

Н. А. АРЕСТОВА, В. П. ЧЕКУЛАЕВ, Г. А. КУЧЕРОВСКИЙ,
Ю. С. ЕГОРОВА (ИГГД РАН), С. Г. СКУБЛОВ (ИГГД РАН, Горный ун-т)

О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита

Исследованы цирконы палеомезоархейского и неоархейского комплексов пород Водлозерского домена Карельской провинции Балтийского щита. Изучены морфология, внутреннее строение цирконов, содержание в них РЗЭ, Li, Sr, Ba, Ti, Nb, Hf, Th, U. Цирконы тоналитов фундамента (древнее 3,1 млрд лет) имеют магматическое распределение РЗЭ (Yb/La 5500–3000, Ce/Ce* 12–17, Eu/Eu* 0,3–0,4). Они не образуются при кристаллизации более молодых пород, но присутствуют как ксеногенные наряду с собственными цирконами в жилах трондьемитов (2,9 млрд лет), в дайках габбро (3,02 млрд лет) и андезитов (2,92 млрд лет), секущих тоналиты фундамента. Базиты раннего комплекса (3,02 и 2,86 млрд лет) содержат цирконы без ядер с магматическим распределением РЗЭ (Yb/La 2300–800, Ce/Ce* 4–20, Eu/Eu* 0,05–0,8), отражают время кристаллизации, а по концентрациям Li и U/Yb–Y соответствуют цирконам континентальных базитов. Андезиты раннего комплекса из дайки в тоналитах фундамента обладают магматическим распределением РЗЭ, цирконы из силлов и покровов андезитов в зеленокаменных структурах изменены, их возраст отражает возраст метаморфизма (2,84–2,86 млрд лет). Породы неоархейского вулcano-плутонического комплекса района не содержат циркона, отражающего время их кристаллизации. Время их формирования определяется интервалом между кристаллизацией базитов 2 раннего комплекса (2,86 млрд лет) и внедрением поздних даек неоархейских базитов (2,72 млрд лет).

Ключевые слова: *Балтийский щит, Водлозерский домен, изотопный возраст пород, циркон, редкие элементы.*

N. A. ARESTOVA, V. P. CHEKULAEV, G. A. KUCHEROVSKIY,
YU. S. EGOROVA (IPGG RAS), S. G. SKUBLOV (IPGG RAS, SPMU)

About the conforming of geological data and the results of zircon U-Pb dating of Archaean rocks on the example of the Karelian province of the Baltic Shield

We studied the zircons of the Paleomesoarchaeal and Neoarchaeal rock complexes of the Vodlozero domain of the Karelian province of the Baltic Shield. The morphology, the internal structure of zircons, the content of REE, Li, Sr, Ba, Ti, Nb, Hf, Th, and U were studied. Zircons of ancient tonalites (<3.1 Ga) preserve magmatic REE patterns (Yb/La 5500–3000, Ce/Ce* 12–17, Eu/Eu* 0.3–0.4). They are not formed during the crystallization of younger rocks, but are present as xenogenics alongside with their own zircons in the trondjemite dykes (2.9 Ga), in gabbro (3.02 Ga) and andesites dykes (2.92 Ga) that cut through the basement tonalites. Basites of the earlier complex (3.02 and 2.86 Ga) contain zircons without nuclei, preserve magmatic REE patterns (Yb/La 2300–800, Ce/Ce* 4–20, Eu/Eu* 0.05–0.8), and reflect the crystallization age. The concentrations of Li and U/Yb–Y correspond to zircons from continental crust. Andesites of the early dyke complex in base tonalites preserve a magmatic distribution of REE, but zircons from sills and andesite covers in greenstone structures have been changed, and their age reflect the age of metamorphism (2.84–2.86 Ga). The rocks of Neoarchaeal volcano-plutonic complex do not contain zircon, reflecting the age of their crystallization. The age of these rocks is determined by the interval between the crystallization of the basites 2 of the earlier complex (2.86 Ga) and the intrusion of the latest Neoarchaeal basic dykes (2.72 Ga).

Keywords: *Baltic Shield, Vodlozero domain, isotopic age of rocks, zircon, trace elements.*

Введение. В последние годы развитие локальных методов определения возраста пород по единичным зёрнам цирконов позволило более корректно определять время проявления эндогенных процессов и восстанавливать сложную эволюцию раннедокембрийской коры древних кратонов, в том числе Балтийского щита.

Однако при анализе возрастных данных, полученных U-Pb методом по цирконам из древних пород, слагающих сложнодеформированные полиметаморфические комплексы, периодически приходится сталкиваться с несоответствием геологических и возрастных данных. Такие случаи выявлены нами при изучении пород наиболее

Характеристика цирконов в архейских породах

Порода и её положение в шкале по геологическим данным	Район отбора пробы и ее геологическое положение	U-Pb возраст циркона (млн лет)	Морфология и размер зёрен	Th	
Mi граниты	Семчь, пр. А101; Палая Ламба, граниты в фундаменте, пр. 56а	SH 2665 ± 19 SH 2674 ± 18	Изометричные зерна 100 × 300 мкм Каймы на бочковидных и призматических зернах	556 6,00	
Габбро, габбро-анортозиты, пироксениты	Остер, дайки и малые интрузии, пр. 4	SH 2724 ± 55	Мелкие удлинённые зональные зерна 30 × 50–100 мкм	154	
Андезиты 2 андезидациты, Pl-порфиры	Остер: субвулканические интрузии и дайки, секущие конгломераты, пробы 1209 и 105	SH (2664 ± 5) SH (2665 ± 5) SH 2907 ± 14 SH 2896 ± 8 SH 3135 ± 8	Тёмные переработанные ядра и отдельные зёрна 100 × 200 мкм Призматические удлинённые зональные зёрна и оболочки на ядрах 300 × 100 мкм Бочковидные зональные зерна	75,0 647 18,0 38,0 202	
Конгломераты	Остер	???			
Габбро-диорит, габбро-анортозит	Палая Ламба, пробы 74, 94; Остер, пр. 22 (интрузии в вулканитах)	Zr 2840 ± 30 SH 2860 ± 9	Удлинённые и изометричные 10–200 мкм без ядер Полосчатая зональность	31,0	
Mg габбро и диориты	Палая Ламба, дайки в фундаменте и вулкантах поясов	SH 2892 ± 9	Призматические полосчатые и обломки зёрен 100 × 60 мкм	75,0	
Трондьемиты	Остер, галька конгломерата, пр. 79а	SH 2917 ± 22 SH 2975 ± 10 SH 3118 ± 11	Удлиненные зёрна без ядер 50 × 100 мкм Округлые незональные 70 мкм Бочковидные зональные зёрна	81,0 106 199	
	Палая Ламба, интрузия в вулканитах пояса, пр. 57	SH 3142 ± 22 SH 3212 ± 18	Удлинённые и бочковидные зональные 200 × 100–70 мкм Бочковидные зональные зёрна 150–100 мкм	47,0 175	
	Палая Ламба, фундамент, пр. 56	SH 2903 ± 22 SH 3187 ± 26	Удлиненные зёрна без ядер 50 × 70–150 мкм Бочковидные зональные зерна	125 78,0	
Андезиты 1, дациты, диориты	Остер, вулканиты пояса, пр. 2013	SH (2861 ± 11)	Удлиненные незональные 200 × 50 мкм	27,0	
	Палая Ламба, вулканиты пояса, пр. 19	SH (2841 ± 16) SH 2900	Удлиненные с лоскутной зональностью 200 × 50 мкм То же	61,0 158	
	Палая Ламба, дайка в фундаменте, пр. 15	SH 2919 SH 3122 ± 20	Мелкие зональные удлинённые и овальные 30 × 80 мкм Бочковидные зональные 70 × 100 мкм	86,0 83,0	
Базальты, коматииты, габбро (дайки)	Лайручей, дайка в тоналитах, пр. 1136	SH 2967 ± 17	Округлые незональные 70 мкм	61,0	
	Палая Ламба, дайка в тоналитах, пр. 76	SH 3020 ± 14 SH 3142 ± 16	Удлинённые незональные 50–70 × 30–40 мкм Бочковидные зональные 150 × 50 мкм	307 43,0	
	Тоналит	Палая Ламба, фундамент з.к. пояса, пр. 132	SH 3141 ± 10 SH 3222 ± 21	Бочковидные, длиннопризматические, зональные 200–300 × 100 мкм	67,0 103
Тоналит	Лайручей, центр Водлозерского домена, пробы 1161, 1161/1	SH 3213 ± 32 SH 3240 ± 11	Бочковидные, призматические, зональные 60 × 350 мкм	83,0 107	

Примечание. Метод определения возраста – значок перед цифрой возраста: Zr – U-Pb циркон TIMC, классический, SH – U-Pb циркон, SIMS; жирным шрифтом обозначены значения возраста, которые рассматриваются как возраст кристаллизации, обычным шрифтом – возраст ксеногенных зёрен, значения в скобках – возраст метаморфических изменений; прочерк – не определены; * – Yb/Lan. Концентрации РЭ и РЗЭ приведены в ppm.

Водлозерского домена Карельской провинции

	U	Th/U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Lun/Lan	Ce/Ce*
	511	1,09	0,20	160	0,94	8,00	12,0	2,80	50,0	146	321	579	89,0	4161	88,0
	550	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	327	0,47	1,00	15,8	1,00	10,0	9,10	3,90	37,6	146	339	785	128	1217	3,70
	1288	0,06	46,0	218	21,0	99,0	20,0	3,00	39,0	114	149	233	36,0	8,00	1,70
	1984	0,33	2,90	67,0	1,70	9,20	11,6	0,90	60,0	276	574	963	143	473	7,40
	41,0	0,44	0,07	3,80	0,25	4,60	6,90	1,40	34,0	129	250	392	64,0	6282	6,60
	109	0,35	0,20	13,0	0,15	1,70	3,70	0,80	24,0	94,0	217	414	68,0	3110	17,4
	203	1,00	47,8	234	35,5	246	136	31	160	138	202	416	76,0	15,0	1,40
	90,7														
	62,0	0,50	0,10	6,00	0,07	0,80	0,90	0,50	4,00	18,0	50,0	140	25,8	3290	20,0
	160	0,48	0,30	27,0	0,50	3,60	2,80	0,80	12,0	50,0	109	197	33,0	1145	17,8
	226	0,36	7,00	62,0	8,70	78,0	23,0	11,0	36,0	64	132	273	46,0	63,0	1,90
	298	0,36	0,60	16,0	0,90	7,00	9,00	1,50	22,0	101	247	508	92,0	1559	5,30
	434	0,46	106	530	101	834	145	200	144	105	189	372	66,0	6,00	1,20
	242	0,20	45,0	68,0	12,0	83,0	37,0	12,0	44,0	68,0	130	279	51,0	34,0	1,20
	339	0,52	3,00	30,0	3,20	22,0	16,0	3,80	53,0	194	430	782	128	433	2,40
	433	0,29	20	302	40,0	297	152	10,0	179	189	239	406	66,0	32,0	2,60
	234	0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	117	0,23	0,69	11,0	0,70	17,0	5,00	1,30	5,70	12,4	35,9	106	22,5	316	2,50
	144	0,44	80	422	63	364	151	31	163	151	267	546	89,0	11,0	1,50
	316	0,5	14	94,5	12,0	86,0	45,0	8,00	58,0	74,0	147	377	68,0	46,0	1,70
	448	0,35	2,0	16,0	0,65	4,00	4,60	1,00	23,0	94,0	219	417	66,0	428	3,20
	208	0,41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	208	0,29	0,0	1,20	—	0,11	0,19	0,1	1,40	8,50	29,0	79,0	—	2300*	7,12
	907	0,34	2,40	27,0	1,20	8,00	10,7	2,40	52,0	252	559	1130	192	770	4,00
	121	0,37	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	137	0,49	0,30	15,3	0,20	2,00	3,20	1,10	20,0	88,0	220	464	80,0	2900	17,0
	279	0,37	47,0	244	30,0	174	49,0	21,0	67,0	91,0	210	459	77,0	16,0	1,60
	158	0,53	23,6	398	—	491	350	65,0	283	169	170	316	—	19*	2,00
	187	0,57	0,10	21,1	—	2,70	4,00	0,80	18,0	68,0	156	327	—	5560	13,0

Порода и её положение в шкале по геологическим данным	Район отбора пробы и ее геологическое положение	U-Pb возраст циркона (млн лет)	Морфология и размер зёрен	Eu/Eu*	
Mi граниты	Семчь, пр. А101; Палая Ламба, граниты в фундаменте, пр. 56а	SH 2665 ± 19 SH 2674 ± 18	Изометричные зерна 100 × 300 мкм Каймы на бочковидных и призматических зернах	0,35 —	
Габбро, габбро-анортозиты, пироксениты	Остер, дайки и малые интрузии, пр. 4	SH 2724 ± 55	Мелкие удлинённые зональные зерна 30 × 50–100 мкм	1,20	
Андезиты 2 андезидациты, Pl-порфиры	Остер: субвулканические интрузии и дайки, секущие конгломераты, пробы 1209 и 105	SH (2664 ± 5) SH (2665 ± 5) SH 2907 ± 14 SH 2896 ± 8 SH 3135 ± 8	Тёмные переработанные ядра и отдельные зёрна 100 × 200 мкм Призматические удлинённые зональные зёрна и оболочки на ядрах 300 × 100 мкм Бочковидные зональные зерна	0,32 0,10 0,39 0,25 0,65	
Конгломераты	Остер	???			
Габбро-диорит, габбро-анортозит	Палая Ламба, пробы 74, 94; Остер, пр. 22 (интрузии в вулканитах)	Zr 2840 ± 30 SH 2860 ± 9	Удлинённые и изометричные 10–200 мкм без ядер Полосчатая зональность	0,81	
Mg габбро и диориты	Палая Ламба, дайки в фундаменте и вулкантах поясов	SH 2892 ± 9	Призматические полосчатые и обломки зёрен 100 × 60 мкм	0,39	
Трондьемиты	Остер, галька конгломерата, пр. 79а	SH 2917 ± 22 SH 2975 ± 10 SH 3118 ± 11	Удлиненные зёрна без ядер 50 × 100 мкм Округлые незональные 70 мкм Бочковидные зональные зёрна	1,12 0,42 4,23	
	Палая Ламба, интрузия в вулканитах пояса, пр. 57	SH 3142 ± 22 SH 3212 ± 18	Удлинённые и бочковидные зональные 200 × 100–70 мкм Бочковидные зональные зёрна 150–100 мкм	0,90 0,39	
	Палая Ламба, фундамент, пр. 56	SH 2903 ± 22 SH 3187 ± 26	Удлиненные зёрна без ядер 50 × 70–150 мкм Бочковидные зональные зерна	0,19 —	
Андезиты 1, дациты, диориты	Остер, вулканиты пояса, пр. 2013	SH (2861 ± 11)	Удлиненные незональные 200 × 50 мкм	0,70	
	Палая Ламба, вулканиты пояса, пр. 19	SH (2841 ± 16) SH 2900	Удлиненные с лоскутной зональностью 200 × 50 мкм То же	0,60 0,47	
	Палая Ламба, дайка в фундаменте, пр. 15	SH 2919 SH 3122 ± 20	Мелкие зональные удлинённые и овальные 30 × 80 мкм Бочковидные, зональные 70 × 100 мкм	0,30 —	
Базальты, коматииты, габбро (дайки)	Лайручей, дайка в тоналитах, пр. 1136	SH 2967 ± 17	Округлые незональные 70 мкм	0,07	
	Палая Ламба, дайка в тоналитах, пр. 76	SH 3020 ± 14 SH 3142 ± 16	Удлинённые незональные 50–70 × 30–40 мкм Бочковидные зональные 150 × 50 мкм	0,05 —	
	Тоналит	Палая Ламба, фундамент з.к. пояса, пр. 132	SH 3141 ± 10 SH 3222 ± 21	Бочковидные, длиннопризматические, зональные 200–300 × 100 мкм	0,42 1,00
Тоналит	Лайручей, центр Водлозерского домена, пробы 1161, 1161/1	SH 3213 ± 32 SH 3240 ± 11	Бочковидные, призматические, зональные 60 × 350 мкм	0,90 0,29	

Окончание табл. 1

	Sr	Hf	Lu/Hf	Y	Li	Ti	T(Ti)C
	0,60	7183	0,012	1819	43,0	10,6	748
	—	—	—	—	—	—	—
	1,30	4432	0,019	2154	18,0	35,7	869
	2,20	11 887	0,003	3455	78,0	13,5	770
	1,60	8200	0,017	1249	59,0	23,8	826
	0,60	5990	0,007	1048	1,10	13,5	770
	0,80	9092	0,008	736	39,0	8,10	724
		8062	0,009	1309	74	38	876
	0,30	5717	0,004	279	60,0	11,8	758
	0,50	7450	0,004	665	87,0	21,0	813
	0,80	8305	0,006	849	96,0	10,6	748
	0,80	6601	0,014	1478	96,0	12,0	761
	4,00	8695	0,008	1245	86,0	25,0	832
	1,10	9673	0,005	854	84	15,1	781
	2,60	7205	0,018	2515	56	15,2	781
	16,7	6033	0,01	1600	64	87,0	978
	—	—	—	—	—	—	—
		8460	0,003	213	58	4,20	672
	4,10	8430	0,009	1627	74	91,0	985
	1,50	9761	0,007	864	103	34,0	864
	0,92	6317	0,010	1246	96	6,80	710
	—	—	—	—	—	—	—
	1,30	7910	—	150	—	6,00	705
	6,10	8333	0,023	2967	52,0	11,6	794
	—	—	—	—	—	—	—
	0,80	5723	0,014	1304	63,0	6,40	705
	6,10	8477	0,009	1125	103	26,0	834
	11,0	7711	—	1094	—	43,0	890
	1,70	7561	—	903	—	8,00	731

древнего фрагмента архейской коры Балтийского щита – Водлозерского домена Карельской провинции [7, 9]. Приводим как уже опубликованные, так и новые результаты геологических и геохронологических исследований, а также изучения цирконов из различных архейских пород опорных районов.

Исследование цирконов включало изучение их морфологии и внутреннего строения в катодолюминесцентном изображении (КЛ) и обратно-рассеянных электронах и определение содержаний главных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в цирконах. Это позволило проводить корреляцию возраста циркона со временем образования и преобразования вмещающих его пород и в ряде случаев определять его генезис. Единичные зерна цирконов исследовались U-Pb локальным методом на масс-спектрометре SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Содержания РЗЭ в цирконах измерены в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль) на масс-спектрометре CAMECA-IMS-4f методом SIMS в тех же точках, что и U-Pb определения. В большей части цирконов измерено содержание РЗЭ, Li, P, Ca, Sr, Ba, Ti, Nb, Hf, Th, U (табл. 1).

Геологическое строение Водлозерского домена и опорных участков.

Водлозерский домен представляет собой крупный фрагмент палеомезоархейской коры [7, 9] в восточной части Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) и характеризуется присутствием пород, сформированных от 3240 до 2680 млн лет и имеющих неодимовый модельный возраст $T_{DM}(Nd)$ 3,3–3,4 млрд лет [3, 8, 9, 11, 12, 15, 16]. Центральная часть домена сложена породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, преимущественно тоналитами, трондьемитами и мигматитами по ним с подчиненным количеством гранодиоритов и пород основного и среднего состава. К краевым частям домена приурочены мезоархейские зеленокаменные пояса, сложенные в основном вулканогенными породами.

Породы центральной части домена, а также зеленокаменные структуры его западной окраины и примыкающие к ним породы фундамента изучены с высокой степенью детальности. Для них построены шкалы последовательности геологических событий, которые в большинстве случаев подтверждены U-Pb локальными методами определения возраста пород, в том числе на основе изучения единичных зёрен цирконов [2, 3, 9, 11, 12, 15, 16]. Рассмотрим разные части Водлозерского домена – районы р. Лайручей, оз. Палая Ламба и оз. Остер.

Район Лайручья расположен в центральной части домена и сложен трондьемитами и тоналитами (тоналиты 1), возраст около 3240 млн лет [3]. Тоналит-трондьемиты секутся дайками габбро-амфиболитов и расслоенной габбро-норит-анортозитовой интрузией, для них определены возрасты 2967 ± 16 и 2978 ± 12 млн лет [16, 29]. Район является примером хорошего соответствия геологических и геохронологических данных.

В районе Палой Ламбы задокументирован непосредственный контакт ТТГ-пород фундамента с породами, слагающими зеленокаменную структуру (коматииты, базальты и андезиты) [3]. Для тоналитов фундамента определен возраст $3141 \pm 9,7$ млн лет [3]. Тоналиты секутся дайками габброамфиболитов и андезитов, которые по составу и возрасту соответствуют метабазальтам

и метаандезитам зеленокаменной структуры [1, 3]. Для пород даек по единичным зернам циркона получены возрасты 3020 ± 21 и 2919 ± 14 млн лет [3], которые мы рассматриваем как возраст вулканитов. Тоналиты прорваны многочисленными жилами трондьемитов (фактически это жильный материал мигматитов). Возраст трондьемитов 2903 ± 28 млн лет [3]. Аналогичные по составу трондьемиты слагают Лижмореченский массив, прорывающий метавулканы зеленокаменной структуры. Попытка определения времени кристаллизации пород массива оказалась неудачной, о чем будет сказано ниже. Трондьемиты секутся дайками габбро разного состава и диоритов с возрастом 2892 млн лет.

Особенностью строения детально изученного района оз. Остер [4, 17] является наличие двух этапов формирования магматических пород, разделенных полимиктовыми конгломератами. На первом этапе образовался комплекс вулканитов по составу от коматиитов до андезитов (андезитов 1) и прорывающих их интрузивных трондьемитов, габброамфиболитов и габброанортозитов. Все эти породы присутствуют в гальках конгломератов. Кроме того, в большом количестве галек представлены разные породы ТТГ-серии, не обнаруженные в коренном залегании. Ко второму этапу относятся субвулканический комплекс андезидацитов (андезитов 2) и плагиопорфиров, а также дайки базитов, секущих конгломераты. Из разных пород района выделены цирконы и по единичным зернам определен возраст. К сожалению, в большинстве случаев полученные результаты не отражают времени образования пород. Наиболее надежно установлен возраст габброанортозитов – 2860 ± 9 млн лет [2, 6], что является нижней возрастной границей конгломератов, а также дифференцированного комплекса поздних базитовых даек (2724 ± 55 млн лет – данная работа). Не определены время формирования субвулканического комплекса пород и, следовательно, верхняя граница конгломератов.

Морфологические типы цирконов, особенности их состава, изотопный возраст и генезис. Накоплен большой материал по морфологии, внутреннему строению, составу и U-Pb изотопным данным для цирконов из пород фундамента и зеленокаменных структур Водлозерского домена. Это позволило провести корреляцию процессов формирования архейской коры домена [2]. Однако в ряде случаев полученные значения возраста не соответствуют установленным геологическим соотношениям и требуют дополнительного осмысления. Для выяснения причин таких несоответствий детально изучались цирконы из разных пород. Такое изучение представлялось перспективным, уже многими исследователями установлен ряд геохимических особенностей цирконов, характерных для магматических или метаморфических пород в различных регионах [13, 14, 24, 27, 28]. Было показано также, что в магматических породах параллельно с зернами, образованными при кристаллизации породы, иногда присутствуют зерна циркона субстрата или ксеногенные зёрна, захваченные из вмещающих пород. В большинстве случаев ксеногенные зёрна испытывают преобразования под воздействием флюидов или расплавов, их первичный состав претерпевает существенные изменения.

Чтобы выявить причины несоответствия U-Pb возрастных и геологических данных и исключить возможные ошибки при их интерпретации, проведено сравнительное изучение цирконов из различных типов пород от палеоархейского до неоархейского возраста в районах Водлозерского домена (табл. 1).

В строении рассматриваемых районов участвуют две возрастные группы **тоналитов фундамента** [2]: палеоархейские тоналиты 1 (около 3240 млн лет) [15] и мезоархейские тоналиты 2 (3140–3150 млн лет) [3]. В тоналитах обеих групп цирконы имеют сходные морфологические особенности (табл. 1, рис. 1). КЛ показывают, что кристаллы цирконов в тоналитах 1 имеют строение, однофазное с зональностью роста, в тоналитах 2 иногда встречаются цирконы с выраженным ядром.

Наименее измененные цирконы из тоналитов 1 района Лайручья и тоналитов 2 района Палой Ламбы сходны по содержанию Th, U и Th/U отношениям (табл. 1). По концентрациям и характеру распределения РЗЭ цирконы тоналитов 2 и часть цирконов тоналитов 1 относятся [20, 21, 26] к магматическому типу: они обогащены тяжёлыми РЗЭ, имеют положительные аномалии Ce и отрицательные Eu. В тоналитах 1 существенно более высокие отношения $(Lu/La)_N$ и/или $(Yb/La)_N$ (табл. 1, рис. 2, а).

Большая часть цирконов в тоналитах 1 имеет распределение РЗЭ метаморфического или метасоматического типов с повышенными содержаниями ЛРЗЭ, с Yb_n/La_n около 4, т. е. испытала флюидную переработку. Возрасты цирконов с магматическим распределением РЗЭ или испытавших флюидную переработку незначительно различаются между собой, т. е. процессы магматической кристаллизации и флюидной переработки несущественно оторваны во времени. Рассчитанные температуры кристаллизации цирконов, не испытавших флюидную переработку, основанные на содержании в них Ti (T_{Ti}) [25, 31], составляют для тоналитов 1 около 731 и для тоналитов 2 около 705° (табл. 1).

В пробах тоналитов 2 присутствуют единичные зерна цирконов тоналитов 1, в которых магматические признаки сглажены вторичными метасоматическими процессами (низкими Lu_n/La_n , Ce/Ce^*), и отсутствуют Eu-аномалии (табл. 1, рис. 2, а).

Ранние дайки базитов (габброамфиболиты и секущие тоналиты 1 в районе Лайручья и тоналиты 2 в районе Палой Ламбы) – полные геохимические аналоги базальтов зеленокаменных структур. Измеренный возраст даек 2967 ± 16 и 3020 ± 14 млн лет [2, 16]. Цирконы в дайках обоих районов однофазные, незональные, мелкие, неправильной или округлой формы в дайке Лайручья и слабоудлинённые в дайке Палой Ламбы (табл. 1, рис. 1). Цирконы имеют магматическое распределение РЗЭ с высокими $(Lu/La)_n$, положительной аномалией Ce ($Ce/Ce^* 7-12$), и отрицательной Eu (табл. 1, рис. 2, б). Все цирконы базитовых даек близки по содержанию Hf. Расчетные температуры кристаллизации цирконов, основанные на содержании в них Ti (T_{Ti}), 705° в дайке Лайручья и 794° в базитовой дайке Палой Ламбы, где, помимо собственных цирконов, присутствуют ксеногенные цирконы вмещающих дайку тоналитов. Возраст этих цирконов 3142 млн лет [2] (рис. 4) совпадает с возрастом тоналитов 2.

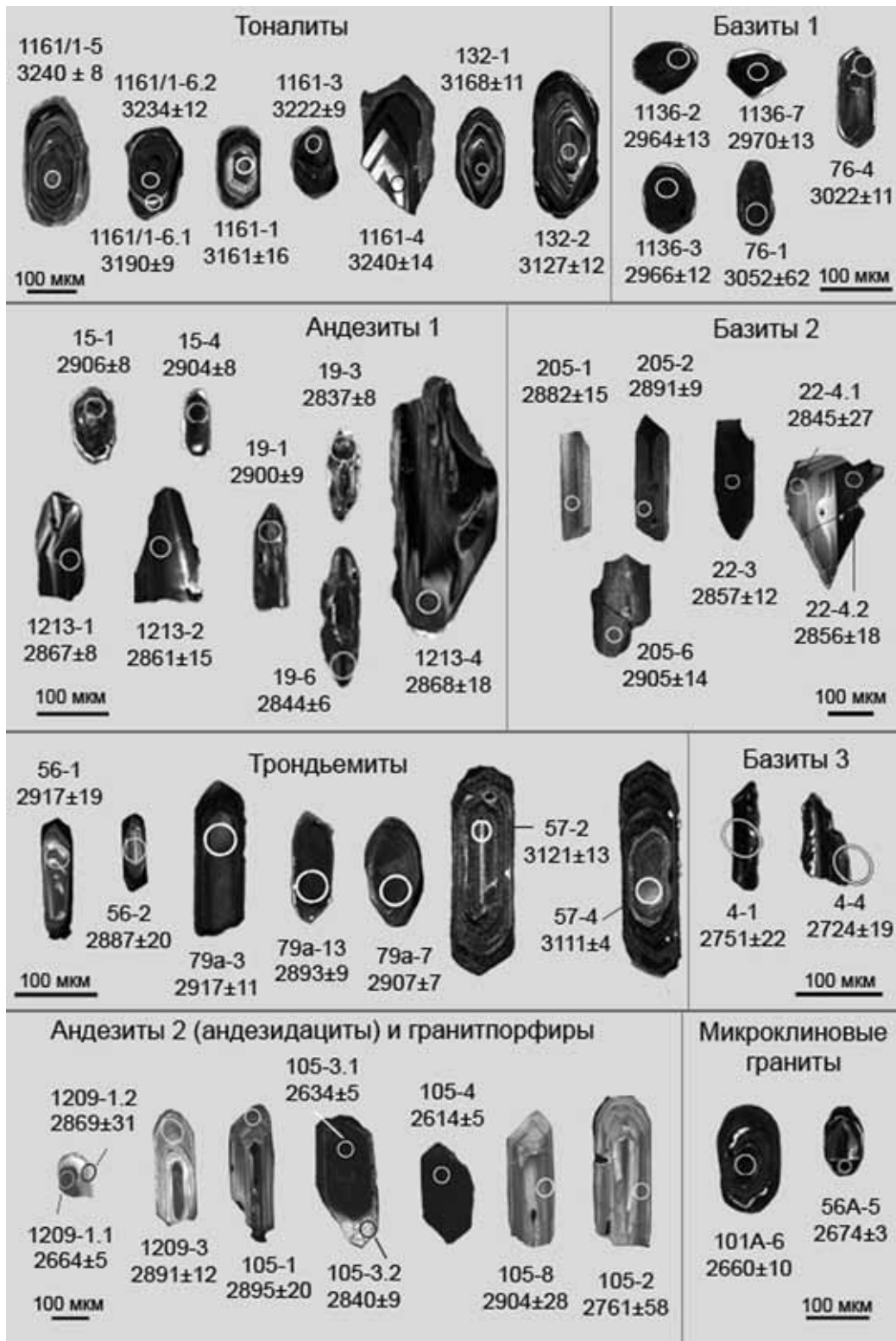


Рис. 1. Форма, строение в КЛ и возраст зерен по соотношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ цирконов из разных пород: тоналиты 1 – пробы 1161/1 и 1161 [15], тоналиты 2 – пр. 132 [3]; базиты 1 – пробы 1136 и 76 [3, 15]; андезиты 1 – пробы 15 [3], 19 и 1213 (данная работа); трондьемиты – пробы 56 [3], 57, 79а (данная работа); базиты 2 и 3 – пробы 205, 22 [2, 5, 6], 4 (данная работа); андезиты 2 – пробы 1209 и 105 (данная работа) и микроклиновые граниты – пробы 56а и А101 [2, 3]

Андезиты 1 участвуют в строении зеленокаменных структур Палой Ламбы и оз. Остер, а также образуют дайки в тоналитах фундамента. Дайки незначительной мощности, будинированы и совместно с тоналитами мигматизированы трондьемитами. По геохимическим характеристикам

андезиты структур и даек в тоналитах идентичны. В андезите из дайки, секущей тоналит фундамента в районе Палой Ламбы (табл. 1, пр. 15), зерна циркона без ядер со слабопроявленными зонами роста (рис. 1, θ), мелкие, удлинённые и овальные. Их возраст 2919 ± 14 млн лет [2] соответствует времени

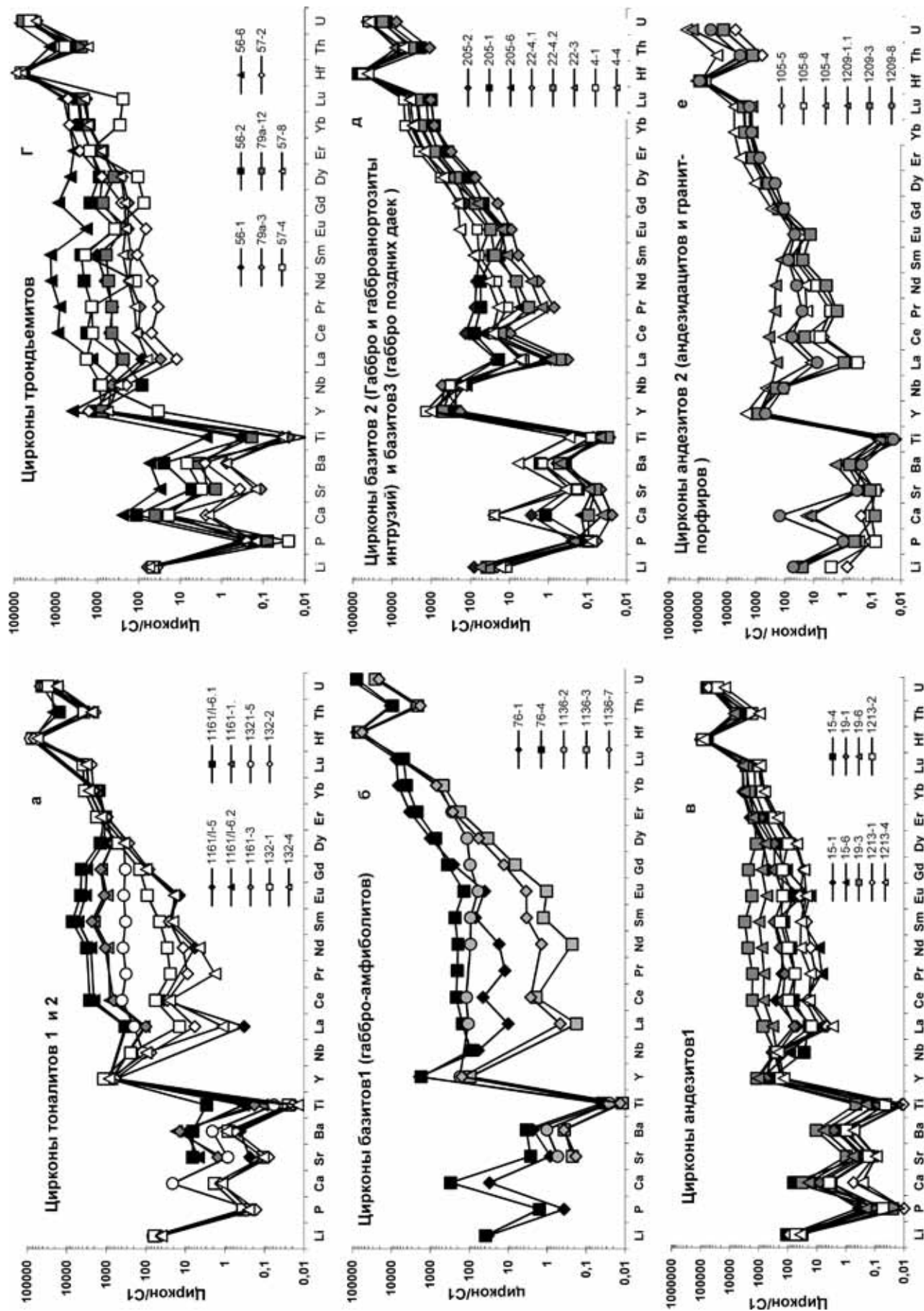


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) содержания РЗЭ в цирконах, нормированных на К1 [30].
 Номера проб соответствуют номерам в табл. 1 и на рис. 1

образования андезитов 1 структуры. Характер распределения РЗЭ в цирконах ($(\text{Lu}/\text{La})_n$, Ce/Ce^* , Eu/Eu^*) более соответствует таковому циркону магматического генезиса, хотя по соотношению $\text{La}-(\text{Sm}/\text{La})_n$ они занимают промежуточное положение между магматическими и гидротермально изменёнными цирконами [23, 26], $T_{(T)}C$ 750° (табл. 1, рис. 2, в). Наряду с собственными, в породе дайки присутствуют более крупные зёрна циркона бочковидной формы, аналогичные цирконам тоналитов, вмещающих дайку.

В андезитах Палаламбинской структуры (табл. 1, пр. 19, рис. 1) цирконы мелкие, удлиненные, трещиноватые, с лоскутной зональностью, которая, согласно Ф. Дж. Корфу [21], возникает при локальной перекристаллизации. Одно наименее изменённое зерно (табл. 2, рис. 3, а) дало возраст около 2900 млн лет, близкий к конкордантному, практически совпадающий с возрастом андезита дайки. В этом зерне $(\text{Lu}/\text{La})_n$ ниже, чем в цирконах из дайки в фундаменте; аномалии Ce и Eu сглажены, $T_{(T)}C$ 864°. По пяти более трещиноватым и изменённым зёрнам получен возраст 2841 ± 16 млн лет. Эти зёрна обогащены ЛРЗЭ, $T_{(T)}C$ 985° (табл. 1, рис. 2, в, 3, а). Высокая концентрация Ti одновременно с высоким содержанием ЛРЗЭ, Ca и Sr указывает на появление избыточного титана в цирконе при его флюидной переработке [13]. Полученный изохронный возраст соответствует возрасту интрузии габбро, прорывающей эти андезиты [9], т. е. отражает возраст переработки андезитов, связанной с внедрением габбро.

В андезитах 1 Остерской структуры циркон образует крупные удлиненные зёрна с четко выраженной лоскутной зональностью (рис. 1, в). Для этих андезитов по пяти зёрнам циркона получен возраст 2861 ± 10 млн лет при СКВО 0,98 (табл. 2, пр. 2013; рис. 3, б), который совпадает с возрастом интрузии габброанортозитов, прорывающих андезиты и содержащие их ксенолиты в приконтактных частях. Аналогичное значение возраста андезитов здесь получено С. А. Световым с коллегами [10]. Эти цирконы имеют более пологий график распределения РЗЭ по сравнению с цирконами из андезитов даек и сглаженные аномалии Ce и Eu . Рассчитанные температуры кристаллизации цирконов от 670 до 800 °С.

Трондьемиты широко представлены и изучены в районе Палой Ламбы, где они секут и мигматизируют тоналиты фундамента, а также слагают Лижмореченский массив, прорывающий зеленокаменную структуру. По содержанию главных элементов трондьемиты в фундаменте и интрузии аналогичны, но в трондьемитах интрузии более высокие содержания Y и Yb и отрицательная аномалия Eu . Цирконы в трондьемитах жильного материала присутствуют в виде удлиненных и бочковидных зерен. В КЛ удлиненные зерна обладают зональностью роста и имеют узкую темную (высокоурановую) кайму (рис. 2, в). По центральным частям удлиненных зерен получен возраст 2903 ± ± 28 млн лет, который отражает время образования этих пород [3]. Этот циркон характеризуется пологим распределением РЗЭ с незначительной положительной аномалией Ce и отрицательной Eu . Рассчитанная температура $T_{(T)}C$ 978° свидетельствует о наличии избыточного титана, привнесенного при воздействии флюида, и не отражает температуры

кристаллизации. Возраст 3184 ± 31 млн лет бочковидных зерен в пределах ошибки совпадает с возрастом тоналитов субстрата мигматитов и предполагает ксеногенную природу этих зерен.

Время внедрения трондьемитов Лижмореченского массива имеет четкие геологические границы между возрастом вмещающих андезитов (2919 млн лет) и секущей дайки магнезиального диорита (2892 млн лет). В породах присутствуют только цирконы, по морфологии соответствующие цирконам тоналитов. Возраст, полученный по цирконам из трондьемита массива, 3142 ± 22 млн лет (табл. 2, пр. 57; рис. 2, в). Единичные зерна дают возраст 3212 ± 18 млн лет. На древних зернах присутствует кайма, ее возраст 2664 ± 37 млн лет. Слабоизмененные конкордантные зерна имеют распределение РЗЭ, промежуточное между магматическим и метасоматическим, $(\text{Lu}/\text{La})_n$ 46 и 433, выражены аномалии Ce и Eu , $T_{(T)}C$ 781°. Изученные цирконы массива аналогичны цирконам мезоархейских и в меньшей степени палеоархейских тоналитов, испытавшим слабую метасоматическую переработку.

В Остерской зеленокаменной структуре изучены цирконы трондьемита из гальки в полимиктовых конгломератах, разделяющих два этапа формирования магматических пород. В трондьемите выделены и продатированы три морфологические группы зерен цирконов. В основном это удлиненные зерна без ядер, по морфологии и геохимическим особенностям сходные с цирконом из трондьемитов фундамента в районе Палой Ламбы (табл. 1, рис. 1, 2, в). По этим зернам получен возраст 2917 ± 22 млн лет (табл. 2, рис. 3, в). Расчетная температура кристаллизации $T_{(T)}C$ 748°. Зерна циркона второй группы округлые или эллипсовидные, однородные, сходны с цирконом ранних базитовых даек в тоналитах. В них высокое $(\text{Lu}/\text{La})_n$, положительная аномалия Ce и отрицательная Eu , $T_{(T)}C$ 761°. По трем зернам циркона этой группы получен конкордантный возраст 2975 ± 10 млн лет, также близкий к возрасту базитов даек. Для единичных бочковидных зерен циркона третьей группы возраст 3118 ± 11 млн лет при расчетной $T_{(T)}C$ 832°. По морфологии и полученному возрасту этот циркон соответствует циркону тоналитов 2, а содержание и распределение в нем редких и РЗЭ свидетельствует о его метасоматическом изменении.

Высокомагнезиальные габбро и диориты (с $\text{mg}\#$ 0,60–75) в районе Палой Ламбы образуют крупные дайки, которые прорывают трондьемиты Лижмореченской интрузии и вмещающие её андезиты зеленокаменного пояса, а также трондьемиты фундамента. Изучен циркон диорита (табл. 1, пр. 205), представленный обломками идиоморфных кристаллов размером около 100 × 60 мкм и удлиненными прозрачными светло-розовыми идиоморфными кристаллами со слабой зональностью (табл. 1, рис. 1). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах соответствуют таковому циркону магматического генезиса. В части зерен наблюдается метасоматическая флюидная переработка – снижение отношений $(\text{Lu}/\text{La})_n$ и Ce/Ce . Расчетная температура кристаллизации $T_{(T)}C$ 813° (табл. 1, рис. 2, д). В образце по всем зернам циркона получен конкордантный возраст 2892 ± 9 млн лет [2, 6] – время кристаллизации породы.

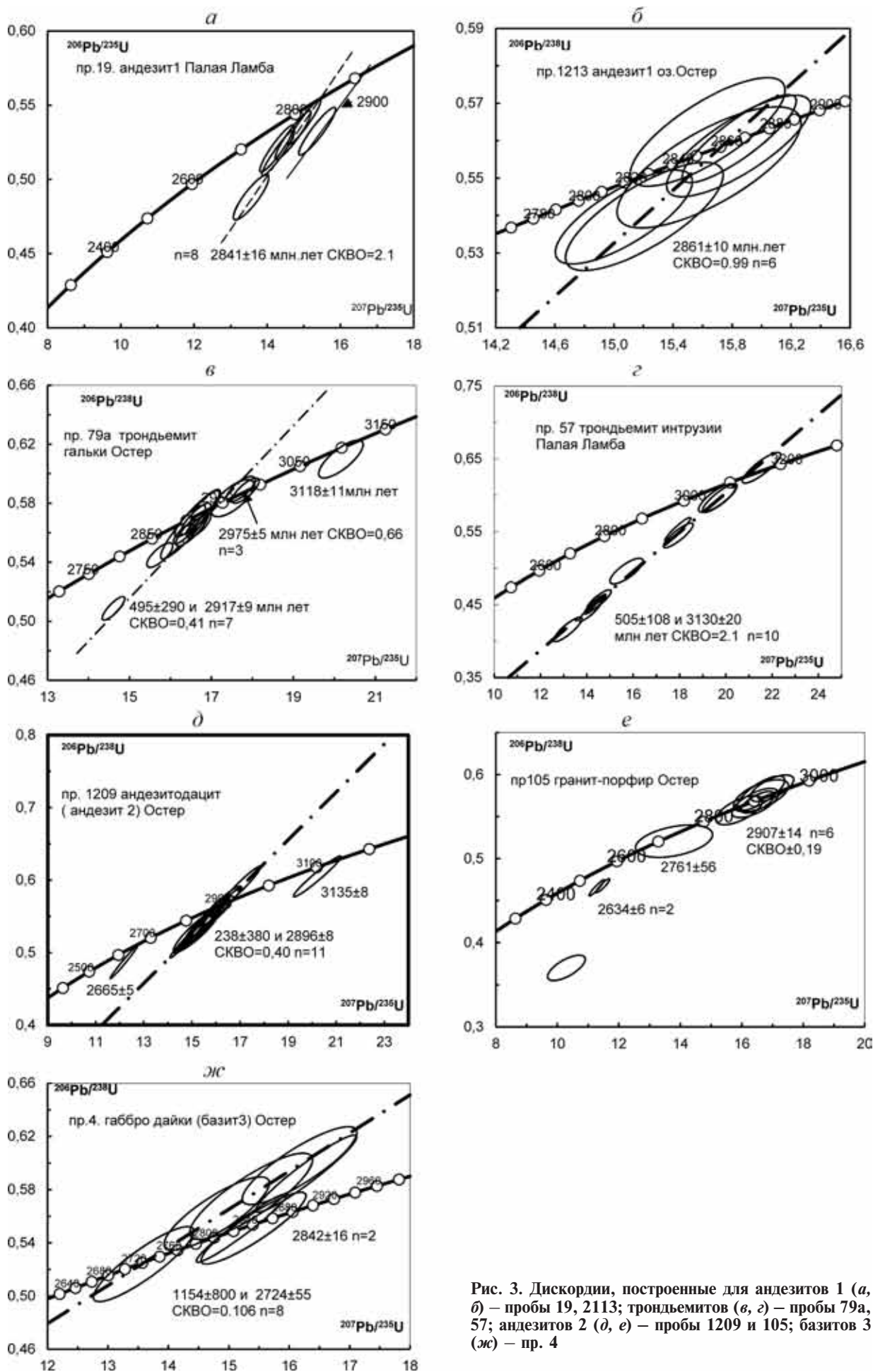


Рис. 3. Дискордии, построенные для андезитов 1 (а, б) – пробы 19, 2113; трондьемитов (в, г) – пробы 79а, 57; андезитов 2 (д, е) – пробы 1209 и 105; базитов 3 (ж) – пр. 4

Таблица 2
U-Rb изотопные данные для цирконов из андезитов 1 зеленокаменных структур и трондьемитов Палой Ламбы и Остера, андезитов 2, гранит-порфиоров и даек габбро 3 Остера

Зерно, точка	$^{206}\text{Rb}_0, \%$	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Rb}^*, \text{ppm}$	$^{206}\text{Rb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$	Дискордантность	$^{207}\text{Rb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Rb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
Андезит 1, Палая Ламба, пр. 19												
19.4.1	1,08	201	319	1,64	6,08	220 \pm 3			0,226	8,9	0,0347	1,4
19.8.2	0,65	911	1657	1,88	256	1814 \pm 25	2355 \pm 8,9	30	6,75	1,6	0,3249	1,6
19.5.1	0,17	365	232	0,66	126	2172 \pm 21	2698 \pm 6,7	24	10,22	1,2	0,4007	1,1
19.8.1	0,19	171	152	0,92	76,5	2703 \pm 27	2815 \pm 8,4	4	14,26	1,3	0,5208	1,2
19.2.1	0,06	306	199	0,67	136	2690 \pm 26	2828 \pm 6,9	5	14,3	1,3	0,5179	1,2
19.3.1	0,04	144	61	0,44	65,5	2740 \pm 28	2837 \pm 8,3	4	14,7	1,4	0,5298	1,3
19.7.1	0,74	148	92	0,64	62,7	2561 \pm 27	2839 \pm 12	11	13,56	1,5	0,4879	1,3
19.6.1	0,08	248	209	0,87	115	2777 \pm 26	2844 \pm 6,5	2	15,01	1,2	0,5386	1,2
19.1.1	0,34	184	132	0,74	84,4	2752 \pm 28	2900 \pm 8,4	5	15,36	1,3	0,5325	1,2
Андезит 1, Остер, пр. 1213												
1213.10.1	-0,01	516	480	0,96	233,1	2726 17	2778 8	2	14,09	0,9	0,5264	0,8
1213.3.1	0,09	699	1080	1,60	308,2	2669 18	2783 8	4	13,78	0,9	0,5128	0,8
1213.7.1	0,03	548	49	0,09	245,9	2708 17	2792 8	3	14,11	0,9	0,5222	0,8
1213.5.1	0,10	137	51	0,39	66,5	2876 24	2840 14	-1	15,64	1,4	0,5623	1,1
1213.8.1	0,18	182	55	0,31	84,5	2782 21	2847 13	2	15,07	1,3	0,5396	0,9
1213.2.1	0,06	120	40	0,34	55,7	2782 25	2861 15	3	15,21	1,4	0,5398	1,1
1213.1.1	0,04	333	53	0,16	160,2	2869 20	2867 8	0	15,85	1,0	0,5605	0,9
1213.4.1	0,13	90	29	0,33	42,8	2837 27	2868 18	1	15,64	1,6	0,5529	1,2
1213.9.1	0,00	147	51	0,36	70,7	2861 23	2872 13	0	15,84	1,3	0,5586	1,0
1213.6.1	4,72	198	132	0,69	90,0	2590 25	2955 31	14	14,76	2,2	0,4945	1,2
Трондьемит из гальки конгломерата, Остер, пр. 79а												
79a.13.1	0,06	640	130	0,21	280	2651 \pm 14	2893 \pm 7	9	14,61	0,77	0,5087	0,64
79a.12.1	0,13	296	105	0,36	145	2899 \pm 18	2909 \pm 8	0	16,48	0,93	0,5679	0,77
79a.11.1	0,04	362	128	0,37	180	2942 \pm 17	2916 \pm 7	-1	16,85	0,85	0,5784	0,71
79a.3.1	0,06	178	78	0,45	86,8	2890 \pm 39	2917 \pm 11	1	16,49	1,80	0,5657	1,70
79a.1.1	0,10	399	219	0,57	192	2864 \pm 11	2918 \pm 6	2	16,32	0,61	0,5593	0,49
79a.15.1	0,06	485	191	0,41	237	2906 \pm 18	2918 \pm 8	0	16,62	0,90	0,5695	0,76
79a.14.1	0,05	337	147	0,45	163	2876 \pm 19	2930 \pm 9	2	16,53	0,98	0,5624	0,83
79a.9.1	0,03	719	507	0,73	349	2885 \pm 11	2932 \pm 5	2	16,61	0,55	0,5644	0,46
79a.10.1	0,06	277	126	0,47	134	2886 \pm 13	2939 \pm 7	2	16,69	0,73	0,5647	0,58
79a.6.1	0,38	236	98	0,43	120	2987 \pm 14	2965 \pm 9	-1	17,71	0,81	0,5895	0,60
79a.7.1	0,06	237	107	0,47	120	2983 \pm 14	2978 \pm 8	0	17,83	0,76	0,5885	0,59
79a.4.1	0,13	139	97	0,72	73,2	3069 \pm 21	3118 \pm 11	2	20,16	1,10	0,6099	0,86
Трондьемит Лижмореченского массива, Палая Ламба, пр. 57												
57.8.2	3,46	560	2005	3,70	107	1239 \pm 16	2664 \pm 37	115	5,29	2,7	0,2119	1,5
57.5.1	0,21	149	48	0,33	53,3	2242 \pm 31	3050 \pm 15	36	13,18	1,9	0,4160	1,6
57.6.2	0,33	487	259	0,55	185	2354 \pm 25	3072 \pm 9,3	31	14,15	1,4	0,4407	1,3
57.7.1	0,08	468	406	0,90	181	2398 \pm 24	3061 \pm 8,9	28	14,37	1,3	0,4506	1,2
57.1.1	0,24	142	202	1,47	55,7	2423 \pm 26	3058 \pm 13	26	14,52	1,5	0,4562	1,3
57.1.1*	0,22	93	125	1,38	39,8	2597 \pm 31	3051 \pm 18	17	15,72	1,9	0,4960	1,4

Зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Дискордантность	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$
57.3.1	0,08	308	140	0,47	147	2839 ± 27	3086 $\pm 6,9$	9	17,93	1,3	0,5534	1,2
57.6.1	0,10	231	116	0,52	108	2804 ± 29	3112 ± 11	11	17,95	1,5	0,5450	1,3
57.4.1*	0,60	141	48	0,36	72,6	3015 ± 32	3111 ± 16	3	19,63	1,7	0,5963	1,3
57.2.1	0,70	262	269	1,06	136	3014 ± 32	3121 ± 13	4	19,74	1,5	0,5961	1,3
57.4.1	0,42	185	48	0,27	102	3181 ± 34	3152 ± 13	-1	21,54	1,6	0,6378	1,3
57.8.1	0,12	335	222	0,68	184	3182 ± 31	3218 $\pm 8,6$	1	22,47	1,3	0,6381	1,2
Андезит 2, Остер, пр. 1209												
1209.1.1	0,03	1174	95	0,08	491	2556 ± 39	2664,8 ± 5	4	12,17	1,9	0,4867	1,9
1209.1.2	2,25	101	25	0,25	63,9	3455 ± 59	2869 ± 31	-17	20,07	2,9	0,709	2,2
1209.2.1	0,18	157	72	0,47	73,1	2790 ± 44	2883 ± 10	3	15,47	2,0	0,542	1,9
1209.3.1	0,06	95	60	0,66	46,1	2882 ± 47	2891 ± 12	0	16,17	2,2	0,564	2,0
1209.4.1	0,03	370	396	1,11	164	2686 ± 42	2884,7 $\pm 6,8$	7	14,78	1,9	0,5169	1,9
1209.5.1	0,05	183	233	1,32	85,9	2805 ± 44	2888,6 $\pm 8,9$	3	15,62	2,0	0,545	1,9
1209.6.1	0,10	83	40	0,50	39,1	2828 ± 47	2897 ± 13	2	15,86	2,2	0,551	2,0
1209.6.2	0,05	562	357	0,66	259	2769 ± 42	2900 $\pm 7,2$	5	15,48	1,9	0,537	1,9
1209.7.1	0,12	203	202	1,03	106	3050 ± 47	3134,6 ± 8	3	16,28	2,0	0,605	1,9
1209.8.1	0,02	214	109	0,53	104	2884 ± 45	2900,6 ± 8	1	15,36	2,1	0,564	1,9
1209.8.2	0,07	123	105	0,88	56,4	2752 ± 44	2899 ± 11	5	15,2	2,6	0,533	2,0
1209.9.1	0,26	108	41	0,39	49,2	2742 ± 52	2890 ± 18	5	15,46	2,0	0,53	2,3
1209.10.1	0,03	220	174	0,82	102	2781 ± 43	2889,1 $\pm 8,3$	4	16,98	2,1	0,54	1,9
1209.11.1	0,05	139	86	0,64	70,7	2990 ± 48	2895,1 $\pm 8,8$	-3	16,52	1,3	0,59	2,0
Гранит-порфир, Остер, пр. 105												
105.4.1	0,00	1447	640	0,46	578,5	2463 ± 17	2614 ± 5	6	11,28	0,9	0,4653	0,8
105.3.1	-0,02	1109	379	0,35	445,6	2474 ± 15	2634 ± 5	6	11,48	0,8	0,4679	0,7
105.2.1	1,31	28	11	0,41	12,8	2702 ± 33	2761 ± 56	2	13,80	3,7	0,5207	1,5
105.3.2	-0,26	32	65	2,11	10,1	2030 ± 29	2840 ± 29	40	10,29	2,4	0,3701	1,7
105.5.1	0,25	30	17	0,57	14,6	2857 ± 29	2882 ± 24	1	15,92	2,0	0,5576	1,3
105.1.1	0,13	37	15	0,41	18,6	2940 ± 34	2895 ± 20	-2	16,62	1,9	0,5779	1,4
105.8.1	0,47	26	11	0,46	12,8	2927 ± 32	2904 ± 28	-1	16,62	2,2	0,5748	1,4
105.7.2	0,08	29	9	0,32	14,2	2892 ± 29	2910 ± 23	1	16,43	1,9	0,5661	1,2
105.7.1	-0,17	43	15	0,37	21,6	2963 ± 26	2914 ± 21	-2	16,98	1,7	0,5836	1,1
105.6.1	-0,16	70	34	0,50	34,0	2896 ± 22	2916 ± 16	1	16,52	1,3	0,5671	0,9
Габбро 3, дайка Остера, пр. 4												
4.2.1	0,97	184	59	0,33	88,6	2831 ± 47	2848 ± 16	1	15,41	2,3	0,551	2,0
4.5.1	0,61	408	407	1,03	195	2829 ± 44	2828,2 $\pm 8,5$	0	15,21	2,0	0,551	1,9
4.4.1	1,02	261	158	0,63	119	2714 ± 48	2727 ± 19	0	13,59	2,5	0,524	2,2
4.1.1	2,33	245	170	0,72	122	2874 ± 47	2751 ± 22	-4	14,8	2,4	0,562	2,0
4.7.1	1,08	188	113	0,62	94,3	2928 ± 53	2775 ± 23	-5	15,37	2,7	0,575	2,3
4.6.1	0,52	229	169	0,76	117	2996 ± 47	2823 ± 10	-6	16,28	2,1	0,592	2,0
4.3.1	1,73	151	94	0,64	79,4	3024 ± 49	2793 ± 21	-8	16,17	2,4	0,598	2,0

Ошибки 1 σ ; Pb_c и Pb* соответствуют обычному и радиогенному свинцу. Поправка введена на измеренное кол-во ^{204}Pb .

Цирконы интрузий габбро, габброноритов и габброанортозитов изучены в районах оз. Остер, р. Суна, Палой Ламбы. Породы кристаллизовались 2840–2860 млн лет назад [2]. В районе оз. Остер это наиболее молодые породы из присутствующих в гальках полимиктовых конгломератов. Габброанортозитовая интрузия района оз. Остер датирована U-Pb методом SIMS на приборе SHRIMP II по единичным зернам циркона, тогда как возраст аналогичных интрузий в Семченской и Палаламбинской структурах определен ранее классическим методом. Для габбро-анортозитов по 10 зернам циркона получен конкордантный возраст 2860 ± 9 млн лет [2, 6]. Во всех породах зерна цирконов удлиненные и изометричные, без ядер, размер зерен 100–200 мкм (рис. 2, д). В большинстве зерен видна зональность, напоминающая полисинтетическое двойникование в плагиоклазах. Она сходна с зональностью, которая часто отмечается в цирконах из габброанортозитов расслоенных интрузий. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах габброанортозитов соответствуют таковым цирконов магматического генезиса, $T_{(Ti)C} 758^\circ$ (табл. 1, рис. 2, д).

Для цирконов из **средне-кислых пород даек и малых интрузий позднего магматического комплекса** района оз. Остер – андезидацитов, дацитов и плагиопорфиров, секущих конгломераты, – получены наиболее разнообразные и противоречивые возрастные данные. Ранее для этих даек классическим U-Pb методом по циркону получен возраст 2830 млн лет, на этом основании конгломераты считались мезоархейскими [9].

Исследования цирконов из даек плагиопорфиров (пр. 105) и андезидацитов (пр. 1209) показали, что в обеих пробах преобладают цирконы сложного строения. Они образуют длинно- и короткопризматические зерна в основном двухфазного строения. В КЛ выделяются зерна с темными переработанными ядрами и полосчатыми оболочками, полосчатые длиннопризматические зерна без ядер, а также редкие отдельные темные зёрна (рис. 1). В большинстве присутствуют полосчатые длиннопризматические зерна, а также оболочки вокруг переработанных ядер. По этим зернам получены дискордантные возрасты 2907 ± 14 и 2896 ± 8 млн лет в пробах 105 и 1209 (табл. 1, 2, рис. 2, е, 3, д). В полосчатых зернах цирконов этих проб концентрации и характер распределения РЗЭ соответствуют таковым в цирконах магматического генезиса, $T_{(Ti)C} 838^\circ$. По морфологии и возрасту эти зерна более всего соответствуют цирконам трондьемитов с полностью переработанными темными ядрами, поэтому рассматриваются как ксеногенные, за исключением зерна 105-2 (рис. 3, е) с конкордантным возрастом 2761 ± 56 млн лет. Темные переработанные ядра и отдельные темные в КЛ зёрна дают одинаковый возраст 2664–2665 млн лет. Они характеризуются высокими концентрациями урана в U и Th, но содержание Th в отдельных (новообразованных?) зёрнах почти на порядок больше, чем в переработанных ядрах. В высокоурановых зёрнах распределение РЗЭ близко к магматическому; $T_{(Ti)C} 770^\circ$. В высокоурановых ядрах низкое $(Lu/La)_n$, Ce аномалия сглажена, содержание Hf выше, $T_{(Ti)C} 826^\circ$. Вероятно, процессы кристаллизации высокоурановых зёрен и преобразования древних ядер происходили синхронно. Как будет показано ниже, новообразованные зерна высокоуранового циркона

по своим характеристикам, а также по Pb^{207}/Pb^{206} близки к цирконам микроклиновых гранитов. Кроме этих зерен, в пр. 1209 присутствуют единичные зерна бочковидной формы, возраст одного из них по соотношению Pb^{207}/Pb^{206} 3135 ± 8 млрд лет (табл. 2). В этом зерне, испытавшем флюидную переработку, низкое отношение $(Lu/La)_n$, аномалии Ce и Eu сглажены, содержание Hf и отношение Lu/Hf сопоставимы со значениями в цирконах тоналитов; $T_{(Ti)C} 876^\circ$ (табл. 1). Изучение цирконов этой группы пород не решило принципиального вопроса о верхней границе полимиктовых конгломератов.

Поздние базитовые дайки дифференцированного комплекса района оз. Остер (базиты 3) прорывают терригенные породы и субвулканический комплекс средне-кислых пород, а сами секутся микроклиновыми пегматоидными гранитами. Нами изучен циркон из дайки габбро (пр. 4, табл. 1). Циркон образует мелкие зерна размером $30-50 \times 100$ мкм (рис. 1). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконе соответствуют цирконам магматического генезиса, $T_{(Ti)C} 869^\circ$ (табл. 1, рис. 2, д).

Возраст дайки, полученный нами U-Pb методом на приборе SHRIMP II по пяти зернам, из которых одно конкордантное, 2724 ± 55 млн лет, а два зерна, вероятно, ксеногенные (табл. 2, рис. 3, ж).

Микроклиновые граниты – наиболее поздние, архейские. Цирконы в них образуют как собственные зёрна характерного габитуса (округлые или эллипсовидные), так и оболочки на ксеногенных «тоналитовых» зёрнах. В КЛ эти зерна темные, часто с мелкими включениями (рис. 1). Конкордантные возрасты по единичным зернам и по оболочкам более древних зерен 2665 ± 19 и 2674 ± 18 млн лет [2, 3]. Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах гранитов соответствуют цирконам магматического происхождения, $T_{(Ti)C} 748^\circ$.

Обсуждение результатов. Анализ изотопного состава Nd в породах показал [2], что тоналиты двух ранних этапов выплавлялись из источников близкого возраста при $T_{DM}(Nd)$ 3,2–3,4 млрд лет. Более древние тоналиты с возрастом 3,24 млрд лет характеризуются более высокими отношениями Sr/Y (около 70) и $(La/Yb)_n$ (> 60), низкими содержаниями K_2O и Rb, Y, HREE по сравнению с более молодыми. Это означает, что расплавы ранних ТТГ формировались на больших глубинах с присутствием в рестите граната. Повышение концентраций K_2O и Rb в тоналитах 2 может быть связано с поздним наложенным процессом. Сравнение конкордантных зёрен цирконов из тоналитов обоих этапов показывает, что при сходной морфологии они различаются. В цирконах ранних тоналитов меньше Y, в 1,5–2 раза больше Hf и более низкие отношения Lu/Hf. Расчеты показали, что температуры кристаллизации циркона $T_{(Ti)C}$ в тоналитах 1 несколько превышают таковые в тоналитах 2 (731 и 705°), что хорошо согласуется с различиями в условиях формирования исходных расплавов тоналитов 1 и 2. Концентрации Li в цирконах тоналитов 1 и 2 соответствуют его концентрациям в цирконах коровых пород и существенно отличаются от таковых цирконов плагиогранитов океанического дна (рис. 4, в) [19, 23].

Базиты 1 ранних даек в тоналитах 1 и 2 по своим геохимическим характеристикам аналогичны метабоальтам зеленокаменных поясов [2, 3, 16] (рис. 3), при этом габбро обогащены рядом литофильных

элементов (Rb, Ba, Th). Цирконы в этих дайках мелкие, однородные, незональные. Большая часть зерен имеет четко выраженный магматический спектр распределения РЗЭ с дифференцированным распределением легких и тяжелых РЗЭ (рис. 2, а, 4, а). По соотношению U/Yb-Y цирконы базитов 1 соответствуют цирконам континентальных, а не океанических расплавов. О принадлежности этих цирконов к цирконам континентальных образований свидетельствуют также существенно более высокие концентрации Li, чем в цирконах базитов океанической коры (рис. 4, б, в) [19]. Расчетные температуры кристаллизации цирконов габбро $T_{(T)}$ С 705–794° (табл. 1).

Андезиты 1 Палой Ламбы и оз. Остер [2] (рис. 4) полностью идентичны по содержаниям главных и РЗЭ. Они выплавились из источников близкого возраста: $T_{(DM)}Nd$ для них составляет 3,0 млрд лет и в пределах ошибки совпадает с возрастом базальтов и габброамфиболитов (базитов 1). Если U-Pb возраст цирконов в дайке андезита, секущей тоналиты фундамента (2919 млн лет), соответствует положению этих пород в шкале последовательности геологических событий, то возраст цирконов в андезитах Палаламбинской и Остерской структур соответствует возрасту прорывающих их габбро (2840 млн лет) и габброанортозитов (2860 млн лет). Разновозрастные цирконы из андезитов существенно отличаются и по морфологии зерен. Цирконы из дайки андезитов в тоналитах более изометричны с коэффициентом удлинения 1,5–2, в КЛ обладают слабопроявленной магматической зональностью роста, тогда как у цирконов в андезитах зеленокаменных структур коэффициент удлинения 5–7, характерная лоскутная зональность, возникающая по трещинам и нарушающая первоначальную зональность, что приводит к локальной перекристаллизации [21]. У цирконов из дайки в тоналитах более дифференцированный спектр распределения РЗЭ по сравнению с цирконами из андезитов зеленокаменных структур. У них в 1,5–2 раза более низкие концентрации Hf и более высокие отношения Lu/Hf. Полученный более молодой возраст цирконов в андезитах структур соответствует возрасту метаморфизма, связанного с внедрением габбро и габброанортозитов второго этапа базитового магматизма. Геохимические различия в характере распределения РЗЭ в цирконах дайки по сравнению с цирконами из андезитов структур, а также различия между наименее и наиболее измененными цирконами из андезитов Палаламбинской зеленокаменной структуры подтверждают вывод о метаморфических преобразованиях магматических цирконов в этих породах. Вероятно, цирконы в андезитовых дайках оказываются бронированными вмещающими тоналитами и сохраняют возраст кристаллизации андезитов, тогда как цирконы из андезитов в зеленокаменных структурах преимущественно изменены в процессе метаморфизма, связанного с внедрением базитов 2, и не отражают времени их кристаллизации.

Трондьемиты имеют различную геологическую предысторию. Возраст источника $T_{(DM)}Nd$ для трондьемитов фундамента Палаламбинской структуры 3,3–3,4, для трондьемитов Лижмореченского массива, прорывающих вулканы зеленокаменного пояса, 3,0–3,2, а для трондьемитов Остерской структуры около 3,0 млрд лет. U-Pb возрасты цирконов трондьемитов фундамента Палой Ламбы

и Остера в пределах ошибки близки между собой – 2903 и 2917 млн лет. Морфология зерен цирконов в этих трондьемитах также сходна. Зерна циркона, отражающие кристаллизацию этих трондьемитов, характеризуются низкими значениями $(Lu/La)_N$ 32–63, в них отсутствуют положительные аномалии Ce, что, вероятно, обусловлено высоким содержанием флюида в расплаве и постмагматической переработкой этих цирконов. Они близки по содержанию Hf и Li, отношению Lu/Hf. В обеих группах пород преобладают ксеногенные зерна циркона тоналита с возрастом 3118–3180 млн лет. Можно считать, что 2,92–2,90 млрд лет назад происходило плавление различных по возрасту и глубине залегания тоналитов коры с образованием трондьемитовых расплавов с высоким содержанием флюида.

Время образования трондьемитов Лижмореченского массива, прорывающих породы зеленокаменной структуры, по геологическим соотношениям ($2919 > t > 2892$ млн лет) должно приближаться к возрасту трондьемитов в тоналитах фундамента (2903 млн лет). Однако в трондьемитах массива присутствуют только цирконы, которые по морфологии зерен (бочковидные, удлиненные, зональные) аналогичны цирконам тоналитов фундамента, а их возраст (3142 ± 22 млн лет) соответствует возрасту тоналитов источника. Отсюда следует, что трондьемитовый расплав содержит лишь ксеногенный циркон, а кристаллизации собственного циркона не происходило.

Базиты второго этапа представлены в изученных районах дайками *высокомagneзиальных габбро и диоритов*, а также интрузиями *габбро и габброанортозитов*. Цирконы даек и интрузий дают U-Pb SH конкордантные возрасты 2892 ± 9 и 2860 ± 9 млн лет. Породы имеют повышенную магнезиальность. Расплавы даек образованы при плавлении гарцбургитовой мантии при существенной роли водных флюидов. Интрузии габбро и габброанортозитов являются производными коматиитовых или высокотемпературных базальтовых расплавов, выплавленных из недеплетированного мантийного источника, а всё разнообразие составов обусловлено процессами контаминации и последующей жидкостной и кристаллизационной дифференциацией [2]. Как в дайках, так и в интрузии габброанортозитов присутствуют единственные генерации цирконов с характерными магматическими особенностями. Среди цирконов даек, помимо неизменённых магматических зерен, имеются зерна, испытавшие метасоматическую переработку, тогда как в интрузии цирконы не изменены. Конкордантные возрасты цирконов из базитов второго этапа, как даек, так и интрузий, свидетельствуют о незначительной степени изменения первичных характеристик цирконов. По соотношениям $(Sm/La)_N-La$, U/Yb-Y (рис. 4, а, б), а также по относительно более высокому содержанию РЗЭ и Li цирконы высокомагнезиальных базитов заметно отличаются от цирконов в основных породах океанического дна – производных DM [18, 19, 22, 23]. Возможно, что цирконы габбро второго этапа кристаллизовались в условиях континентальной коры.

Наиболее сложен для района оз. Остер вопрос о возрасте и генезисе расплавов субвулканических пород верхнего комплекса, прорывающих конгломераты, и о природе содержащихся в них цирконов. Как было показано ранее [17], верхний комплекс включает в себя андезидациты (андезиты 2),

плаггиопорфиры и гранит-порфиры. Средневзвешенный состав пород комплекса соответствует трондьемиту. Большинство этих пород имеет древний источник с $T_{(DM)} Nd$ 3,2–3,5 млрд лет. Исследование цирконов из андезидацитов с 64 % SiO_2 и гранит-порфиров с 71 % SiO_2 показало их одинаковое строение, возраст и степень переработки.

В породах субвулканического комплекса присутствуют зерна циркона с возрастными 2907 ± 14 (пр. 105) и 2896 ± 8 млн лет (пр. 1209). Этот циркон по строению, геохимическим особенностям и возрасту соответствует цирконам трондьемитов, присутствующих в виде галек в этих конгломератах, т. е. циркон 1 следует рассматривать как ксеногенный. При этом «трондьемитовые» цирконы обладают характеристиками магматических зёрен с $(Lu/La)_n$ 3000–6000, Ce/Ce^* 7–17, Eu/Eu^* 0,2–0,4. Вероятно, трондьемит и новообразованные из него расплавы субвулканического комплекса были сухими и тогда не происходило флюидной переработки «трондьемитовых» цирконов при кристаллизации новообразованных расплавов. В то же время в этих породах присутствует высокоурановый циркон 2 (пробы 105 и 1209) в виде самостоятельных зерен и ядер в цирконе 1. Возраст этого циркона по соотношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ 2664–2665 млн лет совпадает с возрастом микроклиновых и пегматоидных гранитов. Наличие в породах верхнего магматического комплекса циркона 2665 млн лет свидетельствует, что позже произошло термальное событие с высокой активностью флюидов, приведшее к формированию нового высокоуранового циркона, полностью заместившего более древний циркон 1.

Таким образом, возраст пород верхнего вулканоплутонического комплекса района оз. Остер и конгломератов на данный момент не установлен. Единственным репером его определения является пересечение его *дайкими базитов 3*, отделенных по составу от магнезиальных, высокоглиноземистых до высокотитанистых и занимающих одинаковое геологическое и структурное положение. Расплавы даек, вероятно, производные единого расслоенного резервуара, $\epsilon_{Nd}(2724)$ от 0,4 до 1,7, что свидетельствует о его образовании из слабдеплетированного мантийного источника. Цирконы даек образуют одну генерацию зёрен с магматическими характеристиками. По соотношениям $U/Yb-Y$ и концентрациям Li они соответствуют не цирконам базитовых расплавов океанического дна с источником DM, а континентальным цирконам (рис. 5).

Микроклиновые граниты завершают последовательность магматических пород в архее в изученных районах, а также вызывают процессы преобразования в породах как нижнего, так и верхнего (постконгломератового) магматических комплексов. Возраст гранитов около 2664 млн лет.

Выводы. В породах изученных районов Карельской провинции отмечается широкое разнообразие цирконов как по морфологии, так и по составу, что определяется целым рядом факторов и требует детального анализа результатов датирования.

Цирконы тоналитов двух ранних возрастных групп (3,24 и 3,15 млрд лет) имеют сходную морфологию зерен, но отличаются соотношением Y , Hf и Lu/Hf . В тоналитах 2 присутствуют ксеногенные зерна цирконов тоналитов 1. Большая часть цирконов из тоналитов 1 по распределению РЗЭ и $(Sm/La)_n-La$ испытали флюидную переработку, но при этом возрасты изменённых и неизменённых

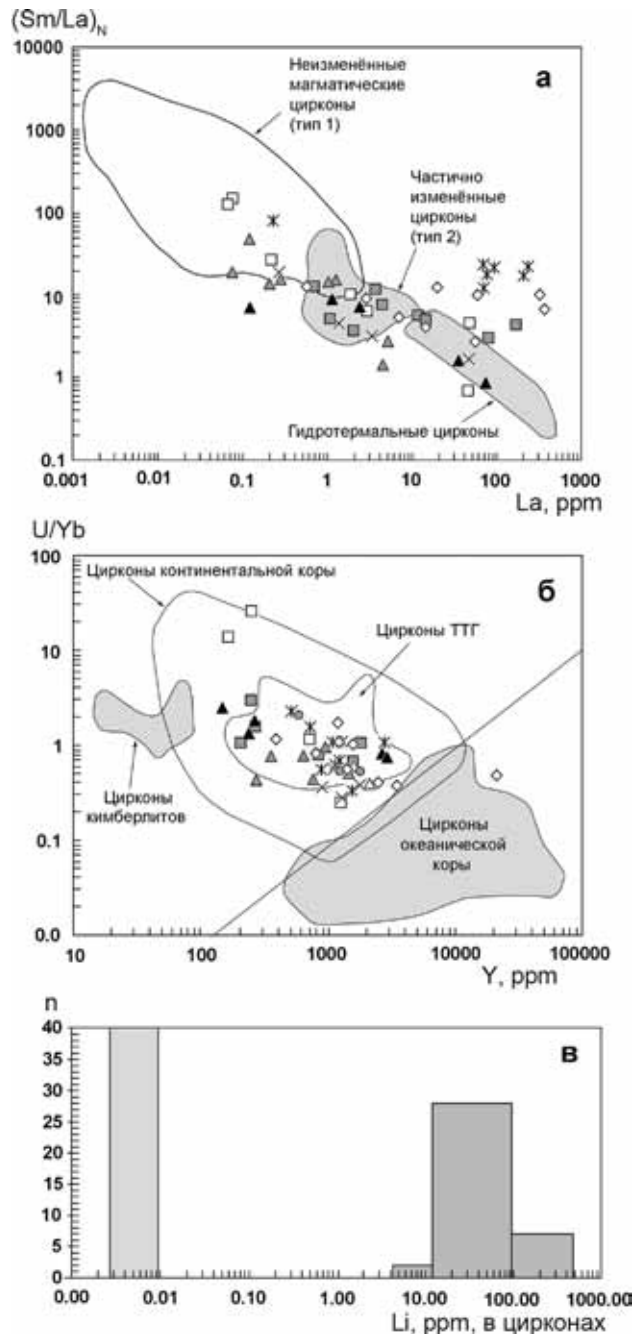


Рис. 4. Диаграмма $(Sm/La)_N-La$ (а) – степень изменённости цирконов Водлозерского домена. Поля цирконов различных типов выделены по [19, 20, 23, 26]; диаграмма $U/Yb-Y$ (б) – диагональная линия и поля для цирконов из пород океанической и континентальной коры [19] (цирконы из тоналитов 1 – сложный крест, тоналитов 2 – простой крест, трондьемитов – белый ромб, базитов 1 – черный треугольник, базитов 2 – серый треугольник, базитов 3 – белый треугольник, андезитов 1 – серый квадрат, андезитов 2 – белый квадрат); гистограмма (в) содержания Li в цирконах из пород океанической коры [22] – *светло-серое поле*, из архейских пород Водлозерского домена – *темно-серое поле*

зерен цирконов незначительно отличаются, что указывает на отсутствие существенного разрыва во времени между магматической кристаллизацией и флюидной переработкой. Температуры кристаллизации циркона в тоналитах 1 несколько превышают таковые в тоналитах 2 ($T_{(T)}C \sim 731$ и 705°), что

согласуется с представлением о большей глубине формирования исходных расплавов тоналитов 1 [2].

Большинство цирконов ранних базитов (3,02–2,97 млрд лет) имеет выраженный магматический спектр распределения РЗЭ. По соотношению U/Yb–Y и высоким концентрациям Li они заметно отличаются от цирконов основных пород океанического дна. В дайках ранних базитов сохраняются ксеногенные бочковидные цирконы вмещающих тоналитов 2 [2].

Цирконы из андезитовой дайки в тоналитах фундамента с возрастом кристаллизации 2,92 млрд лет сохраняют магматические характеристики состава. Цирконы из силла андезитов в базальтах Палаламбинской зеленокаменной структуры лишь в редких случаях сохраняют возраст кристаллизации ~ 2,9 млрд лет. В большинстве зерен по трещинам развивается лоскутная зональность с замещением магматических характеристик метаморфическими и изменением возраста зерен в сторону их омоложения. В андезитовых покровах Остерской структуры зерна циркона с лоскутной зональностью полностью изменены и отражают возраст метаморфизма, связанного с внедрением интрузий габброанортозитов с возрастом 2,86 млрд лет.

Трондьемиты слагают жильный материал мигматитов по тоналитам фундамента, гальки конгломератов и интрузии в зеленокаменных структурах. В трондьемитах фундамента и галек конгломератов, наряду с удлиненными зернами цирконов с возрастом 2903 и 2917 млн лет, присутствуют ксеногенные зерна цирконов тоналитов – источника трондьемитов. Трондьемиты Лижмореченского массива, прорывающие Палаламбинскую зеленокаменную структуру и кристаллизовавшиеся в менее глубоких условиях, чем трондьемиты фундамента, содержат лишь ксеногенные зерна циркона тоналитов с возрастом 3,13 млрд лет, который не отражает времени внедрения и кристаллизации массива. Собственный циркон при внедрении массива не кристаллизовался.

Цирконы поздних базитов по характеру распределения РЗЭ и (Sm/La)_n–La неизменные магматические. По соотношению U/Yb–Y и высоким концентрациям Li они соответствуют цирконам базитов внутриконтинентальных образований.

Породы позднего вулканоплутонического комплекса района оз. Остер, прорывающего конгломераты, не содержат циркона, отражающего время кристаллизации пород. В них присутствуют ксеногенные зерна циркона, оболочки которого по морфологии и возрасту (~ 2907 млн лет) аналогичны цирконам трондьемитов, а ядра представляют собой реликты более древнего циркона, изменённого в результате флюидной переработки, связанной с внедрением гранитов с возрастом 2664 млрд лет. Время формирования пород комплекса определяется временем между кристаллизацией базитов 2 (2,86 млрд лет), присутствующих в гальках конгломератов, и внедрением даек поздних базитов (2,72 млрд лет).

Авторы благодарят коллег из ЦИИ ВСЕГЕИ Е. Н. Лепехину и П. А. Львова за изотопные измерения проб, а также Г. Симакину и Е. В. Погапова (ЯФ ФТИАН) за выполненные аналитические исследования геохимии циркона, изученного на оборудовании ЦКП «Диагностика микро- и наноструктур» при финансовой поддержке РФФИ

(грант 16-05-00125). Сердечное спасибо В. А. Глебовицкому за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания.

1. *Арестова Н.А.* Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Регион. геология и металлогения. 2008. № 36. – С. 5–18.

2. *Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Кучеровский Г.А.* Формирование архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 2. – С. 3–15.

3. *Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В.* и др. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 1. – С. 67–73.

4. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / ред. К.О. Кратц. – Л.: Наука, 1978. – 262 с.

5. *Кучеровский Г.А., Арестова Н.А., Матвеева Л.В.* и др. Геология и петрология и возраст архейских мафитовых даек в районе Палай Ламба // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всерос. конф., посвящённой 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. – СПб.: СПбГУ, 2012. Т. 1. – С. 353–355.

6. *Кучеровский Г.А.* Моделирование условий образования Остерской интрузии габброанортозитов (Сегозерско-Водлозерский зеленокаменный пояс, Водлозерский домен, Карелия) и основные геологические выводы // Материалы XXIV конф. молодых учёных памяти К.О. Кратца. – Апатиты, 2013. – С. 59–62.

7. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А.* и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. – С. 26–42.

8. *Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П.* и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. – С. 156–173.

9. Ранний докембрий Балтийского щита / ред. В.А. Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005. – 711 с.

10. *Светов С.А., Назарова Т.Н., Светова А.И.* и др. Мезоархейский андезитовый комплекс Остерской зеленокаменной структуры – новые результаты геохронологического изучения // Геология и полезные ископаемые Карелии. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. Вып. 16. – С. 51–56.

11. *Сергеев С.А., Матуков Д.И., Бибикина Е.В., Лобач-Жученко С.Б.* Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. – С. 229–236.

12. *Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А.* и др. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия. 2008. № 6. – С. 947–959.

13. *Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С.* и др. Распределение редких и редкоземельных элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов панозерского комплекса Центральной Карелии // Геохимия. 2009. № 9. – С. 958–971.

14. *Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Галанкина О.Л.* и др. Первая находка аномально (Y+REE)-обогащенных цирконов в породах Балтийского щита // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 6. – С. 792–799.

15. *Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л.* Новые данные о возрасте древнейшей тоналит-трондьемитовой ассоциации Балтийского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009а. Т. 17. № 2. – С. 124–128.

16. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна — ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // Докл. РАН. 2009б. Т. 428. № 4. — С. 508–510.
17. Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Архейский магматизм северо-западной окраины древнего Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. — С. 138–167.
18. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from Eastern Australian granitoids // J. Petrol. 2006. Vol. 47. No 2. — P. 329–353.
19. Bouvier A.-S., Ushikabo T., Kita N.T. et al. Li isotopes as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTG and Sanukitoids // Contrib. Min. Petrol. 2012. Vol. 163. — P. 745–768.
20. Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A., EIMF. Correlated microanalysis of zircon: trace element, $\delta^{18}\text{O}$ and U-Th-Pb isotopic constraint on the igneous origin of complex > 3900 Ma detrital grains // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. Vol. 70. — P. 5601–5616.
21. Corfu F.J. M., Hanchar P.W., Hoskin O. Atlas of zircon textures // Rev. Mineral. Geochim. 2003. Vol. 53. — P. 468–500.
22. Grimes C., Ushikabo T., John B., Valley J.W. Uniformly mantle $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. Vol. 161. No 1. — P. 13–33.
23. Grimes C., John B., Cheadle M. et al. On the occurrence, trace element geochemistry and crystallization of zircon from *in situ* ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. Vol. 163. No 6. — P. 757–778.
24. Halden N.M., Hawthorne F.C., Campbell J.L. et al. Chemical characterisation of oscillatory zoning and overgrowths in zircon using 3 MeV μPIXE // Can. Mineral. 1993. Vol. 31. — P. 637–647.
25. Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.K. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology. 2007. Vol. 35. — P. 635–638.
26. Hoskin P.W.O. Trace element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. Vol. 69. — P. 637–648.
27. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircons and igneous and metamorphic petrogenesis / M.J. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Ed) // Zircon Rev. Min. Geochim. 2003. Vol. 53. — P. 27–55.
28. Hoskin P.W.O., Ireland T.R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator // Geology. 2000. Vol. 28. — P. 627–630.
29. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A. et al. Archean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // Precamb. Res. 1993. Vol. 62. — P. 375–397.
30. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // Magmatism in the ocean basins. Geol. Society. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. — P. 313–345.
31. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. Vol. 158. — P. 413–433.
3. Arestova N.A., Chekulaev V.P., Matveeva L.V. New data on the age of the Archaean rocks of the Vodlozero domain (the Baltic Shield) and their significance for geodynamic reconstructions. *Dokl. RAN*. 2012. Vol. 442. No 1, pp. 67–73. (In Russian).
4. Geologiya i petrologiya arheyskogo granitno-zelenokamenного комплекса Central'noy Karelii [Geology and petrology of the Archaean granite-greenstone complex of Central Karelia]. Ed. K.O. Kratc. Leningrad: Nauka. 1978. 262 p.
5. Kucherovskiy G.A., Arestova N.A., Matveeva L.V. i dr. Geology and petrology and the age of the Archaean mafic dykes in the Palai Lamba area. *Current problems of magmatism and metamorphism: Materials Vseros. conference dedicated to the 150th anniversary of Academician F.Yu. Levinson-Lessing and the 100th anniversary of Professor G.M. Saranchinov*. St. Petersburg: SPbGU. 2012. Vol. 1. Pp. 353–355. (In Russian).
6. Kucherovskiy G.A. Modeling of the formation conditions of the Ostersk intrusion of gabbroanorthosites (Segozero-Vodlozero greenstone belt, Vodlozero domain, Karelia) and main geological conclusions. *Materials of the XXIV Conf. young scientists in memory of K.O. Kratca*. Apatity. 2013. Pp. 59–62. (In Russian).
7. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A. i dr. Archaean terranes of Karelia: their geological and isotope-geochemical justification. *Geotektonika*. 2000. No 6. Pp. 26–42. (In Russian).
8. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P. i dr. Evolution of the South Vygozer greenstone belt of Karelia. *Petrologiya*. 1999. Vol. 7. No 2, pp. 156–173. (In Russian).
9. Ranniy dokembriy Baltiyskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. V.A. Glebovickiy. St. Petersburg: Nauka. 2005. 711 p.
10. Svetov S.A., Nazarova T.N., Svetova A.I. i dr. Mesoarchaean andesite complex of the Oster greenstone structure — new results of geochronological study. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii*. Petrozavodsk: KarNC RAN. 2013. Iss. 16, pp. 51–56. (In Russian).
11. Sergeev S.A., Matukov D.I., Bibikova E.V., Lobach-Zhuchenko S.B. The age of rocks and metamorphic processes of the Vodlozero metamorphic complex of the Baltic Shield (based on the results of the U-Th-Pb zircon analysis by the isotope method on the SHRIMP II ion microprobe). *Geohimiya*. 2007. No 2, pp. 229–236. (In Russian).
12. Sergeev S.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A. i dr. Age and geochemical features of zircons of ancient granitoids. Vyg (South-Eastern Karelia). *Geohimiya*. 2008. No 6, pp. 947–959. (In Russian).
13. Skublov S.G., Lobach-Zhuchenko S.B., Guseva N.S. Distribution of rare and rare-earth elements in zircons from miaskitic lamproites of Panozersky Complex of Central Karelia. *Geohimiya*. 2009. No 9, pp. 958–971. (In Russian).
14. Skublov S.G., Marin Yu.B., Galankina O.L. i dr. The first finding is anomalous (Y+REE) -included zircons in the rocks of the Baltic. *Dokl. RAN*. 2011. Vol. 441. No 6, pp. 792–799. (In Russian).
15. Chekulaev V.P., Arestova N.A., Berezhnaya N.G., Presnyakov S.L. New data on the age of the oldest tonalite-trondhjemite association of the Baltic Shield. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. 2009a. Vol. 17. No 2, pp. 124–128. (In Russian).
16. Chekulaev V.P., Arestova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Sergeev S.A. Age of dikes in ancient tonalites of the Vodlozero terrane is the key to the evolution of basite magmatism in the Archaean of the Fennoscandian Shield. *Dokl. RAN*. 2009b. Vol. 428. No 4, pp. 508–510. (In Russian).
17. Chekulaev V.P., Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A. i dr. Archaean magmatism of the northwestern margin of the ancient Vodlozero domain, Oster (geology, geochemistry, petrology). *Petrologiya*. 2002. Vol. 10. No 2, pp. 138–167. (In Russian).
18. Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. 2006: Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf

- isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from Eastern Australian granitoids. *J. Petrol. Vol. 47*. 2. 329–353.
19. Bouvier, A.-S., Ushikabo, T., Kita, N.T. et al. 2012: Li isotopes as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archaean TTG and Sanukitoids. *Contrib. Min. Petrol. Vol. 163*. 745–768.
20. Cavosie, A.J., Valley, J.W., Wilde, S.A., EIMF. 2006: Correlated microanalysis of zircon: trace element, $\delta^{18}\text{O}$ and U-Th-Pb isotopic constraint on the igneous origin of complex > 3900 Ma detrital grains. *Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 70*. 5601–5616.
21. Corfu, F.J. M., Hanchar, P.W., Hoskin, O. 2003: Atlas of zircon textures. *Rev. Mineral. Geochim. Vol. 53*. 468–500.
22. Grimes, C., Ushikabo, T., John, B., Valley, J.W. 2011: Uniformly mantle $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros. *Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 161*. 1. 13–33.
23. Grimes, C., John, B., Cheadle, M. et al. 2009: On the occurrence, trace element geochemistry and crystallization of zircon from *in situ* ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 163*. 6. 757–778.
24. Halden, N.M., Hawthorne, F.C., Campbell, J.L. et al. 1993: Chemical characterisation of oscillatory zoning and overgrowths in zircon using 3 MeV μPIXE . *Can. Mineral. Vol. 31*. 637–647.
25. Harrison, T.M., Watson, E.B., Aikman, A.K. 2007: Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology. Vol. 35*. 635–638.
26. Hoskin, P.W.O. 2005: Trace element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 69*. 637–648.
27. Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. 2003: The composition of zircons and igneous and metamorphic petrogenesis. In Hanchar, M.J., Hoskin, P.W.O. (eds.): *Zircon Rev. Min. Geochim. Vol. 53*. 27–55.
28. Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R. 2000: Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology. Vol. 28*. 627–630.
29. Lobach-Zhuchenko, S.B., Chekulaev, V.P., Sergeev, S.A. et al. 1993: Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain). *Precamb. Res. Vol. 62*. 375–397.
30. Sun, S., McDonough, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.): *Magmatism in the ocean basins. Geol. Society. Spec. Publ. Vol. 42*. 313–345.
31. Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B. 2006: Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 158*. 413–433.

Арестова Наталья Александровна – доктор геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹.

<narestova2009@rambler.ru>

Чекулаев Валерий Петрович – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹. <vpchekulaev@mail.ru>

Кучеровский Глеб Алексеевич – ст. лаборант, исследователь, ИГГД РАН¹. <chljbyk@yandex.ru>

Егорова Юлия Сергеевна – канд. геол.-минер. наук, мл. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹. <ax-ox-yx@mail.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минер. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹; профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия <skublov@yandex.ru>

Arestova Natalia Aleksandrovna – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, IPGG RAS¹.

<narestova2009@rambler.ru>

Chekulaev Valeriy Petrovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, IPGG RAS¹.

<vpchekulaev@mail.ru>

Kucherovskiy Gleb Alekseevich – Senior Laboratory Assistant, Researcher, IPGG RAS¹. <chljbyk@yandex.ru>

Egorova Yulija Sergeevna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Junior Researcher, IPGG RAS¹.

<ax-ox-yx@mail.ru>

Skublov Sergey Gennadyevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, IPGG RAS¹; Professor, Saint-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.ru>

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IGGP RAS). 2 Makarov Embankment, St. Petersburg, 199034, Russia.