

U-РЬ ЦИРКОНОВОЕ ДАТИРОВАНИЕ СИНОРОГЕННЫХ ГАББРО—ДИОРИТОВЫХ И ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Приладожский регион относится к юго-восточному флангу Раахе-Ладожской геоструктуры — зоны сочленения архейского Карельского кратона и раннепротерозойского Свекофеннского орогена [1, 2]. Приладожье имеет полуторавековую историю исследований, однако многие вопросы стратиграфии, тектоники, метаморфизма и магматизма, истории геологического развития и металлогении региона остаются дискуссионными и рассматриваются с различных, нередко противоположных позиций [3–8]. Не в последнюю очередь это связано с крайне малочисленными изотопно-геохронологическими данными. Достаточно сказать, что для всего Приладожья известны всего четыре датировки интрузивных пород, удовлетворяющие требованиям современной изотопной геохронологии, в то время как для сопредельных районов Финляндии они насчитывают десятки. Настоящая **статья**, объединяющая авторов из различных организаций (ИГГД, ВСЕГЕИ, СПбГУ, ГСФ «Минерал») и содержащая новые результаты U-РЬ цирконового датирования синорогенных интрузий Северного Приладожья, частично восполняет такой пробел.

Рассматриваемая северная часть Приладожья представляет собой южную, перекрытую нижнепротерозойскими супракrustальными образованиями нескольких временных этапов и интенсивно ремобилизованную в ходе свекофеннской орогении окраину Карельского кратона. Структурный план Северного Приладожья (рис. 1) определяется окаймленными гнейсовыми куполами архейского фундамента. В обрамлении купольных структур развиты породы сортавальской серии, представленные метабазальтовыми амфиболитами при подчиненной роли метапикритов и метаандезитов, а также метаморфизованными терригенно-карбонатными породами. Верхний предел их образования определяется возрастом комагматичных даек габброидов в Сортавальском куполе в 1963 ± 19 млн лет [8]. Межкупольное пространство сложено дислоцированными толщами метатурбидитов — слюдистых сланцев и гнейсов ладожской серии, относящихся к калевийскому надгоризонту региональной стратиграфической шкалы и перекрывающих вулканы сортавальской серии. Возрастные рамки ладожской серии, ее внутреннее строение остаются до сих пор предметом дискуссий.

Интрузивный магматизм района представлен главным образом многочисленными и разнообразными синорогенными массивами габброидов и диоритов, тоналитов и гранодиоритов. Общими особенностями всех рассматриваемых массивов являются их постладожский возраст и участие в ранних этапах деформаций, а также прорывание их поздне- и послескладчатыми калиевыми лейкогранитами и пегматитами. Среди синорогенных комплексов уверенно выделяются две возрастные группы. К ранней относятся велимякский габбро-монцодиоритовый, кааламский габброноритодиоритовый и суйстамский тоналит-плагиогранит-порфиновый комплексы. Относительно более молодой геологический возраст имеют массивы импниемского тоналитгранодиоритового комплекса.

Велимякский комплекс включает два массива: горы Велимяки и о-ва Мякисало [9]. Первый из них является эталонным для комплекса. Он находится на северном берегу залива Халинселькя

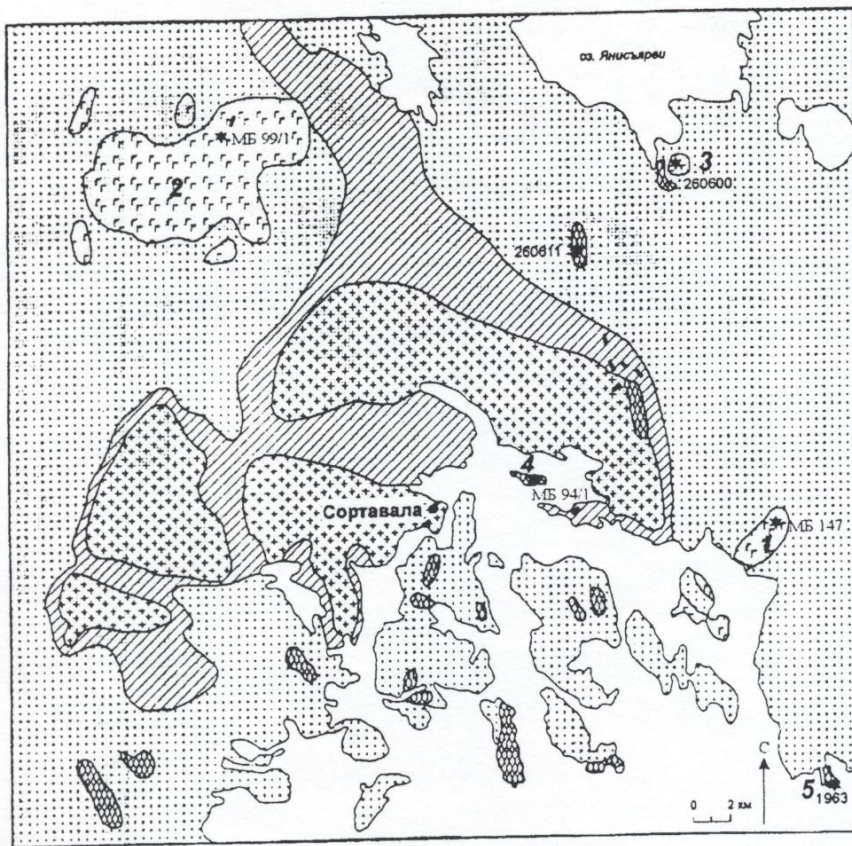


Рис. 1. Схема геологического строения Северо-Западного Приладожья.
 1 — архей: гранито-гнейсы и мигматиты фундамента; 2-5 — нижний протерозой: 2 — метабазалты, амфиболиты, карбонатные породы питкьярантской свиты; 3 — слюдистые сланцы и гнейсы ладожской серии; 4 — ультрамафиты, габброиды, диориты, монцодиориты; 5 — кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты: а — массивы, б — дайки плагиигранит-порфиров; 6 — места отбора и номера геохронологических проб; 7 — номера массивов: 1 — Велимяки, 2 — Кааламо, 3 — Алатту, 4 — Пиенсуонсаари, 5 — Импииниеми.

Ладожского озера и имеет форму овала площадью около 10 км², вытянутого в северо-восточном направлении (рис. 1). Крутопадающие, субогласные контакты массива с метатурбидитами ладожской серии часто осложнены зонами расщепления и брекчирования преимущественно северо-восточного направления. Строение массива двухфазное. Породы первой фазы — диориты, монцодиориты с подчиненным развитием тел габброидов и плагиопироксенитов, часто с постепенными переходами между собой. С ультрамафическими породами массива связаны небольшие месторождения магнетита, выработанные еще к началу XX в. Вторая фаза массива развита ограниченно и представлена монцонитами. Основной объем массива сложен монцодиоритами. Породы массива относятся к высококальциевой известково-щелочной серии и обогащены Sr, Ba, LREE (табл. 1).

Геохронологическая проба МБ 147 отобрана из порфировидных монцодиоритов в северо-восточной части массива. Она состоит из передробленных зерен крупного циркона одной генерации, от полупрозрачных до непрозрачных. Сохранившиеся призматические кристаллы имеют одну пирамиду. Отдельные зерна трещиноваты и залечены агрегатным цирконом. Вероятно, цирконы испытали деформацию вскоре после своего образования. Из фракций размером 85–100, 100–130 мкм и крупнее на определение возраста были отобраны прозрачные, бледно-окрашенные до бесцветных обломки призм кристаллов, редко отдельные целые зерна.

Возраст $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ для трех фракций циркона варьирует в достаточно узком диапазоне: от 1886,9 до 1889,1 млн лет (табл. 2, фракции № 1–3). Среднее его значение — 1888,3 млн лет. Более

Таблица 1. Содержание петрогенных (масс. %) и редких (г/т) элементов в породах габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья

Компонент	№ пробы														
	237	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,62	51,23	55,45	56,85	46,92	49,12	52,48	56,97	59,97	50,4	64,3	70,4	65,42	72,7	
TiO ₂	1,29	0,93	0,48	0,62	0,4	0,86	0,63	0,45	0,36	1,2	0,31	0,13	0,76	0,21	
Al ₂ O ₃	16,45	15,86	18,04	18,89	5,61	17,51	16,7	17,36	17,53	15,3	15,4	15,4	13,68	14,34	
Fe ₂ O ₃	5,62	3,83	2,95	1,97	3,16	4,07	3,24	2,05	5,75	11,48	4,6	0,58	1,32	2,2	
FeO	5,78	7,23	3,67	3,96	7,36	6,81	6,8	4,1				1,6	4,31		
MnO	0,12	0,21	0,12	0,13	0,18	0,18	0,18	0,11	0,07	0,17	0,07	0,03	0,06	0,03	
MgO	5,34	4,01	3,27	1,97	18,41	5,81	4,84	4,72	2,91	5,8	3,5	1,2	2,68	0,75	
CaO	9,3	7,8	5,64	6,02	14,08	10,05	8,4	8,08	7,9	7,7	5,2	3,7	2,01	1,53	
Na ₂ O	3,2	3,86	5,94	4,68	0,78	2,47	2,56	3,53	4,12	2,4	3,8	4,3	3,68	4,33	
K ₂ O	1,82	2,24	2,74	3,90	0,36	1,08	1,7	1,18	0,76	2,3	1,3	2	3,13	3,02	
P ₂ O ₅	0,5	0,47	0,24	0,14	<0,05	0,2	0,12	0,09	0,11	0,35	0,16	0,084	0,16	0,05	
п.п.л.	1,83	1,66	1,49	1,69	2,07	1,26	1,77	0,98	0,3	1,2	0,8	0,5	1,3	0,51	
Сумма	98,87	99,33	100,03	99,25	99,33	99,42	99,42	99,63	99,78	99,3	99,44	99,92	99,45	99,67	
S		<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,025			
Sc		19	9,4		55	28		13		31	11		16	3,3	
V		216	<100		186	199	168	<100	<100	<100	143	<100	<100	96	
Cr		51	33		1447	127	75	118	<100	61	143	<100	91	8,2	
Co		27	21		70	36		23	40	28	14	10	17	3,2	
Ni					194				30			10	46		
Cu					65				51			44	104		
Rb	55	52	91	90	<15	<15	51	<15	<15	68	36	46	121	80	

Компонент	№ пробы													
	237	МБ 149	МБ 147	935/1	МБ 132/1	МБ 126/1	МБ 157	МБ 128/1	МБ 99/1	260600	260611	МБ 94/1	213	1963
Sr	1698	1540	1195	1309	163	639	545	665	789	641	793	704	241	315
Y	30	<15	17	<15	<15	<15	<15	<15	<15	18	<15	<15	20	18
Zr	97	105	281	104	<20	54	<20	39	114	81	65	71	235	99
Nb	26	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	15	16
Cs		1,4	3,8		<0,5	<0,5		<0,5		2	5,4		3,5	1,4
Ba		1550	654		100	382	672	508	320	714	810	1072	1040	1346
La		30	41		2,7	11,3		4,10		12	8,7		42	24
Ce		71	85		6,2	26,4		9,9		24	14		91	40
Nd		34	41		4,3	12,5		6,4		16	6,6		36	11
Sm		6,6	5,3		1,2	3,39		1,60		3,3	1,4		5,8	1,9
Eu		2,39	1,64		0,4	1,07		0,40		1,1	0,5		1,3	0,6
Tb		0,74	0,67		0,22	0,5		0,24		0,5	0,22		0,81	0,2
Yb		1,97	1,52		0,7	1,55		0,90		1,7	0,7		2,2	0,8
Lu		0,3	0,24		0,12	22		0,14		0,3	0,1		0,35	0,11
Hf		2,3	6,3		<0,5	1,4		0,79		1,6	1,9		6,5	3,1
Ta		0,55	0,89		0,08	0,3		0,18		0,2	0,21		1,1	1,3
Pb	9								18			33	22	
Th	<3	3,2	8,3		<0,5	<0,5		<0,5		1,5	0,54		14	4,3
U	<2	1,4	2,9		<0,5	<0,5		<0,5		0,4	0,45		2,3	1,4

Примечание. Массив Велимяки: 1 -- габбро, 2, 3 -- моцодиориты, 4 -- моцонит; массив Кааламо: 5 -- пироксенит, 6 -- габбролит, 7 -- диорит, 8, 9 -- кварцевый диорит; массив Алатту: 10 -- габбро, 11 -- дайка тоналит-порфира, р. Янис; массив Пиеусонсаари: 12 -- шлагногранит; массив Ристиниеми: 13 -- гранодиорит; массив Импишеме: 14 -- гранит. Пробы МБ 99/1 и МБ 128/1 отобраны из Кааламского карьера.

Таблица 2. Изотопы свинца и урана в цирконах из пород Северо-Западного Приладожья

№ фракции	Размер фракции, мкм	Вес, мг	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, млн лет
					$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}^{**}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^{**}}{^{235}\text{U}}$		
Проба № МБ 147, монцодиорит, массив Велимяки											
1	85-100	0.33	209	75.7	2132	8.2229	6.9600	0.3316	5.278	1886,9	
2	100-130	0.25	414	213	146.7	4.8322	2.6452	0.3358	5.352	1889,1	
3	>130	0.52	228	84.2	3547	8.3870	6.4567	0.3355	5.347	1888,9	
Проба № МБ 99/1, кварцевый диорит, массив Кааламо											
4	33-50	0.68	34.8	11.6	372.9	6.6599	5.6229	0.2816	4.440	1869,5	
5	50-60	0.17	283	73.1	1631	8.2504	10.069	0.2458	3.834	1849,8	
6	60-75	0.77	309	77.3	2892	8.6111	10.207	0.2386	3.672	1825,9	
7	75-100	0.59	212	58.7	3132	8.5454	11.100	0.2666	4.150	1846,4	
8	>100, а	1.09	233	75.4	726.0	7.3778	5.8491	0.2820	4.559	1914,7	
9	<60, к.ф.	0.92	54.6	18.2	533.1	7.0987	7.6890	0.2980	4.760	1893,0	
10	60-100, к.ф.	1.00	24.3	12.8	101.3	4.0474	2.3705	0.3139	4.968	1876,4	
Проба № 260600, габбро, массив Алатту											
11	>75	0.34	165	61.7	1075	7.8285	3.5491	0.3060	4.871	1886,7	
12	>75, а	0.39	348	139	2705	8.3226	3.7834	0.3350	5.327	1884,9	
13	60-75	0.10	337	125	974	7.7485	3.6386	0.3055	4.862	1886,9	
14	<75, а	1.00	267	111	449.7	6.8361	3.5329	0.3248	5.222	1904,6	
Проба № 1963, гранодиорит, Импиинемский массив											
15	>100, пр., а	0.76	304	95.1	337.7	6.4978	5.2568	0.2574	4.052	1866,8	
16	85-100, о.п.	0.48	253	72.9	459.9	7.0387	6.1189	0.2479	3.859	1846,5	
17	85-100, т.п.	0.47	685	154	371.6	6.8918	5.6249	0.1894	2.841	1779,0	
18	85-100, а	0.65	169	53.6	389.2	6.7924	5.4669	0.2664	4.140	1843,7	
19	60-85, к.ф.	0.77	100	34.8	866.5	7.7115	7.3091	0.3135	4.940	1868,7	
20	33-60, к.ф.	2.40	42.2	14.4	1835	8.2809	8.8030	0.3192	4.997	1857,0	
Проба № МБ 94/1, плагиогранит, массив Пиенсуонсаари											
21	60-85	0.37	183	69.4	3083	6.7579	12.692	0.3594	7.135	2275,9	
22	85-100	0.97	85.2	34.0	2253	6.4134	11.689	0.3735	7.748	2351,2	
23	100-130	0.13	366	137	2048	6.7600	12.366	0.3539	6.921	2249,7	
Проба № 260611, тоналит-порфир, дайка											
24	>110	0.50	20.8	10.4	210.3	4.5385	2.8039	0.3513	7.788	2463,6	
25	2 зерна	<0.10	9.69	9.44	36.96	2.0452	0.8915	0.3028	5.937	2254,0	
26	85-110	0.65	15.8	8.52	118.8	3.8293	2.4484	0.3340	7.066	2384,3	

Примечание. Размер зерна — в мкм, а — абразивная обработка зерен циркона; к.ф. — кристаллическая фаза, выделенная обработкой циркона плавиковой кислотой; пр. — призматический, о.п. — остропирамидальный, т.п. — тупопирамидальный типы цирконов. Разложение цирконов и выделение Pb и U проводились по методике Кроу [Krogh, 1973]. 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 — 0.65%, коэффициент корреляции ошибок измерения Pb/U отношений — 0.98. Для № 24-25 ошибки — 1.0%, коэффициент корреляции — 0.9. Все расчеты проводились по программам Ладвига [Ludwig, 1991]. * — измеренные изотопные отношения Pb, ** — рассчитанные отношения атомов радиогенного Pb к U.

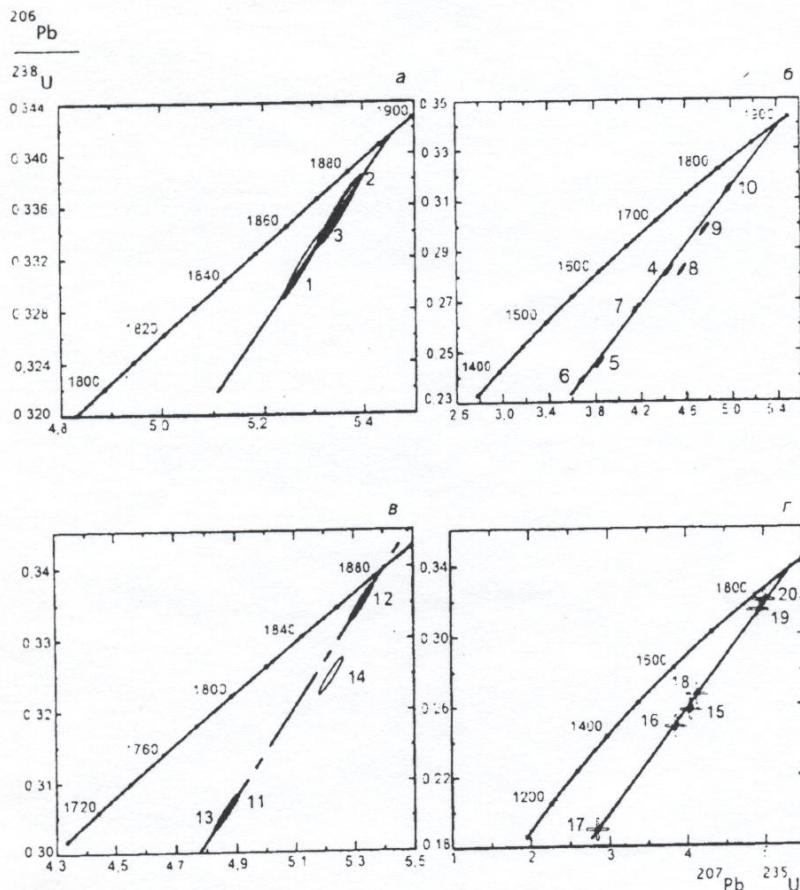


Рис. 2. Графики Везерилла для цирконов.
 а — массив Велимяки, монцодиорит, проба МБ 147, 1891 ± 4.9 млн лет; б — массив Кааламо, кварцевый диорит, проба МБ 99, $1, 1883.3 \pm 5.2$ млн лет; в — массив Алатту, метагаббро, проба 260600, 1884.8 ± 3.2 млн лет; г — массив Импи-ниemi, гранодиорит, проба 1963, 1871 ± 12 млн лет. Номера точек на изохронах соответствуют номерам фракций в табл. 2 (то же для рис. 3).

правильная датировка, учитывающая возможные потери радиогенного свинца в истории циркона, была рассчитана по верхнему пересечению с конкордной изохроны, построенной по трем фигуративным точкам. Эта датировка отвечает возрасту 1891.7 ± 4.9 млн лет, среднеквадратичное вероятное отклонение (СКВО) = 0.002 (рис. 2. а). Принимая во внимание качество отобранного на анализ зерен циркона и их небольшую возрастную дискордантность, полученную изохронную датировку можно рассматривать как время образования монцодиорита массива Велимяки.

Кааламский комплекс включает крупный одноименный массив габброноритов — диоритов площадью около 80 км^2 и десятки малых тел, сложенных преимущественно ультрамафит-мафитовыми породами (массивы Марттинен-сари, Араминлампи, Суорисуо, Коккоселька, Ихоланваара и др.). Геологический возраст определяется секущим положением контактов массива по отношению к структурам раннего этапа деформаций, наличию в породах массива ксенолитов складчатых метатурбидитов, местами с включенными в ксенолиты будинированными телами метаморфизованных карбонатных пород. Массивы комплекса принимали участие в главном этапе свекофенской складчатости и метаморфизма, что подчеркивается вторичной формой залегания мелких тел, огнейсованием, метаморфизмом и мигматизацией в контактных зонах интрузий [10].

В Кааламском массиве установлены три возрастные группы пород, видимо, соответствующие интрузивным фазам [11]. Раннюю из них составляют амфиболитизированные оливиновые клинопирок-

сениты, плагиоклинопироксениты и меланогаббро расслоенной серии. Они в виде ксенолитов присутствуют в лейкократовых габброноритах, которые наиболее распространены на эрозионном срезе плутона. В габброноритах часто отмечаются прослои и линзовидные обособления меланократовых габброидов, ранее картируемых как тела ультрамафических пород. Поздняя фаза массива представлена диоритами, которые дифференцированы до кварцевых диоритов и тоналитов и включают прослои меланодиоритов и горнблендитов. Дайковая фация Кааламского массива представлена тонкозернистыми амфиболитами, по составу аналогичными габброноритам и диоритам, а также плагиогранит-порфирами. Химические составы главных видов пород массива приведены в табл. 1. Имеющиеся данные позволяют отнести породы комплекса к умереннокалевой известково-щелочной серии.

Геохронологическая проба МБ 99, 1 отобрана из кварцевых диоритов в северной части массива. Из нее были выделены и проанализированы семь фракций призматических идиоморфных зерен циркона (табл. 2, фракции № 4–10). Три из них (№ 6, 7, 10) образуют изохрону с верхним пересечением конкордии на рубеже 1888.3 ± 5.2 млн лет, СКВО=0,46 (рис. 2, б). Небольшая дискордантность указанных фракций, магматическая зональность цирконов предполагают, что полученная датировка соответствует времени кристаллизации кварцевых диоритов. Положение на графике с конкордией других четырех фракций циркона (№ 4, 5, 8, 9) свидетельствует о присутствии в нем древнего радиогенного свинца.

В северной части изученного района получили развитие дайки и штоки основного состава, которые, вероятно, являются гипабиссальными аналогами Кааламского массива и его сателлитов. Как правило, эти интрузии сильно изменены в средне-низкотемпературных условиях регионального метаморфизма и состоят преимущественно из вторичных минералов с редкой сохранностью первичных офитовых и порфиroidных структур. Наиболее крупным телом данной группы является шток Алатту на южном берегу оз. Янисъярви, сложенный габбро и меланодиоритами. Диаметр штока 0,6 км. Геохронологическая проба 260600 отобрана из метагабброида в центральной части штока. Химический состав породы приведен в табл. 1. Цирконы представлены бесцветным полупрозрачным призматическим цирконом с одной призмой и тупыми пирамидами. Рассчитанные значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ трех фракций (табл. 2, фракции № 11–14) варьируют в узком диапазоне: от 1884,9 до 1886,9 млн лет. Изохрона, построенная по трем точкам, дает значение 1884.8 ± 3.3 млн лет, СКВО=0,4 (рис. 2, в), при этом из расчета исключена фракция № 14, где фиксируется древний радиогенный свинец.

Суйстамский комплекс гипабиссальных даек и малых интрузий, варьирующих по составу от тоналитов до плагиогранитов, развит на территории от г. Сортавала до южного берега оз. Янисъярви (см. рис. 1). Впервые в качестве единого комплекса был выделен И. Н. Лобановым [12]. Все тела отличаются постоянством состава и структурно-текстурных особенностей на всей территории развития. Размещение даек и тел контролируется разломами северо-восточного и северо-западного направлений. Дайки комплекса прорывают габброиды штока Алатту, где с ними связано гидротермальное проявление золото-арсенопиритовых руд с примесью сфалерита, молибденита, выявленное и изученное в ходе геолого-съемочных работ Н. А. Артамоновой, К. И. Степановым, Д. Л. Конопелько. Необходимо отметить тесную пространственную ассоциацию и структурную сопряженность даек плагиогранитоидов и габбро-диоритов, что может свидетельствовать о близком геологическом возрасте этих образований. Химический состав пород комплекса приведен в табл. 1.

Для датирования плагиогранитоидов суйстамского комплекса выбраны плагиограниты массива на о-ве Пиенсуонсаари и наиболее крупная дайкоподобная интрузия тоналит-порфиров к западу от р. Янисйоки (см. рис. 1).

Индивиды циркона пробы МБ 94/1 из гранитного массива Пиенсуонсаари — полупрозрачные трещиноватые призматической формы с острой или тупой пирамидой. Зерна имеют в различной степени сглаженные ребра и вершины пирамид. Анализировались кристаллы с минимально закругленными ребрами и вершинами пирамид. Измеренные значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ трех фракций (№ 21–23, табл. 2) варьируют от 2249,7 до 2351,2 млн лет. Более правильное определение возраста дает верхнее пересечение изохроны с конкордией, равное 2840 ± 120 млн лет, СКВО=0,28 (рис. 3, а).

Циркон пробы 260611 из дайки тоналит-порфиров представлен непрозрачными трещиноватыми, в разной степени корродированными зернами, изменяющимися от длиннопризматических до изометричных. Вершины пирамид варьируют по форме от острых до тупых, ребра кристаллов округлены. Измеренные значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ трех фракций (№ 24–26, табл. 2) различных морфологических типов цирконов изменяются от 2176,6 до 2599,6 млн лет. На графике Везерилла фигуративные точки пробы образуют изохрону, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает изохронному возрасту циркона 2850 ± 95 млн лет, СКВО=0,89 (рис. 3, б).

Хотя плагиогранитоиды суйстамского комплекса отчетливо интрузируют осадочные толщи ладожской серии, тем не менее возраст цирконов — явно архейский, а сингенетичные протерозойские цирконы не обнаружены.

Импиниемский комплекс тоналитов-гранодиоритов развит на северном побережье и островах Ладожского озера от г. Питкяранта на востоке до г. Сортавала на западе (см. рис. 1). Наибольшим распространением в его составе пользуются гранодиориты и тоналиты, роль диоритов незначительна. Массивы имеют небольшие размеры (до 1 км^2) и сопровождаются многочисленными дайками гранитов и пегматитов. Все породы обладают отчетливой гнейсовидной текстурой и метаморфизо-

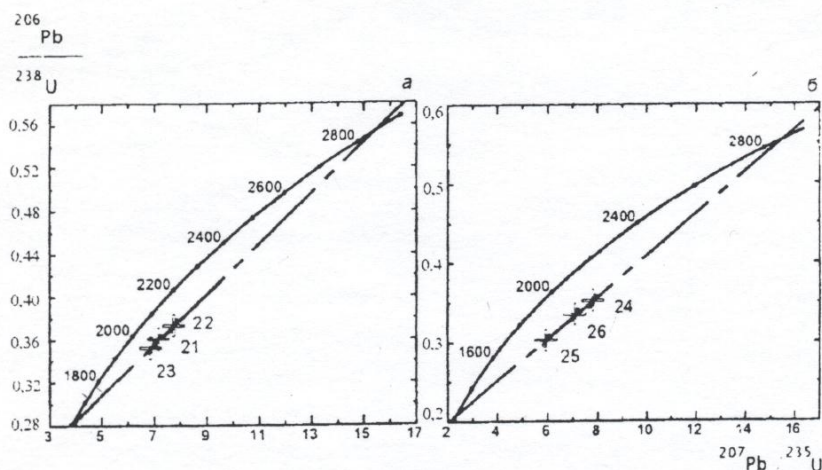


Рис. 3. Графики Везерилла для цирконов.
 а — массив Пиеенсуонсаари, плагиогранит, проба МБ 94/1, 2840 ± 120 млн лет; б — дайка р. Янис, тоналит-порфир, проба 260611, 2850 ± 60 млн лет.

ваны вместе с вмещающими породами [13, 14]. Диориты велимякского комплекса прорваны дайками плагиогранитов и гранодиоритов, которые, возможно, относятся к импиниемскому комплексу. Датированию подвергся образец 1963 лейкократовой разновидности гранитоидов (см. табл. 1) массива Импиниеми на о-ве Руотсинсари.

Циркон пробы представлен призматическими хорошо ограниченными кристаллами, но со следами незначительного растворения при наложенном процессе. Посредством селективного растворения и аэробразивной обработки зерен выделен материал с мало нарушенными U-Pb изотопными отношениями. Измеренные значения возраста $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ шести фракций (№ 15–20, табл. 2) различных морфологических типов цирконов изменяются от 1779,0 до 1868,7 млн лет. Изохронный возраст циркона равен 1871 ± 12 млн лет, СКВО=14 (рис. 2, а), при этом из расчета исключена фракция № 15.

В результате проведенных исследований датированы четыре массива. Мафические интрузивы Каалато, Велимяки и Алатту в пределах ошибки измерения приблизительно одновозрастны (около 1,89 млрд лет). Гранитоидный массив Импиниеми оказался значительно моложе (1,87 млрд лет), что подтверждает геолого-структурные данные о двух возрастных группах синорожденных плутонических комплексов в районе исследований. U-Pb возраст гранитоидов импиниемского комплекса оказался близким к ранее установленным возрастам куркиекского эндербитового и лауватсарского диорит-тоналитового комплексов, развитых в Западном Приладожье [15].

Наличие древнего радиогенного свинца в цирконах изученных габбро-диоритовых массивов свидетельствует о возможной контаминации исходных базитовых магм архейским коровым веществом, что не противоречит тектонической позиции этих интрузий, приуроченных к континентальной окраине. Архейское коровое вещество, видимо, играло существенную роль в источниках гранитоидных интрузий импиниемского тоналит-плагиодиоритового и особенно суйстамского плагиогранит-порфирирового комплексов.

Полученные датировки мафических массивов Северного Приладожья ограничивают верхний возрастной предел накопления осадков ладожской серии калевия, который не может быть моложе 1,89 млрд лет.

В целом результаты проведенного исследования сопоставимы с изотопно-геохронологическими данными по северо-западному продолжению зоны Раахе-Ладога [1, 2], соответствующая главному тектоно-термальному и плутоническому событию в свекофенидах.

Авторы благодарят Г. М. Саранчину за ценные замечания, касающиеся геолого-петрографической характеристики массивов, А. М. Комарова за минералогическое описание цирконов, С. З. Яковлеву за проведение химических анализов и А. Ф. Макеева за выполнение изотопных масс-спектрометрических анализов.

Summary

North Ladoga Lake area (NLL) is located in the boundary zone between the Archaean Fenno-Karelian craton and the Paleoproterozoic Svecofennian accretional orogen. The most ancient mafic plutonic rocks of the NLL cutting Jatulian — Ludikovian metavolcanics and Kalevian metaturbidites were emplaced 1.89 Ga ago. Zircons from quartz diorite of the largest Kaalamo massif, yield an age of 1883 ± 5 Ma. Zircons from monzodiorite of Valimjoki intrusion, yield an age 1891 ± 5 Ma. ones from gabbroic stock Alattu 1884 ± 3 Ma. The age of more late syntectonic Impiniemi granitoids was determined as 1871 ± 12 Ma.

Литература

1. *Korsman K., Niemela R., Wasenius P.* Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo shist belt, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1988. N 343.
2. *Ekdahl E.* Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of the Raabe-Ladoga ore zone, based on the Pielavesi area, central Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1993. N 373.
3. *Shuldiner V. I., Baltibaev S. K., Glebovitsky V. A., Kozyreva I. V.* Geology of the North-West Ladoga region. MAEGS 9. Excursion guidebook. St.-Petersburg, 1995.
4. *Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф.* Тектоническое развитие Балтийского щита в протерозое // *Геотектоника.* 1989. № 1.
5. *Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита* / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб., 1993.
6. *Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. И.* Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, 1990.
7. *Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтибаев Ш. К.* Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Сер. 7: Геология, география.* 1997. Вып. 3 (№ 21).
8. *Шульдинер В. И., Левченко О. А., Яковлева С. З. и др.* Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональное подразделение стратотипической области // *Стратиграфия. Геол. корреляция.* 1999. В печати.
9. *Саранчина Г. М.* Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // *Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР.* № 2. Петрозаводск, 1948.
10. *Геология СССР.* Т. XXXVII / Ред. К. О. Кратц. М., 1960.
11. *Саранчина Г. М.* Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // *Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР.* № 2. Петрозаводск, 1949.
12. *Лобанов И. Н.* Дайки гранодиоритов и порфиритов Северного Приладожья // *Изв. высш. учеб. зав. Геология и разведка.* 1966. № 9.
13. *Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974.
14. *Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И.* Петрология и металлогения гранитных формаций Карелии. М., 1977.
15. *Котов А. Б., Сальникова Е. Б., Морозова И. М.* Раннепротерозойские гранитоиды северо-западной части Алданской гранулитогнейсовой области: U—Pb и Sm—Nd данные // *Геология и геофизика.* 1993. № 2.

Статья поступила в редакцию 16 декабря 1998 г.