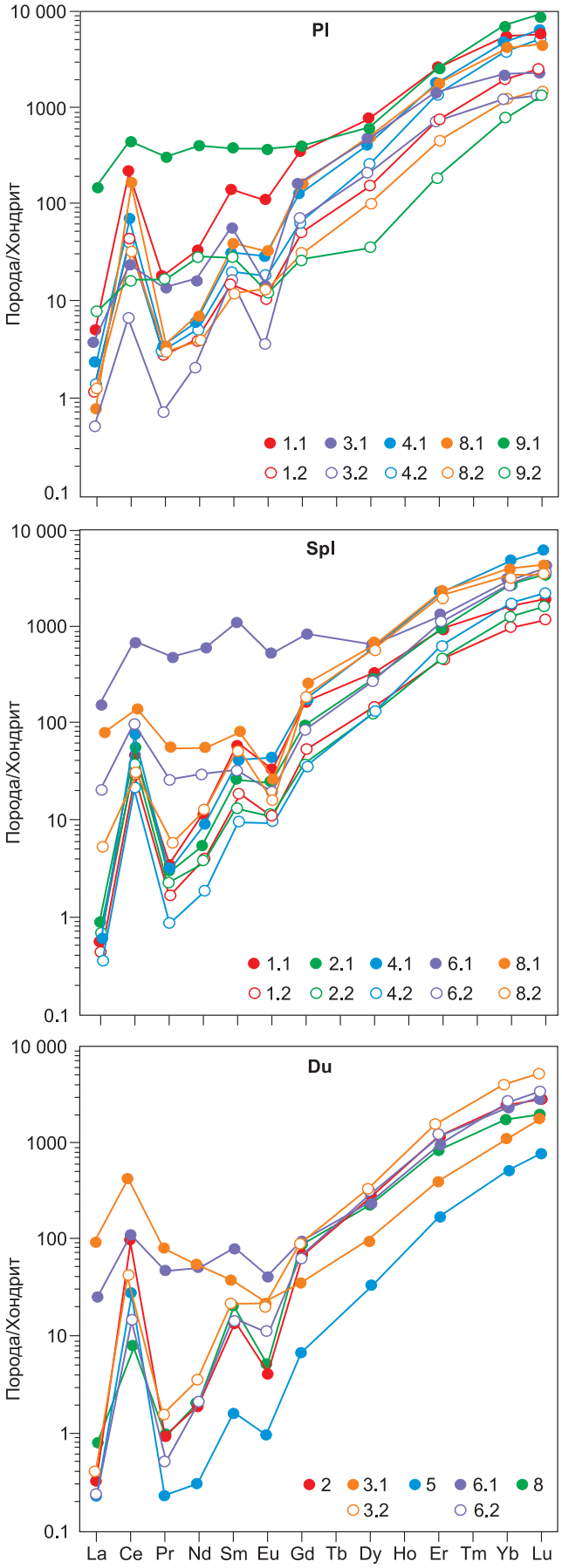


Рис. 5. Спектры РЗЭ в цирконах Pl, Spl и Du Нуралинского массива.

Анализы выполнялись в точках (см. рис. 2), ранее использованных при определении возраста. Номера кристаллов — см. рис. 2, у кристалла 9 Pl определены только РЗЭ. Залитые кружки — ранние генерации, полые кружки — поздние генерации.

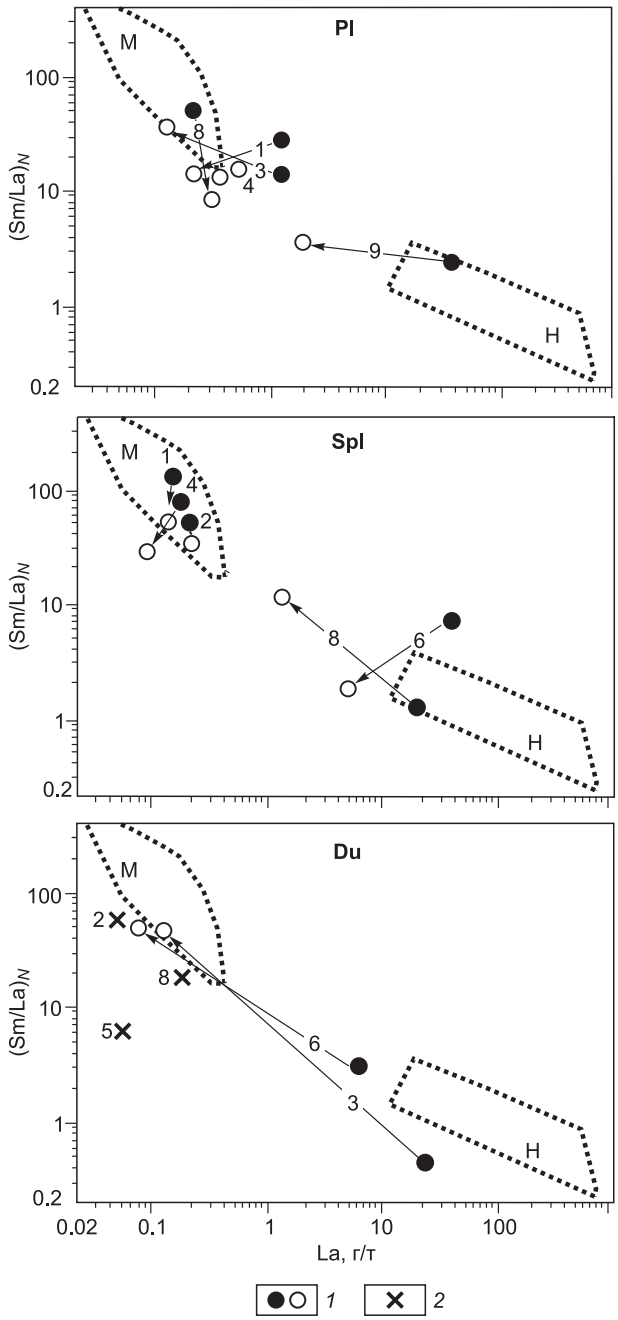
Структура РЗЭ-спектров генераций кристаллов 1, 2, 4 цирконов Spl (см. рис. 5) во многом повторяет отмеченную для кристаллов 1, 3, 4 цирконов Pl, также подтверждая их магматическую природу. Иная специфика РЗЭ у ранних—поздних генераций кристаллов 6 и 8, отражающая их различное происхождение. Кроме того, именно ранние генерации этих кристаллов характеризуются строением РЗЭ-спектров, соответствующих (6.1) или приближенных (8.1) к спектрам метасоматических цирконов. Поздняя генерация кристалла 8 по структуре РЗЭ-спектра приближается к магматической, но реально представляет вторичную, испытавшую рекристаллизацию.

Многие цирконы Du обладают свойствами, отличающими их от рассмотренных цирконов в лерцолитах. Прежде всего, это относится к «удревненным» кристаллам 2, 5 и 8, причем величины Ce и Eu аномалий и концентрации ТРЗЭ в них определяют их вероятную связь с магматическими процессами (см. рис. 6). У кристалла 3 спектр РЗЭ ранней генерации соответствует метасоматическому типу, а поздней (3.2) — магматическому. Более сложная ситуация с кристаллом 6: у него ранняя генерация также относится к метасоматическому типу, а поздняя, возникшая при замещении ранней, — к «магматическому», точнее — к псевдомагматическому. Этот цирконовый (для дунитов) парадокс, когда их вторичные генерации приобретают свойства магматических (псевдопервичных) цирконов, пока не имеет логического объяснения. Для окончательного вывода требуется явно большая представительность данных.

Распределение фрагментов РЗЭ-спектров цирконов в координатах La—Sm/La и Sm/La—Ce/Ce* (см. рис. 6) [Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005] способствует решению затронутых вопросов. Прежде всего, отчетливо проявляется преобладание в ультрамафитах НМ магматических или близких к ним разновидностей цирконов, отнесенных к основному типу. Второй важный вывод заключается в том, что цирконы Spl по сравнению с цирконами Pl более «магматические», поскольку анализы последних несколько смещены в сторону цирконов Н-типа. Следует отметить, что подобная ситуация имеет и петрологическую поддержку. Установлено, что плагиоклазовые лерцолиты обычно развива-

Рис. 6. Генетическая классификация цирконов Pl, Spl и Du Нуралинского массива, по [Hoskin, 2005].

М и Н — поля магматических и «гидротермальных» (метаморфических, преобразованных) типов цирконов. Все элементы нормированы на хондрит [McDonough, Sun, 1995]. *1* — цирконы основного типа, ранние генерации (залитый кружок) — поздние генерации (полый кружок) соединены стрелками, *2* — единичные кристаллы иного происхождения.



ются по шпинелевым, которые обычно слабо деформированы, их структура близка к протогранулярной, тогда как для плагиоклазовых разностей типичны напряженные структуры — порфирокластические и катакластические [Чащухин и др., 2007].

Непосредственно в зону цирконов Н-типа попадают лишь спектры РЗЭ «древних» кристаллов (8, Spl; 9, Pl), чему способствовали повышенные дозы поглощенного ими α-излучения, приводящие к развитию их метамиктности. Изменение среды существования этих кристаллов и попадание в зону (условия) образования цирконов основного типа способствовали возрастанию их кристалличности и смещению к цирконам М-типа.

Принадлежность ранних генераций цирконов Du к Н-типу не находит логического объяснения [Добрецов и др., 2019]. Однако переход их вторых генераций в зону цирконов основного типа представляется закономерным, подтверждением чему служат совпадающие у них цифры возраста ранних—поздних генераций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Большинство цирконов основной группы относятся к магматическому типу, для которого свойственна свободная кристаллизация в расплавной среде, отвечающей симметрии 4π.

2. Возраст цирконов основной разновидности в лерцолитах, определяемый интервалом 433—446 млн лет ($T_{ср}$ = 439 ± 4 млн лет), близок времени их образования. Для цирконов дунитов оптимальной является датировка 443.8 ± 6.9 млн лет. В совокупности обе датировки свидетельствуют о субсинхронном образовании цирконов в лерцолитах и в дунитах и, соответственно, о возрасте образования самого Нуралинского массива (S_1). Процессы метаморфизма пород массива характеризуются конкордантной датировкой цирконов — 413.0 ± 7.1 млн лет. Заключительный этап в эволюции массива сопровождался появлением «молодых» метасоматических цирконов с возрастом 320–385 млн лет (D_3).

3. Докембрийские датировки (1190, 2045 млн лет) отражают разномасштабные этапы преобразования реликтовых цирконов, унаследованных от мантийного субстрата ультрамафитов, возраст которого не менее 2000 млн лет. Эволюция ультрамафитов сопровождалась процессами локального плавления, подтверждением чему служат расплавные включения в цирконах с конкордантным возрастом 527.3 ± 8.6 млн лет (кр. 5, DU).

ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия, 2011, № 6, с. 622—633.

Добрецов Н.Л., Чепуров А.И., Сонин В.М., Жимулев Е.И. Устойчивость циркона в системе $MgO—SiO_2—H_2O$ при 2.5 ГПа // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (4), с. 527—531.

Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника, 2001, № 4, с. 3—21.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия, 2011, № 5, с. 506—522.

Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Доордовикский Sm-Nd изотопный возраст ультрамафических пород в офиолитовых поясах Урала: уточненные данные // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2008, с. 100—103.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2010, 279 с.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., Наука, 1965, с. 68—101.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 1987, 245 с.

Савельева Г.Н. Офиолиты варисцид Европы и уралид: обстановки формирования и метаморфизм // Геотектоника, 2011, № 6, с. 24—39.

Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника, 1983, № 2, с. 42—57.

Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология, 2012, т. 20, № 6, с. 470—494.

Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 980—997.

Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2013, 368 с.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996, № 3, с. 195—218.

Ферштатер Г.Б., Котов В.Б., Смирнов С.В., Пушкарев Е.В., Сальников Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. U-Pb возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // ДАН, 2000, т. 371, № 1, с. 96—100.

Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2007, 310 с.

Hoskin P.W. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the altetation of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Geosmochim. Acta., 2005, v. 69, № 3, p. 637—648.

Hoskin P.W., Schaltegger O. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis of zircon // Rev. Miner. Geochem., 2003, v. 53, p. 27—55.

Ludwig K. R. User's manual for Isoplot/Ex rev. 2.49. Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ., 2001, v. 1a, 55 p.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gareggo L. Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals // Tectonophysics, 1997, v. 276, p. 163—180.

Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoum A., Campas F., Birck J.L., Allegre C.J. Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolites massifs by Re–Os and Sm–Nd systematics // Chem. Geol., 2007, v. 240, p. 61—84.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibbe, W.C. Shanks, W.I. Ridley // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.

Рекомендована к печати 15 июня 2018 г.
Н.Л. Добрецовым

Поступила в редакцию
30 октября 2017 г.