

## ГЕОХИМИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВЫХ ДАЕК СЕВЕРО-ВОСТОКА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ТРАППОВЫМ И ЩЕЛОЧНЫМ МАГМАТИЗМОМ

© 2020 г. Е. Н. Терехов<sup>а, \*</sup>, Т. Б. Баянова<sup>б</sup>, А. С. Балувев<sup>а</sup>, Н. Б. Кузнецов<sup>а</sup>,  
Т. Ф. Щербакова<sup>а</sup>, П. А. Серов<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>Геологический институт Кольского НЦ РАН, пр. Ферсмана, д. 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209 Россия

\*e-mail: terekhoff.zhenya@yandex.ru

Поступила в редакцию 22.02.2019 г.

После доработки 02.07.2019 г.

Принята к публикации 26.11.2019 г.

Изучены дайки долеритов в пределах Мурманского блока северо-восточной части Кольского полуострова, которые входят в состав трапповой формации среднепалеозойского возраста, являющейся составным элементом масштабного плюм-литосферного процесса в Баренц-регионе. По геологическим, петрогеохимическим и геохронологическим характеристикам выделены две группы долеритовых даек: ранняя и поздняя характеризующие начальную и завершающую стадию развития крупной магматической провинции в интервале времени в 450–340 млн лет, образованную под влиянием Баренцеморского плюма. Одним из результатов взаимодействия плюма с литосферой было заложение Восточно-Баренцевской впадины, заполненной большими объемами базальтов, что предопределило дальнейшее ее прогибание в мезо-кайнозое, с формированием мощных толщ осадочных пород со значительными запасами углеводородов. По периферии проявления базальтового магматизма развиты щелочные комплексы, главнейшими из которых являются интрузии Кольской провинции и кимберлиты Архангельской области. Долериты изученных даек содержат многочисленные зерна древних ксеногенных цирконов с возрастными 2.7, 1.8, 1.3, 0.7 млрд лет, что может указывать на нижнекоровый генезис их родоначального расплава и эволюцию области магмагенерации в корневой зоне палеорифтовой системы.

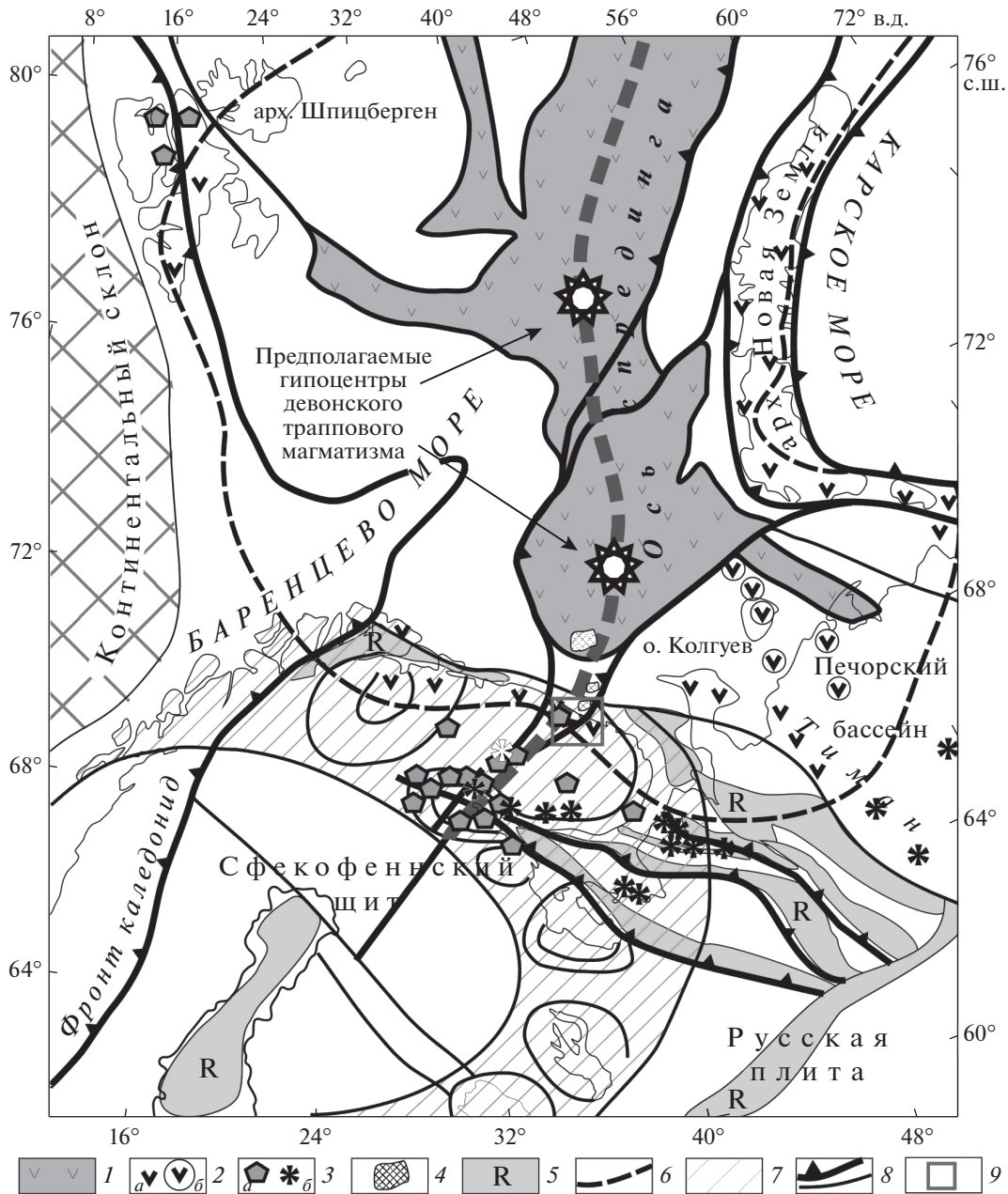
**Ключевые слова:** геохимия, дайки, долериты, траппы, плюм, Мурманский блок, Кольская щелочная провинция, ксеногенные цирконы, Восточно-Баренцевская впадина

DOI: 10.31857/S0016752520080099

### ВВЕДЕНИЕ

Дайки долеритов предположительно палеозойского возраста в структуре Мурманского блока на северо-востоке Балтийского щита были выявлены достаточно давно (Беляев, Увадьев, 1977), но только недавно их стали сравнивать с траппами крупных магматических провинций (LIPs) (Терехов и др., 2012, Арзамасцев и др., 2017). До настоящего времени девонские магматические проявления в регионе: щелочные интрузии, кимберлитовые дайки, базальты Восточно-Баренцевского трога и многочисленные дайки долеритов на Новой Земле, Тимане, Кольском п-ве, Финмаркене, рассматриваются исследователями как самостоятельные центры. Совместная интерпретация щелочного и траппового-базальтового магматизма развитых в Баренцеморском регионе, предполагает пересмотр геодинамической модели строения и эволюции западного фрагмента

Арктического Бассейна, согласно которой интрузии Кольской щелочной провинции и кимберлитовые трубки Архангельской провинции образовались под влиянием самостоятельного мантийного плюма (Махоткин и др., 1997), тогда как базальтовый магматизм девонского возраста связывался с раскрытием Восточно-Баренцевского прогиба океанического типа (Объяснительная записка., 1996). Геохимическая типизация и определение возраста долеритовых даек развитых на границе областей развития щелочного и толеитового магматизма позволит говорить об их генетической взаимосвязи с проявлениями щелочного магматизма. В соответствии с современными представлениями, основной объем щелочных пород Кольской провинции образовался в интервале 380–360 млн лет (Арзамасцев и др., 2010; Крамм и др., 1993). Но часть пород, так называемой инициальной или вулканической серии могла образоваться и ранее: 410 или даже 440 млн лет назад



**Рис. 1.** Геологическое положение проявлений девонского магматизма в Баренц-регионе 1 – базальты Восточно-Баренцевого трога; 2 – девонские долериты: а – на поверхности, б – в скважинах; 3 – щелочные массивы (а), трубки взрыва (б); 4 – интрузии в Хибино-Контозерской зоне пропагации; 5 – рифейские авлакогены; 6 – граница области толеитового магматизма; 7 – проекция на дневную поверхность метасоматически-обогащенной мантии; 8 – наклонные и вертикальные разломы; 9 – район исследований (рис. 2).

(Баянова 2004; Моралев и др., 1998). Выделяется и заключительная стадия эндогенной активности (369–362 млн лет), но с ней обычно связываются дайки, в обрамлении щелочных массивов (Арзамасцев и др., 2010), хотя известны и дайки долеритов Печорского бассейна с возрастом 340 млн лет (Wilson, et al., 1999), которые находятся на периферии Баренцево-мурской трапповой провинции (рис. 1) (Терехов и др., 2012). В пределах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов также

установлены эффузивные породы траппового типа, которые предшествовали формированию собственно щелочных пород (Корчак и др., 2011). Подобная ситуация опережающего развития вулканических проявлений по отношению к главной интрузивной фазе характерна для большинства провинций развития массивов центрального типа и LIPs (Львова, 2008), в том числе на Тимане, Новой Земле, Шпицбергене, Финмаркене – в обрамлении Восточно-Баренцевого прогиба, где

выделяется или предполагается не только инициальная серия базальтового магматизма, но и его заключительная фаза, следующая за основным этапом щелочного или кимберлитового магматизма (Кораго, Тимофеева, 2005; Макеев и др., 2008; Сироткин и др., 2012; Guise, Roberts., 2002).

Ранее в двух лабораториях с использованием близких методик, был определен возраст даек, расположенных в СВ части Кольского п-ова (Терехов и др., 2012). Дайка (Д2) прорывает рифейские отложения, поэтому предполагался ее палеозойский возраст. Двумя независимыми исследованиями по цирконам из этой дайки был получен возраст – 2.7 млрд лет. По другой дайке (Д34), также кайнотипного облика, получен более широкий спектр возрастов цирконов (2700, 1850, 1300, 720 и 320 млн лет). Подобные находки “древних” цирконов обычно связывается с их ксеногенной природой, однако вопрос о том, как и где эти цирконы попали в магматический расплав и почему они сохраняются, а состав магматических пород при этом не несет следов контаминации – остается слабоизученным. Очевидно, что результаты датирования ксеногенных цирконов плохо согласуются с геологической обстановкой и бывают бесполезны для определения возраста магматитов. Поэтому, одной из задач нашего исследования является оценка возможности использования данных по “древним” цирконам для реконструкции условий образования “молодых” магматических расплавов.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Определения макроэлементов проводились в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск), методом “мокрая химия”, а микроэлементы определялись методом ICP-MS в ГИН РАН (г. Москва) с использованием масс-спектрометра “Элемент 2” (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). После разложения образцов в автоклавах, проводилось их последовательное упаривание. Растворы переносили в мерные колбы объемом 100 мл. Измерение проводили с использованием внутреннего стандарта, концентрация которого в анализируемом растворе составляла 1 мкг/л. Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, США) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более, чем 10–15 отн. %.

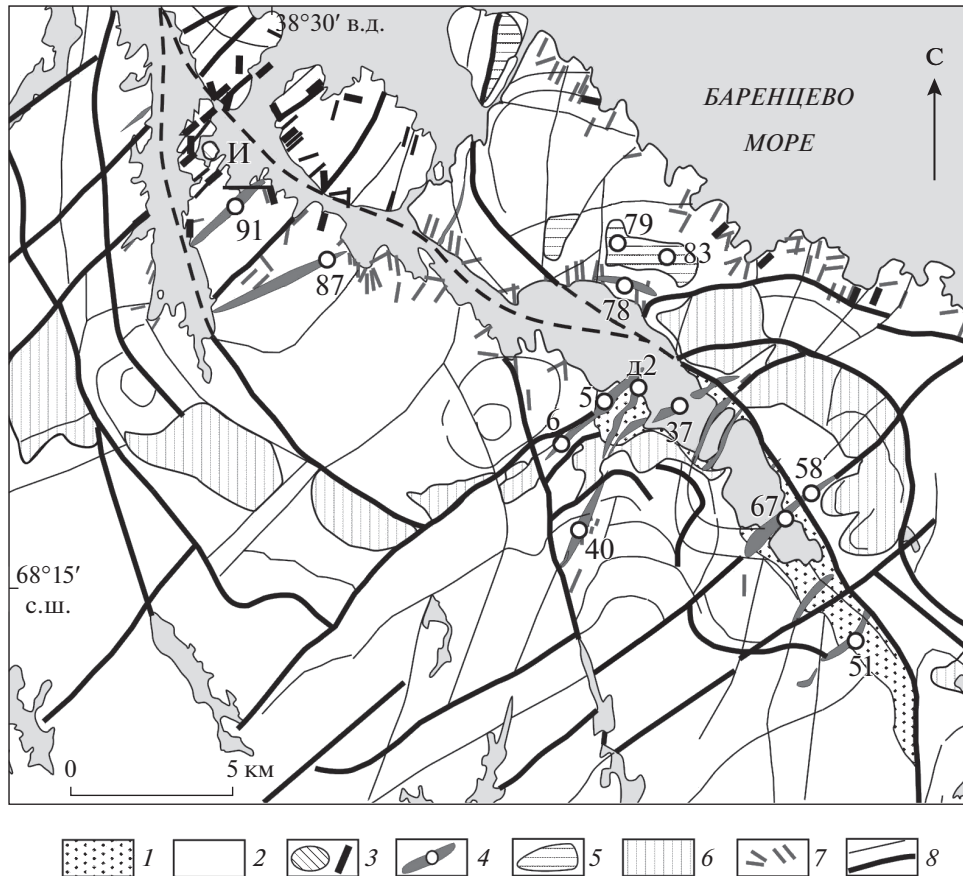
U-Pb датирование цирконов (пробы Д2 и Д34) проводилось с помощью вторично-ионного микрозонда SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Цирконы из пробы Д2, далее Д2 – была также проанализирована в Стендфордском университете (г. Пало-Альто Калифорния, США). U-Pb анализ цирконов выполнялся в обоих случаях по стандартным

методикам, результаты представлены в работе (Терехов и др., 2012). В центре коллективного пользования ГИ КНЦ (г. Апатиты) были повторены U-Pb исследования цирконов (пробы Д2, Д34 и дополнительно – 1379), а также изучена Sm-Nd систематика пород и отдельных минералов в пробах Д2 и Д34.

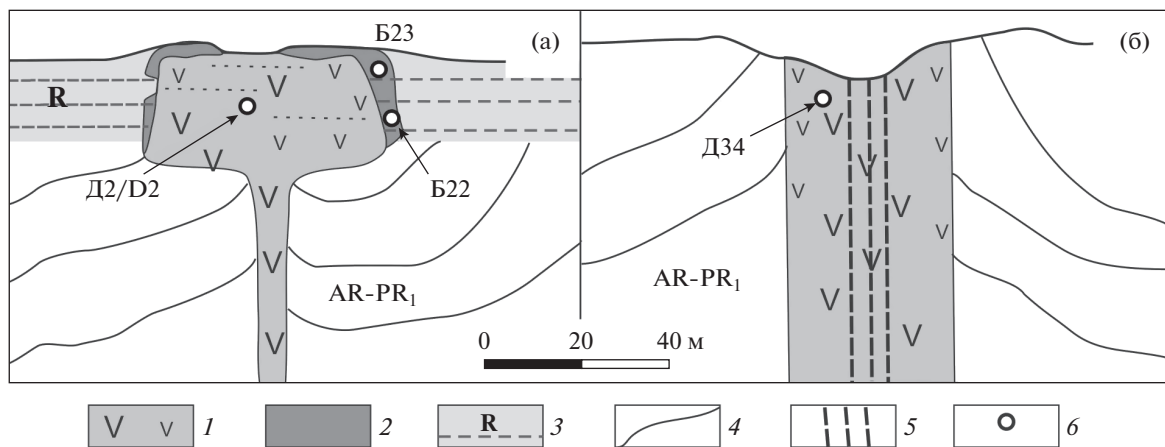
### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вдоль Мурманского берега Кольского полуострова, от г. Киркенес до полуострова Святой Нос, встречаются палеозойские дайки кайнотипного облика, которые принципиально отличаются от архей-протерозойских метаморфизованных даек. Береговая часть Кольского п-ова сложена массивными или гнейсовидными гранитоидами. В них встречаются реликты (скиалиты) пород основного состава. Возрастные оценки пород Мурманского блока, выделяемого вдоль СВ берега Кольского п-ова (Балуев и др., 2016) укладываются в интервал: 2.8–2.4 млрд лет (Баянова, 2004). В пределах исследованного района губы Ивановка расположен прогиб, выполненный осадочными породами рифейского возраста – песчаниками и алевролитами (рис. 2). Поэтому дайки, внедренные в эти породы, не древнее рифея. На большей части Кольского п-ова палеозойские дайки слагают одиночные тела, но в районе губы Ивановка можно наблюдать более десятка подобных тел (рис. 2). Долериты слагают протяженные тела, крутого залегания СВ простирания. В пределах рифейского прогиба они характеризуются значительной мощностью (до 50 м) и слагают гряды, выраженные на местности, а за его пределами их мощность уменьшается или они вовсе пропадают. В дайках отмечается субгоризонтальная трещиноватость и вертикальная зональность (Синицын, 1965). В экзоконтактах даек развиты черные роговики, мощностью до 1 м, в которых сохранились реликты слоистости осадочных пород (рис. 3а). Реже роговики бронируют вершины гряд, сложенных дайками, что указывает на то, что дайки слепо заканчиваются в пределах рифейских образований. На северном берегу Ивановской губы выделено силлоподобное тело, сложенное долеритами (рис. 2). По химическому составу и петрографическим характеристикам образцы этого тела (т. 78 – дайка – подводящий канал, собственно силл – т. 79 и т. 83) идентичны девонским долеритам (табл. 1). В западной части Ивановской губы встречается множество мелких даек (мощностью 10–50 см) аналогичных дайкам Кольской щелочной провинции. Здесь же расположен Ивановский щелочной массив с возрастом  $371 \pm 8$  млн лет (Арзамасцев и др., 2009). Небольшие щелочные дайки секут мощные долеритовые дайки в районе точек Д2, 37 и 58 (рис. 2).

Дайки долеритов вне рифейского прогиба, принципиально другие по форме, приурочены к



**Рис. 2.** Геологическая карта района Ивановской губы. 1 – рифейские осадочные образования; 2 – архей-палеопротерозойские метаморфические породы Мурманского блока; 3 – девонский щелочной массив (Ивановский) и щелочные дайки; 4–5 – палеозойские долериты: дайки (4) и силлы (5) и точки их опробования; 6 – интрузии пойкилофитовых долеритов (баренцевоморский комплекс-PR<sub>1-2</sub>); 7 – дайки основного состава (PR<sub>1</sub>); 8 – структурные линии и важнейшие разломы. И – Ивановский щелочной массив.



**Рис. 3.** Схема строения палеозойских даек (разрез) среди пород рифейского грабена (а) и гранито-гнейсов Мурманского блока (б). 1 – долериты (центральной и краевой частей даек); 2 – ороговикованные породы экзоконтакта даек; 3 – рифейские отложения Ивановского грабена; 4 – гранито-гнейсы Мурманского блока; 5 – зона внутренней трещиноватости дайки; 6 – точки опробования.

разломам, прекрасно дешифрируемым на космических снимках. Некоторые дайки прослеживаются на расстояние до 80 км и разломы, видимые

на космических снимках, проявляются в дайках в виде зоны трещиноватости, приуроченной к ее осевой части или одному из ее бортов (рис. 3б).

Таблица 1. Химические анализы долеритовых даек палеозойского возраста района Ивановской губы (СВ Кольского п-ова)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	Д2	48.58	48.78	50.88	49.83	47.4	49.60	49.97	48.07	48.70	48.3	47.68	49.91	46.89	48.69	48.00
TiO <sub>2</sub>		1.64	2.74	2.64	2.72	2.84	2.81	3.06	3.34	3.09	3.74	3.43	2.61	3.61	1.95	1.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		13.9	11.86	11.58	12.88	11.6	12.99	13.28	12.39	12.78	11.6	11.04	12.69	14.55	14.75	17.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		4.38	6.98	6.50	4.27	4.65	4.11	4.71	5.61	3.73	5.20	8.36	8.94	15.48	3.47	3.55
FeO		7.32	8.30	9.00	8.48	11.0	10.49	8.84	8.49	10.48	9.57	9.40	4.66	н.о.	9.95	7.16
MnO		0.17	0.27	0.26	0.17	0.21	0.23	0.21	0.24	0.19	0.19	0.23	0.13	0.19	0.24	0.17
MgO		7.18	6.36	6.50	6.17	7.41	5.69	5.71	6.68	6.30	7.06	5.87	6.13	4.43	5.5	6.77
CaO		10.33	9.45	9.76	9.33	10.05	9.02	8.86	7.78	9.44	9.06	7.96	9.74	9.24	10.88	11.14
Na <sub>2</sub> O		1.99	2.01	2.04	2.19	1.87	2.05	2.11	2.78	2.18	1.98	1.96	1.83	3.07	2.43	2.31
K <sub>2</sub> O		0.26	0.51	0.52	0.43	0.42	0.47	0.53	1.50	0.80	0.60	0.77	0.73	0.59	0.38	0.57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.10	0.24	0.24	0.19	0.22	0.23	0.24	0.35	0.29	0.31	0.31	0.22	0.37	0.24	0.13
п,п,п		2.63	2.00	1.79	2.06	2.02	2.42	2.34	2.74	2.00	2.20	2.52	2.38	1.20	1.41	1.01
сумма		100.0	99.31	99.71	99.88	99.8	100.02	99.99	99.97	99.98	99.8	99.53	99.97	100.1	100.1	99.89
V		290	338	344	303	396	394	342	354	376	371	453	334	330	364	286
Cr		239	84.4	89.5	80.0	142	115	92.1	120	64.3	117	104	86.8	81	102	161
Ni		117	91.3	70.4	91.1	88.0	104	60.9	79.5	64.0	94.2	119	45.8	35	60	91
Ga		20.9	21.0	20.8	21.9	19.9	22.8	22.5	24.9	24.8	27.4	26.4	26.2	24	21	18
Rb		7.7	19.7	15.3	13.1	11.9	14.4	21.5	56.2	29.6	20.0	56.8	29.1	17	12	18
Sr		222	256	257	237	224	259	275	310	323	319	212	382	240	199	356
Y		23.4	27.4	26.0	27.9	27.2	32.5	31.1	38.9	35.7	42.8	40.1	33.5	37	26	18
Zr		106	160	157	140	147	180	219	260	235	287	270	213	207	124	72
Nb		6.15	13.7	13.1	10.52	13.3	16.2	19.00	20.8	20.0	23.1	29.3	18.31	16	8.1	7.9
Mo		1.32	1.63	6.24	1.39	1.50	1.70	1.57	2.11	2.01	1.98	1.25	1.69	1.82	2.44	0.88
Cd		0.06	0.09	0.08	0.05	0.08	0.09	0.07	0.10	0.10	0.12	0.08	0.08	0.2	0.07	0.11
Cs		0.27	1.38	0.68	0.73	0.86	0.89	1.07	0.82	0.64	0.63	1.30	0.72	1.4	0.67	0.89
Ba		92	210	181	135	132	174	222	738	232	189	169	199	518	67	245
La		5.50	13.7	12.2	9.60	12.5	14.9	16.7	24.6	18.9	19.4	17.4	16.3	14.4	9.2	12.0

Таблица 1. Окончание

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Д2	5	6	37	51	58	67	40	78	79	83	87	91	Д34	1379	Л15/08
Ce	14.7	34.1	31.3	25.4	34.6	31.8	37.6	41.1	56.5	46.1	48.2	42.5	38.9	37.0	22.0	26.0
Pr	2.15	5.04	4.65	3.85	5.05	4.69	5.39	5.89	7.72	6.36	6.83	5.84	5.30	5.40	3.40	3.70
Nd	10.9	24.5	22.8	19.5	24.4	22.6	25.8	28.1	35.8	29.4	32.7	26.8	24.2	26.0	16.0	15.5
Sm	3.38	6.70	6.37	6.02	6.78	6.23	7.16	7.49	9.21	7.49	8.87	6.95	6.20	7.50	4.50	3.49
Eu	1.23	2.08	2.07	1.90	2.09	1.97	2.29	2.40	2.75	2.31	2.68	2.10	1.95	2.40	1.55	1.17
Gd	4.19	7.38	6.89	7.12	7.29	6.84	7.64	8.09	9.78	7.79	9.47	7.45	6.58	8.0	5.55	3.90
Tb	0.68	1.15	1.11	1.13	1.15	1.10	1.21	1.26	1.47	1.18	1.44	1.16	1.0	1.30	0.88	0.57
Dy	4.24	6.82	6.58	6.84	7.01	6.68	7.41	7.44	8.50	6.94	8.40	6.95	5.88	7.90	5.34	3.55
Ho	0.86	1.35	1.26	1.35	1.39	1.39	1.48	1.44	1.64	1.38	1.62	1.37	1.13	1.60	1.07	0.75
Er	2.25	3.496	3.31	3.47	3.60	3.56	3.87	3.74	4.16	3.54	4.08	3.57	2.87	4.20	2.98	2.01
Tm	0.32	0.47	0.45	0.48	0.49	0.52	0.55	0.52	0.57	0.49	0.56	0.5	0.39	0.57	0.41	0.30
Yb	1.98	2.88	2.76	2.90	2.94	3.16	3.30	3.10	3.29	2.92	3.24	2.99	2.28	3.35	2.54	1.89
Lu	0.28	0.41	0.39	0.40	0.41	0.45	0.46	0.45	0.45	0.41	0.44	0.42	0.31	0.49	0.38	0.28
Hf	2.47	5.21	5.03	4.52	4.96	4.72	5.09	6.51	6.75	5.58	6.59	5.70	4.40	5.30	3.09	2.17
Ta	0.41	1.15	1.09	0.83	1.21	1.15	1.31	1.45	1.46	1.34	1.44	1.63	1.0	1.10	0.23	0.10
Pb	<2	106	35.9	38.8	24.0	23.0	66.6	82.9	1.24	<2	<2	41.7	7.70	0.93	3.16	5.60
Th	0.935	2.29	2.15	1.98	2.20	2.00	2.12	3.18	3.21	2.90	2.93	1.91	2.87	1.80	1.32	1.72
U	0.22	0.53	0.50	0.5	0.52	0.44	0.46	0.82	0.75	0.69	0.72	1.05	0.63	0.50	0.38	0.37
Th/U	4.1	4.3	4.3	3.9	4.3	4.5	4.6	3.9	4.3	4.2	4.1	1.8	4.5	3.8	3.6	4.6
(La/Yb) <sub>n</sub>	2	3.6	3.2	2.6	3.4	2.8	3.3	3.8	5.5	4.7	4.3	4.1	5	3	2.8	4.2
(Tb/Yb) <sub>n</sub>	1.6	1.9	1.9	1.8	1.8	1.6	1.7	1.9	2	1.8	2.1	1.7	2	1.8	4.2	1.5
Eu/Eu*	1.1	1.1	1.04	1.13	0.99	1	1.07	1.1	0.89	1.09	1.1	1.1	1	1.03	1.01	1.1
Lu/Hf	0.11	0.08	0.08	0.09	0.08	0.1	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	.07	0.07	0.09	0.02	0.13
Zr/Nd	17.7	11.7	12	12.7	10.7	11.3	11.2	11.5	13	12	12.5	9.2	11.8	12.9	7.8	4.6
Zr/La	14.4	11.7	12.9	14	10.7	11.7	12.1	13	10.6	12.4	14.8	15.5	13	14.4	13.5	6

Примечания. I группа: 1–7; II группа: 8–14; дайта с п-ва Средний –15; дайта “Линахамари” – 16. Окислы в мас. %, микроэлементы в ppm (г/г).

Эти дайки отличаются от даек в пределах рифейского прогиба отсутствием роговиков и выдержанной мощностью (20–40 м). Одна из таких даек (Д34) изучена в районе пос. Гремиха, другие расположены в разных районах Кольского п-ова. Часть долеритовых даек в районе губы Ивановка мы также относим к этой группе, которая в работе получила название “поздние”, в отличие от “ранней” группы, которые преимущественно приурочены к рифейским образованиям. Дайки “ранней” группы имеют признаки флуктуации простираения, а дайки “поздней”, имеют идеальные прямолинейные очертания. Эти группы долеритов имеют и значимые различия как в химическом составе (табл. 1), так и в возрастах цирконов и магматических пород. Для сравнения в статье приводятся данные о палеозойских дайках в западной части Мурманской области. Одна из них расположена на п-ове Средний, где прорывает рифейские отложения. Эта дайка (т. 1379) (рис. 1) имеет мощность 5 м, вертикальное залегание и СВВ простираение. Другая дайка имеет собственное название дайка “Лиинахамари”. Она прослежена от берега моря из Немецкой губы на юг более чем на 30 км. При мощности до 40 м эта дайка достаточно извилиста. По биотиту из породы этой дайки  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом получен возраст  $381 \pm 6$  млн лет (Веселовский и др., 2013).

Дайки района Ивановской губы однородны по простираению, иногда зональны: тонкозернистые различия в краевых частях и крупнозернистые в центральных. Это – темно-серые плотные массивные породы. Большая часть даек представлена долеритами, некоторые – базальтами. Долериты сложены авгитом, плагиоклазом (An 52), и рудным минералом. Беспорядочно расположенные лейстовидные призмы плагиоклаза с аллотриоморфными зернами пироксена, придают долеритам офитовую структуру. Рудных: 5–15%. Они распределены по всей породе, но чаще приурочены к пироксену и представлены магнетитом и ильменитом. В некоторых дайках диагностирован титаноклиногумит (Д2, 58). Обращает на себя внимание отсутствие оливина. Постмагматические изменения выражены в развитии хлорита по краям зерен пироксенов. Хлорит представлен двумя разновидностями. Более распространены агрегаты мелких лучистых кристаллов делессита. Редкая разновидность представлена сине-зеленым пеннином. Базальты (т. 37) по составу подобны долеритам. Они сложены беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза длиной 0.1–0.6 мм. Между ними располагаются зерна моноклинного пироксена, рудного минерала и небольшие участки основного стекла.

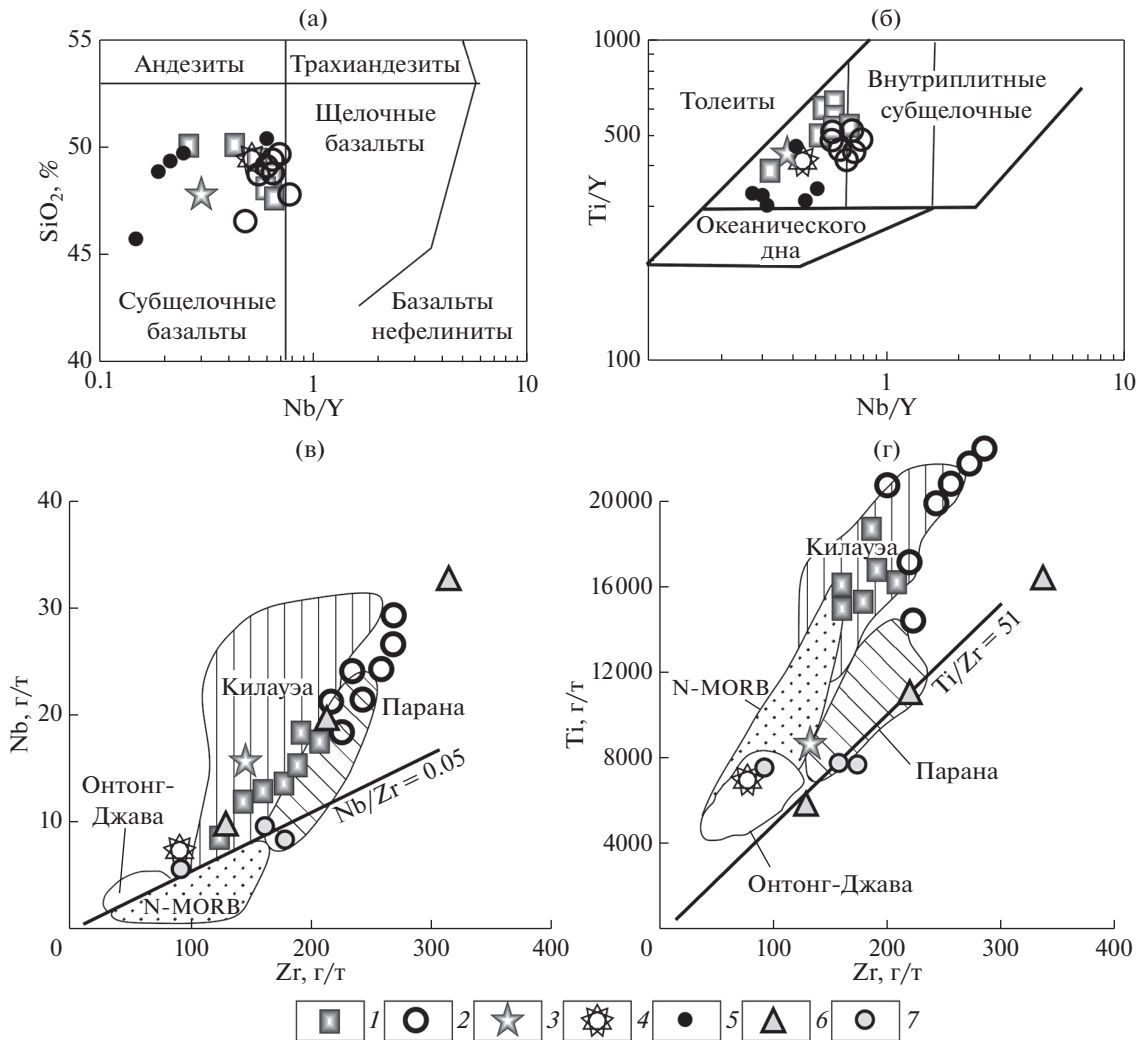
### ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ДОЛЕРИТОВ

Как и большинство пород трапповых формаций Мира, рассматриваемые долериты являются

изменчивыми по содержаниям  $\text{TiO}_2$  – от 1 до 4%, имеют низкие содержания щелочей, но на диаграммах  $\text{SiO}_2$  относительно  $\text{Nb/Y}$  и  $\text{Ti/Y-Nb/Y}$  (рис. 4а, 4б) они классифицируются как субщелочные базальты, что вполне типично для классических районов развития траппов (Львова, 2008). На графике  $\text{Zr-Nb}$  фигуративные точки составов рассматриваемых долеритов попадают преимущественно в поле трапповых базальтов Параны и Восточной Сибири (рис. 4в), тогда как на графике  $\text{Zr-Ti}$  (рис. 4г) точки составов долеритов ложатся в поле базальтов Гавайского острова Килауэа и заметно отличаются от базальтов Западной и Восточной Сибири. Близость составов исследуемых долеритов и пород океанических островов особенно хорошо прослеживается на диаграммах  $\text{Ce/U-Nb/U}$  и  $\text{Rb/Sr-SiO}_2$ , где соответствующие точки лежат в поле OIB и вне поля MORB (рис. 5а, 5б). На диаграмме  $\text{Th/Ta-La/Yb}$  изученные долериты не попадают в поле OIB, а ложатся преимущественно в поле SZB и отчасти в поле OPB (рис. 5в). Высокие значения  $\text{Th/Ta}$  в продуктах мантийного магмообразования обычно связываются с влиянием коровой контаминации или с участием рециклированной литосферы в зонах мантийной магмогенерации, тогда как низкие  $\text{Th/Ta}$  и высокие  $\text{La/Yb}$  отношения служат характеристикой мантийных источников для обстановок срединно-океанических хребтов и океанических островов (Tomlinson, Condie, 2001). На графике  $\text{Th/Yb-Ta/Yb}$  (рис. 5г) исследуемые долериты располагаются в пределах мантийного тренда, характеризующего вариации индикаторных отношений элементов в ряду между E-MORB и OIB. На этой диаграмме хорошо видно деление исследуемых пород на две группы, выделенных по геологическим признакам: ранние и поздние и отвечающее эволюции составов от E-MORB к OIB по тренду мантийной эволюции. Считается, что положение долеритов внутри тренда мантийной корреляции (рис. 5г) исключает заметное влияние материала коры на состав исходных для них расплавов, а отношение  $\text{Nb/La} < 1$  является признаком контаминации магм континентальной корой (Lightfoot et al., 1993). В нашем случае, большинство долеритов имеет  $\text{Nb/La} > 1$ , за исключением проб отобранных вблизи каледонского орогена. Это указывает на то, что источник для расплава долеритовых даек не был контаминирован континентальной корой.

При рассмотрении геохимических особенностей долеритов с помощью мультиэлементной диаграммы (рис. 6) видны заметные колебания в концентрациях крупноионных литофильных элементов, таких как: Rb, Ba, U. Содержания менее подвижных высокозарядных элементов сравнительно выдержаны и обращает на себя внимание полная тождественность их спектра со спектрами базальтами OIB. В то же время рассматриваемые породы отличаются от базальтов OIB более низ-





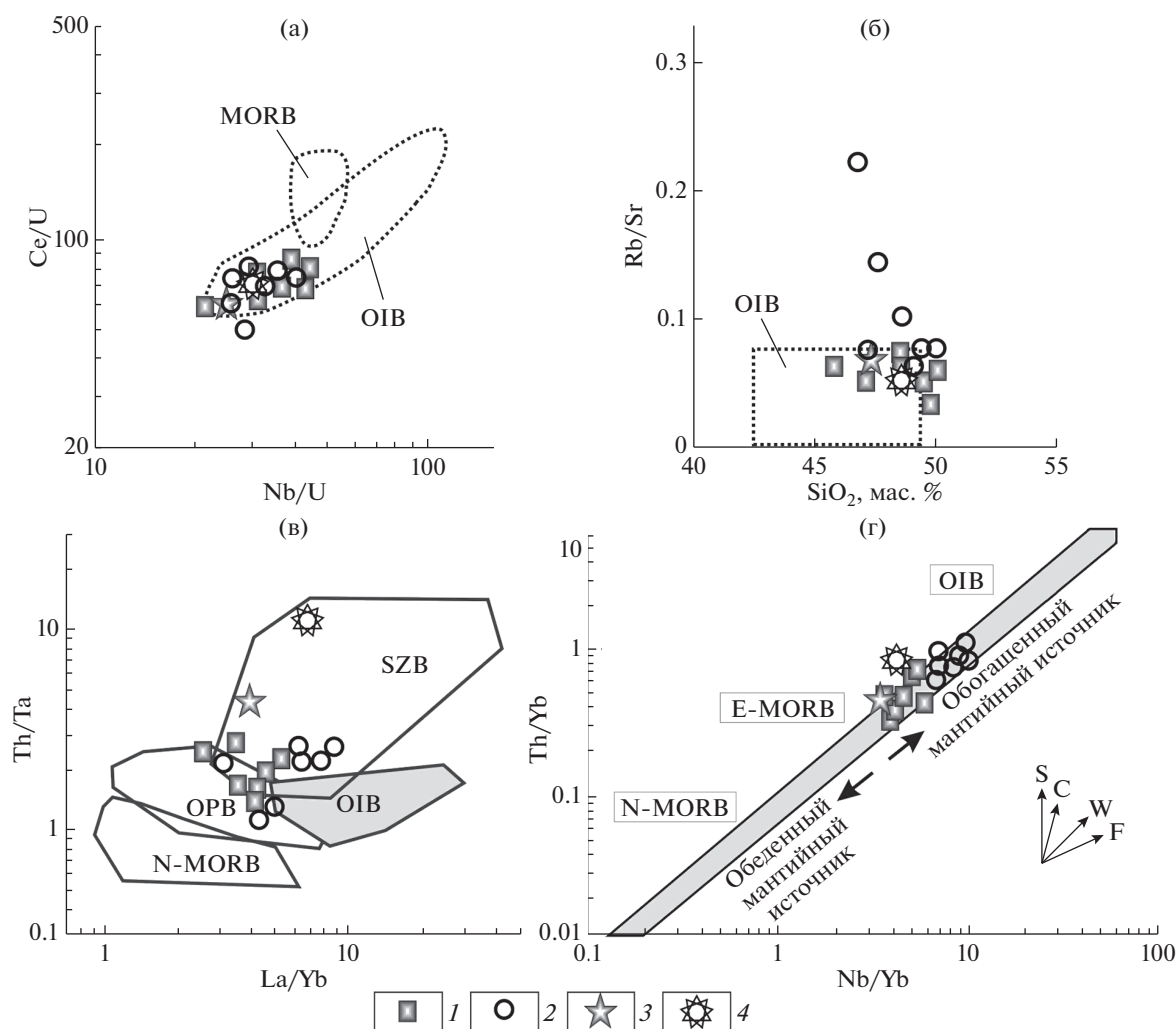
**Рис. 4.** Положение долеритов на диаграммах  $\text{SiO}_2\text{--Nb/Y}$  (а) и  $\text{Ti/Y--Nb/Y}$  (б) поля по (Winchester, Floyd, 1977) и графики соотношения  $\text{Zr--Nb}$  (в) и  $\text{Zr--Ti}$  (г) для долеритов Мурманского берега по сравнению с спектрами траппов Западной и Восточной Сибири, Параны, базальтов Килауэа (Гавайские о-ва), океанического плато Онтонг–Джава, N-MORB, по (Reichow et al., 2005). 1–2 – р-на Ивановской губы: 1 – ранние, 2 – поздние; 3 – дайка “Лиинахамари”: 4 – с п-ова Средний; 5 – Печорского бассейна в (а и б) по (Wilson et al., 1999); 6–7 – средние составы Восточно- и Западно-Сибирских траппов по (Lightfoot et al., 1993).

кими содержаниями: Th, Nb, Ta, La, Ce, Sr. Для всех долеритов характерно отсутствие Eu аномалии  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_n = 0.95\text{--}1.1$  и низкие отношения  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 2\text{--}5$ , и  $(\text{Tb}/\text{Yb})_n = 1.6\text{--}2.1$ . Это может указывать на отсутствие граната в качестве остаточной фазы в области плавления, то есть относительно небольшой глубине. Составы изученных долеритов истощены щелочами, особенно калием, но на диаграммах  $\text{SiO}_2\text{--Nb/Y}$  и  $\text{Ti/Y--Nb/Y}$  (рис. 4) их фигуративные точки попадают в поля субщелочных пород. Все это позволяет предполагать связь магмагенерирующего источника исследуемых долеритов с субдуцированной литосферой, вовлеченной в рециклинг, что характерно для трапповых формаций (Lightfoot et al., 1993)

### ВОЗРАСТ КАЙНОТИПНЫХ ДОЛЕРИТОВ

Изучены две пробы долеритов слагающих дайки в районе Ивановской Губы, проба Д2 (координаты  $68^\circ 16' 36.23'' \text{ С}$  и  $38^\circ 42' 6.32'' \text{ В}$ ) и проба Д 34 ( $68^\circ 3' 16.38'' \text{ С}$  и  $39^\circ 29' 51.04''$ , а также одна проба из дайки 1379 на п-ове Средний (координаты  $69^\circ 38' 29'' \text{ С}$  и  $31^\circ 58' 54'' \text{ В}$ ). Дайка Д2 залегает среди рифейских пород, а дайка Д34 среди гранито-гнейсов. Из двух проб роговиков в контактах с дайками Д2 и 58, была попытка выделить цирконы, но не было обнаружено ни одного зерна, тогда как в аналогичных породах п-вов Средний и Рыбачий присутствует большое количество детритовых цирконов (Михайличенко и др., 2016). Возможно, цирконы были растворены в приконтактной зоне, а Zr был перераспределен, что ра-





**Рис. 5.** Положение долеритов на диаграммах  $Ce/U-Nb/U$  (а) и  $Rb/Sr-SiO_2$  (б) относительно источников базальтов срединно-океанических хребтов (*MORB*) и океанических островов (*OIB*) и  $Th/Ta-La/Yb$  (в) и  $Th/Yb-Ta/Yb$  (г), относительно полей разных типов базитов: *OIB* океанических островов, *OPB* – океанических плато, *SZB* – зон субдукции, *N-MORB* – срединно-океанических хребтов по (Tomlinson, Condie, 2001). 1 – ранние, 2 – поздние; 3 – дайка “Лиинахамари”; 4 – дайка с п-ова Средний. В (г) – векторы изменения состава расплава под воздействием: S – субдукции, C – коровой контаминации, W – внутриплитных источников, F – фракционной кристаллизации. Поля составов магматических источников: *OIB* – океанических островов, *N-MORB* и *E-MORB* нормальные и обогащенные базальты срединно-океанических хребтов по (Pearce, 1983).

нее нами обсуждалось для объяснения “парадокса” древних цирконов (Терехов и др., 2012).

Определение возраста методом SHRIMP проводилось в пробах Д2, D2 и Д34 в каждой по 10 зернам циркона. Цирконы из пробы Д2 и D2 представлены идиоморфными призматическими кристаллами с хорошо образованными дипирамидальными головками, с коэффициентом удлинения 2.5–3.0. В катодных лучах во многих зернах видны коротко или удлиненно-призматические ядра, содержащие газовой-жидкие, расплавные и твердо-фазовые включения. Цирконы состоят из ядер, окруженные оболочками тонкозонального строения. Результаты U-Pb датирования циркона представлены в работе (Терехов и др., 2012). Содержания U в цирконах лежат в пределах 157–732 ppm. Их кон-

кордантный возраст составляет 2726.8 млн лет, СКВО = 1.2. Ядерные и периферические части цирконов имеют одинаковый возраст. Более молодых возрастов для этой пробы не было получено, хотя дайка прорывает рифейские породы. Для цирконов из дайки Д34 прорывающей гранитоиды, характерен тот же морфологический тип, но при этом получен другой спектр возрастов. Конкордантный возраст, равен 790 млн лет, СКВО = 6.7, а по единичным зернам получены возрасты: 2670, 1850, 1300 и 328 млн лет.

Пробы Д2 и Д34 были изучены в КНЦ РАН. Первая проба – классическим U-Pb методом, вторая по единичным цирконам. Эти исследования также показали геохронологическую разницу между ними (табл. 2, 3 и рис. 7). Цирконы из про-

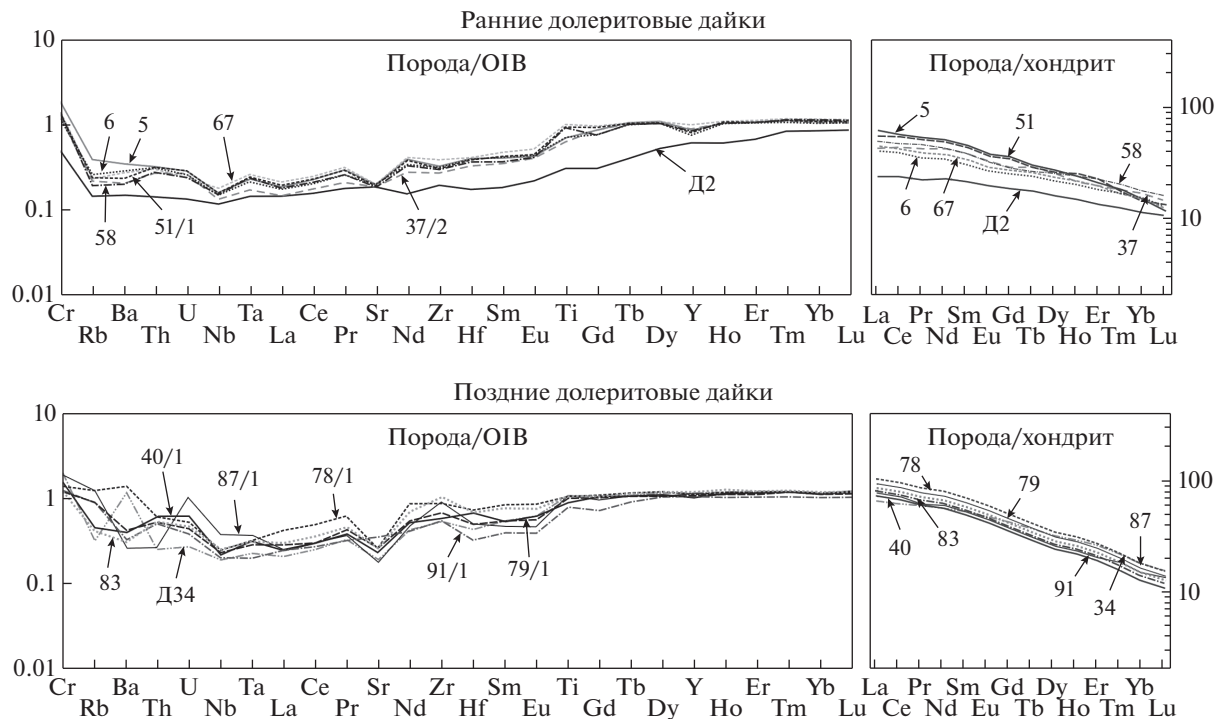


Рис. 6. Спайдерграммы распределения несовместимых и редкоземельных элементов в ранней и поздней группах девонских долеритов Мурманского блока (цифры к графикам – номера проб из табл. 1).

бы Д2 показали датировки 2850–2700 млн лет, близкие полученным на SHRIMPе и отвечают одному из главных рубежей в геологической истории становления кристаллических комплексов Балтийского щита (Баянова, 2004). В пробе Д34, возрасты 1700 и 1012 млн лет не были ранее получены на SHRIMPе. Значение 1700 млн лет близко к возрасту соответствующему этапу метасоматического обогащения верхней мантии в регионе (Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014) и тектонической эксгумации глубинных пород Лапландско-Беломорского пояса (Терехов, Балуев, 2011). Датировка 1012 млн лет – это возраст даек флюидизатов, синхронных с главным этапом формирования Беломорской рифтовой системы (Балуев и др., 2012). Датировки цирконов из проб Д2 и Д34 полученные в КНЦ РАН отвечают известным в регионе тектоно-магматическим событиям, но в них не отражены палеозойские магматические процессы, которые удалось выявить в результате Sm-Nd изотопных исследований (табл. 4, рис. 8). Модельный Sm-Nd возраст для пробы Д34 (1711 млн лет) коррелируется с возрастными циркона в этой же пробе.

В последние годы появляется все больше данных о наличии древних, ксеногенных цирконов в породах основного состава (Сколотнев и др., 2010, Злобин и др., 2010, Шарков, Богатиков 2015). Предполагается, что ксеногенность циркона определяется его захватом при подъеме расплава за счет его контаминации материалом сиалической коры или в результате плавления мантийного

источника, содержащего древние цирконы (Сколотнев и др., 2010). Но почему в кайнотипных дайках – то есть молодых, близко расположенных, и на уровне современного среза прорывающих разные породы, мы имеем столь различный спектр возрастов? Исходя из реальности захвата цирконов магмой основного состава мантийных пород с древним цирконом, компактность возрастов в пробе Д2 указывает на однородность цирконов в источнике контаминации. В противоположность этому проба Д34 содержит разнообразные по возрасту цирконы. Основной состав даек и их характерный “толеитовый” спектр распределения РЗЭ (рис. 6), который стал бы “обогащенным” при контаминации кислой корой, позволяет исключить возможность захвата цирконов из архейских гранитоидов Мурманского блока при прохождении через них базальтового расплава, как это считают некоторые исследователи для объяснения парадокса древних цирконов (Злобин и др., 2010). Из этого следует, что захват цирконов в родоначальную долеритовую магму проходил вне области кислой коры.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проблема возраста палеозойских магматических образований в Баренц-регионе остается весьма актуальной, и парадоксальной выглядит ситуация, когда палеопротерозойские интрузии на Балтийском щите датированы достаточно строго и для них разработана общепризнанная

**Таблица 2.** Изотопные U–Pb данные для циркона из дайки Д2

Проба №	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			*** Rho
		Pb	U	$\frac{206\text{ Pb}}{204\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{207\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{208\text{ Pb}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{235\text{ U}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{238\text{ U}}$	$\frac{207\text{ Pb}}{206\text{ Pb}}$	
1	0.20	59.2	102.8	329	4.1686	3.3745	12.03990	0.416950	2859	0.88
2	0.20	29.2	58.7	570	4.4715	3.5643	10.48920	0.374984	2850	0.92
3	0.20	80.7	229.1	922	5.0371	6.0185	7.54237	0.295145	2701	0.91
4	0.20	51.6	145.3	734	4.9850	5.3182	7.38821	0.291209	2689	0.89

\* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04\%$ .

\*\* Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели Стейси и Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

\*\*\* Коэффициент корреляции по U/Pb осям.

**Таблица 3.** Изотопные U–Pb данные для единичных зерен циркона из даек Д34(1, 2) и 1379 (3, 4)

№ п/п	Навеска, мг	Концентрация, ppm		Изотопные отношения*			Изотопные отношения и возраст, млн лет**			% Дис***	
		Pb	U	$\frac{206\text{ Pb}}{204\text{ Pb}}$	$\frac{206\text{ Pb}}{238\text{ U}} \pm 2\sigma$	$\frac{207\text{ Pb}}{235\text{ U}} \pm 2\sigma$	$\frac{207\text{ Pb}}{206\text{ Pb}} \pm 2\sigma$	$\frac{206\text{ Pb}}{238\text{ U}} \pm 2\sigma$	$\frac{207\text{ Pb}}{235\text{ U}} \pm 2\sigma$		$\frac{207\text{ Pb}}{206\text{ Pb}} \pm 2\sigma$
1	0.0225	22.4	48.3	130.59	$0.296 \pm 0.003$	$4.186 \pm 0.048$	$0.1073 \pm 0.0006$	$1674 \pm 17$	$1700 \pm 20$	$1704 \pm 9$	1.8
2	0.0100	18.5	34.5	50.47	$0.170 \pm 0.005$	$1.708 \pm 0.058$	$0.0729 \pm 0.0012$	$1011 \pm 30$	$1012 \pm 34$	$1012 \pm 16$	0.1
3	0.047	1.20	6.64	4333.80	$0.348 \pm 0.013$	$5.505 \pm 0.203$	$0.837 \pm 0.002$	$1890 \pm 70$	$1901 \pm 70$	$1985 \pm 6$	4.8
4	0.049	1.22	337.81	98.86	$0.048 \pm 0.030$	$0.351 \pm 0.277$	$0.216 \pm 0.081$	$296 \pm 189$	$887 \pm 700$	$2947 \pm 1114$	0.9

\* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию  $0.12 \pm 0.04\%$ .

\*\* Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели (Stacey, Kramers, 1975).

\*\*\* Дискордантность по U/Pb осям (в процентах).

**Таблица 4.** Sm–Nd изотопные данные для долеритов даек Д2 и Д34

Образец	Концентрация, мкг/г		Изотопные отношения		Модельный возраст, млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}$
	Sm	Nd	$\frac{147\text{ Sm}}{144\text{ Nd}}$	$\frac{143\text{ Nd}}{144\text{ Nd}}$		
Д-34 порода	7.18	23.2	0.1867	$0.512848 \pm 14$	1711	+4.5
Д-34 пироксен	3.12	8.12	0.2321	$0.512948 \pm 8$	—	—
Д-34 плагиоклаз	0.417	1.768	0.1425	$0.512746 \pm 11$	—	—
Д-34 ильменит	1.315	4.54	0.1751	$0.512816 \pm 12$	—	—
Д-2 порода	3.85	11.31	0.2055	$0.512900 \pm 7$	—	+4.8
Д-2 пироксен	2.39	5.20	0.2781	$0.513126 \pm 9$	—	—
Д-2 сульфид	1.618	14.26	0.0686	$0.512506 \pm 10$	—	—
Д-2 плагиоклаз	0.446	1.695	0.1591	$0.512896 \pm 18$	—	—

Примечания. Средние значения по стандартам La Jolla ( $0.511833 \pm 17$ ).

шкала их формирования (Баянова, 2004), а для палеозойских интрузий все более неопределенно. После работы (Крамм и др., 1993) все возрасты щелочных интрузий региона попадают в интервал 380–360 млн лет. Но появляются данные о том, что этот интервал может быть более широкий: часть интрузий может иметь силурийский возраст, а другие триасовый или даже юрский (Roberts, Onstott, 1995). Характерной особенностью геохронологического изучения палеозойских долеритовых даек региона является то, что здесь не “работает” цирконометрия. Так для даек

рвущих рифейские отложения Варангера (Roberts, Onstott, 1995), п-ова Средний (проба 1379), Ивановской губы (Терехов и др., 2012), а также для Шпицбергена (Сироткин и др., 2012), по цирконам получены древние датировки (2.7–1.0 млрд лет), которые не соответствуют геологическому возрасту даек. При этом большинство возрастов для палеопротерозойских даек получены U–Pb методом по цирконам (Баянова, 2004). Хорошая сходимость U–Pb датировок по циркону с другими методами получена и для щелочных пород Кольской провинции (Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014).

Наиболее распространены девонские датировки даек по  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  методу. Этими исследованиям доказан среднепалеозойский возраст даек: арх. Шпицберген; п-овов Варангер, Среднего и Рыбачего; разных частей Кольского п-ова; Тимано-Печорского прогиба (Арзамасцев и др., 2017; Веселовский и др., 2013; Guise, Roberts 2002; Wilson et al., 1999). Петрогеохимические различия, выявленные в ходе наших исследований двух ранее считающихся однотипных палеозойских даек (пробы Д2 и Д34), позволяют с новых позиций трактовать историю магматических событий этого периода в Баренцево-морском регионе. Результаты исследований указывают на то, что часть толеитовых проявлений в этом регионе образовалась до основной фазы развития щелочного магматизма, а другая на заключительных этапах проявления этого магматизма. “Ранние” толеиты секутся щелочными породами, что наблюдается в дайках Ивановской Губы и в Хибино-Ловозерском массиве, и эти толеиты имеют геохимические особенности, которые могут указывать на их формирование на начальных стадиях развития плюмового события (рис. 5) — иллюстрирующих тренд мантийной эволюции. Цирконы в “ранней” дайке (Д2), имеют возраст 2.8–2.7 млрд лет. При этом Sm-Nd возраст породы равен  $450 \pm 15$  млн лет (рис. 8), что может быть интерпретировано как раннее проявление палеозойского магматизма в регионе. Для дайки Д34 из “поздней” группы, на SHRIMPe получен спектр возрастов от 2700 до 320 млн лет. Для этой же дайки в ГИ КНЦ получены возрасты цирконов 1700 млн лет и 1012 млн лет, которые можно интерпретировать как время их преобразования. Sm-Nd возраст дайки Д34 равен  $346 \pm 36$  млн лет, что может отвечать заключительной стадии развития магматизма на Кольском п-ове и в соседних регионах, например в Печорском бассейне (Wilson et al., 1999). Главная фаза щелочного магматизма имела место в промежутке между формированием даек Д2 и Д34.

Наличие ксеногенных цирконов в исследованных породах указывает на особенности формирования долеритов Баренцево-морского региона, которые обусловлены процессами разномасштабного плавления источника. В чем же они выражаются? Фигуративные точки составов долеритов “ранней” группы на диаграмме Ti/Y–Zr/Y (рис. 9) ложатся в поле составов лав, генерируемых астеносферным источником. При этом в долеритах “ранней” группы Nb/La > 1 и из этого следует, что они, за исключением даек расположенных вблизи каледонского орогена, не контаминированы континентальной корой (Lightfoot et al., 1993). Фигуративные точки составов долеритов “поздней” группы, хоть и лежат в стороне от поля астеносферного источника, но также далеки от тренда контаминации, что подтверждается отношением Nb/La > 1. Тождественность состава изученных долеритов с источником типа OIB, показанная на

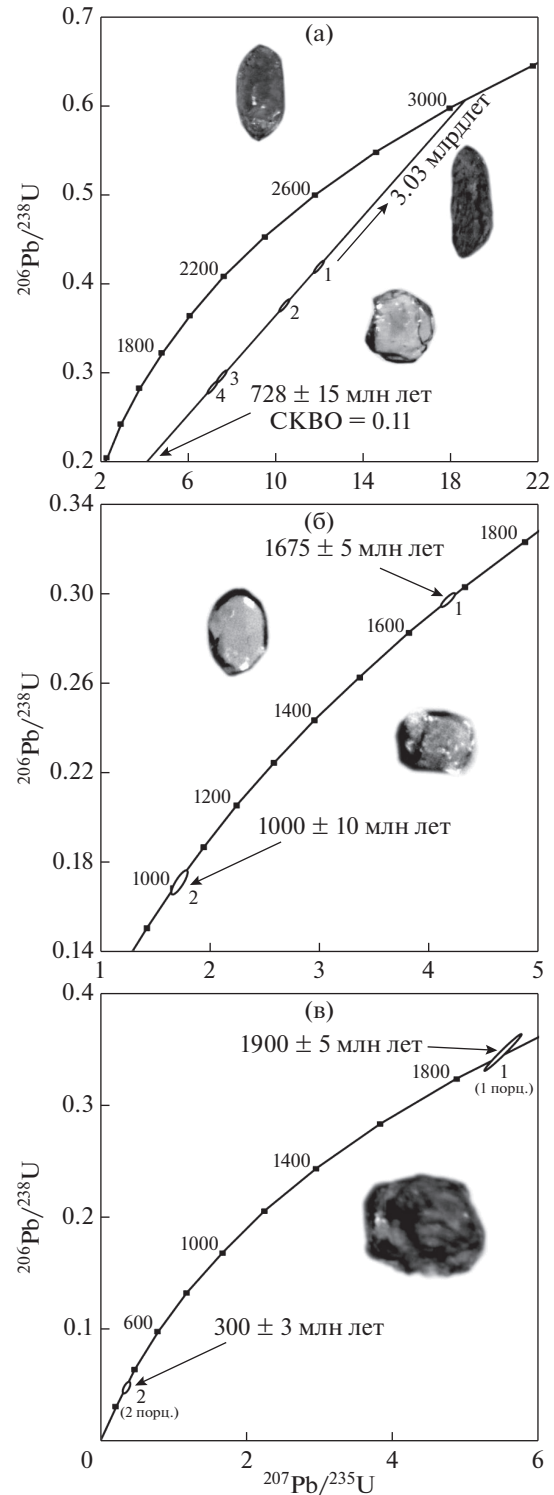


Рис. 7. U–Pb диаграмма с конкордией для цирконов (классический метод) из дайки Д2 (а) и диаграммы с конкордией для единичных зерен цирконов из даек Д34 (б) и 1379 (в).

рис. 4, 5 и наличие ассоциации щелочных пород и базальтов в Баренц-регионе, позволяет выделить здесь крупную изверженную провинцию (LIPs). Согласно современным петрологическим моде-

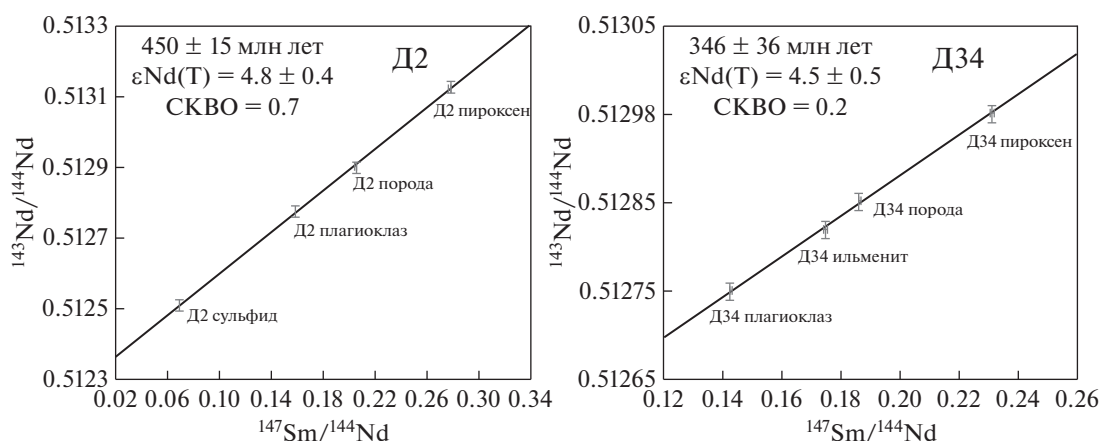


Рис. 8. Минеральные Sm–Nd изохроны для долеритов из даек Д2 и Д34.

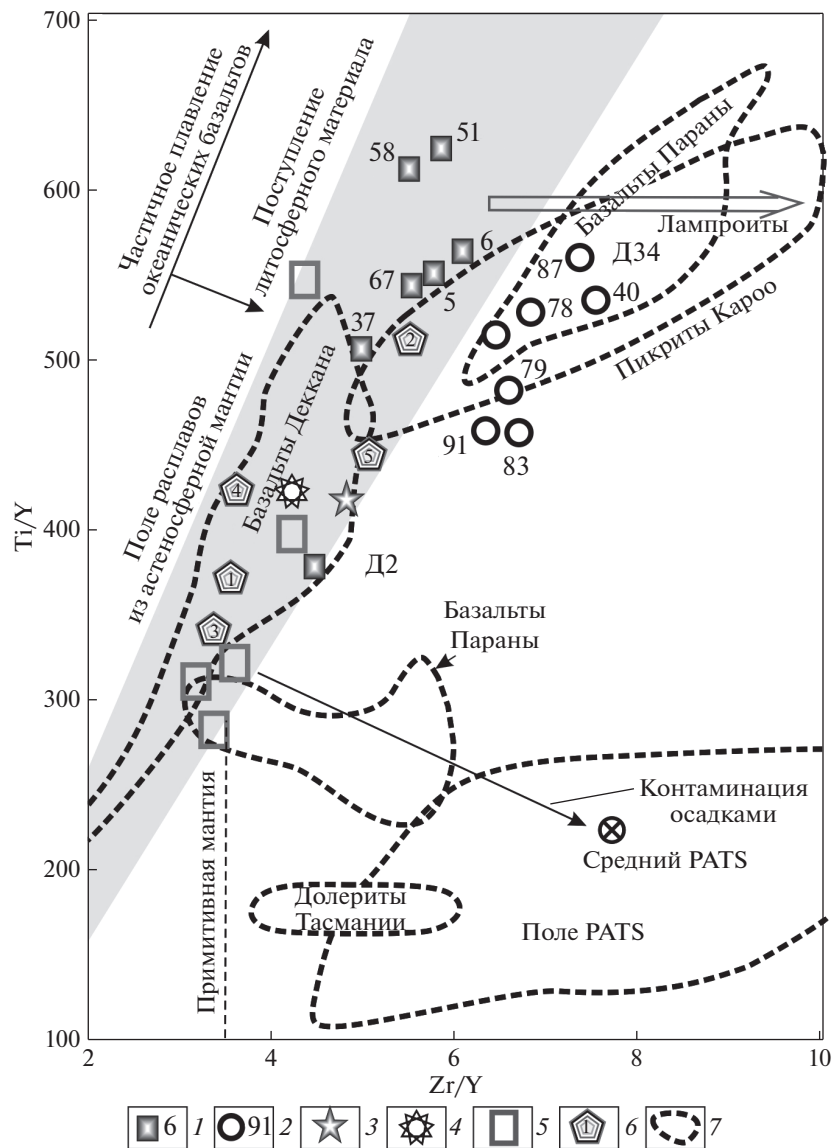
Для появления LIPs связывают с подъемом мантийных суперплюмов, зарождающихся на границе жидкого ядра и мантии (Добрецов и др., 2001). При этом остается весьма спорным, что же за вещество поднимается в плюме и где происходит образование собственно магматических расплавов. Согласно расчетам, высокие температуры ( $1450\text{--}1600^\circ\text{C}$ ) плюмов должны способствовать высокой степени частичного плавления, что влечет за собой образование высоко-Mg расплавов (Грачев, 2003). Но высоко-Mg пород мало в трапповых формациях (за исключением Декана и Карро), поэтому считается, что исходные магмы были подвергнуты фракционированию в приповерхностных условиях (Lightfoot et al., 1993). Однако, наличие ксеногенных цирконов указывает, на наш взгляд, на нижнекоровый или в крайнем случае верхнемантийный генезис расплавов, образовавших долериты. Более глубинное образование расплавов не позволит цирконам сохраниться.

Одной из проблем магматической петрологии является причина сосуществования щелочных и толеит-базальтовых пород не только в пределах единой LIP провинции, но даже в конкретных вулканах. Традиционно эти различия объясняются разными минералогическими (наличием граната), или химическими (обогащенная мантия) составами источника, различными степенями плавления или особенностями флюидного режима в магматических очагах. Не отрицая эти положения, мы полагаем, что важную роль в формировании той или иной группы пород играет и структурно-динамическая обстановка, которая посредством регулирования давления флюида контролирует характер дифференциации исходного расплава по тому или иному направлению. Ранее мы отмечали, что щелочные дайки на Кольском п-ове приурочены к областям горизонтального сжатия, тогда как долеритовые дайки маркируют участки растяжения (Пржиялговский и др., 1996; Моралев и др., 2002; Терехов и др., 2012). При этом,  $\epsilon\text{Nd}(t)$  в долеритах находятся в пределах  $+4\text{...}+5$  и

эти значения близки к таковым для щелочных пород Кольской провинции (Арзамасцев, Фу-Ян Ву, 2014), что указывает на происхождение толеитовых расплавов и щелочных пород из единого источника со значительной долей компонентов деплетированной мантии (DM). Кольская щелочная провинция девонского возраста в силу ряда причин, рассматривается как самостоятельный центр проявления плюмового магматизма щелочной направленности по периферии которого развиты проявления толеитов (Арзамасцев и др., 2009, 2017), но региональное распределение этих комплексов в Баренц-регионе позволяет рассматривать эту ассоциацию с принципиально других позиций, а именно – в центре толеитовый магматизм, а по периферии щелочной (Терехов и др., 2012), так же как и в большинстве трапповых провинций (Львова, 2008). При этом на Кольском полуострове нами была обозначена Хибино-Контотзерская тектоническая зона как структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита (Балуев и др., 2012). Ранее, мы отмечали что форма щелочных даек и наличие ксенолитов указывает на обстановку сжатия в период их формирования (Балуев, Терехов, 2006; Моралев и др., 1998, 2002), кроме того наблюдается структурная приуроченность девонского щелочного магматизма к участкам обогащенной мантии, которые маркируются площадями развития постскладчатых интрузий с возрастом  $1.8\text{--}1.7$  млрд лет (Терехов, Балуев, 2011).

Изложенный материал позволяет предложить следующую модель развития среднепалеозойского магматизма в Баренц-регионе. Возрасты  $450\text{--}420$  млн лет отвечают начальному этапу эволюции мантийного плюма, приуроченного к участку ослабленной литосферы – к областям гренвильской или байкальской складчатости. Подъем вещества плюма под тонкой литосферой сопровождался более высокой степенью частичного плавления и образованием больших объемов базитовых расплавов, основная масса которых накопилась на





**Рис. 9.** Положение изученных долеритов на диаграмме Ti/Y–Zr/Y. 1–2 – района Ивановкой губы: 1 – ранние, 2 – поздние (номера проб соответствуют табл. 1); 3 – с п-ова Средний, 4 – дайка “Лиинахамари”; 5 – Печорского бассейна (по Wilson et al., 1999); 6 – средние составы 5-групп девонских долеритов Кольского п-ова (по Арзамасцев и др., 2017); 7 – положение фигуративных точек состава пород из различных районов развития LIPs (по Lightfoot et al., 1993); ПАТС – поле постархейских осадочных пород.

дне Баренцморского трога, а также на островах Новой Земли, в Тимане и прилегающей к нему территории и, в меньшей степени, на Кольском п-ове, п-ове Варангере и Шпицбергене. Именно этому этапу отвечает проба Д2 с возрастом по Sm–Nd = 450 млн лет, и в ней встречена гомогенная проба ксеногенных цирконов с возрастом 2.7 млрд лет. Высокие содержания Sr и Ni в этой пробе указывают на неистощенный мантийный резервуар, а содержания микроэлементов свидетельствуют о наличии субдукционного компонента, который и мог внести в источник цирконы этого возраста. Время начала основной фазы базальтового магматизма в Восточно-Баренцевском прогибе из-за

большой мощности перекрывающих осадков, определить невозможно. Но на рубеже близкому к 400 млн лет большая часть Баренц-региона была охвачена базальтовым вулканизмом (Кораго, Тимофеева, 2005), который, судя по петрогеохимическим характеристикам, имел ОИВ природу, что является одним из критериев для выделения плюмов (Добрецов и др., 2001). Общепризнанной является модель их образования за счет рециклинга древней океанической коры с глубины, отвечающей разделу ядро–мантия. В этом случае, из-за высоких температур древние цирконы не должны сохраняться в слэбах. Но существуют и альтернативные взгляды на формирование траппов, соглас-

но которым базальты образуются за счет плавления верхней мантии или даже нижней коры (Шарков, Богатиков, 2015; Sheth, 1999) и в этом случае древние цирконы могут сохраниться. Проба Д34 и вся поздняя группа долеритов как по содержанию ксеногенных цирконов, так и по некоторым геохимическим параметрам принципиально отличается от ранней группы. Это может свидетельствовать о большем вовлечении гетерогенной литосферной мантии и нижней коры в процессы плавления.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рядом расположенные, имеющие близкий химический состав по макроэлементам и петрографическим особенностям, долеритовые дайки по комплексу исследований циркона и Sm—Nd системы по валу и отдельным минералам имеют принципиальные различия в возрастной характеристике. Ранняя долеритовая дайка, с возрастом по Sm—Nd  $450 \pm 15$  млн лет может отвечать начальной стадии развития Баренцеморского плюма. Поздняя дайка с Sm—Nd возрастом  $346 \pm 36$  млн лет отвечает завершающим этапам развития этого плюма, его коллапсу и началу активному прогибанию верхней части коры.

Однородный состав ксеногенных цирконов с возрастом 2.7 млрд лет в ранней дайке, а также высокие содержания Sr и Ni характеризует начальный этап развития плюмового события. Разнообразный состав цирконов с возрастными 2.7, 1.7, 1.0, 0.7 и 0.3 млрд лет в поздней дайке характеризует условия генерации магмы в зрелом плюме. Геологические взаимоотношения позволяют говорить о том, что ранняя часть долеритовых даек, прорывающие рифейские отложения образовалась до основного этапа щелочного магматизма, а поздняя, наоборот, на его заключительной фазе. Среднепалеозойский магматизм на Кольском полуострове связан с рифтогенно-плюмовыми процессами, которые привели к образованию Восточно-Баренцеморского прогиба с накоплением в центре прогиба мощных толщ траппового типа и относительно однообразных по составу базальтов на плечах рифта: на Новой Земле, Пайхое, Тимане, Балтийском щите, Шпицбергене. На всех этих участках по периферии развития базальтов расположены проявления щелочного магматизма.

Длительная эволюция Баренцеморского плюма (440–340 млн лет) согласуется с геохронологическими данными по другим плюмовым событиям, в частности для сумийского Карело-Кольского плюма 2500–2400 млн лет (Баянова, 2004) или Гавайской горячей точки (80–0 млн лет) (Пучков, 2016).

Щелочные породы являются отголоском гигантского траппового события, предопределившего формирование Баренцеморской впадины. Причем, если базальты развиты в центре Баренцева моря и по всей его периферии и приурочены к области растяжения земной коры, то щелочные

породы развиты преимущественно на участках трансформации (то есть сжатия) сдвиговых зон, радиально исходящих из центра трапповой формации (проекции плюма) на некотором удалении от него, а долериты являются промежуточным звеном между центральной и краевой частью плюма.

*Работа выполнена в рамках программ фундаментальных исследований госзадания ГИН РАН и частично финансово поддержана грантом РФФИ № 18-05-00485.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. (2009) Дайковый магматизм Северо-Восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 383 с.
- Арзамасцев А.А., Фу-Ян Ву. (2014) U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции. *Петрология* 22 (5), 496–515.
- Арзамасцев А.А., Веселовский Р.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Беляцкий Б.В. (2017) Палеозойский толеитовый магматизм в Кольской провинции: ареал распространения, возраст, связь со щелочным магматизмом. *Петрология* 25(1), 46–70.
- Балуев А.С., Терехов Е.Н. (2006) Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова — ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма. *ДАН* 406(5), 651–655.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиалговский Е.С. (2012) *Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к “Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий” масштаба 1:1500000)*. Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС, 104 с.
- Баянова Т.Б. (2004) *Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма*. СПб.: Наука, 174 с.
- Беляев К.Д., Увадьев Л.И. (1977) Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии. *Советская геология* (2), 67–76.
- Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И., Травин А.В., Бошон С.Б. (2013) Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции. *Физика Земли* (4), 82–104.
- Грачев А.Ф. (2003) Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик. *Петрология* 11(6), 618–654.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. (2001) *Глубинная геодинамика*. 2-е изд. Новосибирск: Наука, Филиал Гео, 409 с.
- Злобин В.Л., Богина М.М., Минц М.В. (2010) Граница архей-палеопротерозойской на Карельском кратоне: первые U-Pb данные по цирконам из мафитовых вулканитов, полученных на ионном зонде SRIMP II. *ДАН* 435 (1), 64–68.
- Корчак Ю.А., Меньшиков Ю.П., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н., Иванюк Г.Ю. (2011) Трапповая формация Кольского полуострова. *Петрология* 19(1), 89–103.
- Крам У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. (1993) *Средний и поздний девон — краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции:*



- Rb-Sr исследования. Магматизм рифтов и складчатых поясов.* М.: Наука, 148-168.
- Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. (2005) Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). СПб.: ВНИИОкеангеология. 225 с.
- Львова Е.В. (2008) Трапповые провинции Тунгусской синеклизы и бассейна Парана-Этендека: опыт сравнения. *Бюллетень Московского Общества Испытателей Природы. Отделение Геологии* **83**(6), 3-19.
- Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. (2008) *Магматы Среднего Тимана.* Екатеринбург: УрО РАН. 348 с.
- Махоткин И.Л., Журавлев Д.З., Саблуков С.М., Жердев П.Ю., Томпсон Р.Н., Гибсон С.А. (1997) Плутолитосферное взаимодействие как геодинамическая модель образования Архангельской алмазонасной провинции. *ДАН* **353**(20), 228-232.
- Михайличенко Ю.В., Соболева А.А., Хоуриген Дж.К. (2016) U-Pb – возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений полуостровов Средний и Рыбачий (Северное обрамление Кольского полуострова). *Стратиграфия. Геологическая корреляция* **24**(5), 3-27.
- Моралев В.М., Аракелянц М.М., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. (1998) Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы. *ДАН* **361**(4), 514-517.
- Моралев В.М., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Ларин Н.В. (2002) Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта. *Геохимия* (5), 499-512.
- Moralev V.M., Baluev A.S., Larin N.V., Przhiyalgovskii E.S., Terekhov E.N., Larin N.V. (2002) REE geochemistry and zonal distribution of alkaline rocks in the belomorian dike belt: the evidence for the Kandalaksha paleorift propagation. *Geochem. Int.* **40**(5), 447-459.
- Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1 : 2 500 000 (1996). Отв. ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Институт литосферы РАН, 94 с.
- Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балуев А.С., Терехов Е.Н. (1996) Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса. *Известия ВУЗов. Геология и разведка* (5), 3-10.
- Пучков В.Н. (2016) Взаимосвязь плиттектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника* (4), 88-104.
- Синицын А.В. (1965) О распределении микроэлементов в дифференцированной интрузии долеритов губы Ивановской (Восточно-Мурманское побережье). *Известия АН СССР* (7), 50-64.
- Сироткин А.Н., Чебаевский В.С., Евдокимов А.Н., Бурнаева М.Ю., Баянова Т.Б. (2012) Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм и перспективы алмазонасности архипелага Шпицберген. *Разведка и охрана недр* (8), 63-71.
- Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. (2010) Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы центральной Атлантики, геотектонические следствия. *Геотектоника* (6), 24-59.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) *Континентальная кора: ее состав и эволюция.* М.: Мир, 384.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С. (2011) Постскладчатый магматизм (1.85–1.7 млрд лет) восточной части Балтийского шита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов. *Стратиграфия. Геологическая корреляция* **19**(6), 26-43.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. (2012) Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова. *Геотектоника* (1), 77-94.
- Терехов Е.Н., Балуев А.С., Щербакова Т.Ф. Ипатьева И.С. (2012) Возрастные парадоксы девонского магматизма северо-восточной части Кольского п-ва. *ДАН* **442**(6), 795-804.
- Шарков Е.В., Богатиков О.А. (2015) “Корни” магматических систем крупных континентальных изверженных провинций. *ДАН* **460**(5), 579-584.
- Ярошевский А.А. (2006) Распространенность химических элементов в земной коре. *Геохимия* (1), 54-62.
- Yaroshevsky A.A. (2006) Abundances of chemical elements in the Earth's crust. *Geochem. Int.* **44**(1), 48-55.
- Guise P.G., Roberts.D. (2002) Devonian ages from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of plagioclase in dolerite dykes, eastern Varanger Peninsula, North Norway. *Norges geologiske undersøkelse* **440**, 27-37.
- McDonough F.M. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* **101**(1), 1-18.
- Lightfoot P.C., Howkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. (1993) Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia. *Contrib Mineral Petrol.* **114**, 171-188.
- Pearce J.A. (1983) The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. *Continental basalt and mantle xenoliths.* Eds. Hawkesworth C.J., Norry H.J. Nantwich: Shiwa, 230-249.
- Sheth H.C. (1999) Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes: fact, fiction, and fallacy. *Tectonophysics.* **311**, 1-29.
- Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya. (2005) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos* **79**, 425-452.
- Roberts D., Onstott T.C. (1995)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser microprobe analyses and geochemistry of dolerite dykes from the Rybachi and Sredni Peninsulas, NW Kola, Russia. *Norges geologiske unders. Special Publ.* **7**, 307-304.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345.
- Tomlinson K.Y., Condie K.C. (2001) Archean mantle plumes: evidence from greenstone belt geochemistry. *Mantle plumes: their identification through time.* Colorado. *Spec. Paper.* **352**, 341-358.
- Wilson M., Wijbrans J., Fokin P.A., Nikishin A.M., Gorbachev V.I., Nazarevich B.P. (1999)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, geochemistry and tectonic setting of Early dolerite sills in the Pechora basin, foreland of the Polar Urals. *Tectonophysics* **313**, 107-118.
- Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* **20**, 325-343.