

УДК 550.93

U–Pb-ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ МЕТААНДЕЗИТОВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА ТИКШОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ОЗЕРО ВЕРХНИЕ КИЧАНЫ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

© 2003 г. О. А. Левченко, Р. И. Милькевич, Ю. В. Миллер, Т. Ф. Зингер,
А. Б. Львов, Т. А. Мыскова, И. К. Шулешко

Представлено академиком М.А. Семихатовым 15.10.2002 г.

Поступило 29.10.2002 г.

Изотопный возраст Тикшозерского зеленокаменного пояса, принадлежащего системе позднеархейских Северо-Карельских зеленокаменных поясов, чрезвычайно важен как для корреляции архейских корообразующих процессов, так и для геодинамических построений. Тикшозерский пояс располагается в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса, на примере которых строятся различные модели их взаимодействия, в частности делаются попытки разработки комплексной модели позднеархейской субдукции [1].

Геодинамические построения во многом зависят от результатов датирования супракрустальных существенно вулканогенных образований, которые по геохимическим критериям сопоставимы с островодужными сериями, обязанными своим происхождением процессу субдукции океанической коры под Карельский кратон [2].

Однако в настоящее время U–Pb-изотопных датировок по циркону явно недостаточно, они имеются только для отдельных структур. Для наиболее хорошо изученного керетского зеленокаменного пояса возраст зеленокаменных пород определен в интервале 2880–2820 млн. лет [3]. В последнее время появляются новые структурные и геохронологические данные о существовании двух разновозрастных позднеархейских комплексов. В Хизоваарской структуре выделяется керетьозерская серия с возрастом метавулканитов среднего состава 2877 ± 45 и 2829 ± 30 млн. лет и хизоваарская серия с возрастом метаандезитов 2780 ± 10 млн. лет и возрастом субвулканических даек кварцевых порфиров 2705 ± 6 млн. лет [1]. На самом юге в Лехтинской структуре выделены

два позднеархейских комплекса с возрастом 2805 ± 14 и 2719 ± 8.2 млн. лет [4].

Целью работы было определение возраста супракрустальных отложений на севере Тикшозерского зеленокаменного пояса в районе оз. Верхние Кичаны (рис. 1). Они представлены метаморфизованными вулканогенными образованиями и расчленены на три толщи [5, 6]. Нижняя толща ($m = 200$ м) сложена толеитовыми базальтами и содержит редкие линзы ультрабазитов. Средняя толща ($m = 1500$ м) представлена чередованием вулканитов и туфов андезито-дацитов и андезитов. В верхней толще ($m = 800$ – 2000 м) среди пород среднего состава появляются субщелочные базальты. Породы испытали расщепление и метаморфизм амфиболитовой фации с параметрами $T = 600$ – 650°C и $P = 9$ – 10 кбар [6].

Для определения U–Pb-возрастов цирконов были взяты пробы: из метадацитов средней толщи (к сожалению, из этой пробы не выделилось достаточного количества циркона) и метаандезитов верхней толщи, проба 1251, которая и явилась предметом рассмотрения настоящей работы. Порода представлена биотит-амфиболовым плагиогнейсом с содержанием, мас.% SiO_2 60.69; TiO_2 0.58; Al_2O_3 17.84; Fe_2O_3 4.61; MnO 0.05; MgO 2.85; CaO 5.20; Na_2O 4.67; K_2O 2.44, п.п.п. 0.50. Для нее характерно высокое содержание Sr (744 ppm), Ba (777 ppm) и низкое содержание Y (14 ppm), Yb (0.83 ppm) и Nb (<5 ppm). Порода обогащена РЗЭ ($\Sigma\text{РЗЭ}$ 99.24) и имеет крутонаклонный график их распределения с отношением $(\text{La}/\text{Yb})_n = 19.45$. Хорошо выражены отрицательные аномалии Nb и Ti и отсутствует Eu-аномалия. Геохимический облик рассматриваемого метаандезита типичен для пород известково-щелочной серии данного участка, характеризующей островодужную обстановку [2].

Проба циркона представлена смесью бесцветных прозрачных (I морфологический тип) и свет-

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург*

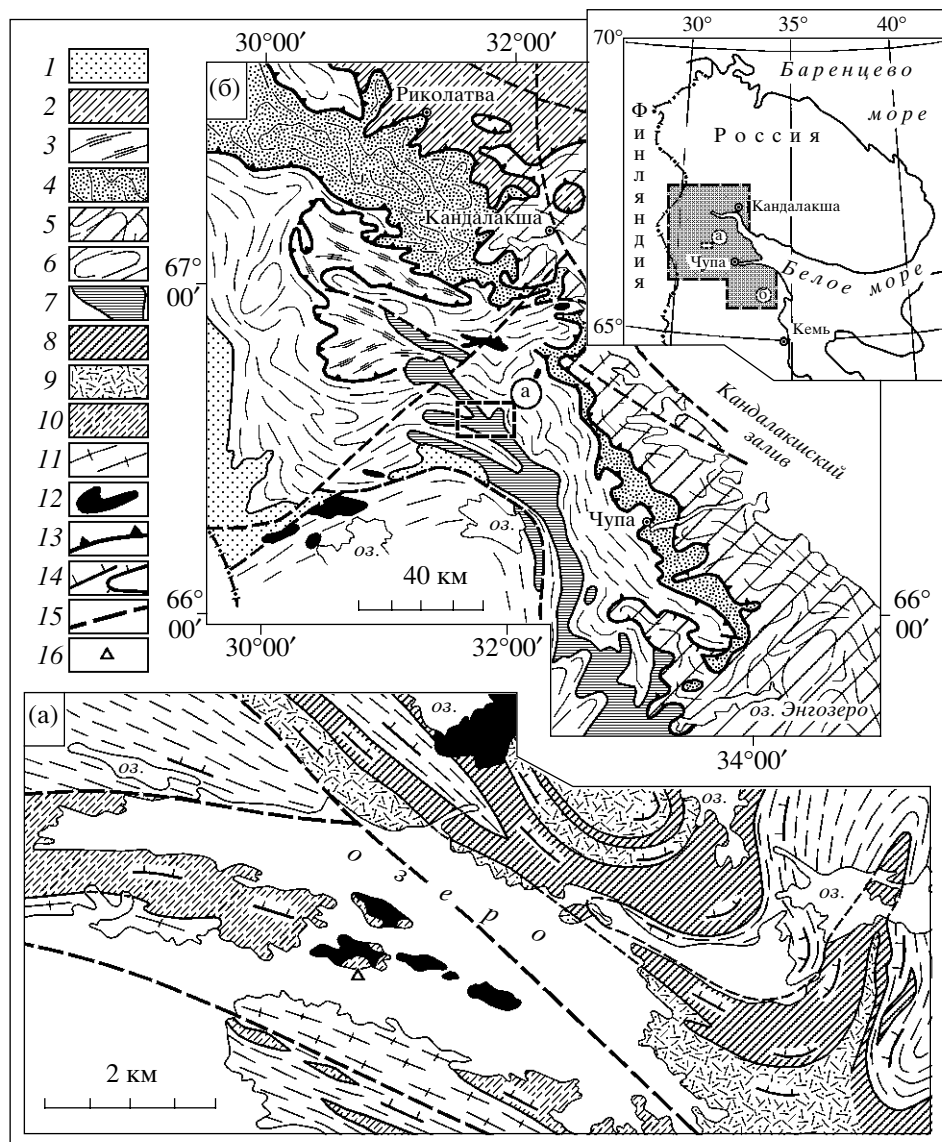


Рис. 1. Схематическая геологическая карта участка оз. Верхние Кичаны (а) и положение его в структуре Беломорского подвижного пояса (б). 1 – раннепротерозойские прогибы; 2 – свекофеннский Риколатвинский покров; 3–10 – позднearerхейский (Беломорский) аллохтон: 3 – Ориярвинский покров – тоналиты; 4 – Чупинский покров – глиноземистые гнейсы, инъецированные тоналитами; 5 – Хетоламбинский покров – тоналиты с включенными в них полосами базитов и ультрабазитов; 6–10 – Ковдозерский покров (6 – существенно тоналитовый инфракрупальный комплекс, 7–10 – Тикшозерский зеленокаменный пояс: 7 – нерасчлененные образования, 8 – толеитовые метабазалты с линзами ультрабазитов, 9 – метавулканиты и туфы среднего состава, 10 – метавулканиты и туфы среднего состава с прослоями субщелочных метабазалтов); 11 – позднearerхейские рассланцованные граниты; 12 – позднепротерозойский комплекс габбро-норитов–лерцолитов; 13 – сместители, ограничивающие покровы; 14 – обобщенные элементы сланцеватости; 15 – разломы; 16 – место отбора пробы 1251.

ло-коричневых и розовых (II морфологический тип) кристаллов со следами растворения граней призм и пирамид и частичной перекристаллизации. На гранях светло-коричневых наиболее крупных зерен (500×150 мкм) наблюдаются натечные формы. Преобразования идиоморфных форм, по-видимому, первично магматических цирконов, возможно, связано с рассланцеванием

породы в условиях амфиболитовой фации метаморфизма свекофеннского возраста и превращением ее в мелкозернистый гнейс.

Для определения возраста отобраны пять фракций циркона. Первый морфологический тип представлен двумя фракциями: I-1 (призматические кристаллы размером не более 370×150 мкм) и I-2 (ромбовидные и короткопризматические

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона образца 1251

№ п.п.	Характеристика фракции	Содержание в навеске, нг		Изотопные отношения					Th/U	Rho	Возраст, млн. лет		
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^b}{^{238}\text{U}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	I-1, 38 зерен	15.3	26.3	6260	5.2883	5.7334	12.75	0.4940	0.45	0.96	2588.0	2661.2	2717.3 ± 1.0
2	I-2, 23 зерна	7.34	12.5	1870	5.1849	7.4281	13.12	0.5107	0.31	0.98	2659.6	2688.5	2710.4 ± 1.1
3	II-1, 26 зерен	60.7	127	9850	5.5966	7.0384	10.27	0.4197	0.37	0.96	2259.2	2459.3	2629.1 ± 0.53
4	II-2, 31 зерно	36.5	73.0	6600	5.4847	8.5860	11.11	0.4464	0.30	0.96	2379.1	2532.2	2657.3 ± 0.57
5	II-3, 26 зерен	25.9	45.9	979.1	5.1025	4.5421	11.55	0.4564	0.50	0.97	2423.7	2568.7	2685.2 ± 0.72

Примечания. а) изотопные отношения, скорректированные на коэффициент фракционирования и бланк, б) изотопные отношения, скорректированные на коэффициент фракционирования, бланк и обычный свинец. Разложение цирконов и выделение Pb и U проводились по методике Кроу [8]. Уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг, а U – 0.01 нг. Изотопные измерения Pb и U выполнены на масс-спектрометре MAT-261. Ошибки измерения U/Pb-изотопных отношений – 0.50% (2σ). Все расчеты проводились по программам Ладвига [9, 10].

наименее измененные наложенным процессом индивиды размером меньше 250 × 170 мкм).

Также были проанализированы три фракции II морфологического типа циркона: II-1 (призматические зерна размером до 500 × 150 мкм с закругленными ребрами призм и пирамид), II-2 (фрагменты призматических кристаллов с признаками грануляции и элементами натечных форм, средний размер 150 × 150 мкм) и II-3 (призматические индивиды размером 200 × 50 мкм и их фрагменты со следами растворения граней).

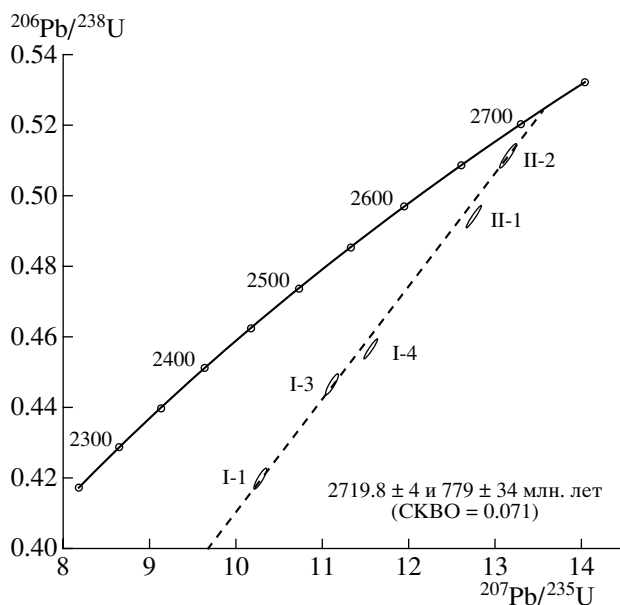


Рис. 2. График с конкордией циркона обр. 1251 из метаандезита верхней толщи разреза северной части Керетьского зеленокаменного пояса (район оз. Верхние Кичаны).

Все пять фракций имеют дискордантные возрасты (табл. 1), значения $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ которых изменяются в диапазоне 2629.1–2717.3 млн. лет. Более определенное представление о времени кристаллизации циркона дает анализ их фигуративных точек на графике с конкордией (рис. 2).

Три точки (фр. I-2, II-1 и II-2) определяют дискордию, пересекающую конкордию в двух точках со значениями возраста: 2719.8 ± 4 и 779 ± 34 млн. лет, СКВО = 0.071. Точки двух фракций (I-1 и II-3) на графике располагаются правее дискордии. Для циркона этих фракций свойственны наиболее высокие значения Th/U-отношения (0.50 и 0.45) из пяти рассчитанных (табл. 1). Относительно высокие значения Th/U-отношения в цирконе фракций I-1, II-3 и расположение их фигуративных точек правее дискордии, по-видимому, является следствием наличия в зернах циркона унаследованного более древнего радиогенного Pb.

Значение возраста 2719.8 ± 4 млн. лет авторами трактуется как время образования андезитов, а датировка 779 ± 34 млн. лет не отвечает реальному времени наложенного геологического процесса. Однако следует отметить, что относительно большое значение возраста, полученное по нижнему пересечению дискордии с конкордией, по-видимому, объясняется воздействием на циркон наложенного процесса амфиболитовой фации метаморфизма свекофеннского возраста.

Полученный изотопный возраст андезитов (2719.8 ± 4 млн. лет) находится в хорошем согласии с возрастом прорывающих микроклиновых гранитов (2674 ± 4 , U–Pb по циркону) [11] (рис. 1) и подтверждает принадлежность рассматриваемых пород к лопийскому комплексу верхнего архея. Вместе с тем это определение не решает вопроса о возрасте всего разреза и, строго говоря, относится только к верхам последнего. Надо

иметь в виду, что породы верхней толщи имеют тектонический контакт с другими образованиями рассматриваемого участка. Они меньше расланцованы, сохраняют реликты ритмичнослоистых и косослоистых текстур и характеризуются более низким метаморфизмом амфиболитовой фации (зона ставролита) [5, 7] по сравнению с нижележащими толщами. Не исключено, что нижняя и средняя толщи могут иметь более древний возраст. Поэтому будут предприняты новые попытки отбора проб из этих пород с целью выделения и датирования цирконов.

Авторы выражают искреннюю благодарность С.З. Яковлевой и А.Ф. Макееву за помощь в проведении аналитических исследований циркона.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 99–05–65206).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2003. С. 483.
2. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. В сб.: Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 323–331.
3. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140.
4. Левченко О.А., Богданов Ю.Б., Саватенков В.М. и др. // ДАН. 2001. Т. 377. № 3. С. 363–365.
5. Милькевич Р.И. В сб.: Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 205–222.
6. Милькевич Р.И., Миллер Ю.В. В сб.: Докембрий Северной Евразии: СПб.: ИГГД РАН, 1997. С. 61–62.
7. Другова Г.М., Савельева Т.Е. // Зап. ВМО. 1993. Ч. 122. № 1. С. 48–67.
8. Krogh T.E. // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485 – 494.
9. Ludwig K.R. // US Geol. Surv. Open-File Rept. 1991. P. 88–542.
10. Ludwig K.R. // US Geol. Surv. Open-File Rept. 1991. P. 91–445.
11. Другова Г.М., Левченко О.А., Савельева Т.Е. // Зап. ВМО. 1995. Ч. 124. № 1. С. 35–51.