

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О U-Pb ВОЗРАСТЕ ЦИРКОНОВ ИЗ ДОЛЕРИТОВ РЕЛИКТОВОЙ ЗОНЫ ЗАДУГОВОГО СПРЕДИНГА ГОРЫ АЗОВ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2013 г. К. С. Иванов, С. В. Берзин

Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: ivanovks@igg.uran.ru

Поступила в редакцию: 7.10.2011 г.

Проведено изучение и датирование представительного разреза комплекса параллельных даек горы Азов на Среднем Урале. Параллельные дайки и подушечные лавы сложены здесь низкокальциевыми базальтами и андезито-базальтами, близкими по химическому и микроэлементному составу к толеитам островных дуг. Акцессорные цирконы из комплекса параллельных долеритовых даек представлены преимущественно кристаллами изометричного габитуса с тонкой ритмичной зональностью, указывающей на магматическое происхождение. Датирование цирконов проводилось на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Большинство цирконов из двух проб показали конкордантные возраста 382 ± 4 и 387 ± 4 млн. лет, характеризующиеся высокой вероятностью и низким СКВО. В ядрах некоторых цирконов получены докембрийские датировки. Цирконы из третьей пробы преимущественно разделились в две группы: 374.3 ± 6.2 млн. лет, с более низкой вероятностью и высоким СКВО, по сравнению с предыдущими двумя пробами, и 537.3 ± 9.7 млн. лет. Предполагается, что “древние” (кембрийские и докембрийские) цирконы указывают на события в верхней мантии под Тагильским островодужным террейном, а цирконы с девонскими возрастными соответствуют времени внедрения и кристаллизации долеритов. Таким образом, возраст долеритовых даек (и вмещающих базальтов) следует считать позднеживетско-раннефранским по наиболее статистически вероятным конкордантным возрастам цирконов, что значительно расширяет знания о времени проявления спрединга на Урале.

Ключевые слова: комплексы параллельных даек, долериты, циркон, уран-свинцовое датирование, субдукция, возраст, девон, Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Зоны палеоспрединга и растяжения земной коры на Урале, как и во всем мире, четко маркируются комплексами параллельных долеритовых даек. На Среднем Урале впервые такой комплекс был описан С.Н. Ивановым с коллегами в 1973 году [6] как реликт океанической спрединговой структуры. Позже параллельные дайки были детально задокументированы на всем протяжении Уральского складчатого пояса, от Полярного Урала на севере до Западных Мугоджар на юге [8, 14, 18 и др.]. Однако при этом датирование комплексов параллельных долеритовых даек надежными методами изотопной геохронологии почти не проводилось. Как правило, возраст даек определялся исходя из возраста прорываемых ими пород [7, 9 и др.], или принимался равным возрасту габбро или базальтов изучаемых офиолитовых разрезов. Наиболее известный и представительный комплекс параллельных даек Среднего Урала обнажается на горе Азов, куда устраивались экскурсии для участников очень многих геологических совещаний, проходивших в Екатеринбурге (Свердловске) [3, 4, 12 и др.]. Нами предпринята попытка датировать этот комплекс по

акцессорным цирконам из параллельных долеритовых даек.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДОЛЕРИТОВЫХ ДАЕК

В окрестностях г. Полевского обнажаются фрагменты комплекса параллельных долеритовых даек, прослеживающегося с перерывами в восточном обрамлении Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала более, чем на 60 км [14 и др.]. Долеритовые дайки прорывают как габбро и пироксениты Ревдинского массива, так и граничащие с ним базальты. Контакты часто осложнены многочисленными тектоническими нарушениями.

Комплекс параллельных долеритовых даек, прорывающий подушечные лавы базальтового и андезито-базальтового состава, лучше всего обнажен в вершинной части г. Азов (рис. 1), находящейся в 8 км к западу от г. Полевской. Дайки имеют здесь выдержанное северо-восточное простирание и крутые юго-восточные или северо-западные падения. Мощность даек варьирует от 0.5 до 2 м. Они образуют рои (рис. 2) и структуры типа “дайка в дайке”. Количество даек превышает количество по-

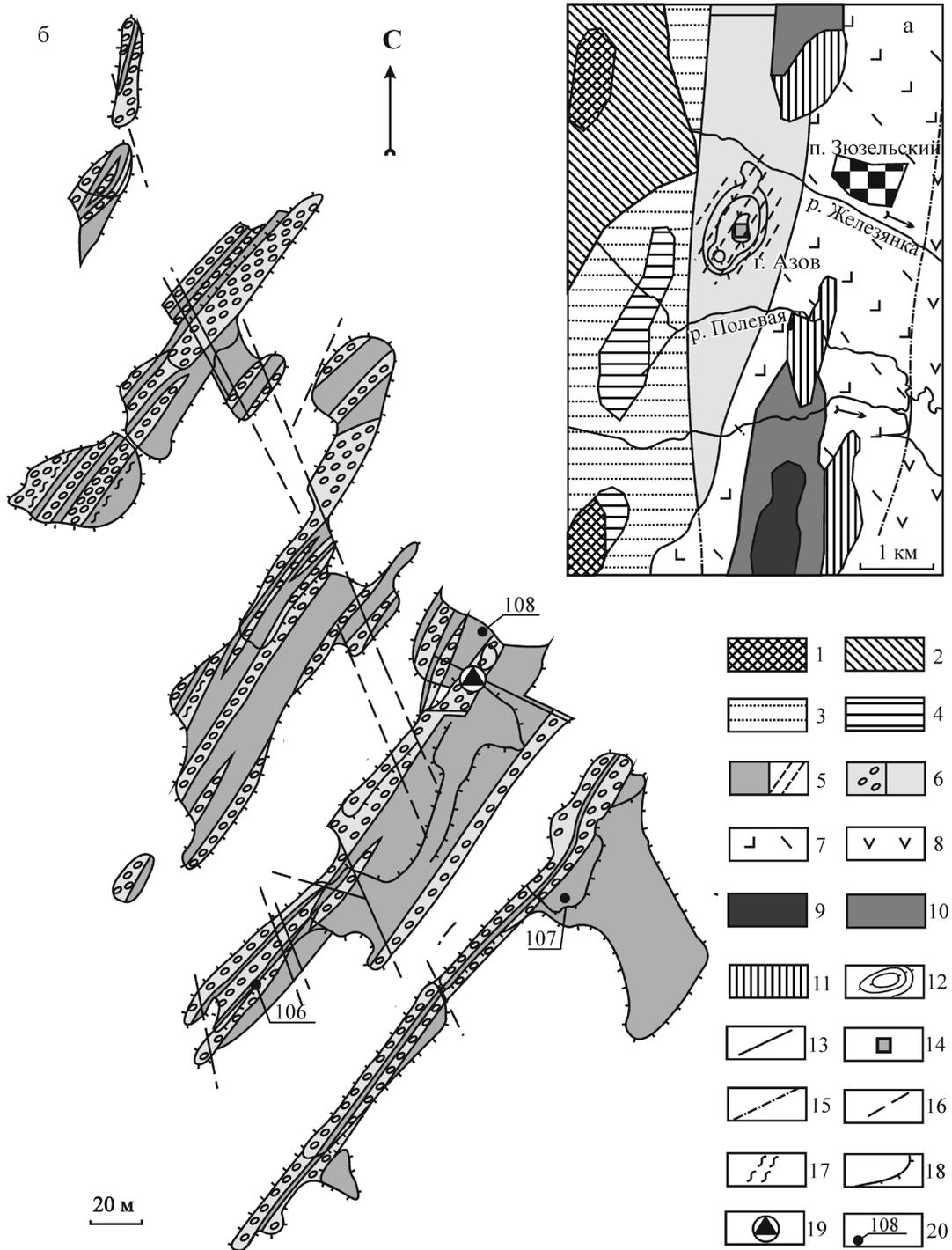


Рис. 1. Геологическая карта района горы Азов (составлена И.В. Семеновым [14] по данным геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000 под редакцией И.Д. Соболева; с изменениями авторов) (а) и геологический план обнажений на вершине горы Азов (по [5] с дополнениями авторов) (б).

1–4 – породы Ревдинского габбро-ультрамафитового массива: 1 – дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты; 2 – габбро; 3 – апогаббровые роговики и роговикованные габбро; 4 – пироксениты; 5 – фрагмент комплекса параллельных долеритовых даек; 6 – островодужные (тыловодужные) толеитовые базальты и их подушечные лавы; 7 – нерасчлененные вулканогенные образования, включая островодужные толеитовые базальты и местами их перекрывающие вулканиты контрастной и непрерывно-дифференцированной формаций; 8 – базальт-андезит-дацит-риолитовый комплекс; 9 – аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты; 10 – габбро офиолитового разреза; 11 – сиениты; 12 – условные горизонталы горы Азов; 13 – контакты неустановленной природы; 14 – расположение участка геологического плана; 15 – тектонические контакты; 16 – разрывные нарушения; 17 – зоны рассланцевания; 18 – уступы скальных обнажений; 19 – вершина г. Азов; 20 – места отбора проб на возраст.



Рис. 2. Обнажение на вершине г. Азов.

а – параллельные долеритовые дайки со скринами базальтов, б – подушечные лавы базальтов из скринов между дайками.

душечных лав примерно в два раза. Как и отмечалось [6, 14 и др.] в долеритах на контакте с подушечными лавами могут наблюдаться как зоны закалки мощностью несколько сантиметров, так и незакаленные контакты, с неровными очертаниями и заливами. Отсюда следует, что внедрение одних даек происходило в еще горячие толщи подушечных лав, а внедрение последующих порций магмы – в уже остывшие.

Дайки сложены преимущественно мелкозернистыми габбро-долеритами, порфиrowыми долеритами с вкрапленниками плагиоклаза и амфибола, а также менее распространенными афировыми и мелкопорфиrowыми разностями. В пакетах типа “дайка в дайке”, как правило, маломощные дайки порфиrowых и афировых долеритов разрывают дайки полнокристаллических мелкозернистых габбро-долеритов с образованием однозакаленных контактов. На основании этих наблюдений И.В. Семеновым [14] было выделено несколько генераций долеритовых даек. Однако следует отметить, что все выделенные генерации характеризуются практически одинаковыми азимутами простираения и падения и не различаются по химическому составу.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОМПЛЕКСА

Долериты и базальты подушечных лав в значительной степени метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди реликтов исходной структуры прослеживаются только очертания порфиrowых вкрапленников пироксена и плагиоклаза, замещенные, соответственно, амфиболом и соссюритом. Изначальная структура базиса чаще всего практически не различима.

Плагиоклаз в долеритах полностью замещается альбитом ($An_{0.03-0.05}$), по которому в дальней-

шем развивается клиноцоизит (рис. 3а). Фемические минералы представлены амфиболом, отвечающим по составу актинолиту, реже магнезиогорнблендиту, клинохлором ($Fe/(Fe + Mg) = 0.27-0.36$) и эпидотом ($Fe/(Fe + Al) = 0.51-0.56$). При дальнейшем замещении в долеритах исчезает альбит, и они полностью замещаются кварц-клиноцоизит-амфиболовым агрегатом с хлоритом и пумпеллиитом (рис. 3б).

Порфиrowые вкрапленники пироксена в долеритах имеют короткопризматический облик и замещаются одним или несколькими крупными зернами амфибола. При исследовании на электронно-зондовом микроанализаторе (Cameca SX 100, аналитик Д.А. Замятин) в таких зернах выявлена зональность. Так, центральная часть зерен, отвечающая по составу магнезиогорнблендиту с формулой $(Na_{0.15}K_{0.02})_{0.17}(Ca_{1.91}Na_{0.09})_2(Mg_{3.23}Fe_{1.41}Al_{0.25}Cr_{0.08}Mn_{0.02}Ti_{0.01})_5(Si_{7.31}Al_{0.69})_8O_{22}(OH)_2$, по периферии замещается актинолитом с формулой $(Na_{0.03}Ca_{0.02})_{0.05}Ca_2(Mg_{3.99}Fe_{0.85}Al_{0.11}Cr_{0.03}Mn_{0.02})_5(Si_{7.99}Al_{0.01})_8O_{22}(OH)_2$, а затем, в центральной части зерен, замещается клинохлором и кварцем. При этом расщепленные зерна амфибола в базисе этого же образца долерита идентичны по составу актинолиту из каймы порфиrowого вкрапленника, что свидетельствует об их одновременном образовании.

Из первичных минералов обнаружены единичные зерна клинопироксена в тяжелой магнитной фракции протолок крупных проб. Клинопироксен имеет выдержанный химический состав и отвечает титансодержащему авгиту (TiO_2 до 1.14 мас. %) с формулой $(Ca_{0.90}Mg_{0.72}Fe_{0.23}Al_{0.07}Na_{0.05}Ti_{0.03})_2(Si_{1.86}Al_{0.14})_2O_6$.

Среди аксессуарных минералов отмечены магнетит, апатит, циркон, титанит, рутил, повсеместно замещаемый титанитом, хромовая шпинель, отвечающая формуле $(Fe_{0.50}Mg_{0.49}Mn_{0.01})_1(Cr_{1.38}Al_{0.51}$

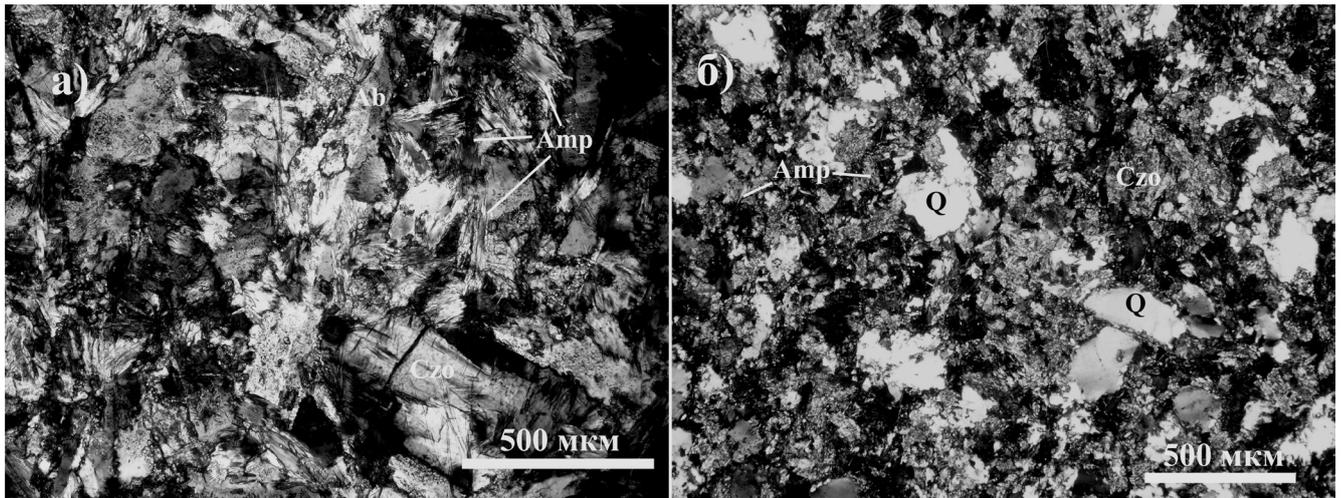


Рис. 3. Альбитизированный амфиболитизированный долерит (а) и долерит, полностью замещенный кварц-амфибол-клиноцоизитовым агрегатом (б).

Q – кварц, Ab – альбит, Amp – амфибол, Czo – клиноцоизит.

$Fe_{0.10}Ti_{0.01}O_3$ и попадающая на границу полей составов хромита и хромпикотита, а так же пирит, халькопирит и ковеллин. Среди вторичных гидротермальных минералов встречен кронстедтит, содержащий значительные примеси P_2O_5 – до 3.84 мас. % и CuO – до 11.81 мас. % [11].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОМПЛЕКСА

Дайковый комплекс и подушечные лавы представлены низкокалийевыми базальтами и андезитобазальтами нормальной щелочности (табл. 1). Долериты характеризуются пониженными относительно MORB содержаниями титана ($TiO_2 = 0.5-0.8\%$) и средней железистостью ($Fe/(Fe + Mg) = 0.33-0.54$).

Содержание РЗЭ в долеритах варьирует от 27.7 до 52.6 г/т (табл. 2). Спектр распределения РЗЭ в до-

леритах (рис. 4б) пологий с незначительным обогащением легкими лантаноидами, $La_n/Yb_n = 0.90-3.60$. В одной пробе наблюдается слабая положительная европиевая аномалия. В пробе базальта содержание РЗЭ оказалось значительно ниже и составило 15.57 г/т. На диаграмме (рис. 4б) в базальте наблюдается обогащение в области ЛРЗЭ, $La_n/Yb_n = 0.92$, присутствует отрицательная европиевая аномалия.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 4а) в долеритах наблюдаются минимумы по Rb, Nb, Ti, и максимум по Sr. В некоторых пробах наблюдаются минимумы по Th, Ta, K и Zr, и максимум по Pb. Проба базальтов подушечных лав в целом обеднена несовместимыми элементами относительно долеритов параллельных даек. На спектре в ней также присутствуют минимумы по Rb, Nb и максимум по Sr, но в отличие от долеритов отсутствует минимум по Th и присутствует положительная аномалия по Ti.

Таблица 1. Химический состав (масс. %) долеритов параллельных даек и базальтов подушечных лав г. Азов

	Долериты дайкового комплекса									Базальты
	A-3	A-9	A-11	A-18	A-25	106-1	106-4	107-1	108	106-3
SiO ₂	51.23	52.51	52.43	55.05	55.39	52.03	51.52	49.31	49.17	56.77
TiO ₂	0.81	0.53	0.64	0.57	0.81	0.717	0.554	0.778	0.600	0.649
Al ₂ O ₃	13.23	12.77	11.46	11.3	14.12	12.71	13.21	13.72	11.73	12.45
FeO	5.08	3.78	3.41	2.24	6.49	3.70	3.70	4.10	4.60	3.80
Fe ₂ O ₃	6.10	6.46	5.39	7.18	4.31	6.60	5.25	6.30	6.70	4.71
MnO	0.16	0.17	0.16	0.19	0.13	0.159	0.163	0.177	0.165	0.197
CaO	10.59	9.32	13.49	9.32	8.37	10.78	11.25	10.97	10.39	8.15
MgO	6.89	8.62	8.13	8.62	4.92	8.25	8.90	8.84	11.57	6.71
K ₂ O	0.05	0.16	0.09	0.01	0.01	0.08	0.13	0.28	0.15	0.02
Na ₂ O	2.34	2.46	2.34	3.07	2.90	2.10	2.30	2.30	1.80	4.50
P ₂ O ₅	0.16	0.12	0.09	0.09	0.15	0.10	0.08	0.07	0.11	0.08
п.п.п.	2.49	2.50	1.66	1.67	2.12	2.80	2.70	3.00	2.80	1.80
Сумма	99.13	99.40	99.29	99.31	99.72	100.02	99.75	99.84	99.78	99.83

Примечание. Анализы выполнены в ИГГ УрО РАН, аналитики: Л.А. Татарина, Т.М. Ятлук, В.П. Власов, Н.П. Горбунова, Г.С. Неупокоева

Таблица 2. Микроэлементный состав (г/т) долеритов параллельных даек и базальтов подушечных лав г. Азов

	Долериты дайкового комплекса									Базальт
	А-3	А-9	А-11	А-18	А-25	106-1	106-4	107-1	108	106-3
Li						0.5898	0.6600	0.7315	0.9446	0.4039
Be						0.3672	0.1828	0.2637	0.2591	0.2851
Sc	39.13	31.5	31.33	34.12	30.11	30.9791	33.1098	37.6021	29.8085	31.6277
Ti	5588.27	3519.92	4092.8	3954.52	4901.35	4001.76	3162.63	4352.72	3195.33	3302.37
V	309.61	271.79	264.98	228.12	306.22	248.266	249.311	206.280	245.390	193.066
Cr	96.79	136.5	231.52	176.22	56.89	279.417	189.391	287.818	457.059	260.935
Mn						949.097	997.905	1099.06	968.308	1199.02
Co	33.12	34.86	30.36	32.34	26.49	57.6229	54.0668	43.9937	59.5211	71.0417
Ni	43.66	91.13	122.65	100.82	22.6	104.239	93.7853	80.2185	178.447	93.6956
Cu	90.98	34.18	4.12	9.91	8.76	8.4306	27.7456	27.0914	71.3441	7.1775
Zn	75.63	49.64	52.26	53.21	55.49	38.9579	45.5366	53.3951	43.5696	50.0712
Ga	18.07	16.39	14.63	11.05	18.41	15.2526	14.2466	12.6616	13.8373	6.2698
Ge	1.38	0.94	1.07	0.97	1.13	1.3925	1.0079	0.9222	1.0436	0.7195
Rb	2.44*	3.06*	1.51*	1.1*	0.69*	0.6232	1.1973	2.4312	1.9308	0.3777
Sr	350*	296.93*	423.23*	206.19*	317.87*	357.857	249.299	219.461	325.573	160.666
Y	20.37	14.56	20.44	15.08	22.82	13.6433	10.0063	14.3889	9.8767	6.7942
Zr	79.23	44.08	29.86	35.09	54.54	40.7100	22.9511	31.1246	39.8924	32.2336
Nb	1.42	0.74	1.03	0.78	1.13	0.9766	0.3410	1.1578	0.4743	0.4849
Mo	0.23	0.52	0.26	0.5	0.25	н/о	н/о	0.0486	н/о	н/о
Ag						0.0280	0.1960	0.0463	0.0597	0.0799
Cd						0.0246	0.0273	0.0330	0.0646	0.0177
Sn	0.56	0.72	0.62	0.98	0.38	0.3435	0.1454	0.3476	0.1533	0.2977
Sb						0.1221	0.1044	0.0948	0.0500	0.0957
Te						0.0284	0.0262	0.0203	0.0445	0.0166
Cs						0.0142	0.0248	0.0397	0.0523	0.0123
Ba	20.53	55.14	46.07	17.26	27.49	24.8976	43.0935	64.5555	43.4412	17.7876
La	15.05	8.66	8.77	9.86	14.89	3.5116	2.6139	2.0921	5.3961	1.0594
Ce	4.98	2.72	2.8	3.51	5.02	10.8571	7.9982	6.9093	15.9293	3.6923
Pr	2.26	1.4	1.59	1.52	2.27	1.6434	1.2089	1.0941	2.2040	0.5945
Nd	12.14	6.81	7.52	7.2	10.6	8.3683	6.2942	5.7883	10.7565	3.2239
Sm	3.45	1.92	2.39	1.98	3	2.3393	1.7614	1.8238	2.6010	0.9832
Eu	1.08	0.65	1.16	0.65	0.93	0.8169	0.6438	0.7034	0.8369	0.1865
Gd	3.42	2.14	2.98	2.08	3.33	2.5846	1.9027	2.2821	2.4241	1.1068
Tb	0.57	0.37	0.52	0.37	0.56	0.3941	0.3041	0.4044	0.3313	0.1943
Dy	3.71	2.23	3.26	2.31	3.39	2.6148	1.9952	2.8029	2.1232	1.3613
Ho	0.85	0.48	0.68	0.49	0.74	0.5485	0.4117	0.5880	0.4038	0.2707
Er	2.28	1.49	1.86	1.42	2.22	1.5664	1.1410	1.6986	1.1281	0.8115
Tm	0.33	0.22	0.29	0.22	0.34	0.2239	0.1639	0.2461	0.1528	0.1236
Yb	2.14	1.27	1.78	1.36	2.08	1.4706	1.1064	1.6109	1.0401	0.7976
Lu	0.34	0.2	0.25	0.2	0.29	0.2152	0.1575	0.2276	0.1566	0.1173
Hf	2.11	1.19	0.89	1.03	1.52	1.2547	0.7938	0.9542	1.2144	1.0837
Ta	0.22	0.22	0.13	1.07	0.04	0.0798	0.0369	0.0801	0.0358	0.0436
Tl						0.0308	0.0477	0.0408	0.0707	0.0282
Pb	10.37	1.18	0.41	0.17	0.82	2.2233	0.4352	4.3018	0.6477	0.3581
Bi						0.0140	0.0381	0.0172	0.0227	0.0241
Th	0.6	0.38	0.18	0.26	0.44	0.3284	0.2487	0.1287	0.5305	0.2773
U	0.18	0.14	0.17	0.1	0.17	0.1257	0.1080	0.0566	0.1606	0.0744

Примечание. Пробы А-3, А-9, А-11, А-18 и А-25 проанализированы на ICP MS анализаторе Agilent 7500 в ИЗК СО РАН, аналитик Д.П. Гладкочуб; остальные анализы выполнены на ICP MS анализаторе ELAN 9000 в ИГТ УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, аналитик Д.В. Киселева.

На дискриминационной диаграмме AFM [21] долериты попадают на границу известково-щелочных базальтов и толеитов (рис. 5а), проба базальта подушечных лав попала в поле известково-щелочных базальтов. На графике Zr–Ti–Y [23] анализы тяготеют к полю толеитов островных дуг и MORB (рис. 5в), а

на диаграммах Ti/1000–V [24] и P₂O₅–TiO₂–MnO [22] (рис. 5б), наибольшая часть составов попадает в поле островодужных толеитов. По содержанию высокозарядных несовместимых элементов на диаграммах Th–Hf/3–Nb/16 и Th–Zr/117–Nb/16 [26] (рис. 5г) подавляющее большинство анализов попадает в по-

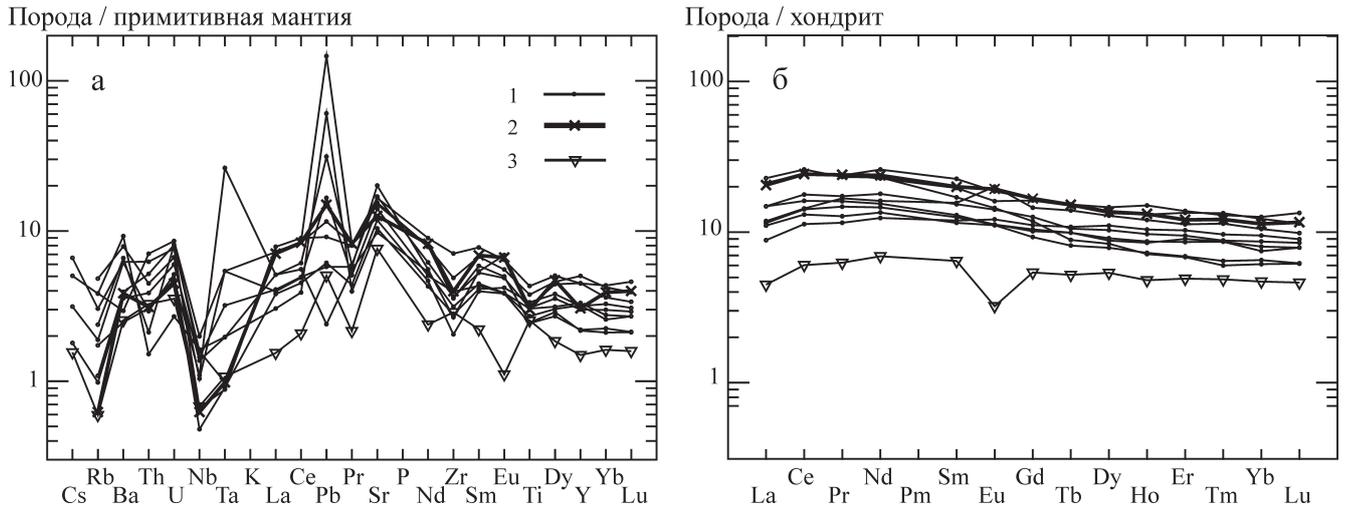


Рис. 4. Спайдер-диаграмма несовместимых (а) и редкоземельных (б) элементов в долеритах и базальтах г Азов. 1 – долериты параллельных даек, 2 – долериты параллельных даек г. Азов по данным [10], 3 – базальты подушечных лав.

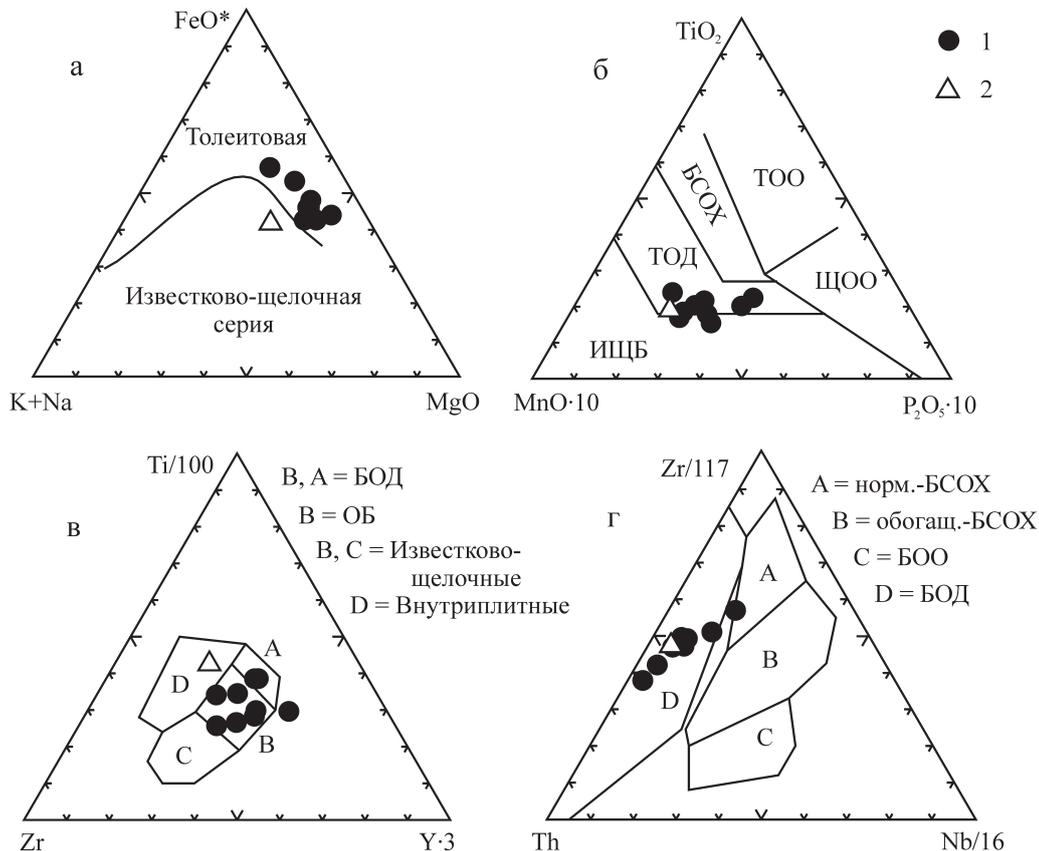


Рис. 5. Положение точек анализов, приведенных в таблицах 1 и 2, на дискриминационных диаграммах.

Диаграммы: а – AFM [21]; б – P_2O_5 - TiO_2 -MnO [22]; в – Zr-Ti-Y [23]; г – Th-Zr/117-Nb/16 [26]. 1 – долериты параллельных даек, 2 – базальты подушечных лав.

ле островодужных базальтов, хотя редкие анализы попадают в поле N-MORB.

Близость долеритов и базальтов подушечных лав по химическому и микроэлементному составу

указывает на то, что долериты относятся к толеитам островных дуг, особенно пониженное относительно MORB содержание TiO_2 , а также соотношения петрогенных и редких элементов на дискриминационных диаграммах, указывают на

островодужную природу базальтов. Это дает основание подтвердить сделанный ранее вывод [4] относительно образования описываемого комплекса в условиях задугового спрединга. Аналогичный вывод можно сделать и относительно базальтов подушечных лав, лишь незначительно отличающихся от долеритов дайкового комплекса.

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ДОЛЕРИТОВЫХ ДАЕК

Для выделения акцессорных цирконов нами были отобраны три пробы по 30 кг каждая из долеритов параллельного дайкового комплекса. Проба 108 отобрана (рис. 1) из дайки полнокристаллического мелкозернистого габбро-долерита мощностью 2.5 м вблизи тригопункта на вершине (в нижней части скалы) г. Азов, проба 106-1 – из дайки тонкозернистого порфириовидного долерита с вкрапленниками амфиболизированного пироксена, проба 107-1 – из дайки афи-

рового долерита. Выделение цирконов производилось методами гравитационной и электромагнитной сепарации с последующим разделением в тяжелых жидкостях и ручной выборкой под бинокулой. Всего было выделено 9 зерен цирконов из пробы 108, 7 зерен из пробы 106-1 и 8 зерен из пробы 107-1. Цирконы представлены светло-коричневыми короткопризматическими кристаллами и их обломками (рис. 6), размером до 140 мкм в длину. Датирование производилось на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике [25].

В пробах 107-1 и 106-1 изотопный возраст подавляющего большинства цирконов (табл. 3, рис. 7) относится к среднему-позднему девону. Цирконы, как правило, имеют короткопризматический, часто бипирамидальный габитус кристаллов (рис. 6), с однородным внутренним строением с тонкой ритмичной зональностью. Содержания U и Th в цирконах варьируют от 31 до 1081 г/т и от 2 до 250 г/т, соответственно. Вычисленный изотопный воз-

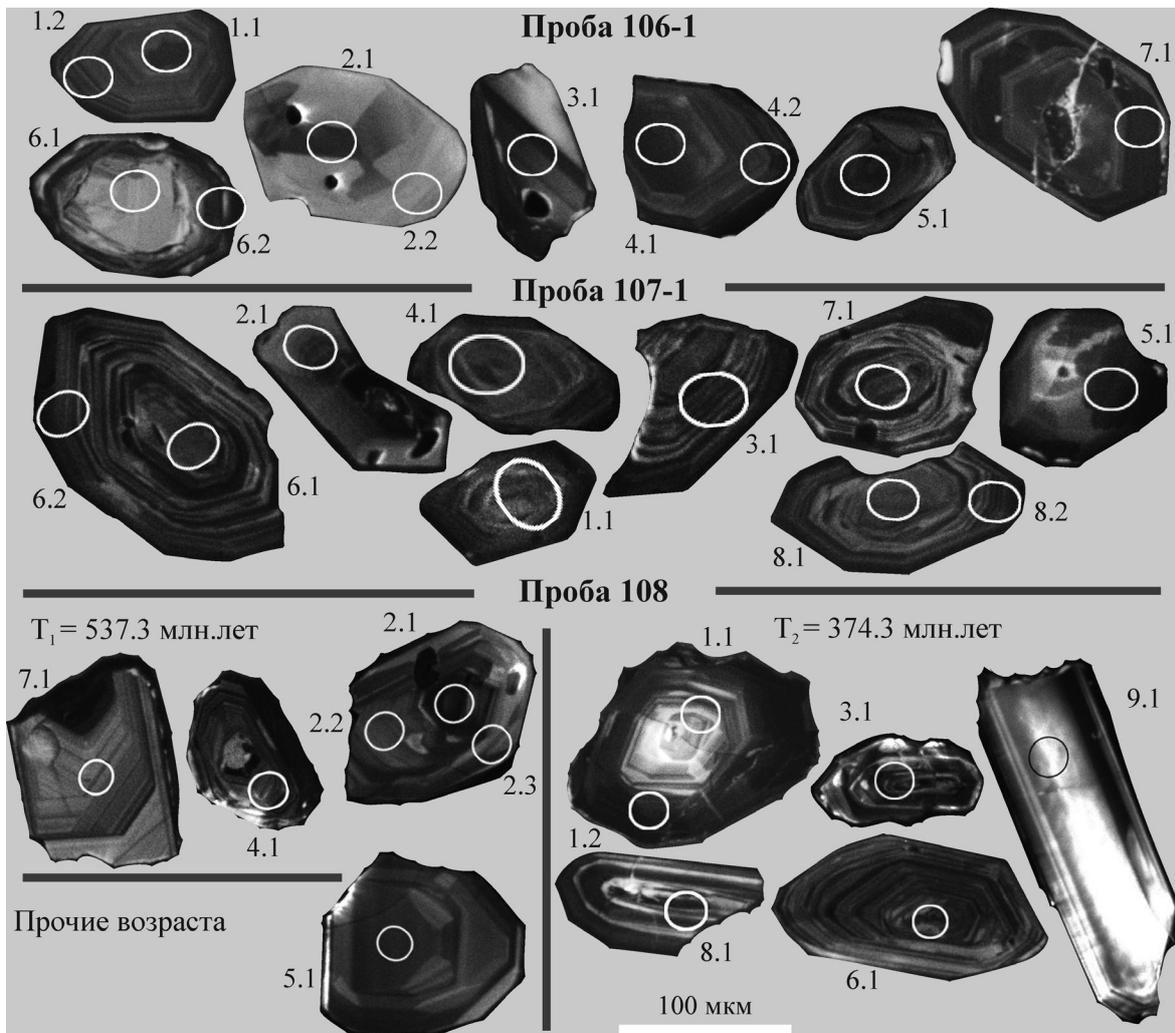


Рис. 6. Катодоллюминесцентные изображения цирконов из долеритов с расположением кратеров измерений, приведенных в табл. 3.

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов из долеритов г. Азов

Кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержания, г/г			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн, лет		D, %	Изотопные соотношения ⁽¹⁾ , ±%		Err corr
		U	Th	²⁰⁶ Pb*		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	
Проба 106-1											
106-1_1.1	0.79	392	93	20.1	0.24	370.5 ± 5.9	328 ± 140	-12	16.77 ± 1.6	0.0594 ± 2	.248
106-1_1.2	7.17	499	94	29	0.19	392.7 ± 7	384 ± 340	-2	14.78 ± 1.6	0.1122 ± 2.4	.121
106-1_2.1	1.64	106	52	5.82	0.51	393.4 ± 8.5	512 ± 320	30	15.63 ± 2	0.0708 ± 3.6	.153
106-1_2.2	0.00	31	7	1.65	0.24	383 ± 11	449 ± 170	17	16.33 ± 2.9	0.0559 ± 7.6	.360
106-1_3.1	0.00	326	152	16.9	0.48	377.7 ± 6	384 ± 54	2	16.57 ± 1.6	0.0543 ± 2.4	.564
106-1_4.1	0.41	407	114	21.4	0.29	382.3 ± 6.4	343 ± 100	-10	16.3 ± 1.7	0.0566 ± 2.1	.357
106-1_4.2	0.19	307	49	16.4	0.17	387.2 ± 6.2	373 ± 68	-4	16.12 ± 1.6	0.0556 ± 2.5	.479
106-1_6.2	2.63	519	2	27.2	0.00	371.9 ± 6.2	482 ± 220	30	16.4 ± 1.6	0.0781 ± 4.2	.172
106-1_7.1	1.59	1081	237	59.2	0.23	392.5 ± 5.8	392 ± 100	0	15.68 ± 1.5	0.06733 ± 1.2	.316
106-1_5.1	0.03	239	184	74	0.79	1984 ± 27	2011 ± 16	1	2.773 ± 1.6	0.124 ± 0.85	.871
106-1_6.1	0.67	88	101	20.7	1.19	1555 ± 25	1594 ± 60	2	3.641 ± 1.8	0.1042 ± 1.6	.495
Проба 107-1											
107-1_1.1	0.87	322	69	17.1	0.22	383.6 ± 6.3	399 ± 160	4	16.17 ± 1.6	0.0617 ± 2.1	.225
107-1_2.1	1.20	166	162	9.2	1.01	398.8 ± 7.4	439 ± 210	10	15.48 ± 1.8	0.0654 ± 3.1	.196
107-1_3.1	0.16	480	150	25.9	0.32	392.1 ± 6	353 ± 56	-10	15.92 ± 1.6	0.0549 ± 1.9	.533
107-1_5.1	0.32	174	73	9.65	0.43	401.3 ± 7	398 ± 96	-1	15.52 ± 1.8	0.0573 ± 3.1	.388
107-1_6.1	0.53	558	144	29.5	0.27	383.5 ± 5.9	379 ± 91	-1	16.23 ± 1.6	0.0585 ± 1.8	.362
107-1_6.2	0.21	561	149	30.1	0.28	390.4 ± 5.9	394 ± 56	1	15.99 ± 1.6	0.0562 ± 1.8	.529
107-1_7.1	0.91	636	159	33.4	0.26	378.6 ± 5.8	453 ± 95	20	16.38 ± 1.5	0.0634 ± 1.6	.344
107-1_8.1	1.47	507	106	27.7	0.22	391.7 ± 6.2	351 ± 140	-10	15.73 ± 1.6	0.0654 ± 1.7	.246
107-1_8.2	0.83	775	251	40.3	0.34	375.3 ± 5.7	359 ± 98	-4	16.54 ± 1.5	0.06042 ± 1.5	.338
107-1_4.1	0.65	108	78	25.7	0.74	1568 ± 24	1578 ± 51	1	3.609 ± 1.7	0.1032 ± 1.7	.539
Проба 108											
T ₁											
108_2.1	0.00	224	216	16.8	0.99	538 ± 10	549 ± 51	2	0.703 ± 3.1	0.0871 ± 2	.642
108_2.2	4.44	91	50	7.17	0.57	543 ± 13	557 ± 390	3	0.71 ± 18	0.0879 ± 2.5	.139
108_2.3	0.74	108	75	8.02	0.72	531 ± 11	523 ± 200	-1	0.685 ± 9.2	0.0859 ± 2.1	.232
108_4.1	12.24	487	479	42.6	1.02	549 ± 11	437 ± 340	-20	0.68 ± 15	0.0889 ± 2.1	.138
108_7.1	0.00	259	105	19	0.42	527 ± 10	549 ± 45	4	0.688 ± 2.9	0.0852 ± 2	.699
T ₂											
108_1.1	0.00	240	56	12.3	0.24	373.4 ± 7	298 ± 59	-20	0.43 ± 3.2	0.0596 ± 1.9	.596
108_3.1	0.00	321	157	16.6	0.51	377.5 ± 6.9	392 ± 48	4	0.453 ± 2.8	0.0603 ± 1.9	.658
108_6.1	0.35	432	109	22.3	0.26	375.3 ± 6.9	287 ± 79	-23	0.433.9	0.061.9	.480
108_8.1	0.20	530	115	27.5	0.22	377.5 ± 6.8	345 ± 51	-9	0.4442.9	0.06031.9	.639
108_9.1	0.00	113	56	5.71	0.51	369.4 ± 7.4	386 ± 83	4	0.4424.2	0.0592.1	.489
Прочие возрастные значения											
108_5.1	0.50	84	74	5.44	0.91	466 ± 10	308 ± 140	-34	0.5436.5	0.07492.2	.345
108_1.2	3.37	1272	662	65.4	0.54	360.8 ± 6.6	1107 ± 95	207	0.6075.1	0.05761.9	.369

Примечание. Pb_c – обыкновенный свинец, Pb* – радиогенный свинец; погрешности калибровки относительно стандартов 0.55% для проб 106-1 и 107-1, и 0.62% для пробы 108; ⁽¹⁾ – поправка на нерадиогенный свинец по ²⁰⁴Pb.

раст для каждой из проб составил близкие значения – 382.3 ± 4.4 и 387.1 ± 4.1 млн. лет (рис. 7), что примерно соответствует границе живета и франа (385.3 ± 2.6 млн. лет по Международной стратиграфической шкале 2010 г. [20]).

В “докембрийскую” возрастную группу из двух проб попало только три анализа зерен циркона также короткопризматического габитуса (рис. 7, индивиды 106-1_5, 106-1_6 и 107-4_1) с ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрастaми 1984 ± 27, 1555 ± 25 и 1568 ± 24 млн. лет, соответственно (рис. 7, табл. 3). Данные датировки получены с центральных частей кристаллов. Причем центральная часть индивида 107-4_1 имеет резко отличающееся от периферии строение, в

ядрах зерен 106-1_5, 106-1_6 наблюдается тонкая ритмичная зональность, не совпадающая с зональностью в периферии кристаллов. Края центральных частей заметно резорбированы. При этом из каймы зерна 106-1_6 получена “девонская” датировка (точка 106-1_6.2, 371.9 ± 6.2 млн. лет). По содержанию урана и тория “древние” цирконы практически не отличаются от девонских индивидов: U (88–239 г/т), Th (78–184 г/т).

В пробе 108 по изотопному возрасту (табл. 3, рис. 8) цирконы четко разделились на две возрастные группы.

В первую возрастную группу попали 3 циркона короткопризматического габитуса с тон-

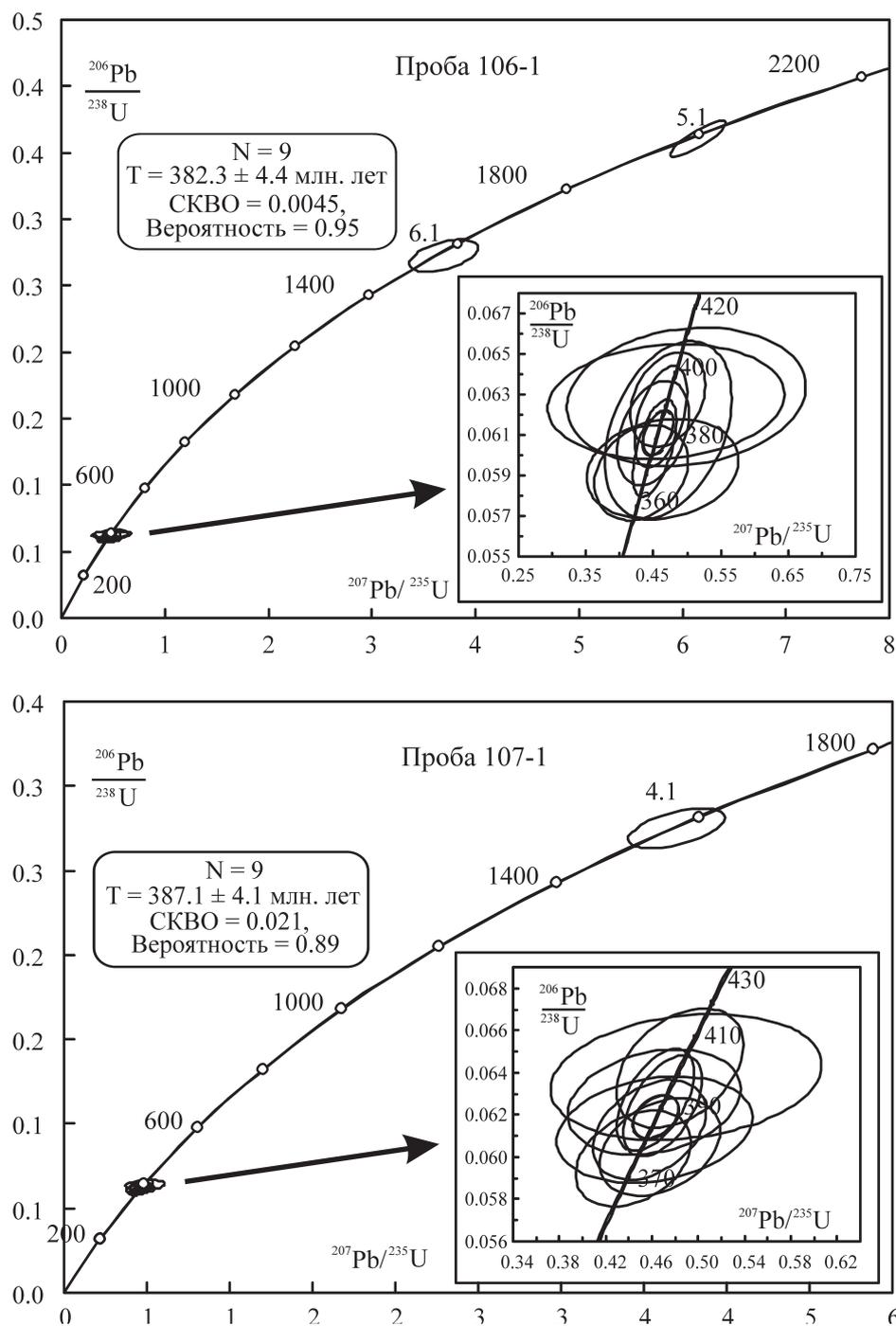


Рис. 7. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из долеритов проб 106-1 и 107-1.

кой ритмичной зональностью (рис. 6). Содержания U и Th варьируют от 91 до 487 г/т и от 50 до 479 г/т, соответственно. В зерне 108_4 наблюдается ядро, по характеру зональности отличающееся от периферийной части. В индивиде 108_2 в центральной части наблюдается тонкая ритмичная зональность, периферия зерна имеет сложное секториально-зональное строение. Исследование центральной части и периферии этого зерна по трем точкам (табл. 3, рис. 6) не выявили

разницы в их возрасте, а также широких вариаций в содержании радиогенных изотопов. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (рис. 8) все аналитические данные расположились вблизи конкордии, что обусловило высокую вероятность конкордантности (0.76) и низкое СКВО (0.093). Вычисленный изотопный возраст по пяти замерам составил 537.3 ± 9.7 млн. лет, что соответствует нижнему ярусу раннего кембрия (нижняя граница кембрия составляет 542.0 ± 1.0 млн. лет) [20].

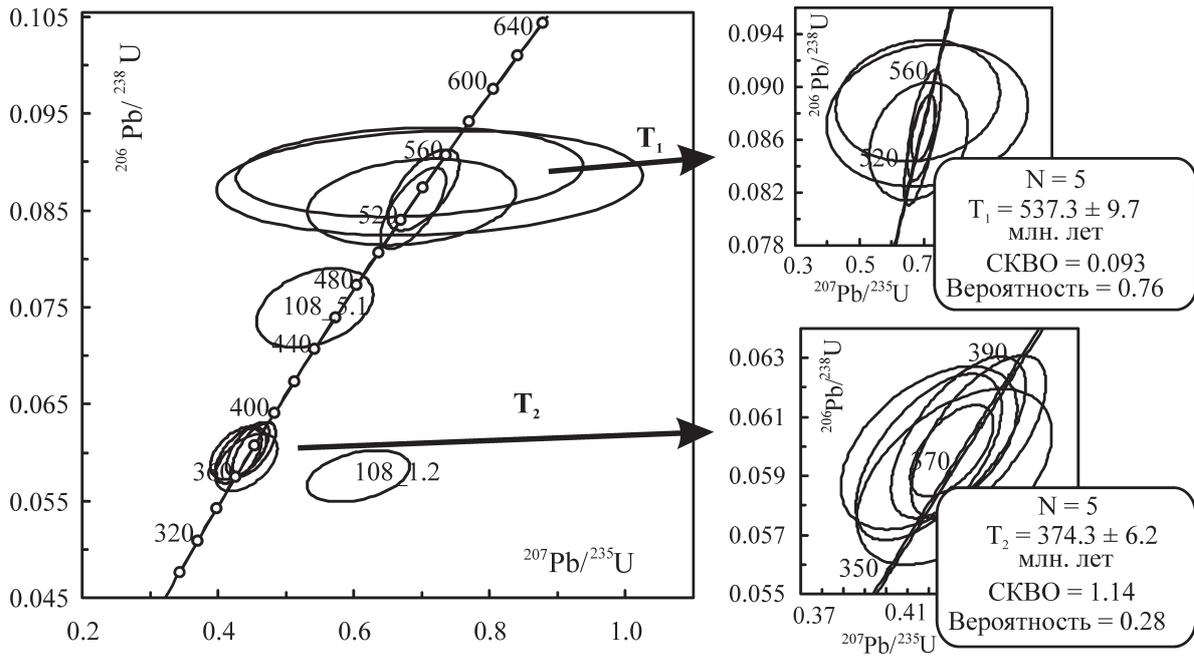


Рис. 8. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из долеритов пробы 108.

Во вторую возрастную группу пробы 108 попало 5 цирконов короткопризматического габитуса. Из них четыре зерна (108_1, 108_6, 108_8 и 109_9) имеют однородное строение и характеризуются тонкой ритмичной зональностью. В индивидуе 108_3 тонкая ритмическая зональность в центре сменяется сложным секториально-зональным строением в периферийной части. В большинстве замеров цирконы характеризуются вариациями содержаний U и Th от 113 до 530 г/т и от 56 до 157 г/т, соответственно. Только в периферийная часть зерна 108_1 значительно обогащена U (1272 г/т) и Th (662 г/т) (табл. 3, ан. 108_1.2), за счет чего соотношения радиогенных изотопов характеризуются высокой дискордантностью и на графике (рис. 8) этот замер находится на удалении от конкордии. Вычисленный изотопный возраст по пяти замерам составил 374.3 ± 6.2 млн. лет, что соответствует границе франа и фамена (374.5 ± 2.6 млн. лет по Международной стратиграфической шкале 2010 года [20]).

Помимо этого, в одном зерне циркона 108_5 (табл. 3, рис. 8), характеризующимся изометричным габитусом (рис. 6), зонально-секториальным строением и невысокими содержаниями U (84 г/т) и Th (74 г/т), определен $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст – 466 ± 10 млн. лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, из трех проб подавляющая часть цирконов (18 индивидов), имеющих в большинстве своем короткопризматический облик и тонкую ритмичную зональность, показали средне-

позднедевонские возраста, 3 измерения в ядрах цирконов дали “древние” докембрийские датировки, 3 зерна из пробы 108, характеризующихся короткопризматическим обликом и тонкой ритмичной зональностью показали конкордантный раннекембрийский возраст, и одно зерно из той же пробы показало возраст 466 ± 10 млн. лет (средний ордовик). Очевидно, что за время внедрения долеритов следует принять средний-верхний девон. Центральные части цирконов, показавшие “древние” протерозойские возраста в пробах 106-1 и 107-1 являются явно ксеногенными, по всей видимости, захваченными из верхней мантии, о чем свидетельствуют резорбированные края и отличное от периферии внутреннее строение этих зерен. Три зерна цирконов из пробы 108, показавшие конкордантный раннекембрийский возраст, вероятно, указывают на некое событие, произошедшее в верхней мантии под Тагильской зоной.

Отметим, что в магматитах Тагильской зоны Урала достаточно регулярно обнаруживаются “древние” цирконы, измеренный возраст которых гораздо древнее времени кристаллизации вмещающих пород. В настоящее время обоснованы три основных гипотезы их происхождения: 1) контаминация островодужных магм веществом древней коры из фундамента вулканических построек; 2) “древние” цирконы происходят из фундамента Русской платформы и, в результате его размыва, позднее попали с осадками в зону субдукции, откуда были захвачены поднимающейся магмой; 3) древние цирконы могли попасть в магму, движущуюся от зоны субдукции, из пород мантийного клина (и свидетельствовать, таким образом, о возрасте мантии, или

какой-то ее части). Детальное обсуждение этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи, подробнее см. [2, 13, 19 и др.].

Заслуживает внимания существенная разница в возрасте девонских цирконов из различных проб (до 13 млн. лет). Тем более, что наиболее молодой конкордантный возраст цирконов получен из дайки полнокристаллических габбро-долеритов (проба 108), что противоречит полевым наблюдениям, согласно которым, дайки габбро-долеритов внедрились на ранних этапах и впоследствии прорывались дайками афировых долеритов, а И.В. Семеновым даже выделены как дайки долеритов первой генерации [14]. Следует отметить, что конкордантные возраста цирконов из проб 106-1 и 107-1, равные, соответственно, 382.3 ± 4.4 и 387.1 ± 4.1 млн. лет, характеризуются высокой вероятностью 0.95 и 0.98, соответственно, и низким СКВО, соответственно равным 0.0045 и 0.021. В то время как конкордантный возраст цирконов из пробы 108, равный 374.3 ± 6.2 млн. лет, характеризуется гораздо более низкой вероятностью 0.28 и более высоким СКВО = 1.14. Причина несколько менее хороших показателей статистической сходимости результатов в пробе 108, вероятно, кроется в меньшей статистической выборке. Так, первые два конкордантных возраста были получены по 9 измерениям каждый, а в пробе 108 – только по 5 точкам. Таким образом, более статистически вероятные конкордантные возраста цирконов из проб 106-1 и 107-1, равные 382.3 ± 4.4 и 387.1 ± 4.1 млн. лет, и следует принять за время внедрения комплекса параллельных долеритовых даек.

В свете новых датировок следует также пересмотреть возраст вмещающих базальтов, условно считавшихся ранее нижнесилурийскими. Базальты подушечных лав, обнажающиеся на г. Азов, обладают сходным с долеритами дайкового комплекса химическим и микроэлементным составом [4, 14 и др.]. При этом, как отмечалось выше, долериты прорывают не только остывшие наслоения подушечных лав, но и еще горячие, не успевшие остыть продукты вулканических извержений. Следовательно, формирование параллельных даек проходило практически одновременно с излиянием подушечных лав, и значит, возраст базальтов не раннесилурийский, а позднеживетско-раннефранский. Т.е. исследуемые нами толеитовые базальты и долериты оказываются, по новым данным, наиболее молодыми среди других вулкаников Тагильской мегазоны, в западной части которой они расположены. Фактически вулканизм в Тагильской зоне завершается проявлением задугового спрединга перед началом коллизии во франском веке [4].

Полученный нами возраст параллельных даек косвенно указывает на время формирования Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала.

Поскольку И.В. Семеновым [14] описано прорывание теми же параллельными дайками пород Ревдинского массива к северу от г. Азов, то и окончательное становление Ревдинского массива происходило однозначно раньше внедрения дайкового комплекса, т.е. раньше границы живета и франга.

Это не первые девонские датировки, полученные для “надсубдукционных” офиолитов Урала. Так, раннедевонский возраст был установлен U-Pb SHRIMP II методом для акцессорных цирконов из плагиогранитов в ассоциации с комплексом параллельных даек в северо-восточной части Хабаровинского массива (Южный Урал) [1]. Вулканогенный комплекс Западных Мугоджар с его знаменитыми [6, 8 и др.] параллельными дайками разреза р. Шулдак (и многими другими) также формировался в тыловодушной обстановке и имеет среднедевонский возраст (датирован конodontами как преимущественно поздний эйфель–ранний живет) [7 и др.].

Отметим, что в конце 1990-х–начале 2000-х гг. попытка датирования Sm-Nd методом непосредственно параллельных долеритовых даек азовского сегмента, а также даек из других обнажений в обрамлении Ревдинского массива была предпринята И.В. Семеновым, Ю.Л. Ронкиным, О.П. Лепихиной [15–17], в ходе выполнения проекта РФФИ, руководителем которого был И.В. Семенов. Этими исследователями как будто были получены “силурийские” цифры, что соответствовало общепринятым тогда представлениям о возрасте этого комплекса. Комментировать эти сведения достаточно непросто, поскольку, в частности, указанный временный творческий коллектив, к сожалению, распался, не опубликовав статью геохронологического содержания. В статьях геологического содержания, где в соавторах есть и геохронологи [16, 17], цифровые данные не приводятся. Так в работе [16] только косвенно указывается на возраст даек Азовского и Ревдинского фрагментов (“согласно данным изохронного Sm-Nd метода (полученным по валовым составам долеритов и плагиоклазам и пироксенам из них) хронометрический возраст долеритов Ревдинского и азовского дайковых фрагментов одинаков и почти на 50 млн. лет древнее полученного для долеритов Кемпирсайского. и Войкарского массивов... которые, как известно, имеют Sm-Nd возраст 397 млн. лет” [16, с.141–142]). В работе [15, с. 82] приведен ряд цифр в диапазоне 423–431 млн. лет, но табличные данные об измеренных содержаниях изотопов самария и неодима отсутствуют. Возможно, эти сведения отражают результат смешения изотопных систем разного возраста (“позднеживетско-раннефранского” и “кембрийского” – см. выше), что, впрочем, представляется нам маловероятным. По всей видимости, это результат весьма невысокой точности обсуждаемых Sm-Nd датировок. Так цифра, полученная И.В. Семеновым, Ю.Л. Ронкиным и др. [15, с. 82] по дай-

кам горы Азов – 423 ± 36 млн. лет (т.е. от 387 млн. до 459 млн.; верхний ордовик, весь силур, нижний и средний девон), почти захватывает своим огромным интервалом часть полученных нами U-Pb датировок (382.3 ± 4.4 и 387.1 ± 4.1 млн. лет).

Полученные новые данные о возрасте комплекса параллельных долеритовых даек значительно расширяют представления об эволюции вулканизма Тагильской мегазоны Урала и времени проявления спрединга на Урале.

Авторы выражают признательность И.П. Пандерину (ВСЕГЕИ).

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (11-05-12040-офи-м) и проекта УрО РАН 12-П-5-1017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
2. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа (ч.1) // Литосфера. 2007. № 3. С. 3–31.
3. Ефимов А.А., Иванов С.Н., Кейльман Г.А., Смирнов Г.А. О результатах тектонических экскурсий по Уралу летом 1972 г. // Ежегодник-1972. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1973. С. 194–198.
4. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2002. 91 с.
5. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 133 с.
6. Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211, № 4. С. 939–942.
7. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
8. История развития Уральского палеоокеана. М.: Изд. АН СССР, 1984. 164 с.
9. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 130 с.
10. Коротеев В.А., Семенов И.В. Влияние конвекционно-спрединговых и мантийно-плюмовых процессов в формировании химического состава базальтов и плутологических пород рифта палеоуральского океана // Литосфера. 2008. № 5. С. 54–83.
11. Лобова Е.В., Берзин С.В. Медьсодержащий кронстедтит из параллельных долеритовых даек Среднего Урала // Вестник Уральского отд. РМО. № 8. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 68–71.
12. Путеводитель геологических экскурсий Всесоюзной школы-семинара “Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшанской складчатой системы” (Свердловская экскурсия). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 95 с.
13. Пучков В.Н., Розен О.М., Журавлев Д.З., Бибикова Е.В. Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // Докл. АН. 2006. Т. 411, № 6. С. 794–797.
14. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
15. Семенов И.В. Влияние мантийных плюмов на сегментарность, химический состав базальтов и плутолитов рифта Уральского палеоокеана. // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 75–97.
16. Семенов И.В., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала в свете новых изотопных и хронометрических данных // Вулканизм и геодинамика: мат-лы II Всерос. конф. по вулканизму и палеовулканизму. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 140–145.
17. Семенов И.В., Шилов В.А., Ронкин Ю.Л. Структурные и относительно-возрастные соотношения комплекса параллельных долеритовых даек с породами Ревдинского габбрового массива (Средний Урал) // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 132–139.
18. Смирнов В.Н. Офиолиты восточной зоны Среднего Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: мат-лы XII Чтений А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 164–167.
19. Смирнов В.Н., Фадеичева И.Ф., Иванов К.С. Геохимические особенности вулканитов Тагильской зоны Урала как показатель геодинамических условий их образования // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 6. С. 807–810.
20. International stratigraphic chart. 2010. http://www.stratigraphy.org/ics%20chart/09_2010/StratChart2010.pdf 29.09.2011.
21. Kuno H. Differentiation of basaltic magmas // Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2. Interscience, N.Y. 1968. P. 623–688.
22. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 62. P. 53–62.
23. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1973. V. 19. P. 290–300.
24. Shervais J.W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. P. 101–118.
25. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
26. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett., 1980. V. 50 (1). P. 11–30.

Рецензент В.Н. Пучков

The first data on the U-Pb age of zircons from dolerites of the relic zone in Azov Mountain back-arc spreading (Middle Urals)

K. S. Ivanov, S. V. Berzin.

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The study and dating of a representative profile of the Azov Mountain sheeted dyke complex in the Middle Urals has been made. Sheeted dykes and pillow lavas are composed here of low-potassium basalts and andesite-basalts, close on their chemical and microelement composition to the island-arc tholeiites. Accessory zircons from the sheeted dolerite dyke complex are presented mainly by crystals of isometric habits with a thin rhythmical zoning pointing to its magmatic origin. Zircon dating has been fulfilled at SHRIMP-II in VSEGEL. The majority of zircons from the two samples demonstrated concordant ages of 382 ± 4 and 387 ± 4 Ma, being characterized by a high probability and low MSWD, in cores of a some zircons the Precambrian datings have been obtained. Zircons from the third sample are subdivided mostly into two groups: 374.3 ± 6.2 Ma with lower probability and higher MSWD in comparison with the previous two samples, and 537.3 ± 9.7 Ma. It is supposed that the "ancient" (Cambrian and Precambrian) zircons point to the events of the upper mantle under the Tagilian island-arc terrain, while the zircons with the Devonian ages correspond to the time of the intrusion and crystallization of dolerites. Thus the age of the sheeted dykes (and enclosing basalts) should be regarded as Late Zhivetian-Early Frasnian according to the mostly probable zircon concordant ages, that considerably widens our knowledge on the time of spreading manifestation in the Urals.

Key-words: *sheeted dyke complexes, dolerites, zircon, U-Pb dating, subduction, age, Devonian, the Urals.*