

**U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЖИЛЫ ВЫСОКОБАРНОГО КИСЛОГО ГРАНУЛИТА (РАЙОН СЕЛА ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ПРОВИНЦИЯ)**

<i>Докукина К.А.</i>	<i>Конилов А.Н.</i>	<i>Каулина Т.В.</i>	<i>Ван К.В.</i>	<i>Бондаренко Г.В.</i>
Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Лаборатории тектоники раннего докембрия, Геологический институт (ГИН) РАН	Старший научный сотрудник Лабораторией тектоники раннего докембрия, Геологический институт (ГИН) РАН, Институт экспериментальной минералогии РАН	Доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт геологии КНЦ РАН, Апатиты	Кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Институт экспериментальной минералогии РАН	Кандидат физико-математических наук, заведующая лабораторией физических методов исследований, Институт экспериментальной минералогии РАН
<b>Адрес:</b> 119017 Москва, Пыжевский пер, 7 <b>E-mail:</b> <a href="mailto:dokukina@mail.ru">dokukina@mail.ru</a>	<b>Адрес:</b> 119017 Москва, Пыжевский пер, 7 <b>E-mail:</b> <a href="mailto:konilov@iem.ac.ru">konilov@iem.ac.ru</a>	<b>Адрес:</b> 184209, г. Апатиты, ул. Ферсмана, 14 <b>E-mail:</b> <a href="mailto:kaulina@geoksc.apatity.ru">kaulina@geoksc.apatity.ru</a>	<b>Адрес:</b> 142432, Московская область, город Черноголовка, ул. академика Осипьяна, д.4 <b>E-mail:</b> <a href="mailto:kvv@iem.ac.ru">kvv@iem.ac.ru</a>	<b>Адрес:</b> 142432, г. Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, д. 4 <b>E-mail:</b> <a href="mailto:bond@iem.ac.ru">bond@iem.ac.ru</a>

**Аннотация.** *Метаморфические комплексы мезо-неоархейской Беломорской эклогитовой провинции локализованы в породах Южно-Кольской активной континентальной окраины вдоль северо-восточной окраины мезоархеско-палеопротерозойского Беломорского аккреционного орогена. Эклогитизация в ассоциации Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) проявлены в породах основного состава: дайках и фрагментах, включенных в кислые породы мезоархейской континентальной коры. Исследована петрография и геохимия жилы эндербита, пересекающей эклогитизированную породу дайки габброноритов, и датированы цирконы, извлеченные из этой жилы. Минеральный парагенезис граната, орто- и клинопироксенов, кианита, высокотитанистого био-тита, плагиоклаза и кварца в жиле был сформирован при пост-эклогитовом метаморфизме гранулитовой фации повышенных давлений ~ 12.5 кбар при 750 °С. Метаморфические цирконы в жиле с возрастом 2717 ± 13 млн лет содержат включения омфациита и фенгита, и соответственно ограничивают время эклогитового метаморфизма не моложе 2.72 млрд лет.*

**Ключевые слова:** *Мезоархей, Неоархей, Беломорская эклогитовая провинция, эклогит, гранулит, эндербит, амфиболит, циркон, SHRIMP II, дайка*

**Введение**

В пределах Южно-Кольской активной окраины вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена размещены тела эклогитов, сформированные в результате мезо-неоархейской субдукции океанических и континентальных комплексов (ассоциации Салма и Гридино). Протолитом эклогитов Салмы были габброиды срединно-океанического медленно-спредингового хребта с возрастом протолита 2.89-2.82 млрд лет [Минц и др., 2010; Konilov et al., 2011]. В ассоциации Гридино эклогитизации подвергались континентальные породы, представленные гнейсами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, а также дайки и фрагменты пород основного состава включенные в ТТГ гнейсы. Эклогитизированные дайки

Гридино имеют химическое сродство с океаническими комплексами Салмы и могли, как предшествовать раскрытию Салминского океана, так и быть производными медленно-спредингового хребта, погружающегося в зону субдукции под край Кольского континента [Минц и др., 2010]. Детальные исследования привели нас к выводу о том, что эклогитовый метаморфизм всех пород Беломорской эклогитовой провинции был не моложе 2.7 млрд лет назад, мафические дайки Гридино как интрузии внедрялись раньше, а метаморфизм эклогитовой фации пород ассоциации Гридино произошел в результате мезо-неоархейской субдукции [Минц и др., 2010]. Целью данного исследования было подтверждение архейского возраста эклогитового метаморфизма.

Ранее мы датировали метасоматические прожилки с возрастом 2.4 млрд лет [Докукина и др., 2012], которые пересекают эцлогитизированную дайку оливиновых габброноритов на восточном окончании села Гридино и связали их с активными тектоно-термальными событиями начала палеопротерозоя, вызванными подъемом суперплюма в мантийной области, подстилающей восточную часть Фенноскандинавского щита. Однако другие исследователи региона Гридино полагают, что цирконы с возрастом 2.4 млрд лет, выделенные из эцлогитизированных мафических пород (будин и даек) [Слабунов и др., 2003, Слабунов и др., 2011] соответствует времени интрузии мафических даек, и выделяют в истории региона два этапа эцлогитизации – архейский на рубеже 2.7 млрд лет, связанный с погружением архейских океанических пород в зону субдукции [Володичев и др., 2004], и локальный палеопротерозойский эцлогитовый метаморфизм с возрастом ~ 2.4 млрд лет [Слабунов и др., 2011]. Группа исследователей из Санкт-Петербурга решают проблему проще и рассматривают

эцлогитовый метаморфизм в рамках одного палеопротерозойского события с возрастом ~ 1.9 млрд лет [Скублов и др., 2011 и ссылки в ней]. Мы датировали цирконы в метаморфизованных мафических дайках на мысе Варгас и на мысе Гридин и получили архейский интервал интрузии базитовой магмы 2.87-2.82 млрд лет [Докукина и др., 2012]. Для того чтобы убедиться в архейском возрасте эцлогитового метаморфизма мы датировали методом SHRIMP II цирконы из жилы высокобарного эндербита (кислого гранулит), пересекающей эцлогитизированный оливиновый габбронорит на восточном окончании села Гридино (рис. 1).

**Описание объекта**

Из эндербита было отобрано две пробы. Первая проба 1111-06 была отобрана из корневой части жилы – в ее начале, недалеко от ее источника во вмещающих тоналитовых гнейсов. Вторая проба 1111-09 была отобрана в 10 метрах на восток на протяжении жилы внутрь тела эцлогитизированного оливинового габбронорита (рис. 1).

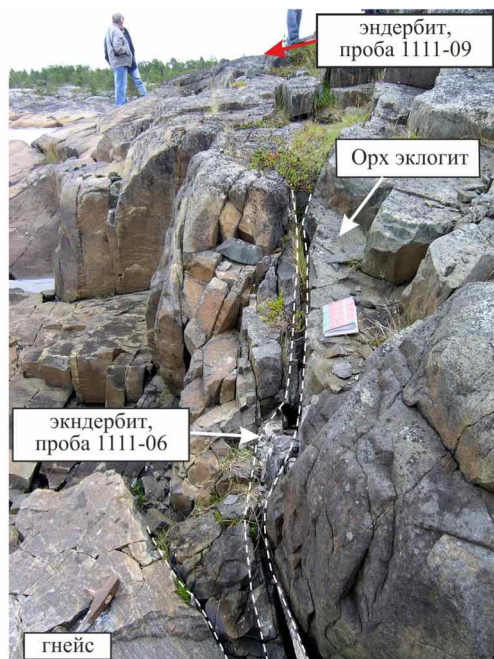
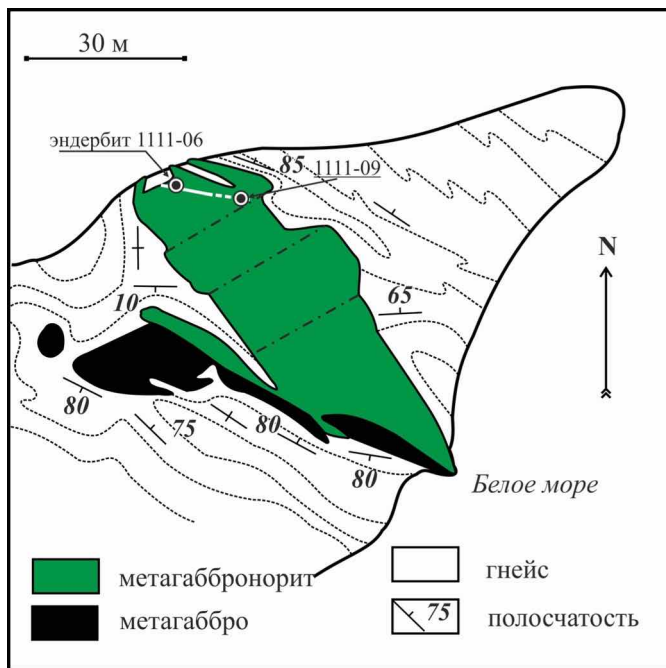


Рис. 1. Геологическая схема восточного окончания села Гридино [Володичев и др., 2005] и фотография жилы эндербитов в дайке метагабброноритов.

Граница между эклогитизированным габброноритом и эндербитовой жилы характеризуется тонкой зоной, сложенной гранат-ортопироксеновым амфиболитом (рис. 2а, б). Краевая зона эндербита мощностью около 1 см представлена равновесным гранат-клинопироксен-ортопироксен-биотит-плагиоклаз-кварцевым минеральным парагенезисом (проба 1111-06, рис. 1, 2а, в) или такой же минеральной ассоциацией, но без ортопироксена (проба 1111-09). Центральная часть эндербитовой жилы представляет собой кианит-гранатовый гнейс с редкими клинопироксеном и ортопироксеном (рис. 2а, г).

Гранат из центральной «гнейсовой» части эндербитовой жилы имеет ярко выраженную проградную зональность (рис. 2г) с высоким содержанием алмандинового и грассулярового миналов в ядре, и содержит включения кианита и омфацита (до 21 мольных % Jd) в краевой части. Гранат из амфиболита и краевой эндербитовой части жилы достаточно гомогенны по составу (рис. 2б, в) с незначительным увеличением алмандинового минала на каймах зерен.

Клинопироксен в эндербитовой жиле формирует (1) симплектитоподобные структуры с плагиоклазом и (2) микрозернистый гранобластовый агрегат с ортопироксеном, гранатом и биотитом в кварц-полевошпатовом матриксе. Биотит содержит до 5.8 масс. %  $TiO_2$ . В некоторых случаях наблюдается проградный рост рутила вокруг ильменита (рис. 2 в). Оценка РТ-параметров кристаллизации метаморфической минеральной ассоциации соответствует условиям фации гранулитов повышенных давлений ~ 12.5 кбар при 750 °С.

Эндербитовая жила имеет тоналитовый состав ( $SiO_2$  60.6-64.2,  $Na_2O$  3.82-4.23,  $K_2O$  0.92-1.52,  $Al_2O_3$  15.2-16.1,  $TiO_2$  0.42-0.72,  $\Sigma FeO$  4.54-7.51,  $MnO$  0.08-0.12,  $MgO$  3.5-4.0,  $CaO$  5.0-5.2 вес.%) при магнетизальности 0.49-0.58. Спектры РЗЭ характеризуется обогащением в ЛРЗЭ ( $(La/Lu)_N=9-13$ . Проба 1111-06 (корневая

часть жилы) отличается по содержанию редких и рассеянных элементов от пробы 1111-09 (на протяжении жилы в тело габброноритов). Порода пробы 1111-06 деплетирована в РЗЭ, крупноионных литофильных элементах, обогащена высокозарядными и имеет положительную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 1.21$ ) в отличие от пробы 1111-09 ( $Eu/Eu^* = 0.55$ ).

Из пробы 1111-06 было выделено несколько групп циркона. Первая группа (точки 1.1 и 2.1, рис. 3а) представлена бесцветными вытянутыми округленными зернами с хорошо выраженной тонкой осцилляторной зональностью, низкими концентрациями Th (36-77 ppm) и U (68-94 ppm), относительно высокими Th/U отношениями (0.55-0.85), позитивной цериевой ( $Ce/Ce^* = 19-29$ ) и негативной европиевой ( $Eu/Eu^* = 0.33-0.52$ ) аномалиями и обогащением в ТРЗЭ ( $Lu_N/Sm_N = 73-155$ ,  $Lu_N/La_N = 1313-4153$ ) (таб. 1). Возраст таких цирконов ~ 3.0 млрд лет (таб. 2).

Коричневатые резорбированные зерна цирконов второй группы на катодоллюминесцентных изображениях (CL) имеют ярко выраженные ядра и оторочки, имеющие сильно различающиеся характеристики. Светлые в CL ядра имеют слабо выраженную осцилляторную зональность (точки 3.1, 5.1, рис. 3а), черные оторочки характеризуются отсутствием внутренней структуры (точки 3.2, 4.1, 5.2, 8.1, рис. 3а). Ядра характеризуются относительно высокими содержаниями U (165-431 ppm) при низких содержаниях Th (25-61 ppm) и Th/U отношениями 0.15-0.16. Ядра имеют высокие содержания редкоземельных элементов ( $\Sigma REE = 1497$ ) с плоским спектром распределения и значительным обогащением в ЛРЗЭ ( $Lu_N/Sm_N = 1.7$ ,  $Lu_N/La_N = 17$ ) с отрицательной европиевой и положительной цериевой аномалиями ( $Eu/Eu^* = 0.39$ ,  $Ce/Ce^* = 1.6$ ) (таб. 1).  $^{207}Pb/^{206}Pb$  возраст этих ядер 2.83-2.88 млрд лет (таб. 2).

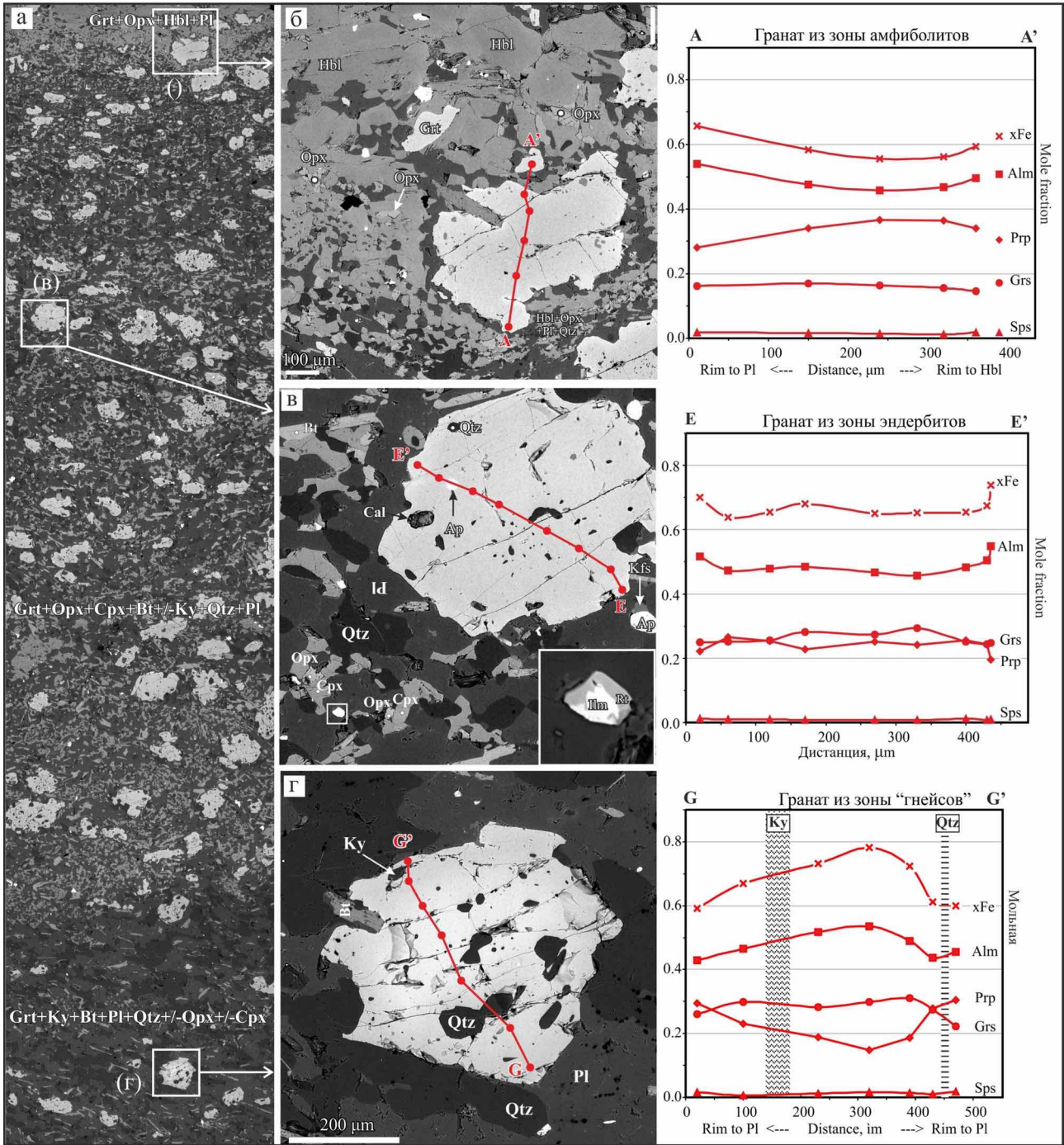


Рис. 2. BSE изображения шлифа (а) и гранатов (б-г) из разных зон в андезитовой жиле (проба 1111-06) и композиционные профили через гранаты. В верхней части изображения можно видеть контакт жилы с ортопироксен-гранатовыми амфиболитами, сформированными по дайке эклогитизированных оливиновых габброноритов. На врезке демонстрируется увеличенное изображение рутила вокруг ильменита, обозначенное на изображении белым квадратом. Ap – апатит, Bt – биотит, Cal – кальцит, Grt – гранат, Hbl – амфибол, Cpx – клинопироксен, Ilm – ильменит, Kfs – калиевый полевой шпат, Ky – кианит, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Rt – рутил, Qtz – кварц.

Таблица 1.

Содержание малых элементов (ppm) в исследованных цирконах из эндербитовой жилы, северо-восточная окраина села Гридино<sup>1</sup>

Sample	P	Ca	Ti	Li	Sr	Y	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Hf	Th	U
<b>Проба 1111-06</b>																						
1111-06.1.1		1.96	6.67	2.41	0.59	729	11.46	0.79	0.11	9.76	0.06	0.91	1.87	0.48	10.33	49	126	269	48	7382	26	74
1111-06.2.1		6.47	119.26	4.89	0.82	877	7.45	19.28	0.36	25.99	0.31	2.95	4.12	1.52	19.31	65	141	281	50	6255	65	112
1111-06.3.1		3497	21.88	18.77	93	1026	17.52	11.18	27.99	198.97	33.1	247.9	177.4	23.2	185.02	111	143	299	50	11084	77	550
1111-06.3.2		10.01	11.58	45.28	0.63	231	9.94	3.53	0.46	8.75	0.56	4.20	3.53	0.55	6.80	18	36	76	13	8552	11	402
1111-06.5.1	55.25	0.01	5.18	30.41	0.44	405	59.93	1.98	0.38	11.19	0.34	2.62	2.68	0.43	8.37	68	167	29	29	8681	23	240
1111-06.5.2	303.02	42.78	19.48	42.78	2.80	1082	11.60	6.04	10.99	85.41	11.86	99.18	101.15	15.35	146.46	174	330	112	55	9803	69	529
1111-06.8.1		3.95	4.56	71.18	0.57	296	14.30	2.03	0.58	8.25	0.60	4.73	4.33	0.66	8.15	20	48	108	20	8731	16	698
1111-06.9.1	53.07	6.23	6.16	33.30	0.52	377	36.79	2.07	0.30	11.43	0.31	2.60	3.27	0.77	10.96	61	132	29	24	9531	61	377
<b>Проба 1111-09</b>																						
1111-09.1.1	81.45	0.42	5.10	22.40	0.33	297	30.27	0.77	0.04	13.31	0.08	0.95	1.78	0.43	8.32	47	94	25	18	9421	106	239
1111-09.3.1	128.34	0.89	4.62	25.62	0.52	353	14.36	0.32	0.06	13.70	0.08	1.08	1.79	0.44	8.71	59	126	30	24	10246	121	303
1111-09.4.1	160.65	0.27	5.80	14.44	0.58	360	6.31	0.68	0.04	21.15	0.05	0.77	1.52	0.21	8.56	64	123	30	21	9480	71	97
1111-09.6.1	130.95	0.70	5.73	10.16	0.45	374	12.22	0.54	0.08	19.90	0.06	0.71	1.46	0.16	7.93	65	123	30	22	9802	53	73
1111-09.6.2	159.21	0.34	3.12	1.45	0.77	167	5.55	0.42	0.02	15.59	0.05	0.45	1.54	0.18	7.41	58	124	21	16	7934	38	42
1111-09.7.1	0.68	18.56	8.07	8.29	0.49	265	19.33	1.89	1.40	22.46	1.24	9.79	10.84	1.47	16.74	43	97	24	17	9156	36	73
1111-09.7.1D	1.27	20.53	8.44	10.83	0.71	273	14.53	1.81	1.76	24.53	1.48	11.36	10.25	1.66	16.71	48	105	25	17	9074	44	89
1111-09.9.1	228.78	19.96	6.81	5.69	1.01	473	9.73	1.21	0.13	13.80	0.21	3.01	3.70	0.42	14.49	80	138	42	25	8318	50	34
1111-09.9.2	63.85	11.66	6.02	20.82	0.45	195	9.11	1.06	0.13	10.05	0.16	1.35	1.36	0.30	4.77	33	77	16	14	9324	69	170

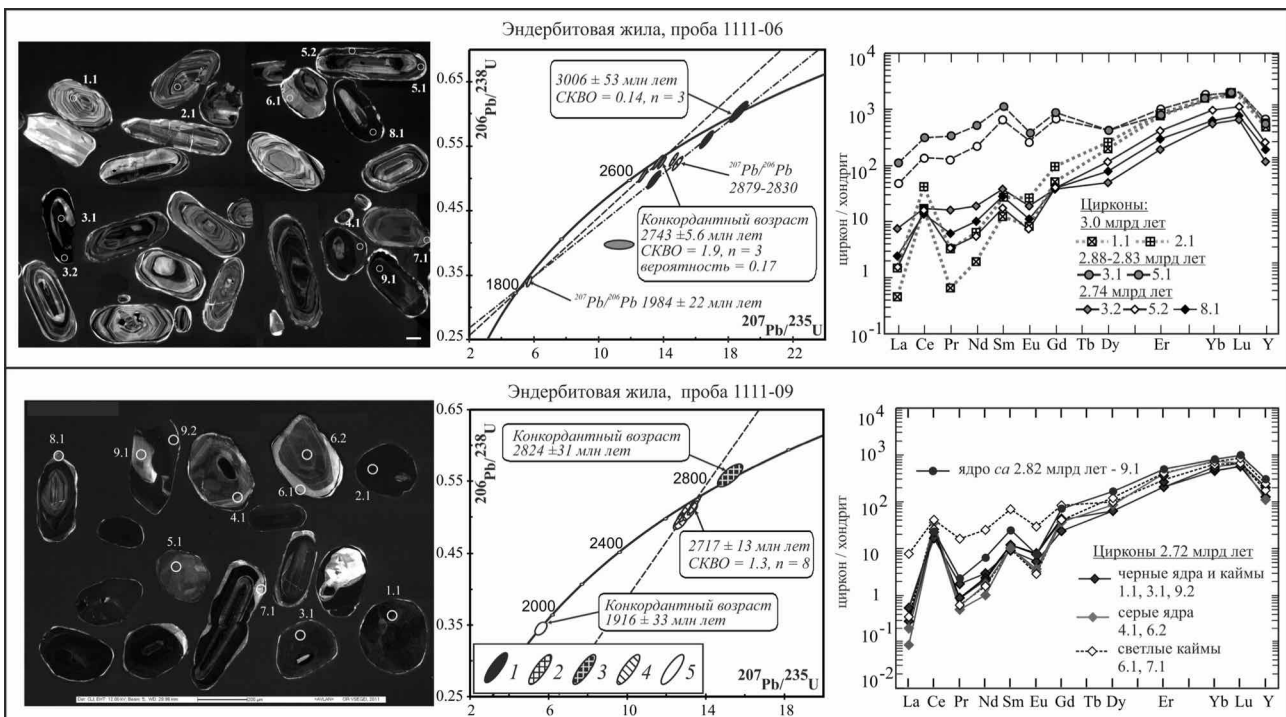


Рис. 3. Изображения цирконов в катодолуминесценции, распределение РЗЭ в датированных цирконах (хондрит по [Sun, McDonough, 1989]) и диаграммы с конкордией для пробы эндербита 1111-06 и 1111-09. 1 – цирконы с осцилляторной зональностью, 2 – обогащенные в ЛРЗЭ ядра, 3 – высокоурановые черные каймы, 4 – гранулитовый циркон, 5 – низкоторийевые серые каймы.

<sup>1</sup> Редкие и рассеянные элементы в цирконах (в точках локального U-Pb изотопного анализа) определены на ионном масс-спектральном микроанализаторе Cameca IMS-4f в Ярославском отделении Физико-Технологического Института РАН.

Таблица 2.

SHRIMP II U-Th-Pb изотопные данные для цирконов из эндербитовой жилы (пробы 1111-06 и 1111-09)<sup>2</sup>.

Точка	<sup>206</sup> Pb <sub>c</sub>	U	Th	<sup>206</sup> Pb*	<sup>232</sup> Th	<sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb	D	<sup>207</sup> Pb*		<sup>207</sup> Pb*		<sup>206</sup> Pb*		Rho
	%	ppm			<sup>238</sup> U	<sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb	%	<sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>235</sup> U	±%	<sup>238</sup> U	±%	
Проба 1111-06															
1111-06.1.1	--	68	36	35.3	0.55	3042 ±55	3013 ±19	-1	0.224	1.2	18.7	2.5	0.603	2.3	0.9
1111-06.2.1	0.26	94	77	45.4	0.85	2869 ±44	2952 ±14	+3	0.216	0.9	16.7	2.1	0.561	1.9	0.9
1111-06.3.1	0.04	431	61	196	0.15	2740 ±41	2830 ±8	+4	0.200	0.5	14.6	1.9	0.530	1.8	1.0
1111-06.3.2	0.01	296	12	133	0.04	2715 ±35	2732 ±9	+1	0.189	0.6	13.6	1.7	0.524	1.6	0.9
1111-06.4.1	--	220	73	99.4	0.34	2722 ±36	2735 ±10	+1	0.189	0.6	13.7	1.7	0.525	1.6	0.9
1111-06.5.1	0.03	163	25	73.1	0.16	2712 ±38	2879 ±11	+7	0.207	0.7	14.9	1.9	0.523	1.7	0.9
1111-06.5.2	--	293	10	127	0.03	2635 ±35	2680 ±10	+2	0.183	0.6	12.7	1.7	0.505	1.6	0.9
1111-06.6.1	--	37	69	15.8	1.94	2605 ±54	2785 ±24	+8	0.195	1.4	13.4	2.9	0.498	2.5	0.9
1111-06.7.1	--	103	27	30.1	0.27	1890 ±31	1984 ±22	+5	0.122	1.2	5.7	2.3	0.341	1.9	0.8
1111-06.8.1	0.02	566	20	255	0.04	2719 ±33	2759 ±7	+2	0.192	0.4	13.9	1.6	0.525	1.5	1.0
Проба 1111-09															
1111-09.1.1	0.33	143	85	0.62	64.2	2695 ±34	2724 ±14	1	0.1879	0.84	13.45	1.8	0.5190	1.6	0.88
1111-09.2.1	0.02	596	64	0.11	254	2597 ±30	2691 ±8.9	4	0.1842	0.54	12.60	1.5	0.4962	1.4	0.93
1111-09.3.1	0.01	192	97	0.52	84.5	2664 ±33	2691 ±14	1	0.1842	0.83	13.00	1.7	0.5118	1.5	0.88
1111-09.4.1	0.27	67	65	1.01	29.1	2632 ±41	2704 ±23	3	0.1857	1.4	12.91	2.3	0.5041	1.9	0.81
1111-09.5.1	0.18	56	32	0.59	24.3	2643 ±40	2737 ±20	4	0.1894	1.2	13.23	2.2	0.5067	1.9	0.84
1111-09.6.1	0.50	21	21	1.07	9.19	2668 ±55	2736 ±35	3	0.1893	2.1	13.38	3.3	0.5130	2.5	0.76
1111-09.6.2	0.51	50	48	0.98	21.4	2586 ±41	2718 ±25	5	0.1873	1.5	12.74	2.5	0.4935	1.9	0.78
1111-09.7.1	0.50	50	34	0.70	22.1	2643 ±43	2685 ±27	2	0.1835	1.6	12.83	2.6	0.5069	2.0	0.77
1111-09.8.1	1.17	60	4	0.07	18.1	1912 ±37	1930 ±70	1	0.1182	3.9	5.63	4.5	0.3453	2.2	0.50
1111-09.9.1	0.58	20	42	2.13	9.78	2859 ±59	2810 ±36	-2	0.1981	2.2	15.24	3.4	0.5580	2.5	0.76
1111-09.9.2	0.04	108	60	0.57	47.8	2668 ±35	2731 ±13	2	0.1887	0.79	13.33	1.8	0.5126	1.6	0.90

Черные каймы имеют повышенные содержания U (220-566 ppm) и низкие содержания Th (10-73 ppm) и Th/U отношения (0.03-0.04, исключая одно повышенное 0.34). Плоский PЗЭ спектр таких цирконов ( $Lu_N/Sm_N = 23-29$ ,  $Lu_N/La_N =$

270-336, рис. 3а, таб. 1) характеризуется положительной цериевой ( $Ce/Ce^* = 3.5-4.2$ ) и отрицательной европиевой аномалиями ( $Eu/Eu^* = 0.34$ ). Три точки дали конкордантное значение возраста 2743 ±5.6 млн лет (рис. 3а, таб. 2).

<sup>2</sup> Измерения пробы 1111-06 выполнены А.Н. Ларионовым, 1111-09 Е.Н. Лепехиной на ионном зонде SHRIMP II (ВСЕГЕИ); ошибки - Pb<sub>c</sub> и Pb\* - обычный и радиогенный свинец соответственно, D - степень дискордантности.

Только одна тонкая кайма, серая в катодолюминесценции (точка 7.1, рис.2а), дала возраст  $1984 \pm 22$  млн лет ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) (таб. 2).

На протяжении жилы (проба 1111-09) в породе преобладают идиоморфные округлые или вытянутые бесцветные либо коричневатые цирконы (рис. 3б), имеющие в катодолюминесценции серый или темно-серый цвет с “fir-tree” зональностью, типичной для цирконов гранулитовой фации метаморфизма [например, Vavra et al., 1996]. Возраст таких цирконов  $2717 \pm 13$  млн лет (рис. 3б, таб. 2). Распределение РЗЭ характеризуется положительной цериевой ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 17-106$ ) и отрицательной европиевой ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18-0.36$ ) аномалиями и обогащением в ТРЗЭ ( $\text{Lu}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 61-83$ ,  $\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{N} = 1049-4415$ ) (таб. 1). Такие цирконы соответствуют цирконам гранулитовой фации метаморфизма, кристаллизовавшимся в равновесии с расплавом [Whitehouse, Kamber, 2003]. Цирконы содержат мономинеральные и поликристаллические нановключения (рис. 4), состоящие из фенгита (3.21 катионов Si на 11 атомов O), биотита, кварца и омфациита (Jd 20 мол.% при CaTs 15 мол.%). Включение омфациита в метаморфическом цирконе подтверждает наши предыдущие выводы о возрасте эклогитового метаморфизма не моложе 2.72 млрд лет [Докукина и др., 2012; Докукина и др., 2009; Докукина и др., 2010].

Некоторые гранулитовые цирконы содержат округлые светлые или черные в CL древние ядра. Было датировано одно древнее светлое ядро (точка 9.1, рис. 3), которое дало конкордантное значение возраста  $2824 \pm 31$  млрд лет. Датированное ядро характеризуется обогащением ТРЗЭ ( $\text{Lu}_\text{N}/\text{Sm}_\text{N} = 40$ ,  $\text{Lu}_\text{N}/\text{La}_\text{N} = 1818$ ), положительной цериевой ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 21$ ) и отрицательной европиевой аномалиями ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.18$ ). Этот возраст в пределах ошибки совпадает с возрастом обогащенных РЗЭ ядер цирконов в корневой части жилы в пробе 1111-06.

Только одна тонкая серая в катодолюминесценции кайма (точка 8.1, рис.3б) дала конкордантный возраст  $1916 \pm 33$  млн лет (таб. 2).

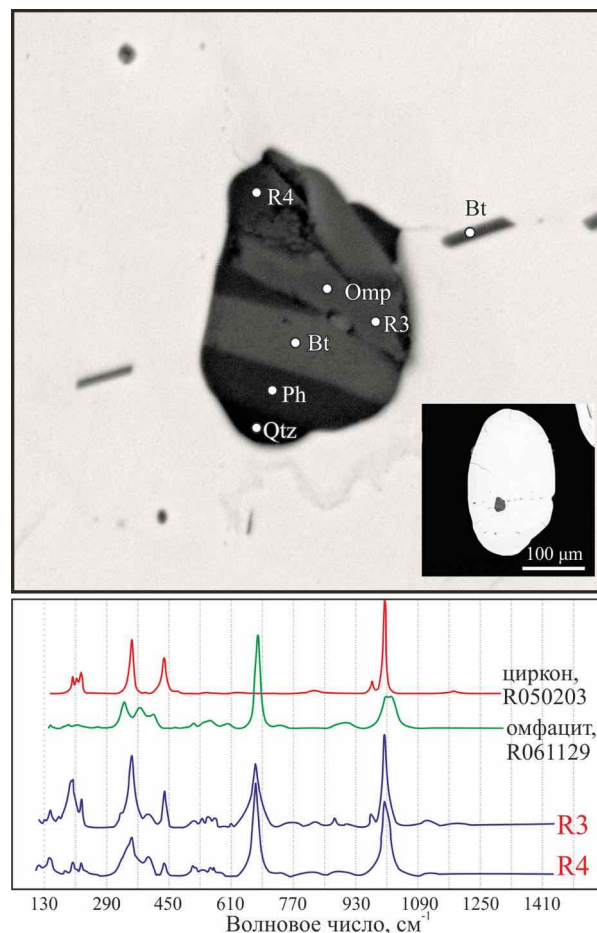


Рис. 4. BSE изображения поликристаллического включения в цирконе из пробы эндербиты 1111-09 и примеры Рамановских (КР) спектров в точках R3 и R4.

### Обсуждение и выводы

Проба 1111-09 на продолжении эндербитовой жилы характеризуется незначительным обогащением железом, калием, РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией относительно корневой части эндербитовой жилы (проба 1111-06). Эти характеристики по-видимому отвечают более высокой степени плавления вмещающих тоналитовых гнейсов – источника расплава для формирования жилы эндербиты. Разница состава между пробами может быть обусловлена степенью насыщения расплава реститовым

гнейсовым материалом. Другими словами, корневая часть эндербитовой жилы содержит значительное количество нерасплавленного материала и наследует его геохимические свойства. Это предположение подтверждает большое количество древних магматических цирконов с возрастом около 3.0 млрд лет, извлеченных из пробы 1111-06, которые вероятно соответствуют времени формирования магматического протолита вмещающих тоналитовых гнейсов. Вычисление температуры кристаллизации цирконов дало разброс значений (для цирконов 1.1 и 1.2 соответственно 635 и 1048 °C). Магматический циркон с таким же возрастом 3.0 млрд лет был измерен в пробе дайки метагаббро с возрастом внедрения ~2.82 млрд лет на мысе Варгас [Dokukina; Konilov, 2011]. Модельные Sm-Nd возрасты гнейсов ассоциации Гридино также мезоархейские 3089-2973 млн лет [Докукина и др., 2012].

Формирование резорбированных и обогащенных в ЛРЗЭ с возрастом 2.88-2.83 млрд лет ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) могло быть связано с термальным воздействием на тоналитовые гнейсы при интрузии габброноритовой магмы, поскольку этот возраст приблизительно совпадает с интервалом времени формирования мафических даек 2.87-2.82 млрд лет. Одно светлое в катодоллюминесценции ядро в пробе 1111-09 дало конкордантный возраст  $2824 \pm 31$  млн лет и также совпадает в пределах ошибки с возрастом обогащенных ЛРЗЭ ядер цирконов из пробы 1111-06. Вероятно, эти цирконы отвечают времени формирования интрузии габброноритов.

Рост черных в катодоллюминесценции кайм с возрастом 2.74 млрд лет мы связываем с высокотемпературным (на уровне гранулитовой фации) плавлением тоналитов и формированием эндербитовой жилы. Наиболее распространенные цирконы в пробе 1111-09 с возрастом  $2717 \pm 13$  млн лет похожи на маг-

матические цирконы по высокому содержанию Y и TP3Э, положительной Ce и отрицательной Eu аномалиям. В тоже время, эти цирконы имеют овальную форму и fir-three зональность в катодоллюминесценции и отвечают цирконам гранулитовой фации, сформированным в присутствии анатектического расплава [Vavra et al., 1996; Rubatto, 2002]. Гранулитовые цирконы содержат включения омфациита и фенгита, и соответственно ограничивают время эклогитового метаморфизма не моложе 2.72 млрд лет. Таким образом мы имеем дополнительные доказательства архейского возраста эклогитового метаморфизма в ассоциации эклогитов Гридино Беломорской эклогитовой провинции.

### Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-01214 и программы Президиума РАН № 19. Благодарим за постоянную поддержку, сотрудничество и конструктивную критику д. г.- м. н. М.В. Минца.

### Литература

1. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А., и др. // Доклады академии наук. 2010. Т. 434, № 6. С. 776-781.
2. Konilov, A.N., Shchipansky, A.A., Mints et al. / (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. P. 623-670.
3. Dokukina K.A., Konilov A.N. / (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. P. 591-634.
4. Докукина К.А., Конилов А.Н., Ван К.В. и др. // Доклады академии наук, 2012. Т. 445. № 1. С. 1-8.
5. Слабунов А.И., Володичев О.В., Бибилова Е.В. / Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и



- рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ЦИК, 2003. С. 465-467.
6. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. // Доклады академии наук. 2011. Т. 437. № 2. С. 238-242.
  7. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибилова Е.В. и др. // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.
  8. Скублов С.Г., Хервартц Д., Березин А.В. / Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии. Материалы III Росс. конф. по проб. геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2011. ИГГД РАН. С. 166-168.
  9. Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С. и др. // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения. Материалы науч. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 60-74.
  10. Sun S.S., McDonough W.F. / (A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds.), "Magmatism in the Ocean Basins" Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313-345.
  11. Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston, W. // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996. V. 122. P. 337-358.
  12. Whitehouse, M.J., Kamber, B.S. // Precambrian Research, 2003. V. 126. P. 363-377.
  13. Rubatto, D. // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123-138.
- References**
1. Mints MV, Konilov AN, Dokukina KA, et al. / Reports of the Academy of Sciences. 2010. P. 434, No. 6. P. 776-781.
  2. Konilov, A.N., Shchipansky, A.A., Mints et al. / (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. P. 623-670.
  3. Dokukina K.A., Konilov A.N. / (Dobrzhinetskaya L., Cuthbert S., Faryad W., Wallis S., Eds.) Ultrahigh Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond. Elsevier, 2011. P. 591-634.
  4. Dokukina K.A., Konilov A.N., Van K.V. and others. // Reports of the Academy of Sciences, 2012. T. 445. № 1. S. 1-8.
  5. Slabunov AI, Volodichev OV, Bibikova E.V. / Isotope geochronology in solving problems of geodynamics and ore genesis. Materials of the II Russian Conference on isotope geochronology. St. Petersburg: CEC, 2003. pp. 465-467.
  6. Slabunov AI, Volodichev OI, Skublov SG, Berezin A.V. // Reports of the Academy of Sciences. 2011. P. 437. № 2. P. 238-242.
  7. Volodichev OI, Slabunov AI, Bibikova EV and others // Petrology. 2004. V. 12, No. 6. P. 609-631.
  8. Skublov SG, Hervartz D., Berezin A.V. Problems of Plate and Plume Tectonics in the Precambrian. Materials III Ross. Conf. on samples. geology and geodynamics of the Precambrian. St. Petersburg. 2011. IGGD of the Russian Academy of Sciences. Pp. 166-168.
  9. Volodichev OI, Slabunov AI, Stepanov VS et al. // Belomorsky mobile belt and its analogues: geology, geochronology, geodynamics, mineralogy. Materials of scientific. Conf. and tour guide. Petrozavodsk: KarRC RAS, 2005. S. 60-74.
  10. Sun S.S., McDonough W.F. / (A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds.), "Magmatism in the Ocean Basins" Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1989. V. 42. P. 313-345.
  11. Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston, W. // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996. V. 122. P. 337-358.
  12. Whitehouse, M.J., Kamber, B.S. // Precambrian Research, 2003. V. 126. P. 363-377.
  13. Rubatto, D. // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123-138.



## U-PB DATING OF A HIGH-PRESSURE GRANULITE FELSIC VEIN (GRIDINO AREA OF THE BELOMORIAN ECLOGITE PROVINCE, RUSSIA)

<b>Dokukina K.A.</b>	<b>Konilov A.N.</b>	<b>Kaulina T.V.</b>	<b>Von K.V.</b>	<b>Bondarenko G.V.</b>
PhD, Main Researcher of the laboratory of the Early Precambrian tectonics, Geological institute of The Russian Academy of Sciences (GIN RAS)	Senior researcher at the Early Precambrian Tectonics Laboratory, Geological Institute (GIN) of the Russian Academy of Sciences, Institute of Experimental Mineralogy, RAS	<i>Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, leading scientific associate, Institute of Geology of the Kola Science Center of the Russian Academy of Sciences, Apatity</i>	<i>PhD of Geological and Mineralogical Sciences, scientific collaborator, Institute of Experimental Mineralogy, RAS</i>	<i>PhD of physical and mathematical sciences, head of the laboratory of physical methods of research, Institute of Experimental Mineralogy, RAS</i>
<b>Address:</b> 7, Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia <b>E-mail:</b> <a href="mailto:dokukina@mail.ru">dokukina@mail.ru</a>	<b>Address:</b> 7, Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia <b>E-mail:</b> <a href="mailto:konilov@iem.ac.ru">konilov@iem.ac.ru</a>	<b>Address:</b> 14. Fersmana str., Apatity, 184209, Russia <b>E-mail:</b> <a href="mailto:kaulina@geoksc.apatity.ru">kaulina@geoksc.apatity.ru</a>	<b>Address:</b> 4, ul. Academician Osipyan str., Chernogolovka, Moscow Region, 142432, Russia <b>E-mail:</b> <a href="mailto:kvv@iem.ac.ru">kvv@iem.ac.ru</a>	<b>Address:</b> 14. Fersmana str., Apatity, 184209, Russia <b>E-mail:</b> <a href="mailto:bond@iem.ac.ru">bond@iem.ac.ru</a>

**Abstract.** Metamorphic complexes of the Mesoarchean-Neoproterozoic Belomorian eclogite province are located within the South Kola active margin along the northeastern border of the Mesoarchean-Paleoproterozoic Belomorian accretionary orogen. In the Gridino area, mafic dykes and fragments of mafic rocks were eclogitized. Petrography and geochemistry of an enderbite vein that crosscuts an eclogitized dyke of olivine gabbrotonite was studied; zircon obtained from the enderbite vein was dated. Mineral assemblage of garnet, orthopyroxene, clinopyroxene, Kyanite, high-Ti biotite, plagioclase and quartz was formed at post-eclogitic high-pressure granulite facies metamorphism of about 12.5 kb at 750 °C. Metamorphic zircon with the age of  $2717 \pm 13$  Ma from the enderbite vein contains omphacite and phengite inclusions, and it is an upper age limit for eclogite metamorphism in the Gridino area.

**Key words:** Mesoarchean, Neoproterozoic, Belomorian eclogite province, eclogite, granulite, enderbite, amphibolite, zircon, SHRIMP II, dyke

© Коллектив авторов, 2018