

ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА ИЗ МЕТААНОРТОЗИТОВ ЭКЛОГИТОВОГО КОМПЛЕКСА БЕРГЕН АРКС, ЮГО-ЗАПАДНАЯ НОРВЕГИЯ

Скублов С.Г.^{1,2}, Салимгараева Л.И.^{1,2}, Березин А.В.^{1,3}, Ли С.-Х.⁴, Ли Ч.-Л.⁴

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru

²Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, fluoritecaf2@mail.ru

³Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

⁴Институт геологии и геофизики Китайской академии наук, г. Пекин, Китай

Эклогитовые породы области Берген-Аркс известны уже 150 лет. основополагающей работой в изучении эклогитов западного побережья Норвегии стало исследование Эскола, который в своей работе [Eskola, 1921] детально изучил минеральные преобразования основных пород в эклогиты. Последующие работы норвежских геологов конца XX века [Austrheim et al., 1981, 1985 и др.] установили, что в основных породах распространены гранулитовые ассоциации, на которые наложены эклогитовые парагенезисы. Развитие эклогитов происходило по сдвиговым зонам, определяющим инфильтрацию флюида в «сухой» протолит гранулитовой фации метаморфизма.

Геохронологические данные для пород комплекса, особенно для протолита эклогитов – метанортозитов, весьма ограничены и отличаются разбросом значений [Boundy et al., 1997; Bingen et al., 2001a, b, 2004].

В настоящей работе приводятся результаты комплексного изотопно-геохимического исследования

циркона из метанортозитов (обр. 1801) комплекса Берген Аркс, отобранных авторами вблизи контакта с зоной эклогитизации в северо-восточной части острова Холсной. Препарат с цирконом был изготовлен в ЦИИ ВСЕГЕИ, там же проведена его фотодокументация на оптическом и электронном микроскопе. Датирование циркона U-Pb методом ВИМС и определение изотопного состава кислорода выполнены на ионных микрозондах Cameca-1280-NR и Cameca-1280, соответственно, в Институте геологии и геофизики (IGGCAS) по стандартным методикам. Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе определено в тех же участках циркона на ионном микрозонде Cameca-IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института (ЯФ ФТИАН РАН).

Значительная часть циркона из метанортозитов отличается гетерогенным строением – центральная часть зерна с характерной для гранулитов мозаич-

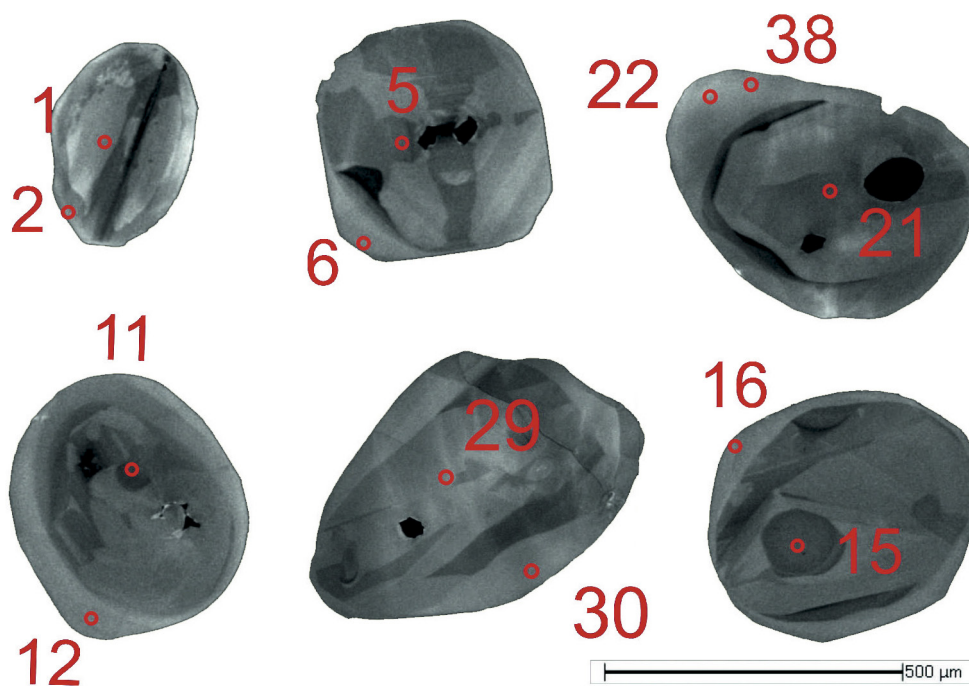


Рис. 1. Изображение циркона из метанортозитов комплекса Берген Аркс в режиме катодолуминесценции (CL). Кружками отмечены точки анализа циркона на ионном микрозонде (U-Pb возраст, изотопный состав кислорода, редкие элементы). Анализ изотопного состава кислорода произведен в точках с небольшим смещением.

Диаметр кратера ионного зонда составляет около 20 мкм

Таблица 1. Состав циркона из метаанортозитов комплекса Берген Аркс, ppm (обр. 1801)

Точка анализа	Центральная часть			Кайма				
	11	21	23	12	22	38	24	37
La	0.05	0.11	0.05	0.03	0.07	0.02	0.06	0.04
Ce	9.62	12.6	7.99	1.46	1.42	1.36	1.37	1.22
Pr	0.19	0.65	0.11	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01
Nd	3.08	8.55	1.48	0.35	0.28	0.23	0.15	0.11
Sm	5.00	6.83	2.09	0.86	0.63	0.28	0.98	0.15
Eu	1.41	2.71	1.03	0.17	0.13	0.10	0.14	0.09
Gd	8.18	15.3	6.84	0.49	0.48	0.53	0.30	0.27
Dy	10.7	20.5	9.90	0.49	0.71	0.59	0.31	0.32
Er	7.46	14.5	8.25	0.43	0.44	0.36	0.19	0.21
Yb	7.36	14.4	9.31	4.28	1.37	0.65	3.68	0.79
Lu	1.12	2.04	1.18	0.07	0.06	0.09	0.05	0.04
Li	0.54	0.56	0.33	0.16	0.16	0.19	0.19	0.17
P	132	133	96.5	235	153	154	145	171
Ca	36.7	10.8	7.05	5.65	5.57	6.83	18.4	4.28
Ti	37.0	34.4	52.1	44.0	58.6	53.5	51.0	44.6
Sr	0.66	0.53	0.44	0.72	0.63	0.61	0.58	0.67
Y	76.8	134	69.7	3.56	5.34	4.78	3.12	2.99
Nb	12.0	9.48	3.57	7.27	14.8	11.0	5.15	9.27
Ba	2.29	1.06	1.73	1.75	1.77	1.09	2.03	1.58
Hf	12193	11332	12536	14424	14834	15047	15051	14620
Th	32.1	34.9	12.7	14.1	13.3	13.7	13.1	12.1
U	94.7	112	61.1	32.1	27.9	30.4	31.9	27.4
Th/U	0.34	0.31	0.21	0.44	0.48	0.45	0.41	0.44
Eu/Eu*	0.67	0.81	0.83	0.81	0.70	0.78	0.79	1.34
Ce/Ce*	23.5	11.3	25.2	10.1	7.20	15.6	9.45	15.1
ΣREE	54.1	98.3	48.2	8.68	5.62	4.23	7.23	3.24
ΣLREE	12.9	21.9	9.64	1.88	1.80	1.63	1.59	1.37
ΣHREE	34.8	66.8	35.5	5.77	3.06	2.22	4.52	1.63
Lu _N /La _N	210	173	218	24.7	9.15	36.5	7.39	9.71
Lu _N /Gd _N	1.11	1.07	1.39	1.18	1.09	1.34	1.23	1.19
Sm _N /La _N	156	96.6	64.4	49.3	14.9	19.3	26.4	6.21
T(Ti), °C	873	865	913	893	927	916	911	895

ной зональностью в серых тонах в CL окружена однородной краевой зоной переменной толщины (до 100 мкм), в ряде случаев секущей зональность центральной части (рис. 1).

Все датированные точки циркона, включая как центральные, так и краевые зоны, образуют конкордантный кластер со значением возраста 933 ± 7 млн. лет (рис. 2). Это значение возраста совпадает в пределах погрешности с временем проявления позднего свеконорвежского метаморфизма гранулитовой фации, определенного ранее методом ID-TIMS как

929 ± 1 млн. лет для гранулитов комплекса Берген Аркс [Bingen et al., 2001b].

Представительные результаты анализа редкоземельного состава циркона, в тех же точках, что и определение U-Pb возраста, приведены на рис. 3 и в табл. 1.

Несмотря на сходство значений возраста, циркон из центральных и краевых частей (кайм) зерен контрастно отличается по распределению REE (рис. 3). Среднее содержание REE в центральных частях зерен составляет 66.9 ppm, в каймах – на порядок

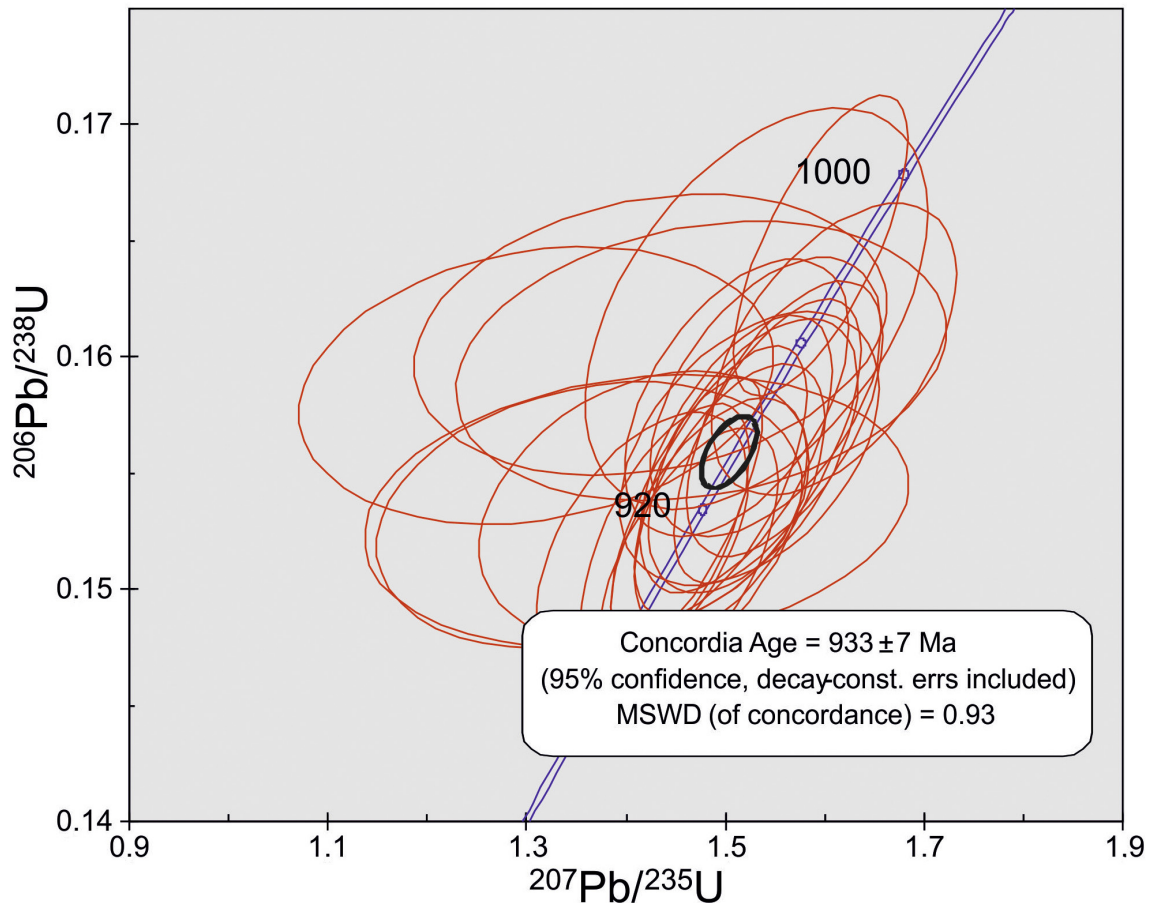


Рис. 2. График с конкордией для циркона из метаанортозитов комплекса Берген Аркс. Индивидуальные анализы ($n = 31$) показаны эллипсами ошибок красного цвета. Рассчитанному конкордантному возрасту соответствует эллипс черного цвета

меньше (в среднем 5.8 ppm, табл. 1). Величина Ce-аномалии в каймах понижается, по сравнению с центральными частями, примерно в два раза (в среднем Ce/Ce^* составляет 20.0 и 11.5, соответственно). Отрицательная Eu-аномалия слабо проявлена в обеих группах циркона, в одной точке каймы (37 в табл. 1) Eu-аномалия положительная. Обе группы циркона характеризуются горизонтальным спектром распределения в области HREE, что обусловлено парагенезисом с гранатом.

Из редких элементов при сравнении центральных и краевых частей зерен наиболее значительно понижается содержание Y (в среднем от 93.5 до 4.0 ppm, соответственно). Содержание Th и U уменьшается в 2-3 раза при переходе от центральной к краевой части зерен циркона. Th/U отношение при этом незначительно увеличивается. Содержание неформульных для циркона элементов – Ca, Sr, Ba, Nb варьирует слабо, что указывает на отсутствие привноса этих элементов флюидом при кристаллизации краевых частей зерен, вероятно, путем перекристаллизации ранее образованных центральных частей. Содержание Li умеренно понижается в каймах, P и Ti – повыша-

ется. Содержание Hf также повышается – в среднем от 12020 до 14800 ppm.

Указанные выше закономерности изменения состава циркона, в первую очередь, характер поведения HREE, Y и Hf [Скублов и др., 2012], указывают на образование кайм при эклогитизации метаанортозитов. Циркон оказывается достаточно устойчивым к воздействию флюида, поскольку новообразованные каймы зерен распространены не повсеместно и часто имеют незначительную мощность. U-Pb система демонстрирует устойчивость к перекристаллизации, возраст циркона сохраняется (рис. 2).

Изотопная система кислорода также не реагирует на перекристаллизацию циркона. Среднее значение $\delta^{18}O$ для обеих групп циркона совпадает в пределах погрешности определения – 5.84 и 5.80‰, соответственно.

Авторы признательны А.Е. Мельнику (IGGCAS, ИГГД РАН), С.Г. Симакину и Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН РАН) за помощь при выполнении аналитических работ. Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант № 18-55-53022 ГФЕН_а).

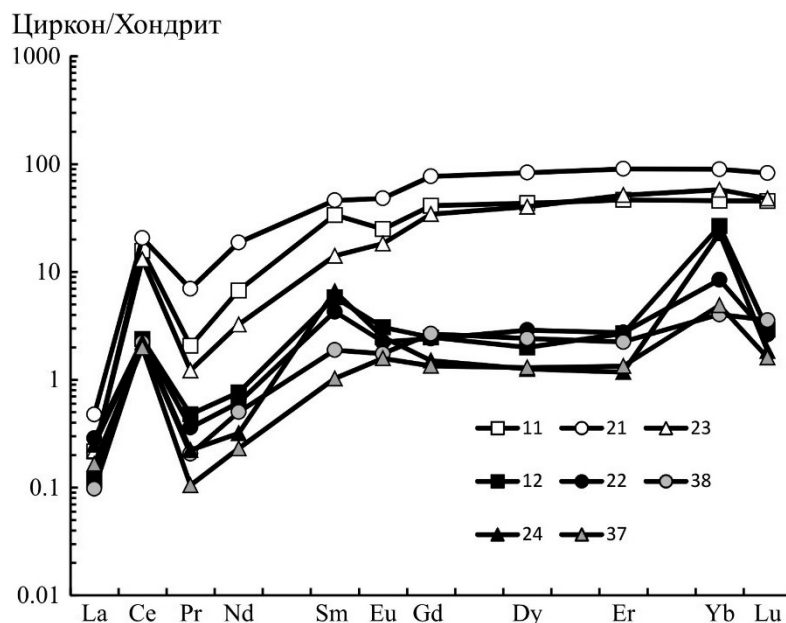


Рис. 3. Распределение REE, нормированное к хондриту CI, в цирконе из метаанортозитов. Состав циркона из центральных частей зерен показан полыми значками, из кайм – залитыми черным цветом

ЛИТЕРАТУРА

1. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 5. С. 470–494.
2. Austrheim H., Robins B. Reactions involving hydration of orthopyroxene in anorthosite-gabbro // *Lithos*. 1981 V.14. P. 275–281.
3. Austrheim H., Griffin W.L. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway // *Chemical Geology*. 1985. V. 50(1-3). P. 267–281.
4. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of western Norway and implications for zircon geochronology // *J. Petrol.* 2001a. V. 42(2). P. 355–375.
5. Bingen B., Austrheim H., Whitehouse M.J., Davis W.J. Trace element signature and U–Pb geochronology of eclogite-facies zircon, Bergen Arcs, Caledonides of W Norway // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 147(6). P. 671–683.
6. Bingen B., Davis W.J., Austrheim H. Zircon U–Pb geochronology in the Bergen arc eclogites and their Proterozoic protoliths, and implications for the pre-Scandian evolution of the Caledonides in western Norway // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2001b. V. 113 (5). P. 640–649.
7. Boundy T.M., Mezger K., Essene E.J. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association from the Bergen Arcs, western Norway // *Lithos*. 1997. V. 39(3-4). P. 159–178.
8. Cohen A.S., O’Nions R.K., Siegenthaler R., Griffin W.L. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98(3). P. 303–311.
9. Eskola P. On the eclogites of Norway // *Vidensk. Skr. I., Mat. Naturv. Kl.* 1921. N8.