

УДК 551.24 (470.22)

ПОЗДНЕАРХЕЙСКАЯ ИСТОРИЯ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2004 г. Н. Л. Алексеев, В. В. Балаганский, Т. Ф. Зингер, О. А. Левченков,
член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, А. Ф. Макеев, С. З. Яковлева

Поступило 18.03.2004 г.

Карельский кратон и Беломорский подвижный пояс Балтийского щита являются архейскими структурами высшего порядка и играют определяющую роль для понимания раннедокембрийского тектогенеза [7]. Совместная их геологическая история началась в позднем архее, когда Беломорский пояс был присоединен к Карельскому кратону при закрытии океанического бассейна, кора которого, как показано в [10], сохранилась в Северной Карелии в виде супрасубдукционного офиолитового комплекса. В Северо-Карельской системе зеленокаменных поясов, кроме офиолитов, выявлены и островодужные серии, включая бонинитовые [2, 9]. Следовательно, изучение переходной зоны между Беломорским поясом и Карельским кратоном имеет решающее значение для понимания тектоники позднего архея.

Другой отличительной чертой этой зоны является развитие в ней раннепротерозойских пород, слагающих в Северной Карелии Кукаозерскую структуру первично рифтогенной природы. Они трассируют южную границу Лапландско-Кольского орогена – фрагмента раннепротерозойской орогенной системы Северо-Атлантической провинции, сравнимой по размеру с такими зонами современной коллизии, как Альпийско-Гималайская горная цепь [10]. Имеются данные об отложении сумийских осадочных пород на позднеархейском фундаменте, породами которого считаются архейские гранито-гнейсы и метавулканиды обрамления структуры [4, 8]. Предполагается, что в своем развитии эта структура прошла через океаническую стадию [1, 6].

Таким образом, позднеархейские породы Северо-Карельской системы зеленокаменных по-

ясов и залегающие на них раннепротерозойские толщи Кукаозерской структуры дают уникальную возможность для выявления полной картины раннедокембрийского тектогенеза и оценки роли в нем тектоники литосферных плит. В данной работе излагаются результаты геохронологических исследований обрамления Кукаозерской структуры, вводящие ограничения для моделей тектогенеза позднего архея.

Кукаозерская структура (рис. 1) включает сумийские, ятулийские и людиковийские образования [3]. Сумийские вулканиды широко развиты в северной и восточной краевых частях структуры, где они залегают на позднеархейских вулканидах и туфах и отделены от них, как показано в [4], корой выветривания.

В западной и южной частях разрез начинается с ятулийских и людиковийских отложений, которые перекрывают позднеархейские гранитоиды [3]. В качестве объектов изотопного датирования были выбраны вулканогенные породы челозерской серии северо-восточного обрамления Кукаозерской структуры, а также гранитоиды из северного и южного обрамления, находящиеся на западном окончании оз. Кукас. Все эти породы метаморфизованы в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений.

В челозерской серии (рис. 1) были изучены цирконы из порфиридных андезито-базальтов, содержащие уплощенные параллельно сланцеватости включения мелкозернистых амфиболитов и пород андезито-дацитового состава, которые интерпретируются как вулканические бомбы (здесь и далее приставка “мета” при описании пород опускается). Образец порфирита (КУК-97-16) содержит циркон, представленный светло-розовыми, различной степени прозрачности призматическими кристаллами цирконового габитуса и их фрагментами. Грани призм и пирамид имеют следы растворения, вплоть до образования каверн. Степень растворения и перекристаллизации зерен увеличивается с уменьшением их размера, и они приобретают овально-округлую форму. Рег-

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Геологический институт
Кольского научного центра
Российской Академии наук,
Апатиты Мурманской обл.*

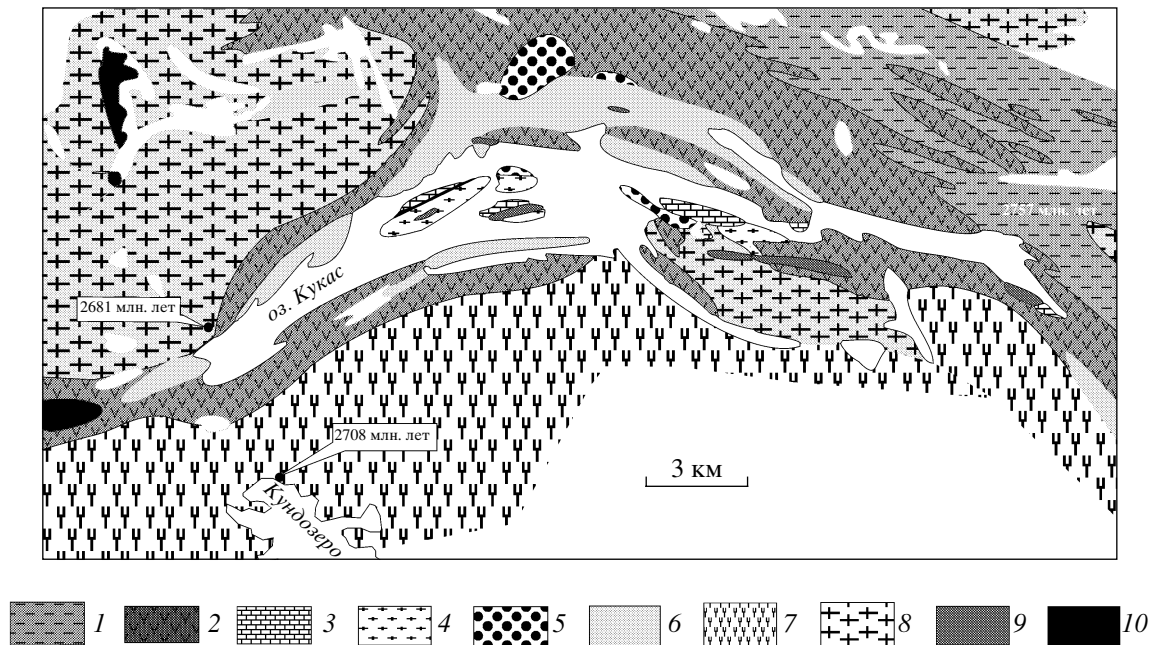


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района оз. Кукас по материалам [5]. 1 – плагиогнейсы, амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы; 2 – биотитовые, биотит-амфиболовые сланцы, туфы, туфоконгломераты, мандельштейны; 3 – карбонатные породы и мрамор; 4 – параамфиболиты; 5 – полимиктовые конгломераты; 6 – кварциты и кварц-сциститовые сланцы; 7 – порфиоровидные гранодиориты; 8 – гнейсо-граниты; 9 – ортоамфиболиты; 10 – ультрабазиты.

рессия, построенная по четырем фракциям циркона, выделенным по размеру зерен, дает возраст верхнего пересечения 2757 ± 13 млн. лет и нижнего – 1512 ± 160 млн. лет при СКВО = 0.31 (рис. 2а). С учетом типоморфизма циркона возраст 2753 ± 13 млн. лет принимается за время образования порфирита, а датировка 1512 ± 160 млн. лет, скорее всего, не отвечает реальному геологическому событию.

Таблица 1. Химический состав гранитоидов района о. Кукас, мас. %

Оксид	НА-02-8	НА-02-8-1	НА-02-9
SiO ₂	67.77	65.74	69.55
TiO ₂	0.46	0.53	0.27
Al ₂ O ₃	15.36	15.91	15.43
FeO*	4.47	4.95	3.95
MnO	0.08	0.07	0.05
MgO	1.39	1.4	1.89
CaO	2.91	2.82	1.8
Na ₂ O	4.18	4.32	4.31
K ₂ O	3.27	3.69	2.45
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.08
П.п.п.	0.1	0.3	0.3
Сумма	100.2	99.96	100.07

В западной части Кукаозерской структуры (рис. 1), на южном берегу о. Кукас, ятулийские туфоконгломераты контактируют с порфиоровидными средне- и крупнозернистыми гранодиоритами обрамления. Порфиоровидные вкрапленники представлены плагиоклазом, а в основной массе породы находятся кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и в незначительных количествах микроклин. В северном направлении степень рассланцевания гранодиоритов сильно возрастает вплоть до образования зоны милонитов субширотного простирания, параллельной контакту с перекрывающими их туфоконгломератами. Таким образом, контакт между гранодиоритами и раннепротерозойскими отложениями в западной части структуры является тектоническим.

Образец слабо рассланцованного гранодиорита НА-02-08 (табл. 1) содержит циркон, представленный коротко- и длиннопризматическими кристаллами. Поверхности призм и пирамид имеют следы растворения. В то же время в отдельных зернах наблюдаются четкие грани прозрачных пирамид цирконового и гиацинтового габитусов. Вероятно, “вторичный” рост пирамид связан с наложенным процессом. В зернах светло-коричневого цвета, от непрозрачных до прозрачных, иногда встречаются твердофазные включения. Проанализированы пять фракций циркона, одна была подвергнута абразии и одна обработана HF при 200°C в течение 2 ч (табл. 2). Через четыре точки

проведена регрессия, по которой получены значения возраста верхнего и нижнего пересечений соответственно 2708.3 ± 7.9 и 538 ± 96 млн. лет при СКВО = 4.3 (рис. 2б). Наиболее дискордантная фракция 5, смещенная влево от регрессии, исключена из расчета. Типоморфизм циркона позволяет рассматривать значение возраста 2708.3 ± 7.9 млн. лет как время образования гранодиорита.

На северном берегу о. Кукас (рис. 1) раннепротерозойские вулканиды интенсивно бластомилонитизированы вдоль их контакта с гнейсо-гранитами, состав которых меняется от гранодиоритов до гранитов. Магматические структуры вулканидов и гранитоидов сохраняются достаточно редко из-за сильно проявленных процессов сдвиговых деформаций, сопровождавшихся интенсивной метасоматической переработкой пород. На интенсивность сдвиговых деформаций в бластомилонитизированных вулканидах указывают вытянутые миндалины с соотношениями длинной и короткой осей более 10 : 1. В результате в зоне контакта были сформированы гранат-кварцевые (с роговой обманкой) и кианит-кварцевые метасоматиты по вулканогенным породам и кварц-мусковитовые и кварц-серицитовые сланцы по гранитоидам.

В направлении с юга на север в разрезе ятулия метаморфизованные кварцито-песчаники, падающие в северном направлении, сменяются вулканогенным материалом, представленным порфировидными андезито-базальтами и их туфами. Последние содержат гальки кварцито-песчаников, что указывает на наращивание раннепротерозойского разреза в северном направлении, т.е. по направлению к контакту с гранитоидами. Эти наблюдения согласуются с асимметричным характером разреза Кукасозерской структуры, описанным в [1]. Кинематические индикаторы в зонах бластомилонитизации (сдвиговых зонах – shear zones) указывают на взбросовый характер движений в зоне непосредственного контакта позднеархейских и раннепротерозойских пород. Таким образом, гранитоиды фундамента перемещались вверх и на юго-запад и были надвинуты на раннепротерозойские породы. Далее к северу степень расланцевания гранитоидов уменьшается, и в них наблюдаются реликты магматических структур – порфировидные вкрапленники калиевого полевого шпата в мелкозернистой кварц-плагиоклаз-биотитовой матрице.

В расланцованном мелкопорфировидном граните (НА-02-09, табл. 1) обнаружен призматический циркон, состоящий из коричневых непрозрачных зерен. Грани призмы и пирамиды кристаллов имеют следы растворения. Отдельные индивиды содержат твердофазные включения. По фигуративным точкам четырех фракций проведена регрессия, которая дала возраст верхнего пересечения 2680.7 ± 3.6 и нижнего – 975 ± 10 млн.

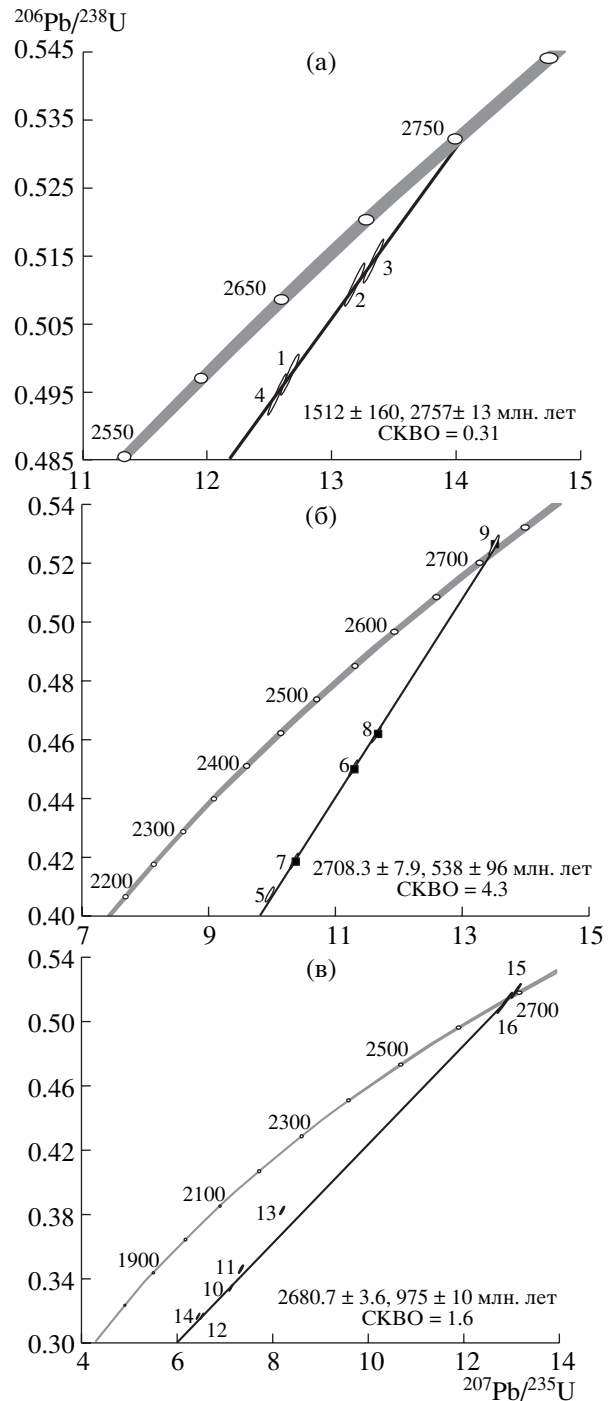


Рис. 2. Графики с конкордией для цирконов из пород района оз. Кукас. а – метапорфирит, челозерская серия; б – гранодиорит и в – гранит. Номера фигуративных точек соответствуют порядковым номерам фракций циркона в табл. 2.

лет при СКВО = 1.6 (рис. 2в). Фракции 11, 13 и 14 исключены из расчета, так как располагаются на графике слева от регрессии, что отражает влияние наложенного процесса. Типоморфизм циркона позволяет считать полученную датировку возрастом формирования гранита.

Таблица 2. U–Pb-изотопные данные для цирконов из пород района оз. Кукас

№ п.п.	Характеристика фракции	U, нг	Pb, нг	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
				$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^b}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
Метапорофирит КУК-97-16												
1	Крупный	16	26	3360	5.3112	4.5972	0.4973	12.66	0.98	2602.3	2655.0	2695.3 ± 0.67
2	Крупный, АО	13	21	1854	5.1601	4.7851	0.5107	13.19	0.98	2659.5	2693.0	2718.3 ± 0.65
3	Средний	15	24	6400	5.2597	5.3803	0.5141	13.34	0.98	2673.9	2704.2	2726.8 ± 0.64
4	Мелкий	18	31	4853	5.3527	5.2411	0.4944	12.56	0.98	2589.6	2647.5	2692.1 ± 0.61
Гранодиорит НА-02-08												
5	Крупный	60	122	2453	5.4686	4.6873	0.4072	9.989	0.95	2202.3	2433.7	2633.3 ± 0.62
6	Крупный, АО	15	27	3025	5.3745	4.3253	0.4500	11.29	0.98	2395.3	2547.8	2671.5 ± 0.59
7	Средний	18	35	1215	5.2728	4.3925	0.4186	10.37	0.97	2254.1	2468.2	2649.5 ± 0.65
8	Мелкий	16	29	14830	5.4401	5.566	0.4619	11.66	0.99	2448.1	2577.1	2680.3 ± 0.78
9	Вал., НРФ, 2 ч	7	11	8050	5.3269	6.6914	0.5261	13.51	0.96	2724.9	2715.8	2709.1 ± 0.55
Гранит НА-02-09												
10	Крупный	83	223	4435	6.3296	7.4674	0.3333	7.129	0.96	1854.5	2127.7	2403.2 ± 0.57
11	Крупный, АО	15	36	1540	6.1542	4.6823	0.3451	7.34	0.97	1911.4	2153.6	2393.4 ± 0.70
12	Средний	64	184	9430	6.6104	7.3263	0.3152	6.516	0.96	1766.5	2048.1	2345.0 ± 0.57
13	Средний, АО	6.4	14	1556	6.0934	5.0474	0.3822	8.218	0.98	2086.6	2255.4	2412.2 ± 1.0
14	Мелкий	80	229	6275	6.6563	7.4286	0.3152	6.44	0.97	1766.1	2037.7	2325.2 ± 0.58
15	Вал., НРФ, 2 ч	33	57	7670	5.4016	8.3410	0.5212	13.19	0.96	2704.3	2693.3	2685.1 ± 0.66
16	Вал., НРФ, 2 ч	8.8	14	1082	5.1534	5.2845	0.5126	12.92	0.99	2667.5	2673.6	2678.2 ± 1.6

Примечания. а – изотопные отношения, скорректированные на коэффициент фракционирования и бланк, б – изотопные отношения, скорректированные на коэффициент фракционирования, бланк и обыкновенный свинец. Разложение цирконов и выделение Pb и U проводилось по методике Т. Кроу [11]. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U – 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре МАТ-261. Ошибки измерения U/Pb-изотопных отношений – 0.50% (2σ), кроме фракции 16 (1%, 2σ). Все расчеты проводились по программе К. Людвига “Isoplot/Ex” (версия 2.06). АО – абразивная обработка; НРФ – нерастворенный в ходе кислотной обработки остаток циркона.

Результаты проведенных геохронологических исследований и литературные данные [2, 9, 10] показывают, что длительность позднеархейского магматизма в переходной зоне между Беломорским подвижным поясом и Карельским кратоном, продукты которого представлены в Северной Карелии породами офиолитовой и островодужной серий, близка к 200 млн. лет. Наиболее древнее значение 2877 ± 45 млн. лет получено для метаандезитов Керетского зеленокаменного пояса [2], а наиболее молодое 2680.7 ± 3.6 млн. лет – для гранитов обрамления Кукасозерской структуры. В изученном районе установлены два импульса позднеархейского островодужного вулканизма. Ранний из них привел к накоплению вулканитов ириногорской серии, возраст которой должен быть древнее значения 2782 ± 9 млн. лет, полученного для субвулканического тела дацитов, прорывающего ириногорские андезиты [10]. Продуктом второго вулканического импульса является челозерская серия, которая включает андезито-базальты

с возрастом 2753 ± 13 млн. лет. Плутоническая активность привела к внедрению гранодиоритов с возрастом 2708.3 ± 7.9 млн. лет и гранитов с возрастом 2680.7 ± 3.6 млн. лет, между которыми в западной части структуры тектонически зажаты вулканогенно-осадочные толщи раннего протерозоя.

Таким образом, полученные данные показывают, что позднеархейские гранитоиды, обрамляющие раннепротерозойские отложения, не могли служить фундаментом вулканогенно-осадочных толщ ириногорской и челозерской серий. Это согласуется с выводами о накоплении островодужных пород на коре океанического типа и их аллохтонном характере [2, 10], приобретенном в процессе закрытия позднеархейского океанического бассейна.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-615.2003.03.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабарина И.И. // Геотектоника. 1998. № 3. С. 80–96.

2. Бибилова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
3. Геология Карелии / Под ред. В.А. Соколова. Л.: Наука, 1987. 231 с.
4. Коросов В.И. Геология джэтулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.
5. Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л.: Наука, 1975. 139 с.
6. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Науч. мир, 1996. 287 с. (Гр. ГИН. В. 503).
7. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2003. 483 с.
8. Сомин М.Л., Травин В.В. // ДАН. 2002. Т. 382. № 1. С. 92–96.
9. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Богина М.М. и др. // ДАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 817–820.
10. Щипанский А.А., Бабарина И.И., Крылов К.А. и др. // ДАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 376–380.
11. Bridgwater D., Marker M., Mengel F. LITHOPROBE Rep. № 27. St. John, 1992. P. 76–91.
12. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.