

УДК 551.72+551.21 (470.22)

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ВУЛКАНИТОВ В СВЕКОФЕННИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ И ИХ ВОЗРАСТ

© 2004 г. Ш. К. Балтыбаев, О. А. Левченков, О. Л. Галанкина

Представлено академиком М.А. Семихатовым 10.11.2003 г.

Поступило 17.11.2003 г.

Свекофенниды занимают обширную территорию на юго-востоке Балтийского щита и распространены главным образом в странах Скандинавии и Балтии. В России они развиты только в Приладожье. Работами скандинавских геологов [1, 2] показано, что тектонические соотношения свекофеннских пород с контактирующими с ними породами архейского инфракомплекса можно охарактеризовать в терминах развития процессов на границе океан–континент.

Если на сопредельной территории Финляндии в свекофеннидах удавалось выделить серию вулканических пород, идентифицируемых как островодужные [2], то для Приладожского региона вопрос о присутствии вообще вулканических пород в свекофеннском разрезе оставался открытым. Отсутствие надежных данных о наличии вулканитов в пределах свекофеннской части Приладожья послужило поводом для трактовки этой области как части древней тыповодужной впадины без активной вулканической деятельности [3]. Новые данные позволяют уточнить геодинамическую позицию свекофеннид Приладожья и оценить время накопления раннепротерозойских отложений этого региона.

Территория Приладожья делится на два домена: Северный и Южный, разделенные надвигом [4]. Северный домен (СД), принадлежащий окраине Карельского крона, сложен раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами сортавальской и ладожской серий, которые метаморфизованы до уровня амфиболитовой фации. В пределах СД развиты также выступы пород архейского возраста, которые вместе с вулканитами сортавальской серии участвуют в строении ряда окаймленных гнейсовых куполов. Южный домен (ЮД) входит в состав Свекофеннского пояса и сложен лахденпохской метаморфичес-

кой серией (ЛМС) – метаморфизованными до гранулитового уровня аналогами осадков ладожской серии. Необходимость выделения ЛМС была обусловлена стиранием признаков стратификации в интенсивно метаморфизованных и гранитизированных толщах [3]. В то же время отсутствие пород, подстилающих ЛМС (архейские породы и породы сортавальской серии развиты только в СД), допускало предположение о возможно более широком стратиграфическом диапазоне образования слагающих ее пород [3].

Возраст турбидитовых отложений, аналогичных ладожским, вместе с развитыми в них островодужными вулканитами, определен в Финляндии как раннепротерозойский: 1.91–1.88 млрд. лет [5, 6]. В разрезах свекофеннских толщ территории Финляндии выявлены также островодужные базальты и андезиты более древнего возраста – 1.93–1.91 млрд. лет [2, 7].

Для территории Приладожья возраст метатурбидитов оценивается не древнее 1.96 млрд. лет по U–Pb-датированию цирконов из подстилающих амфиболитов сортавальской серии [8]. За верхнюю возрастную границу метатурбидитов принимается время кристаллизации норит-эндербитовых пород, прорывающих метатурбидитовую толщу – 1.89–1.88 млрд. лет [8]. Кульминация метаморфизма турбидитовых толщ оценивается по U–Pb-датированию цирконов и монацитов метаморфических пород и мигматитов как 1.88–1.87 млрд. лет [9].

Описываемые метавулканические породы найдены в составе ЛМС в пределах так называемой гранат-гиперстеновой петроформации, широко развитой в окрестностях г. Лахденпохья (рис. 1). В обнажении выделяются три пачки метавулканитов, мощность каждой 30–40 см. Пачки конформны с направлением полосчатости и гнейсовидности вмещающих мигматизированных гранат-биотитовых и гранат-ортопироксеновых гнейсов. Простирание толщ северо-западное 270°–290°, падение субвертикальное. Составы метавулканитов из разных пачек не имеют заметных различий. Следов ороговикования вблизи контакта с вмещающими породами не наблюдается.

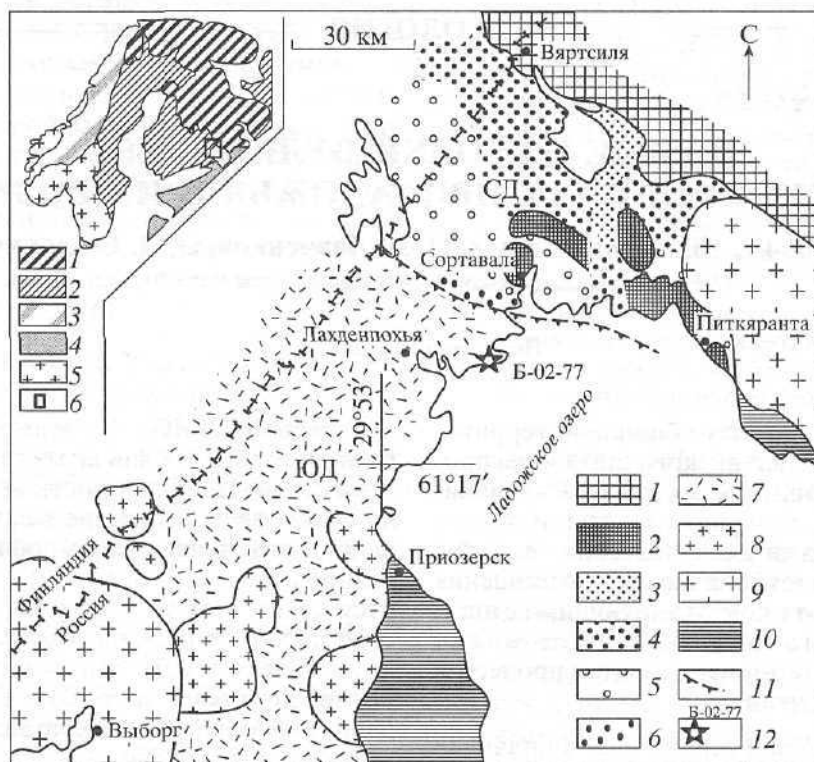


Рис. 1. Схема тектоно-метаморфического районирования Приладожья с указанием участка изучения и места отбора метавулканита. 1 – выступ архейского фундамента; 2 – архейский фундамент в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 3–6 – нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых сланцев (3), ставролитовых и андалузитовых сланцев (4), силлиманит-мусковитовых и силлиманит-ортоклазовых гнейсов (5), гранат-кордиеритовых гнейсов (6); 7 – раннепротерозойские метаграувакки, метапелиты и метаалевролиты, метаморфизованные преимущественно в гранулитовой фации; 8 – крупные массивы калиевых гранитоидов; 9 – массивы рапакиви; 10 – рифейский платформенный чехол; 11 – положение сместителя Мейерского надвига; 12 – место-положение обнажения и его номер. На врезке: положение свекофеннит в структурах региона, 1 – архейские породы Балтийского щита, 2 – свекофенниты, 3 – каледониды, 4 – рифейский чехол, 5 – граниты, 6 – участок исследования.

Макроскопически метавулканиды выглядят как порфиroidные или гнейсовидные зеленовато-серые, темно-серые породы, приобретающие на выветрелой поверхности желтоватый оттенок из-за оксидов железа. Размер вкрапленников от нескольких миллиметров до 1 см и более. Вкрапленники удлиненные, реже изометричные, нередко также серповидные, ромбовидно-вытянутые, часто деформированные в складки. Они состоят из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, реже встречается биотит. Состав пород варьирует от биотитовых до гранат-биотитовых плагиогнейсов с неравномерным содержанием калиевого полевого шпата, причем в матриксе породы, как правило, калиевый полевой шпат более редок. Структура порфиroidная, гнейсовидная, в матриксе – микрогранобластная, зернистость тонкая, реже – средняя. Основная масса представлена парагенезисом кварц + плагиоклаз + биотит + калиевый полевой шпат. Калишпат выполняет интерстиции и антипертиты замещения. Слабо развита серицитизация.

Вещественный состав метавулканита представлен в табл. 1. Петро- и геохимические данные позволяют отнести эту породу к известково-щелочному ряду вулканитов. В пользу этого говорят: преобладание Na_2O над K_2O , относительно пониженные содержания Rb, повышенное отношение K/Rb. Существенна временная и пространственная совмещенность этих метавулканидов с раннеорогенными интрузивными комплексами (куркиекским, лауватсарско-импиниеским), которые развиты в пределах свекофеннит Приладожья и рассматриваются как производные известково-щелочных магм [10].

Возрастные определения были выполнены U–Pb-методом по циркону и монациту. В вулканитах преобладают мелкие кристаллы циркона размером 0.04–0.1 мм, небольшая часть представлена более крупными – 0.08–0.16 мм. Чаще кристаллы удлиненные, с развитием граней призмы и дипирамиды (111). Ребра сглаженные. Соотношение длины к толщине обычно 2:1. Кристаллы обычно прозрачные, окрашенные в бледные светло-коричневые, буроватые цвета, редко встречаются

Таблица 1. Вещественный состав изученной пробы

Минералы, об. %	Grt 5	Bt 10	Pl 35–45	Kfs 10	Qtz 35–40	Ap Е.з.	г Е.з.	Zrn Е.з.	Mnz Е.з.	Ser 1–2
Оксиды, мас. %	SiO ₂ 73.2	Al ₂ O ₃ 14.41	TiO ₂ 0.21	Fe ₂ O ₃ * 2.34	MnO 0.02	MgO 1	CaO 2.58	Na ₂ O 3.48	K ₂ O 2.16	P ₂ O ₅ <0.05
РЗЭ, г/т	Rb 53.62	Sr 688.88	Ba 1371.4	Zr 286.49	Y 24.94	Nd 52.33	Sm 8.05	Eu 1.3	Yb 2.45	Th 13.42

Примечание. Grt – гранат, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевой шпат, Qtz – кварц, Ap – апатит, г – рудный, Zrn – циркон, Mnz – монацит, Ser – серцит. Е.з. – единичные зерна. Определения РЗЭ выполнены методом ICP.

Таблица 2. Результаты U–Pb-изотопных исследований циркона и монацита

№ п.п.	Характеристика фракции	Th/U	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^b}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	Zrn, крупный	0.15	389.4	0.11228	0.053765	0.2261	3.500	0.96	1314	1527.3	1836.7 ± 1.1
2	То же	0.20	1127	0.11108	0.073232	0.1983	3.036	0.92	1166	1416.9	1817.2 ± 1.7
3	Zrn, округлый	0.22	301.3	0.11174	0.080698	0.2060	3.174	0.90	1207.3	1450.8	1828.0 ± 2.5
4	Zrn, удлинённый	0.46	262.9	0.11141	0.16654	0.2038	3.131	0.86	1195.8	1440.3	1822.6 ± 4.3
5	Zrn, АО	0.19	869.3	0.11340	0.069953	0.2543	3.976	0.94	1460.6	1629.4	1854.7 ± 2.4
6	То же	0.32	681.0	0.11405	0.11539	0.2822	4.438	0.94	1602.6	1719.5	1864.9 ± 4.1
7	Mnz	6.3	1658	0.11446	2.2855	0.3367	5.314	0.79	1870.8	1871	1871.3 ± 1.9

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и бланк; ^b – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, бланк и обычный свинец, АО – аэроабразия. Разложение цирконов и выделение Pb и U проводилось по методике Кроу [12]. 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 – 0.5% (2σ). Все расчеты проводились по программам Ладвига [13, 14].

ся бесцветные зерна либо непрозрачные, имеющие интенсивную коричневую или оранжевую окраску. В иммерсии под микроскопом видны внешняя тонкая оболочка (0.02–0.03 мм) с пониженными цветами двупреломления и центральная часть с характерной для магматического циркона зональностью и двупреломлением. Наиболее крупные кристаллы чаще без оболочки, либо она развита лишь с одного края зерна. Кроме удлинённых зерен встречены и округлые, дымчатого, часто буровато-оранжевого цвета, размером 0.05–0.1 мм индивиды, которые также часто имеют внешнюю оболочку. На определение возраста были отобраны разные по морфологии и размеру фракции: крупные ограненные (2 фракции), овальные (1 фракция), удлинённые ограненные (1 фракция). Еще две фракции были представлены абрадируемыми кристаллами всех морфологических разновидностей (см. табл. 2).

Монацит представлен бесцветными, желтыми, буровато-желтыми, значительно реже оранжевыми кристаллами размером от 0.02 до 0.12 мм и их осколками. Наиболее часто встречается прозрачный желтый монацит с гладкой поверхностью, сильным блеском и единичными включениями. На поверхности отдельных зерен иногда неравномерно распространены бурые скопления продуктов его вторичных изменений. Кристаллы таблитчатые, уплощенные по (100), несколько вытянутые по (010), очертания граней и ребер сглаженные до появления округленных яйцевидных зерен. Под микроскопом в иммерсионном препарате индивиды имеют однородное внутреннее строение. Для монацита характерно пониженное Th/U-отношение – 6.3. Аналогичный внешний облик и внутреннее строение имеют изученные нами монациты из метаморфических пород Приладожья, что позволяет считать данный монацит также метаморфоген-

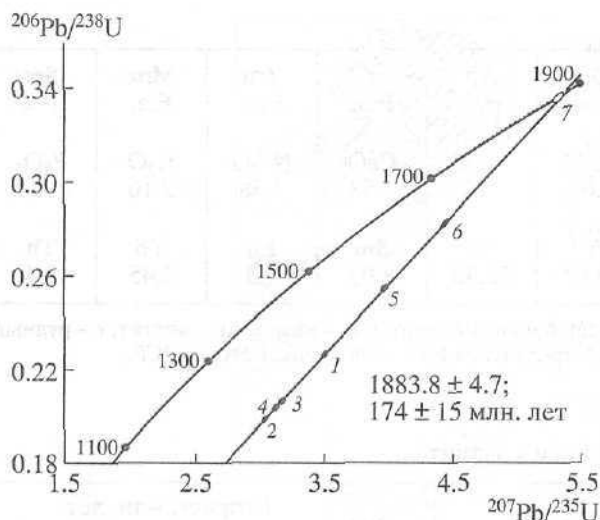


Рис. 2. Рисунок с конкордией циркона (эллипсы 1–6) и монацита (эллипс 7). Номера эллипсов соответствуют номерам проанализированных проб в табл. 2.

ным. На определение возраста отбирались наиболее крупные и чистые кристаллы монацита размером 0.08–0.12 мм.

По точкам проанализированных фракций циркона (№ 1–6, табл. 2) получена дискордия, пересекающая конкордию в двух точках: 1883.8 ± 4.7 и 174 ± 15 млн. лет, СКВО = 1.3. Хорошая корреляция фигуративных точек на графике и близкие значения Th/U-отношений в неабрадированных и абрадированных зернах (табл. 2) свидетельствуют об отсутствии или малом вкладе оболочек и протоядер в изменение U–Pb-возрастной систематики исследованных цирконов. Значение возраста, определенное по верхнему пересечению дискордии с конкордией (1883.8 ± 4.7), интерпретируется как время образования вулканитов (рис. 2), а возраст по нижнему пересечению трактуется как не имеющий геологического смысла.

Весьма важным фактом является отсутствие детритовых цирконов в исследованной породе, что исключает ее осадочное происхождение: цирконы в парагнейсах имели бы значительные вариации в возрасте – от протерозойских до архейских, как было показано Х. Хухмой для свекофенских метатурбидитов [11].

Монацит имеет U–Pb-конкордантный возраст, равный 1871.3 ± 1.9 млн. лет (рис. 2, табл. 2). Учитывая метаморфогенную природу изученного монацита, мы полагаем, что полученная изотопная датировка отвечает времени метаморфизма вулканитов. Это значение хорошо соответствует времени метаморфизма и ультраметаморфизма приладожских гнейсов, оцениваемого как 1880–1870 млн. лет по монацитам метаморфических пород и мигматитов [9].

На диаграммах отношений Ti/Zr и Th/Yb–Nb/Yb изученные породы попадают в поле вулканитов островных дуг, так же как упомянутые выше вулканиты Финляндии. Эти данные, наряду с учетом положения района между краем Карельского архейского континента и раннепротерозойскими островодужными структурами Финляндии, позволяют предполагать, что свекофенниды Приладожья – это структура, также сформированная на месте островодужной системы, которая не имеет континентального фундамента.

Таким образом, ЮД входит в состав Свекофенского пояса. Он сложен метаморфизованными до гранулитового уровня аналогами терригенных осадков ладожской серии и породами известково-щелочной серии, вероятно островодужного типа. ЮД можно рассматривать как самостоятельный тектонический элемент, характеризующийся специфическими особенностями развития, обусловленными его прикратонным положением [4, 9, 15]. Время накопления свекофенских супракрустальных образований Приладожья можно принимать совпадающим с образованием вулканитов (1883.8 ± 4.7 млн. лет). Вероятно, длительность накопления приладожского вулканогенно-осадочного разреза свекофенниды была не менее 20–30 млн. лет. Эта оценка справедлива, если за возраст подошвы турбидитов принимать датировки низов турбидитовых разрезов, полученные для пояса Тампере как 1904 млн. лет [5]. Минимальный возрастной предел метатурбидитов Приладожья определяется возрастом наиболее древних прорывающих их интрузивных пород (1881.4 ± 6.7 млн. лет [15]).

Авторы весьма признательны А.Ф. Макееву и С.З. Яковлевой за помощь, оказанную при аналитических исследованиях цирконов и монацита. Также выражаем признательность М.А. Семихатову за ценные замечания, высказанные при подготовке данного сообщения.

Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02–05–65343, 03–05–64779) и гранта “Ведущие научные школы” НШ–615.2003.05.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gaal G., Gorbatschev R. // Precambr. Res. 1987. V. 35. № 1. P. 15–25.
2. Ekdahl E. // Geol. Surv. Finland Bull. 373. 1993. 137 p.
3. Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
4. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
5. Kahkonen Y., Huhma H., Aro K. // Precambr. Res. 1989. V. 45. № 1/3. P. 27–43.
6. Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I.S. // Precambr. Res. 1993. V. 64. № 1. P. 109–130.

7. *Nironen M.* // Precamb. Res. 1997. V. 86. № 1/2. P. 21–44.
8. Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 20–33.
9. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А. и др. // ДАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
10. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 198 с.
11. *Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S.* // Terra Nova. 1991. V. 3. № 2. P. 175–179.
12. *Krogh T.E.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. V. 37. P. 485–494.
13. *Ludwig K.R.* Isoplot / Ex. Verts. 1.00. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1998. № 1.
14. *Ludwig K.R.* // US Geol. Surv. Open-File Rept. 1991. P. 91–445.
15. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А. и др. // ДАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.