

Геология, петрология и возраст габброанортозитов района озера Остер (Водлозерский домен, Карельская провинция)

Изучена интрузия габброанортозитов, прорывающая вулканы Остерской зеленокаменной структуры Сегозерско-Водлозерского зеленокаменного пояса и представляющая собой третью стадию мафит-ультрамафитового магматизма. Возраст габброанортозитов определен U-Pb методом на прецизионном ионном зонде SIMS SHRIMP II – 2860 ± 9 млн лет. Для исследуемых пород составлена и рассчитана петрогенетическая модель, которая предполагает, что исходный расплав коматиитового состава зародился в результате плавления мантийного лерцолита на глубине около 120 км, после чего он фракционировал на глубине менее 30 км и был существенно загрязнен тоналитами фундамента. Полученные данные позволяют предполагать, что в интервале 2,86–2,84 млрд лет под территорией Водлозерского домена мантия испытывала дополнительный приток тепла, что могло стать следствием подъема мантийного плюма.

Ключевые слова: *Балтийский щит, Водлозерский домен, габброанортозиты, изотопный возраст пород, петрогенетическое моделирование.*

G. A. KUCHEROVSKIY, N. A. ARESTOVA (IPGG RAS)

Geology, petrology and age of the gabbroanorthosites of the Oster lake area (Vodlozerskiy domain, Karelian province)

The gabbroanorthosite intrusion, emplaced into the volcanics of the Osterskaya structure of the Segozersko-Vodlozerskiy greenstone belt and referred to the third stage of mafic-ultramafic magmatism, was studied. The age of the intrusion, determined using a SIMS SHRIMP II, is 2860 ± 9 Ma. Based on the obtained results, the major and trace elements composition of the intrusion was modeled. The obtained model implies that komatiite melt was formed due to a melting of the mantle lherzolite 120 km below surface, and then, it was fractured on the depth of 30 km and significantly (20 %) contaminated by tonalites of the basement. The obtained results indicate that between 2.86–2.84 Ma there was a temperature gradient under the Vodlozerskiy domain, probably generated by the mantle plume.

Keywords: *Baltic shield, Vodlozero domain, gabbroanorthosites, isotopic age of rocks, petrogenetic modeling.*

Введение. Водлозерский домен – крупный и наиболее древний фрагмент архейской коры Балтийского щита [3, 5, 7, 9–16]. Он составляет юго-восточную часть Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) и характеризуется широким развитием пород тоналит-трондьемитовой ассоциации с U-Pb возрастом цирконов более 3,1 млрд лет и неодимовым модельным возрастом $t_{Nd(DM)}$ 3,3–3,4 млрд лет. Геохронологические и изотопно-геохимические исследования последних десятилетий показали, что широко представленные в Водлозерском домене архейские образования и процессы имели место в 3240–2650 млн лет [3, 10, 13], т. е. от палеоархея почти до границы архея и палеопротерозоя. Центральная часть домена сложена породами ТТГ-ассоциации с включениями амфиболитов. К краевым частям домена приурочены зеленокаменные пояса, сложенные преимущественно вулканитами разного состава. Характерная особенность домена – неоднократное проявление в архейское время магматической активности, в том числе архейского мафит-ультрамафитового магматизма. В пределах Водлозерского домена выделяются четыре группы архейских мафитов с возрастом около 3,2,

3,02–2,92, 2,89–2,84 и 2,74–2,65 млрд лет [16]. Наиболее ранние мафиты (амфиболиты 1) выделены и датированы в центральной части домена в виде отдельных фрагментов в породах ТТГ-ассоциации. Как было показано в [8, 12], наиболее древние мафиты выплавлены из мантийного источника, обогащенного в отношении Nd и ряда литофильных элементов. Мафиты второй группы представлены комплексом коматиитов и базальтов зеленокаменных поясов, расположенных в краевых частях Водлозерского домена, а также дайками ранних габбро в тоналитах фундамента. Эти габбро по геохимическим характеристикам (концентрациям главных, редких и редкоземельных элементов) аналогичны базальтам зеленокаменных поясов. Измерения возраста коматиитов и базальтов Sm-Nd методом по породе в целом дали значения 2913–2960 млн лет с большой ошибкой. Измеренный возраст даек габбро по циркону U-Pb методом на приборе SIMS SHRIMP II составляет 2967 ± 16 и 3020 ± 14 млн лет [3, 14]. Присутствие даек, близких по составу и возрасту к базальтам зеленокаменных структур и прорванных жилами трондьемитов с возрастом около 2903 млрд лет [3] среди тоналитов древнее

3,1 млрд лет, позволяет считать, что проявление мафического магматизма этого этапа имело место в пределах всего домена. Исследование состава коматиитов и базальтов зеленокаменных поясов свидетельствует об образовании их исходных расплавов из плюмового источника [3, 16, 24]. Мафиты третьей группы представлены интрузиями и дайками габбро с повышенным содержанием глинозёма и габброанортозитами. Интрузии этой группы прорывают деформированные и метаморфизованные вулканы зеленокаменных структур и содержат их в виде ксенолитов. Возраст ряда интрузий этой группы ранее определен по циркону U-Pb классическим методом и составляет 2840 ± 30 и 2849 ± 40 млн лет [10]. Генезис исходного расплава был рассчитан для наиболее крупной из этой группы Семченской интрузии. Было показано, что образование исходного расплава происходило при фракционировании коматиитового расплава и последующих процессов ассимиляции им тоналитов коры, а также при жидкостной и кристаллизационной дифференциации расплава [1]. Мафиты четвертой группы представлены дайками и малыми телами. Для них получен возраст около 2724 млн лет [2, 3], т. е. они являются неоархейскими. Образование мафитов четвёртой группы отделено периодом глубокой эрозии и формированием полимиктовых конгломератов, которые содержат гальки различных пород, включая мафиты третьей группы, и секутся интрузиями и дайками мафитов четвёртой группы. В задачи данного исследования входило изучение габброанортозитовых интрузий третьего этапа мафитового магматизма Водлозерского домена с целью определения времени его проявления и уточнения нижней возрастной границы полимиктовых конгломератов, а также для установления природы и условий образования и преобразования исходного расплава.

Объектами исследования выбраны интрузии габброанортозитов района оз. Остер, секущих метавулканы Остерской зеленокаменной структуры на западной окраине Водлозерского домена. Исследование пород, образовавшихся в течение этого магматического этапа, и механизма их образования позволяет более обоснованно реконструировать геологическую историю Водлозерского домена в конце мезоархей.

Геологическое строение района, геология и состав габброанортозитов. Район оз. Остер расположен в северо-западной части Водлозерского домена (рис. 1). Главной отличительной особенностью строения района является наличие двух этапов формирования магматических пород, разделённых образованием полимиктовых конгломератов [4, 14]. На первом этапе формировался комплекс коматиитов, базальтов и андезитов, слагающих Остерскую зеленокаменную структуру, входящую в состав Сегозерско-Водлозерского зеленокаменного пояса. Вулканы прорваны интрузиями трондьемитов, дайками высокомагнезиальных диоритов и габброамфиболитов, а также интрузиями габброанортозитов. Образование пород второго этапа отделено от более ранних комплексом терригенных пород — граувакк и полимиктовых конгломератов, содержащих гальки всех пород первого этапа, включая габброанортозиты, а также разнообразные породы ТТГ-серии, не обнаруженные здесь в коренном залегании. Второй этап магматизма

представлен субвулканическими породами среднекислого состава, которые прорваны сериями мафит-ультрамафитовых интрузий, дифференцированных комплексом мафитовых даек, плагиомикроклиновыми гранитами и пегматитами. Как было показано в [4, 15], породы района оз. Остер были неоднократно деформированы и испытали как минимум два этапа метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций ($T 500\text{--}570^\circ\text{C}$, $P > 5$ кбар).

Интрузии габброанортозитов расположены в западной части зеленокаменной структуры, где они слагают два массива размером 2×2 и 2×1 км и серию даек в поле метаандезитов. Более крупный западный массив имеет изометричную форму, восточный вытянут в меридиональном направлении. Габброанортозиты секут метаморфизованные и деформированные метаандезиты. В приконтактных частях массивов встречаются ксенолиты андезитов размером до $0,5 \times 1,5$ м. Обнаженные контакты массивов с вмещающими породами крутые до вертикальных. Метаандезиты у контактов с интрузиями претерпели существенную тектоническую переработку и частично превращены в карнадашные гнейсы. В метаандезитах присутствуют также дайки габброанортозитов мощностью 1,5–2,0 м, имеющие субширотное и СЗ простирание с падением на Ю-ЮЗ под углом 50–60°.

Слагающие интрузии габброанортозиты, габбро и габбродиориты представляют собой крупно- и среднезернистые породы серого цвета с габбровой структурой и размером зёрен 0,5–2,0 см. В западном массиве наблюдается первичная неоднородность строения, которая выражена присутствием в центральной части массива более лейкократовых пород, количество плагиоклаза в которых превышает 70 %, а в краевых частях снижается до 50 %. Плагиоклаз (№ 74–64) образует таблитчатые слабоудлиненные зональные зёрна с полисинтетическими двойниками, при сосюритизации основность плагиоклаза снижается до № 56–40. В зонах наложенных тектонических нарушений в породе появляются изометричные зёрна альбита. Темноцветная часть породы представлена идиоморфными зёрнами зеленой роговой обманки с реликтами диопсида и гиперстена. В зонах наложенных изменений развивается волокнистый актинолит. В восточном массиве северная часть представлена габброанортозитами, а южная диоритами. В габброанортозитах этого массива среди темноцветных минералов помимо амфибола присутствует до 2 % вторичного биотита с пойкилитовыми включениями сфена. Из аксессуарных минералов в породе присутствуют сфен и апатит.

По химическому составу породы остерских интрузий относятся к группе габбро с содержанием SiO_2 49–51 % с незначительным количеством диоритов в восточном массиве при умеренном содержании Na_2O 1,9–3,7 % (табл. 1). На диаграмме ТАС [10] (рис. 2, а) точки составов западного массива попадают в группу низкокалиевых габбро, в диоритах восточного массива несколько повышенное количество щелочей (образцы 37, 1058). На диаграмме АФМ [10] составы обоих массивов, даек в андезитах и галек в конгломератах лежат в поле известково-щелочных базальтов (рис. 2, б). Для всех пород характерно высокое содержание Al_2O_3 (17,5–21,5 %) и низкое содержание TiO_2 (не более 0,5 %).

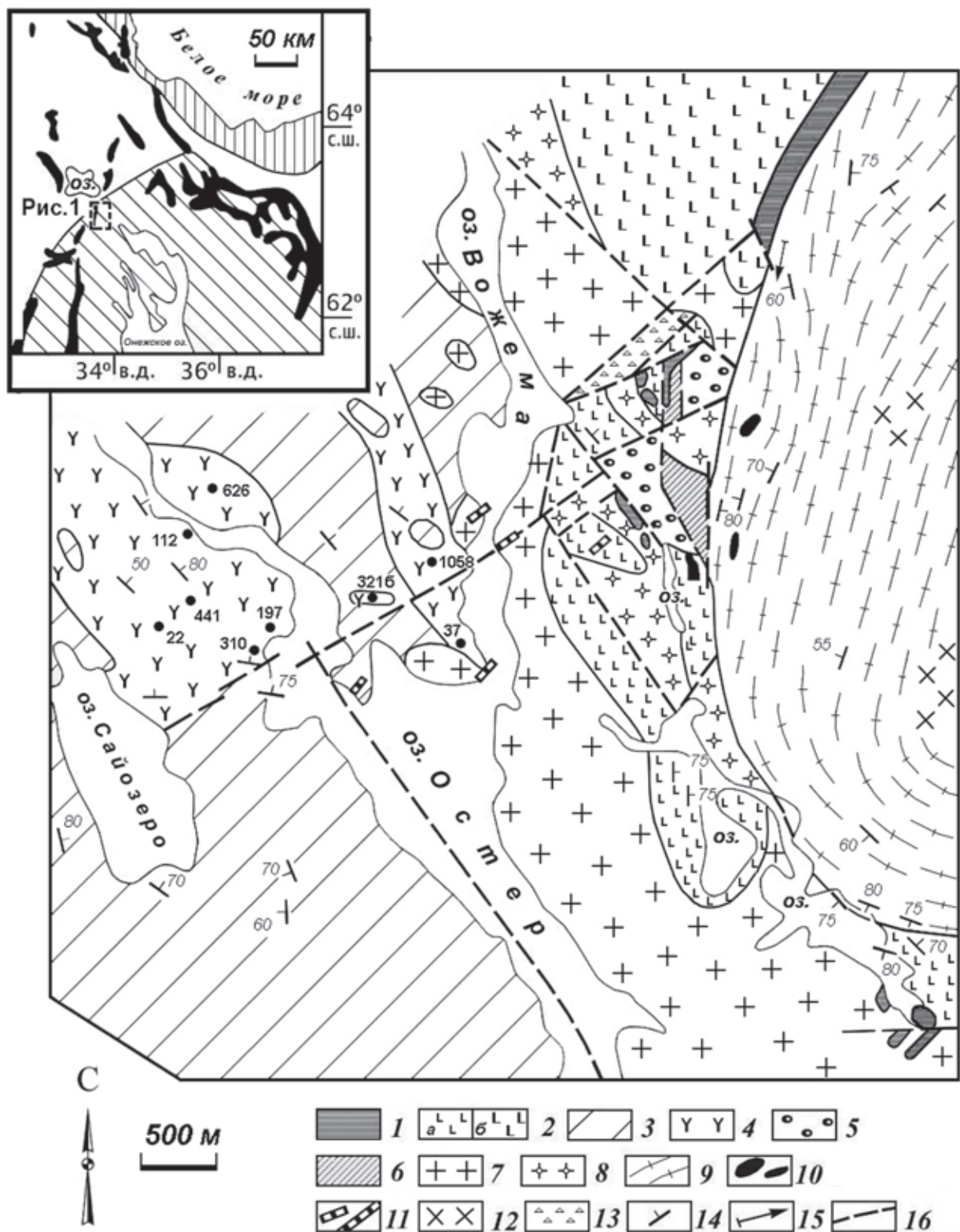


Рис. 1. Схема геологического строения района оз. Остер по [15])

Породы первого этапа: 1 – коматииты и серпентиниты, 2 – базальты, 3 – андезиты, 4 – габброанортозиты; породы второго этапа: 5 – конгломераты, 6 – метавулканы среднекислого состава, 7 – граниты Остерской интрузии, 8 – гипабиссальные гранитоиды, 9 – гранитоиды и граниты плутона Гейне-оя, 10 – интрузии базитов и ультрабазитов, 11 – дайки габбро, 12 – лейкограниты, 13 – зоны тектонических брекчий; 14 – сланцеватость, 15 – линейность, 16 – разломы. На врезке закрашены архейские зеленокаменные пояса, вертикальная штриховка – Беломорский пояс, косая штриховка – Волдозерский домен, прямоугольным контуром отмечен детальный участок. Чёрные точки – места отбора проб габброанортозитов остерских интрузий (табл. 1)

**Содержания главных (в %) редких и редкоземельных элементов (в ppm)
в габброанортозитах интрузий района оз. Остер**

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Номер образца													
	197	310	441	626	109	110	111	112	114	22	1058	37	3216	4/19
	Автор													
	ЛЖ 74	ИК 74	Ар 74	ВБ 74	Ар 95	Ар 95	Ар 95	Ар 95	Ар 95	Ар 95	Ар, ГК 12	ВЧ 74	Ар 96	ИК 74
SiO ₂	50,08	49,84	48,07	51,63		SiO ₂		50,93		51,3	50,68	58,99	51,48	50,31
TiO ₂	0,52	0,37	0,3	0,4				0,32		0,46	0,28	0,42	0,29	0,40
Al ₂ O ₃	18,53	19,45	21,08	18,3				21,85		20,8	18,2	17,66	17,81	16,68
Fe ₂ O ₃	1,82	1,57	2,1	1,34				3,19			2,83	2,7	2,44	9,79
FeO	5,32	4,53	4,49	4,96				3,19			4,14	2,7	4,03	
Fe ^o O	6,96	5,94	6,38	6,17				6,07		4,96	6,69	5,13	6,23	8,81
MnO	0,14	0,15	0,11	0,11				0,07		0,095	0,17	0,07	0,15	0,17
MgO	7,65	7,53	8,44	8,3				7,22		4,81	7,1	4,61	5,99	7,41
CaO	10,8	10,06	10,36	10,08				9,38		9,89	10,28	6,61	11,87	10,62
Na ₂ O	2,1	1,92	1,91	2,4				2,69		3,73	2,9	4,1	2,81	2,98
K ₂ O	0,7	1,54	0,31	0,41				0,75		0,9	1,9	1,8	0,41	0,74
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,1	0,05				0,1		<.05	0,07	0,1	0,01	<.05
mg	0,66	0,7	0,7	0,71				0,67			0,65	0,62	0,63	0,55
Rb	37	87	8	2	20	25	43	35	33	82	95	67	11	18,3
Sr	280	286	271	250	223	164	195	338	216	342	254	267	267	234
Y	9		5	9	9	5	10	13	6	7	12	13	10	10
Zr	106	35	76	53	53	35	33	56	36	30	46	48	109	42
Nb					<5	3	7	5	7	3	3	6	3	1,2
Pb	6		<5		14	13	<5	10	10		13	12	6	
Th		5			5	6	<5	<5	<5	0,5	<5	<5	7	0,23
Ti	2535	2162	1320	2400	2313	1275	1477	2012	1591	2760	1353	2349	1788	2400
Ba					141	263	219	142	169	157	428	221	171	118
Cr	341	350	483		461	549	470	165	526	171	167	59	126	804
Ni	208	195	270		200	252	247	90	228	90,4	105	47	82	80
Co					29	44	35	22	37	24	45	15	50	40
V	116	49	83		128	88	76	96	79	27	65	82	108	189
La								7,8		9,92				7,86
Ce								13		16,6				12,5
Pr								1,5		1,92				1,46
Nd								6,6		7,27				6,38
Sm								1,54		1,23				1,25
Eu								0,69		0,58				0,8
Gd										1,06				1,37
Tb								0,32		0,17				0,24
Dy										1,26				1,59
Ho										0,26				0,37
Er										0,75				1,2
Tm										0,12				0,15
Yb								0,82		0,84				1,04
Lu								0,11		0,13				0,15
Hf										0,47				
Ta										0,12				
Th										0,49				
U										0,24				

1–10 – западный массив, 11, 12 – восточный массив, 13 – дайка в андезитах, 14 – габброанортозит из гальки в конгломератах.

Пробы Карельской группы лаборатории геологии и геодинимики ИГГД РАН 1974–2012 гг. Содержания главных элементов измерены в ЦЛ ВСЕГЕИ на приборе VRA-30 и в ИГГД РАН. Содержания редких элементов получены в ЦЛ ВСЕГЕИ на приборе ELAN-DRC-6100 и в ИГГД РАН на приборе VRA-30 по авторским методикам И.Н. Крылова и В.И. Артеевой с использованием международных стандартов.

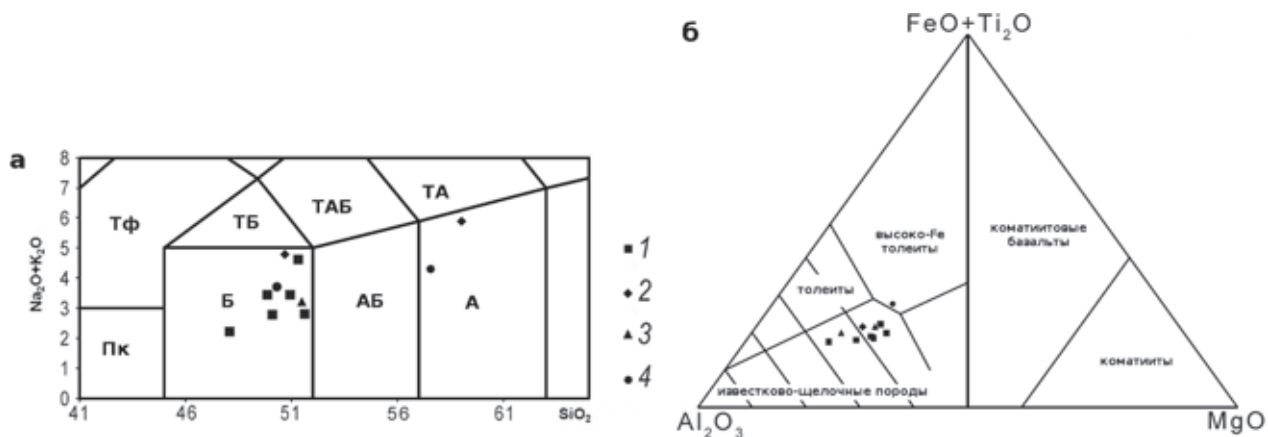


Рис. 2. Положение габброанортозитов остерских интрузий на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (TAS) [10] – а; положение габброанортозитов остерских интрузий на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO} + \text{TiO}_2 - \text{MgO}$ [10] – б

1 – габброанортозиты западного и 2 – восточного массивов, 3 – дайка в андезитах, 4 – галька габброанортозитов в конгломератах

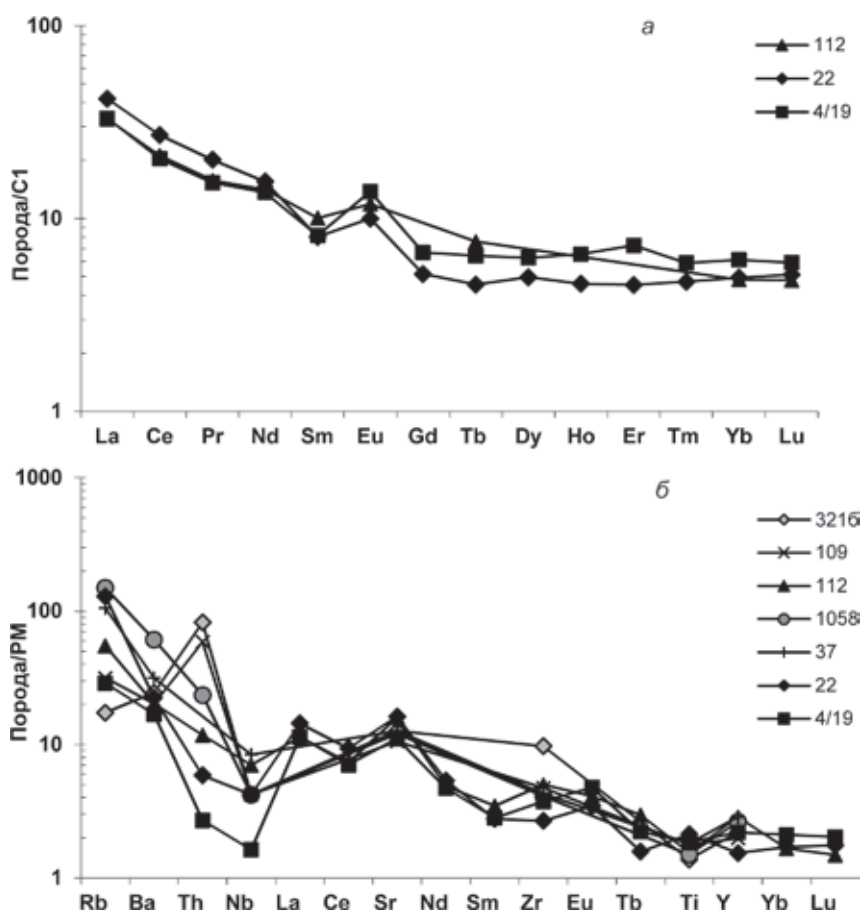


Рис. 3. Распределение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированных на С1 [33] в габброанортозитах западного массива и гальке конгломератов – а; мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) содержаний редких и редкоземельных элементов в габброанортозитах массивов, дайке и гальке габброанортозитов в конгломератах, нормированные на РМ [25] – б

Содержания редкоземельных элементов (в ppm) в цирконах габброанортозитов Остерской интрузии

Элемент	Проба, зерно, точка		
	22.4.1	22.4.2	22.3.1
La	0,08	0,12	0,21
Ce	5,78	10,06	18,36
Pr	0,07	0,30	0,14
Nd	0,81	3,06	1,27
Sm	0,90	3,62	1,78
Eu	0,51	1,74	0,92
Gd	4,08	15,36	13,03
Dy	18,59	58,09	88,53
Er	50,55	135,97	262,52
Yb	139,72	308,24	569,22
Lu	25,82	56,22	99,72
Li	32,65	53,36	87,64
P	69,61	115,03	263,37
Ca	0,22	0,86	0,38
Ti	11,88	13,56	21,20
Sr	0,33	0,45	0,66
Y	279,14	789,33	1494,55
Nb	127,87	69,48	56,80
Ba	1,44	1,25	1,17
Hf	5623,59	5717,14	5421,11
Th	31,32	97,32	233,24
U	61,71	137,88	303,07
Th/U	0,51	0,71	0,77
Eu/Eu*	0,82	0,71	0,58
Ce/Ce*	19,55	12,85	26,19
ΣREE	246,91	592,78	1055,69
ΣLREE	6,73	13,54	19,98
ΣHREE	238,77	573,87	1033,01
LuN/LaN	3290,44	4506,91	4667,73
LuN/GdN	51,21	29,60	61,93
SmN/LaN	19,07	48,27	13,86
T(Ti), C	758,45	770,63	813,95

Габброанортозиты характеризуются высоким содержанием (ppm) стронция (200–350) и бария (150–250), неравномерным распределением по площади массива циркония (от 30 до 109, в среднем 52), низкими концентрациями иттрия (7–13), высокими содержаниями хрома (130–550) и никеля (90–270). Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ), дифференцированное в области легких РЗЭ с $(La/Sm)_n$ 5–7 и плоское в области тяжелых РЗЭ с $(Gd/Yb)_n$ 1 (рис. 3, а, б). На спайдерграмме во всех образцах выделяется положительная аномалия стронция ($(Sr/Sr^*)_n$ 3–4), европия ($(Eu/Eu^*)_n$ 1,5) и отрицательная аномалия ниобия с $(Nb/La)_n$ 0,2–0,7. Анализ химического состава и геохимических особенностей пород позволяет сделать предварительные предположения о генезисе исходного расплава. Высокая магнезиальность габброанортозитов в сочетании с высокими концентрациями Ni и Cr свидетельствует об их кристаллизации из высокотемпературного мантийного расплава, а характер распределения РЗЭ, дифференцированный в ЛРЗЭ и плоский в ТРЗЭ в сочетании с $(Nb/La)_n > 0,8$, – о контаминации первичного расплава тоналитами коры. Высокое содержание глинозема, присутствие в габброанортозитах основного плагиоклаза и наличие на спайдерграммах положительных аномалий европия и стронция могут свидетельствовать, во-первых, о высокой степени фракционирования первичного расплава при условии отсутствия среди фракционирующих минералов граната и плагиоклаза и, во-вторых, об аккумуляции плагиоклаза на стадии кристаллизации массива.

Характеристика цирконов и изотопный возраст габброанортозитов. Возраст габброанортозитов Остерской интрузии определен U-Pb методом SIMS SHRIMP II по единичным зернам циркона в ЦИИ ВСЕГЕИ [12]. В габброанортозитах присутствует одна генерация зерен циркона. Зерна цирконов удлиненные и изометричные, без ядер, размер зерен 100–200 мкм, часто присутствуют обломки зёрен (рис. 4). Для цирконов, по которым проводилось датирование, выполнено изучение их внутреннего строения в катодолуминесцентном изображении (КЛ) и обратно-рассеянных

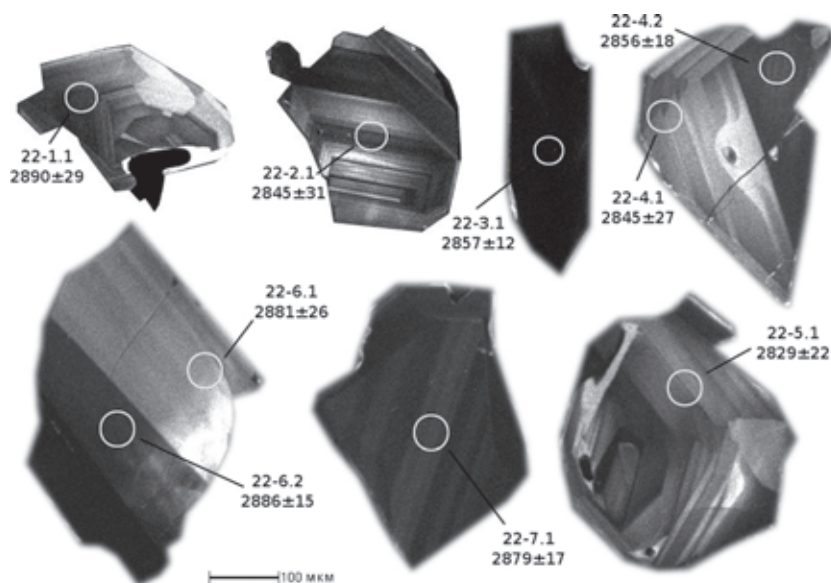


Рис. 4. Катодолуминесцентные (КЛ) изображения исследуемых цирконов. Кружками выделены точки, в которых измерялись возраст и содержание редких и редкоземельных элементов

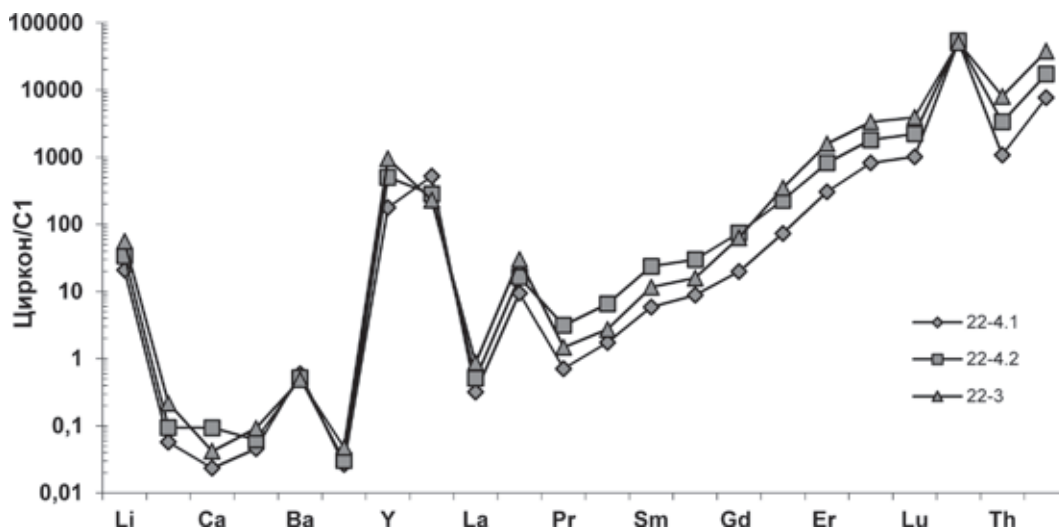


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы (спайдерграммы) содержаний редких и редкоземельных элементов в цирконах, нормированных на C1 [25]

Таблица 3

Результаты измерения U-Th-Pb системы в цирконах габброанортозитов пр. 22 на ионном зонде SHRIMP II

Проба, зерно, точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Возраст	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Возраст	Дискордантность	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±%
22.1.1	0,24	89	41	0,48	43,4	2890 ± 29	2846 ± 20	-2	15,79	1,8	0,5657	1,2
22.2.1	0,21	51	47	0,94	24,9	2887 ± 42	2845 ± 31	-1	15,76	2,6	0,5700	1,8
22.3.1	0,06	273	288	1,09	133	2893 ± 20	2857 ± 12	-1	15,91	1,1	0,5663	0,85
22.4.1	0,41	57	38	0,70	26,6	2805 ± 35	2845 ± 27	1	15,2	2,3	0,5451	1,6
22.4.2	0,07	109	106	1,00	52,7	2869 ± 27	2856 ± 18	0	15,74	1,6	0,5605	1,2
22.5.1	0,28	85	64	0,78	40,8	2857 ± 31	2829 ± 22	-1	15,4	1,9	0,5576	1,3
22.5.2	0,27	59	36	0,64	28	2826 ± 35	2881 ± 26	2	15,69	2,2	0,5502	1,6
22.6.2	0,14	156	161	1,07	74,9	2851 ± 24	2886 ± 15	1	15,91	1,4	0,5563	1
22.7.1	0,10	126	61	0,50	59,3	2819 ± 26	2879 ± 17	2	15,62	1,6	0,5485	1,1

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

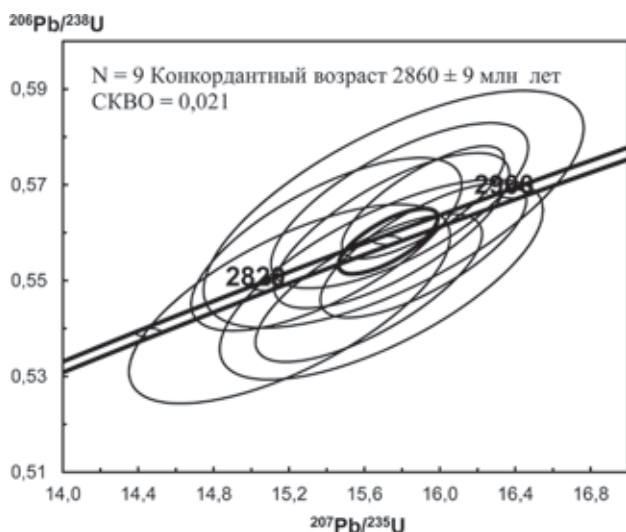


Рис. 6. Конкордия, построенная для габброанортозитов Остера (пр. 22)

электронах (BSE); определение содержания главных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ). Это позволило проводить корреляцию возраста циркона со временем его образования и определять его генезис. 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 цирконах измерено содержание РЗЭ, Li, P, Ca, Sr, Ba, Ti, Nb, Hf, Th, U (табл. 2). В КЛ выделяются темные и светлые зерна циркона. Содержания урана в цирконах от 51 ppm в светлых полосах до 273 в темных, тория – от 39 до 288 ppm. При этом отношение $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ изменяется от 0,5 до 1. Исследованные цирконы обогащены тяжелыми РЗЭ ((Lu/La)_n 3000–4000), и в них присутствует ярко выраженная положительная цериевая аномалия ((Ce/Ce*)_n 12–26) (рис. 5). Концентрации и характер распределения РЗЭ в цирконах габброанортозитов соответствуют таковым цирконов магматического генезиса [20].

Для определения возраста выбрано девять стандартных зёрен. Все зерна дали конкордантное значение возраста 2860 ± 9 при СКВО 0,02 (табл. 3, рис. 6). Возраст в пределах ошибки совпадает с возрастом, полученным ранее классическим методом для Семченской и Палаламбинской интрузий габбро, и соответствует возрасту мафитов третьей группы других участков Водлозерского домена.

В габброанортозитах западного массива изменены изотопные отношения Sm и Nd [15, пр. 112 Ар-95]. Величина ϵ_{Nd} , рассчитанная на ранее предполагаемый возраст 2920 млн лет $-0,6$, при пересчете на полученный нами возраст по циркону 2860 млн лет $-1,2$.

Количественная модель образования исходного расплава. Сегодня в литературе предлагаются различные модели образования габброанортозитов. Нами были рассмотрены модели образования анортозитов в различных геологических обстановках [6, 17]. Наиболее удовлетворяющей условиям образования габброанортозитов принята модель Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса [17], предложенная ими для анортозитовых интрузий зеленокаменных поясов. Описанные Л.Д. Эшвелом архейские анортозитовые интрузии занимают сходное геологическое положение с Остерской габброанортозитовой интрузией: они внедрялись в супракрупальные породы зеленокаменного пояса на позднем этапе его образования. Модель Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса предполагает образование анортозитовых магм в две стадии. В первую стадию при частичном плавлении мантийного субстрата образуется расплав коматиитового состава, во вторую стадию в промежуточной магматической камере происходит фракционирование оливина и ортопироксена, вследствие чего в остаточном расплаве увеличиваются содержания кремнезёма и глинозёма. Как показано выше, при описании химического состава пород отношение $(Gd/Yb)_n$ равно 1, что позволяет считать, что в процессе фракционирования первичного коматиитового расплава не принимал участия гранат, т. е. давление при фракционировании не превышало 2 ГПа. Дифференцированное распределение ЛРЗЭ с $(La/Sm)_n$ 5–7 и La/Nb 0,7–0,2 свидетельствует, что в условиях коры фракционированный высокоглиноземистый расплав контаминирован веществом коры. Подтверждением наличия коровой контаминации является отрицательное значение $\epsilon_{Nd}(2860) -1,2$. Все перечисленные особенности габброанортозитов района оз. Остер позволяют применить модель Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса при учёте ассимиляции расплавом пород коры. Согласно принятой модели, для расчёта условий образования исходного расплава в качестве источника плавления выбран гранатовый лерцолит, состоящий из 60 % оливина, 20 % ортопироксена, 10 % клинопироксена и 10 % граната. Наиболее соответствующим принятой модели представляется 20%-ное плавление гранатового лерцолита при давлении около 4 ГПа. Поскольку в процессе фракционирования первичного коматиитового расплава не принимал участия гранат, то последующее фракционирование оливина и ортопироксена происходило в соотношении 2:3 в промежуточной камере при давлении от 1,2 до 2,0 ГПа. Дальнейшая ассимиляция полученным расплавом тоналита происходила

в коровых условиях, т. е. при давлении менее или равном 1 ГПа. Для определения состава мантийного источника плавления проведен расчет ассимиляции и фракционной кристаллизации (AFC), по модели Де Паоло [21] в координатах $La/Sm-\epsilon_{Nd}$. На рис. 7 показана модель смешения 20%-ной фракционированной выплавки из примитивной мантии PM с $\epsilon_{Nd} 0$ и $La/Sm -1,6$ и 20%-ной выплавки из деплетированной мантии DM, примерно соответствующей NMORB, с $\epsilon_{Nd}(2860) +2,8$ и $La/Sm -0,96$ с тоналитом коры. В качестве контаминанта в расчётах использованы составы мезоархейского тоналита фундамента из соседнего района Палой Ламбы [3, обр. 132 (t – 3141 млн лет) с $\epsilon_{Nd}(2860) -3,9$ и $La/Sm -7,9$] и палеоархейского тоналита района р. Лайручей [13, обр. 1161 (t 3224 млн лет) с $\epsilon_{Nd}(2860) -6,3$ и $La/Sm -11$]. Сравнение полученных результатов с реальными образцами габброанортозитов Остерского массива свидетельствует, что источником исходного расплава могла служить только недеплетированная мантия, а подходящим контаминантом – тоналит с возрастом 3141 млн лет при ассимиляции 17–20 % тоналита.

Степень контаминации фракционированного мантийного расплава тоналами коры при образовании габброанортозитов Остера была также проверена расчетами изотопного состава Nd по модели Б.-М. Джана с коллегами [23]. По предложенной им формуле соотношение количества уже фракционированного мантийного расплава и контаминанта рассчитывается по соотношениям в них величин ϵ_{Nd} и концентраций Nd в расплаве, в контаминанте и реальной породе. В расчетах мы использовали те же мантийные источники, что и в расчетах по модели Де Паоло [21] с учетом того, что в расплавах после фракционирования из них оливина и ортопироксена возрастает концентрация Nd, которая будет составлять в расплаве из PM 11 и 12 ppm в расплаве из DM. Остальные данные не изменяются и соответствуют значениям, приведенным на рис. 8. Результаты расчетов подтверждают, что происходила 20%-ная контаминация фракционированного расплава, выплавленного из недеплетированной мантии, мезоархейским тоналитом. Аналогичный расплав из деплетированного источника потребовал бы 40%-ной контаминации, что не соответствует химическому составу и геохимическим параметрам образцов габброанортозитов.

Для расчета количественной модели по содержанию порообразующих и редкоземельных элементов состав источника был принят равным значениям примитивной мантии (PM) [25]. В расчетах использованы составы минералов из экспериментальной работы М.Дж. Вальтера [26]. Для расчета равновесного частичного плавления по редким элементам была использована методика К. Аллегре и Дж. Минстера [19]. По расчётам по главным и редким элементам получена модельная линия расплава, образованного при описанных выше параметрах (табл. 4, 5), и представлена на рис. 8. Численная модель предполагает четыре стадии образования интрузии габброанортозитов. На первой стадии происходит 21%-ное плавление мантийного лерцолита и отделение от мантии расплава коматиитового состава. На второй стадии в промежуточной магматической камере происходит фракционирование оливина (22 %) и ортопироксена (78 %) при степени фракционной

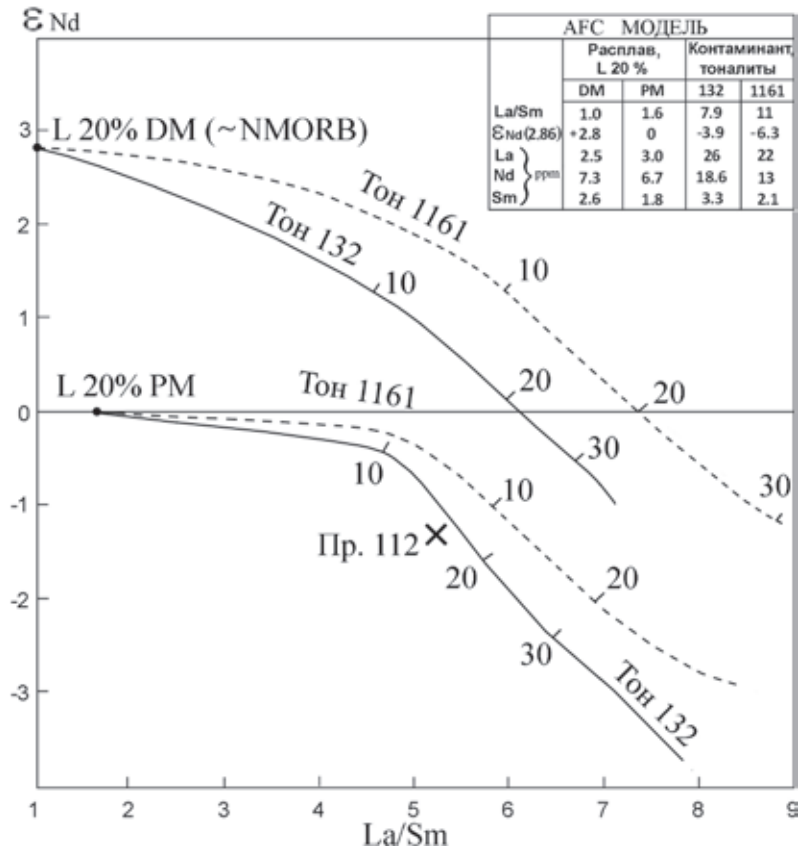


Рис. 7. Модель расчета ассимиляции и фракционной кристаллизации в координатах La/Sm – ϵ_{Nd} . Вверху – кривая ассимиляции 20%-ным расплавом из деплетированной мантии $\epsilon_{Nd}(2,86) = +2,8$ и тоналитов Водлозерского домена пр. 1161 районов Лайручей [13] и пр. 132 Пала Ямба [3]. Внизу – кривая ассимиляции 20%-ным расплавом PM [25] тех же тоналитов

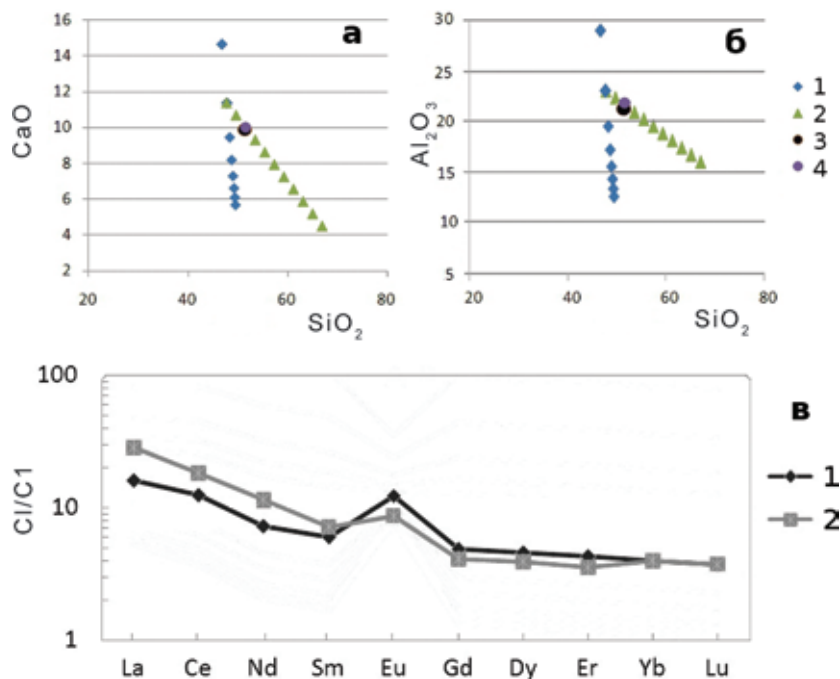


Рис. 8. Графическое изображение модели эволюции систем CaO – SO₂ (а), Al₂O₃ – SiO₂ (б) и спектр распределения РЗЭ в модели габброанортозитов (в) а, б – 1 – фракционирование оливина и ортопироксена; 2 – контаминация фракционированного расплава тоналитом коры; 3 – содержание CaO и Al₂O₃ в породе интрузии (пр. 22); 4 – содержание CaO и Al₂O₃ в модельном составе. в – 1 – рассчитанная кривая; 2 – габброанортозиты (пр. 22)

Моделирование химического состава габброанортозитов по главным элементам

Элементы	Плавление гранатового лерцолита					
	X0	0,6	0,2	0,1	0,1	F
	x0	0,03	0,03	0,47	0,47	0,23
	C1	O1	Opх	Cрх	Grt	Cl
SiO ₂	45,05	40,09	56,1	55,14	42,7	48,8511
TiO ₂	0,049	0	0,02	0,1	0,35	0,2121
Al ₂ O ₃	3,428	0,2	3,55	3,51	22,5	12,3231
FeO	7,415	9,05	4,71	4,97	5,46	5,3149
MnO	0,132	0,13	0,11	0,13	0,19	0,1576
MgO	41,43	49,71	32,9	26,8	23,4	26,0638
CaO	1,8	0,3	2,2	7,53	4,27	5,621
Na ₂ O	0,107	0	0,19	0,65	0,04	0,33
Σ	99,411	99,48	99,8	98,83	98,8	98,8736
	Фракционирование O1+Opх					
	x0	0,22	0,78		f	0,4
	C1	O1	Opх	Cum		Cl
SiO ₂	48,8511	40,14	53,4	50,444		47,6619393
TiO ₂	0,2121	0	0,08	0,0624		0,44792655
Al ₂ O ₃	12,3231	0,22	7,05	5,5474		23,0673711
FeO	6,2149	8,74	5,25	6,0178		6,67868592
MnO	0,1576	0,13	0,12	0,1222		0,21614136
MgO	25,1638	49,97	31,5	35,54		9,84740851
CaO	5,621	0,25	2,45	1,966		11,3902495
Na ₂ O	0,33	0	0,13	0,1014		0,69027774
Σ	98,8736	99,45	99,9	99,801		100
	Контаминация					
	α	0,2				
	C1	C 132Ap10				Cl
SiO ₂	47,66193932	67				51,5295515
TiO ₂	0,447926551	0,44				0,44634124
Al ₂ O ₃	23,06737107	16				21,6538969
FeO	6,678685918	3,62				6,06694873
MnO	0,216141359	0,063				0,18551309
MgO	9,847408509	1,53				8,18392681
CaO	11,39024953	4,49				10,0101996
Na ₂ O	0,690277742	4,34				1,42022219
Σ	100	97,483				99,4966

Пр и м е ч а н и е. X0 – весовая часть минерала i в исходной твёрдой фазе; x0 – весовая часть минерала i в точке эвтектики; F – степень парциального плавления; f – степень фракционной кристаллизации; α – степень контаминации.

кристаллизации 0,4. В результате отделения оливин-ортопироксенового кумулата исходно коматитовый расплав обогащается глинозёмом, кремнезёмом и редкими землями, уменьшается его магнезиальность. На третьей стадии расплав ассимилирует вмещающие ТТГ-породы (20%-ная контаминация) и обогащается лёгкими редкими землями. На этой стадии химический состав модельного расплава приобретает основные черты состава образца габброанортозита, за исключением выраженной европиевой аномалии. На

заключительной стадии из модельного расплава кристаллизуется порода, состоящая из оливина 5, клинопироксена 11, ортопироксена 12 и плагиоклаза 72 %. На этой стадии кристаллизуется 99 % расплава. Полученный модельный состав габброанортозита незначительно отличается от состава реальных анализов породы, выходя за пределы вариаций химического состава только по содержанию натрия, а полученный спектр распределения РЗЭ сохраняет все особенности распределения РЗЭ в реальных образцах пород интрузии. Яркое

Моделирование химического состава габброанортозитов по редким элементам

Плавнение мантийного субстрата									
	X0	0,6	0,2	0,1	0,1				
	x0	0,03	0,03	0,47	0,47				F = 0,23
	Смантии	Кр Ol	Кр Орх	Кр СРх	Кр Grt	норм.	D0	P	C1
La	0,62	0,047	0,02	0,056	0,001	0,31	0,04	0,03	2,37
Ce	1,616	0,006	0,02	0,092	0,007	0,808	0,02	0,05	6,83
Nd	1,2	0,006	0,03	0,23	0,026	0,6	0,04	0,12	5,06
Sm	0,39	0,007	0,05	0,445	0,102	0,195	0,07	0,26	1,63
Eu	0,146	0,007	0,05	0,474	0,24	0,073	0,09	0,34	0,61
Gd	0,518	0,01	0,09	0,556	0,68	0,259	0,15	0,58	2,13
Dy	0,644	0,013	0,15	0,582	1,98	0,322	0,29	1,21	2,62
Er	0,42	0,026	0,23	0,583	4,7	0,21	0,59	2,49	1,70
Yb	0,418	0,04	0,34	0,542	6,167	0,209	0,76	3,16	1,58
Lu	0,064	0,045	0,42	0,506	6,95	0,032	0,86	3,52	0,23
Фракционирование Ol+Орх									
	X0	0,22	0,78						f=0.4
	x0	0	0						
	C ₁	Кр Ol	Кр Орх				D0	C ₂ /C ₁	C ₂
La	2,37	0,047	0,02				0,03	12,59	3,90
Ce	6,83	0,006	0,02				0,02	13,97	11,28
Nd	5,06	0,006	0,03				0,02	13,87	8,32
Sm	1,63	0,007	0,05				0,04	13,64	2,66
Eu	0,61	0,007	0,05				0,04	13,72	1,00
Gd	2,13	0,01	0,09				0,07	13,20	3,42
Dy	2,62	0,013	0,15				0,12	12,75	4,11
Er	1,70	0,026	0,23				0,19	12,28	2,58
Yb	1,58	0,04	0,34				0,27	10,93	2,29
Lu	0,23	0,045	0,42				0,34	10,11	0,32
Контаминация									
									α = 0,2
	C ₂	С обр. 132						C ₃ /C ₁	C ₃
La	3,90	26,2						8,36	8,36
Ce	11,28	56,3						20,29	20,29
Nd	8,32	18,3						10,32	10,32
Sm	2,66	3,3						2,79	2,79
Eu	1,00	0,77						0,96	0,96
Gd	3,42	2,83						3,30	3,30
Dy	4,11	2,35						3,75	3,75
Er	2,58	1,32						2,33	2,33
Yb	2,29	1,33						2,09	2,09
Lu	0,32	0,22						0,30	0,30
Кристаллизация массива									
	X0	0,05	0,12	0,11	0,72				
	x0								f = 0,99
	C ₃	Кр Ol	Кр Орх	Кр СРх	Кр PL		D0	C ₄ /C ₁	C ₄
La	8,36	0,0004	0,001	0,002	0,27		0,19	16,14	5,00
Ce	20,29	0,0005	0,002	0,017	0,2		0,15	12,42	10,04
Nd	10,32	0,0010	0,005	0,14	0,14		0,12	7,23	4,34
Sm	2,79	0,0013	0,015	0,32	0,11		0,12	5,99	1,17
Eu	0,96	0,0016	0,024	0,41	0,73		0,57	12,27	0,90
Gd	3,30	0,0015	0,030	0,46	0,066		0,10	4,82	1,25
Dy	3,75	0,0017	0,050	0,54	0,055		0,11	4,52	1,45
Er	2,33	0,0015	0,081	0,57	0,041		0,10	4,19	0,88
Yb	2,09	0,0015	0,140	0,6	0,031		0,11	3,89	0,81
Lu	0,30	0,0015	0,170	0,58	0,025		0,10	3,59	0,11

Пр и м е ч а н и е. X₀ – весовая часть минерала i в исходной твёрдой фазе; x₀ – весовая часть минерала i в точке эвтектики; Кр – коэффициент распределения элемента j в минерале i; D₀ – общий коэффициент распределения для ассоциации n минералов; P – общий коэффициент распределения для минералов расплава; F – степень парциального плавления; f – степень фракционной кристаллизации; α – степень контаминации; C₁ – концентрация элемента j в расплаве, отделённом от мантийного протолита (ppm); C₂ – концентрация элемента j в расплаве после фракционной кристаллизации (ppm); C₃ – концентрация элемента j в расплаве, после контаминации (ppm); C₄ – концентрация элемента j в породе после кристаллизации массива (ppm); C₁ – концентрация элемента j в хондрите C1 [25].

выраженная европиевая аномалия в породе является следствием кристаллизации плагиоклаза на последней стадии образования пород.

Обсуждение результатов. Выводы. Дополнительные исследования остерских интрузий габброанортозитов подтвердили их отнесение к мафитам третьей возрастной группы, представленных на западной окраине Водлозерского домена, широко распространенных на всей площади домена и образованных 2,89–2,84 млрд лет. Полученные ранее данные по геологическому положению интрузий в шкале последовательности геологических событий подтверждены результатами изотопного датирования.

Возраст габброанортозитов остерских интрузий определен U-Pb методом SIMS на приборе SHRIMP II. По единичным зернам циркона получено конкордантное значение возраста $2860 \pm \pm 9$ млн при СКВО = 0,02. Исследование датированных цирконов показало наличие в них зональности, сходной с зональностью в цирконах из габброанортозитов расслоенных интрузий палеопротерозоя. Концентрации и характер распределения РЗЭ в датированных цирконах габброанортозитов с $(Lu/La)_n$ 3000–4000, а также положительная аномалия церия $((Ce/Ce^*)_n$ 12–26) соответствуют такому цирконов магматического генезиса [19]. По соотношению U/Yb-Y и высоким концентрациям Li цирконы габброанортозитов соответствуют цирконам базитов внутриконтинентальных образований [2, 18, 22].

Для определения состава источника плавления при образовании исходного расплава габброанортозитов рассчитаны ассимиляция и фракционная кристаллизация (AFC) по модели Де Паоло [21] в координатах La/Sm– ϵ_{Nd} . Сравнение результатов смещения мантийных источников DM с $\epsilon_{Nd}(2860)$ +2,8 и PM с ϵ_{Nd} 0 с тоналитом коры Палой Ламбы с $\epsilon_{Nd}(2860)$ –3,9 и образцами габброанортозитов массива подтверждает, что источником могла служить недеплетированная мантия PM, а подходящим контаминантом тоналит (аналог обр. 132) с возрастом 3141 млн лет.

Количество и состав мантийного расплава, а также состав и количество контаминанта были проверены расчетами по формуле Б.-М. Джана. В расчетах по Б.-М. Джану за пределами рассмотрения остается процесс фракционирования первичной мантийной выплавки. При фракционировании OI+Orх изотопные характеристики расплава не меняются, но увеличивается концентрация в нем РЗЭ. Если принять, что фракционная кристаллизация достигала 40 %, то полученные результаты близки к результатам Де Паоло [21].

Результаты подтверждены расчетами количественной модели по содержанию породообразующих и редкоземельных элементов с реальными образцами габброанортозитов Остерского массива. Следовательно, образование исходного расплава габброанортозитов может быть описано в рамках модели Л.Д. Эшвела и Дж.С. Маерса при условиях 20%-ного равновесного частичного плавления недеплетированного мантийного источника (при $P \geq 4$ ГПа) с образованием коматиитового расплава с последующим фракционированием 40 % оливина и ортопироксена в соотношении 2:3 (при $2 > P > 1,2$ ГПа) и 20%-ной ассимиляцией тоналитов коры. Кристаллизация массивов происходила

при давлении 3–5 кбар с интенсивной кристаллизацией плагиоклаза и формированием положительной аномалии европия и стронция.

Выплавление коматиитов, исходные расплавы которых являются результатом высоких степеней плавления источника PM при температурах, существенно превышающих модельные температуры архейской мантии [19]. Образование таких расплавов требует дополнительного статического тепла, которое может быть обеспечено подъемом плюма. Полученные результаты подтверждают плюмовую природу исходных расплавов мафитов третьего этапа, развитых в пределах Водлозерского домена.

Авторы благодарят Е.Н. Лепехину из ЦИИ ВСЕГЕИ за изотопные измерения проб, а также С.Г. Симакина, Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за аналитические исследования геохимии циркона. Авторы благодарят за конструктивные советы В.П. Чекулаева, А.В. Степанову, а также рецензента А.Б. Вревского, замечания которых позволили расширить содержание и улучшить статью. Работа выполнена в рамках Госзадания (тема НИР № 0153-2018-0012).

1. Арестова Н.А., Пугин В.А. Распределение Sr, Ba, Cu, Cr, V, Ni и Co в породах базальт-риолитового ряда как показатель их ликвационной природы // Геохимия. 1985. № 7. – С. 946–950.

2. Арестова Н.А. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U-Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита / Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, Г.А. Кучеровский, Ю.С. Егорова, С.Г. Скублов // Регион. геология и металлогения. 2017. № 71. – С. 35–52.

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

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

5. Куликов В.С. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее / В.С. Куликов, А.К. Симон, В.В. Куликова, А.В. Самсонов, А.И. Кайряк, В.А. Ганин, А.И. Зудин // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. – Л.: Наука, 1990. – С. 92–100.

6. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. – СПб.: Наука, 2011. – 402 с.

7. Лобач-Жученко С.Б. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, В.П. Чекулаев, О.А. Левченков, И.Н. Крылов, Л.К. Левский, Е.С. Богомолов, А.В. Коваленко // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. – С. 156–173.

8. Лобач-Жученко С.Б., Глебовицкий В.А., Арестова Н.А. Мантийные источники вещества Водлозерского домена Фенноскандинавского щита // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 2. – С. 223–226.

9. Лобач-Жученко С.Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, Л.К. Левский, А.В. Коваленко // Геотектоника. 2000. № 6. – С. 26–42.

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

11. Светов С.А. Мезоархейский андезитовый комплекс Остерской зеленокаменной структуры – новые результаты геохронологического изучения / С.А. Светов, Т.Н. Назарова, А.И. Светова, М.А. Гоголев, З.П. Рыбникова // Гео-

логия и полезные ископаемые Карелии. — Петрозаводск: Кар.НЦ РАН, 2013. — Вып. 16. — С. 51–56.

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

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

14. Чекулаев В.П. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна — ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита / В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова, С.Б. Лобач-Жученко, С.А. Сергеев // Докл. РАН. 2009б. Т. 428. № 4. — С. 508–510.

15. Чекулаев В.П. Архейский магматизм северо-западной окраины дреаного Водлозерского домена, район оз. Остер (геология, геохимия, петрология) / В.П. Чекулаев, С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, Н.С. Гусева, А.В. Коваленко, И.Н. Крылов // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. — С. 138–167.

16. Arestova N.A., Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Gus'kova E.G. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian shield as a reflection of plume magmatism: geochemical types and formation stages // Russian Journal of Earth Sciences. 2003. Vol. 5. No 3. — P. 145–163.

17. Ashwal L.D., Myers J.S. Archean Anorthosites // Archean Crustal Evolution / K.C. Condie (Ed). 1994. Chapt. 8. — P. 315–355.

18. Bouvier A.-S. Li isotopes as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTG and Sanukitoids / A.-S. Bouvier, T. Ushikabo, N.T. Kita, A.J. Cavosie, R. Kozdon, J.W. Valley // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. Vol. 163. — P. 745–768.

19. Condie K.C. Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press, 2001. — 306 p.

20. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // Zircon / Eds. by Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. — Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. — P. 469–500.

21. DePaolo D.J. Trace element and isotopic effect of combined wallrock assimilations and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981b. Vol. 53. — P. 189–202.

22. Grimes C., Ushikabo T., John B., Valley J.W. Uniformly mantelike $\delta^{18}\text{O}$ in zircons from oceanic plagiogranites and gabbros // Contrib. Mineral. Petrol. 2011. Vol. 161. No 1. — P. 13–33.

23. Jahn B.M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. Vol. 23. No 2. — P. 82–92.

24. Puchtel I.S., Hofman A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. Vol. 63. No 21. — P. 3579–3595.

25. 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.

26. Walter M.J. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. — P. 29–60.

1. Arestova N.A., Pugin V.A. The distribution of Sr, Ba, Cu, Cr, V, Ni, and Co in rocks of the basalt-rhyolite series as an index of their segregation nature. *Geohimiya*. 1985. No 7, pp. 946–950. (In Russian).

2. Arestova N.A., Chekulaev V.P., Kucherovskij G.A., Egorova Yu.S., Skublov S.G. On the correspondence of geological data and the results of dating of Archean rocks U-Pb by the zircon method on the example of the Karelian province of the Baltic Shield. *Region. geologiya i metallogeniya*. 2017. No 71, pp. 35–52. (In Russian).

3. Arestova N.A., Chekulaev V.P., LobachZhuchenko S.B., Kucherovsky G.A. Formation of the Archean crust of the ancient Vodlozero domain, the Baltic Shield. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyaciya*. 2015. Vol. 23. No 2, pp. 3–15. (In Russian).

4. *Geologiya i petrologiya arhejskogo granitno-zelenokamennogo kompleksa Central'noj Karelii* [Geology and petrology of the Archean granite-greenstone complex of Central Karelia]. Ed. by Kratoch, K.O. Moscow; Leningrad: Nauka. 1978. 262 p.

5. Kulikov V.S., Simon A.K., Kulikova V.V., Samsonov A.V., Kajryak A.I., Ganin V.A., Zudin A.I. Evolution of magmatism of the Vodlozersky block of the Karelian granite-greenstone region in the Archean. *Geology and geochronology of the Precambrian of the East European Platform*. Leningrad: Nauka. 1990. Pp. 92–100. (In Russian).

6. Larin A.M. Granity rapakivi i associiruyushchie porody [Granites of rapakivi and associated rocks]. St. Petersburg: Nauka. 2011. 402 p.

7. 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).

8. Lobach-Zhuchenko S.B., Glebovickij V.A., Arestova N.A. Mantle sources of matter of the Vodlozero domain of the Fennoscandian shield. *Dokl. RAN*. 2009. Vol. 429. No 2, pp. 223–226. (In Russian).

9. Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Arestova N.A. i dr. Archean terranes of Karelia: their geological and isotopegeochemical justification. *Geotektonika*. 2000. No 6. Pp. 26–42. (In Russian).

10. Ranniy dokembriy Baltijskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. by Glebovickiy V.A. St. Petersburg: Nauka. 2005. 711 p.

11. Svetov S.A., Nazarova T.N., Svetova A.I. i dr. Mesoarchean adesite 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).

12. 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 UThPb zircon analysis by the isotope method on the SHRIMP II ion microprobe). *Geohimiya*. 2007. No 2, pp. 229–236. (In Russian).

13. 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 korrelyaciya*. 2009a. Vol. 17. No 2, pp. 124–128. (In Russian).

14. Chekulaev V.P., Arestova N.A., LobachZhuchenko 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 Archean of the Fennoscandian Shield. *Dokl. RAN*. 2009б. Vol. 428. No 4, pp. 508–510. (In Russian).

15. Chekulaev V.P., LobachZhuchenko S.B., Arestova N.A. i dr. Archean 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).

16. Arestova, N.A., Lobach-Zhuchenko, S.B., Chekulaev, V.P., Gus'kova, E.G. 2003: Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as a reflection of plume magmatism: geochemical types and formation stages. *Russian Journal of Earth Sciences*. Vol. 5. 3. 145–163.

17. Ashwal, L.D., Myers, J.S. 1994: Archean Anorthosites. *In* Condie, K.C. (ed.): *Archean Crustal Evolution*. Chapt. 8. 315–355.

18. Bouvier, A.S., Ushikabo, T., Kita, N.T. et al. 2012: Li isotopes as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Ar-

chaean TTG and Sanukitoids. *Contrib. Min. Petrol. Vol. 163.* 745–768.

19. Condie, K.C. 2001: Mantle Plumes and their Record in Earth History. Cambridge University Press. 306.

20. Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P. 2003: Atlas of zircon textures. *Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Rev. Mineral. Geochim. Vol. 53.* 469–500.

21. DePaolo, D.J. 1981: Trace element and isotopic effect of combined wallrock assimilations and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 53.* 189–202.

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. Jahn, B.M., Wu, F.Y., Chen, B. 2000: Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence

and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes. Vol. 23. 2.* 82–92.

24. Puchtel, I.S., Hofman, A.W., Amelin, Yu.V., Garbeschönberg, C.-D., Samsonov, A.V., Shchipansky, A.A. 1999: Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: isotope and trace element constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 63. 21.* 3579–3595.

25. 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.

26. Walter, M.J. 1998: Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology. Vol. 39.* 29–60.

Кучеровский Глеб Алексеевич – мл. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹. <chljbyk@yandex.ru>

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

<narestova2009@rambler.ru>

Kucherovskiy Gleb Alekseevich – Junior Researcher, IPGG RAS¹. <chljbyk@yandex.ru>

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

<narestova2009@rambler.ru>

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

RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia.