

УДК 550.93

ВОЗРАСТНЫЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ДЛЯ ЗАОНЕЖСКОГО ГОРИЗОНТА ЛЮДИКОВИЯ И ИЗОТОПНОГО СОБЫТИЯ ШУНЬГА В ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЕ: НОВЫЕ U–Pb ДАННЫЕ ДЛЯ ЦИРКОНА ИЗ КОНЧЕЗЕРСКОГО СИЛЛА

© 2024 г. А. В. Степанова^{1,*}, член-корреспондент РАН А. В. Самсонов^{1,2}, А. А. Арзамасцев³
А. Н. Ларионов⁴, Ю. О. Ларионова^{1,2}

Поступило 29.11.2023 г.

После доработки 30.11.2023 г.

Принято к публикации 01.12.2023 г.

Новые U–Pb-данные для циркона из Кончезерского силла надежно определяют возраст формирования суйсарского горизонта людиковия и предел максимального возраста вулканогенно-осадочных комплексов заонежской свиты с изотопно-легким углеродом и изотопного события Шуньга.

Ключевые слова: палеопротерозой, Онежская структура, событие Шуньга, циркон

DOI: 10.31857/S2686739724040019

Палеопротерозой – время, когда на Земле активно менялись насыщение атмосферы кислородом и изотопный состав C, S, Sr в океанах, описываемые исследователями как изотопные экскурсии и зафиксированные в осадочных разрезах [1, 2]. Одно из важнейших событий в палеопротерозойской истории развития Фенноскандинавского щита – формирование первых в истории Земли обогащенных органическим углеродом осадочных толщ, включая высокоуглеродистые породы (шунгиты) с аномально низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$, по которым было выделено событие Шуньга [2]. В пределах Онежской палеопротерозойской структуры углеродсодержащие вулканогенно-осадочные породы выделены в самостоятельный заонежский горизонт (рис. 1) людиковийского (2.1–1.92 млрд лет) надгоризонта [3].

Заонежский горизонт имеет четкие геолого-стратиграфические границы, но они ненадежно обоснованы геохронологически [3]. Возраст шунгитов 2050 млн лет, определенный Re–Os

методом [4], интерпретируется как время осадконакопления, но он, в пределах погрешности, перекрывается с возрастом подстилающих доломитов онежского горизонта ятулийского надгоризонта (2090 ± 70 млн лет, Pb–Pb изохрона [5]). Верхняя граница заонежского горизонта с перекрывающими вулканогенными комплексами суйсарского горизонта является границей двух крупных стратиграфических подразделений палеопротерозоя и определяет минимальное возрастное ограничение события Шуньга. Точный возраст этой границы не известен, однако принято считать, что он совпадает со временем формирования лав суйсарского магматического комплекса [6]. Переход от углеродсодержащих вулканогенно-осадочных толщ заонежского горизонта к перекрывающему суйсарскому горизонту характеризуется не только резкой сменой обстановок осадконакопления, но также резкой сменой характера магматизма, выделенного в суйсарский магматический комплекс [3, 6]. Среди образований магматического комплекса выделяется Кончезерский габбро-перидотитовый дифференцированный силл, фактически являющийся маркером, определяющим время завершения осадкообразования углеродистых толщ с аномальными значениями $\delta^{13}\text{C}$. Возраст кристаллизации пород Кончезерского силла, комагматического пикробазальтам и базальтам суйсарского горизонта [6, 7], ранее был определен с помощью комплекса изохронных методов: Sm–Nd, Pb–Pb и Re–Os [7, 8]. Полученные разными методами

¹Институт геологии Карельского научного центра Российской Академии наук, Петрозаводск, Россия

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: stepanov@krc.karelia.ru

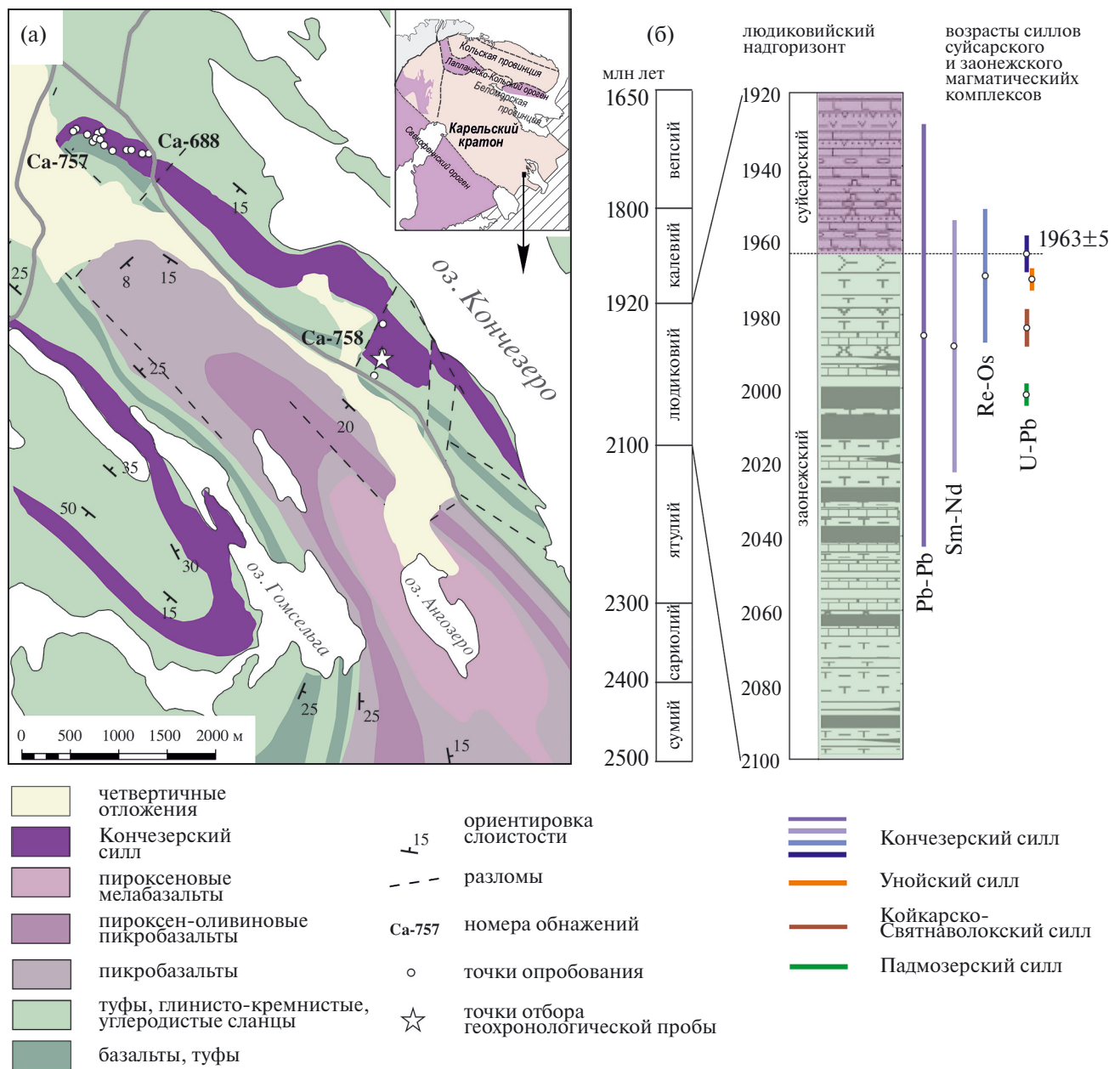


Рис. 1. (а) Схема геологического строения района оз. Кончезеро (по [6], с изменениями). На врезке схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита; (б) положение суйсарского и заонежского горизонтов в региональной стратиграфической шкале [3]. Изотопные возрасты пород суйсарского и заонежского магматического комплексов: Кончезерский силл – 1988 ± 34 млн лет (Sm–Nd), 1985 ± 57 млн лет (Pb–Pb), 1969 ± 18 млн лет (Re–Os), минеральные изохроны [8], Унойский силл – 1970 ± 3 млн лет, U–Pb ID-TIMS, бадделит [17], Койкарско-Святнаволоцкий силл – 1983 ± 5 млн лет, U–Pb, SIMS (SHRIMP-II), циркон [18], Падмозерский силл – 2000 ± 4 млн лет, U–Pb ID-TIMS, бадделит [19].

результаты укладываются во временной интервал 1969–1986 млн лет, перекрывающийся в пределах погрешности измерений разных методов [8]. Этот временной интервал сопоставим с продолжительностью всего людиковийского основного магматизма (рис. 1). Столь размытые временные рамки

формирования Кончезерского силла потребовали более точных определений возраста кристаллизации пород.

Кончезерский силл – единственный известный к настоящему времени интрузив в составе суйсарского комплекса, сохранивший полный

разрез, зоны закалки, первичные магматические оливин, клинопироксен и хромит. Вмещающими для Кончезерского силла породами являются магматические и осадочные комплексы заонежского горизонта (рис. 1). Силл дифференцирован от перидотитов до габбро, при этом для кумулятивных ультраосновных пород в нижней части его разреза характерны более высокая степень сохранности по сравнению с габброидами верхней части тела. Габброиды Кончезерского силла, как и другие интрузивные базиты людиковия, метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллеитовой фации. Они сохранили первичный клинопироксен, но полностью утратили плагиоклаз и титаномagnetит, замещенные пренитом, альбитом и лейкоксеном.

Нами были изучены два разреза в северной и центральной частях Кончезерского силла. Петрографические исследования проводились в прозрачно-полированных шлифах с помощью оптического поляризационного микроскопа и растрового электронного микроскопа TESCAN Vega II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа “Inca Energy-350” в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Анализ состава минералов проводился на напыленных углеродом открытых полированных шлифах. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов.

Содержание петрогенных элементов определялось на спектрометре последовательного действия PW-2400 (PhilipsAnalytical B.V.) в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на Agilent 7900 в ИГ КарНЦ РАН по стандартной методике [9]. Разложение образцов проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Точность результатов контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2 и СГД-2а. Sm–Nd изотопный анализ выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по стандартной методике [10].

Выделение циркона проводилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях в лаборатории анализа вещества ИГЕМ РАН. U–Pb анализ циркона проводился на ионном

микронзонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [11, 12]. Зерна циркона, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 и Темога в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались $\sim 100 \text{ \AA}$ слоем 99.999% золота. Внутренняя структура циркона изучалась средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 с использованием констант распада [13]. Поправка на нерадиоγενный свинец вводилась по модели [14] по измеренному отношению $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Зоны закалки в северной части тела характеризуются наличием вкрапленников серпентинизированного оливина и зонального авгита. Для авгита в зоне закалки характерно наличие прямой (с падением XMg от 0.82 в центре зерна до 0.65 в краевой части), обратной, выраженной в наличии низко-Mg (XMg = 0.72) ядер в кристаллах с XMg = 0.82–0.80 и осцилляторной зональности. Такие особенности состава типичны для клинопироксенов суйсарских лав и отражают сложную эволюцию расплавов, предшествовавшую их кристаллизации *in situ* [15]. Для кумулятивных пород нижней части тела, сложенных оливином (Fo_{80–82}), авгитом (XMg = 0.85–0.88) и хромитом, характерны высокие содержания MgO (до 33 мас. %), Cr (до 2200 ppm), Ni (до 1670 ppm). Габброиды верхней части интрузива обычно содержат значительно меньше магния и совместимых элементов, при более высоких содержаниях несовместимых с базальтовым расплавом литофильных элементов (рис. 2, табл. 1). Одной из ключевых геохимических особенностей пород Кончезерского силла является принадлежность к геохимическому OIB-типу – для них типично сочетание высоких содержаний Mg и Ti, обогащение высокочarged элементами (Nb/Nb* до 1.77) и дифференцированный характер распределения REE (рис. 2). Ярко выраженная деплетированность тяжелых REE ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_n = 2.1–2.4$) свидетельствует о формировании исходных расплавов в равновесии с гранатом, а положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.4 – +3.3$ свидетельствуют о крайне низкой коровой контаминации при формировании пород. Эти характеристики типичны для суйсарских лав [16] и контрастно отличают породы Кончезерского силла от вмещающих его пород заонежского магматического комплекса (табл. 2), характеризующегося меньшими содержаниями

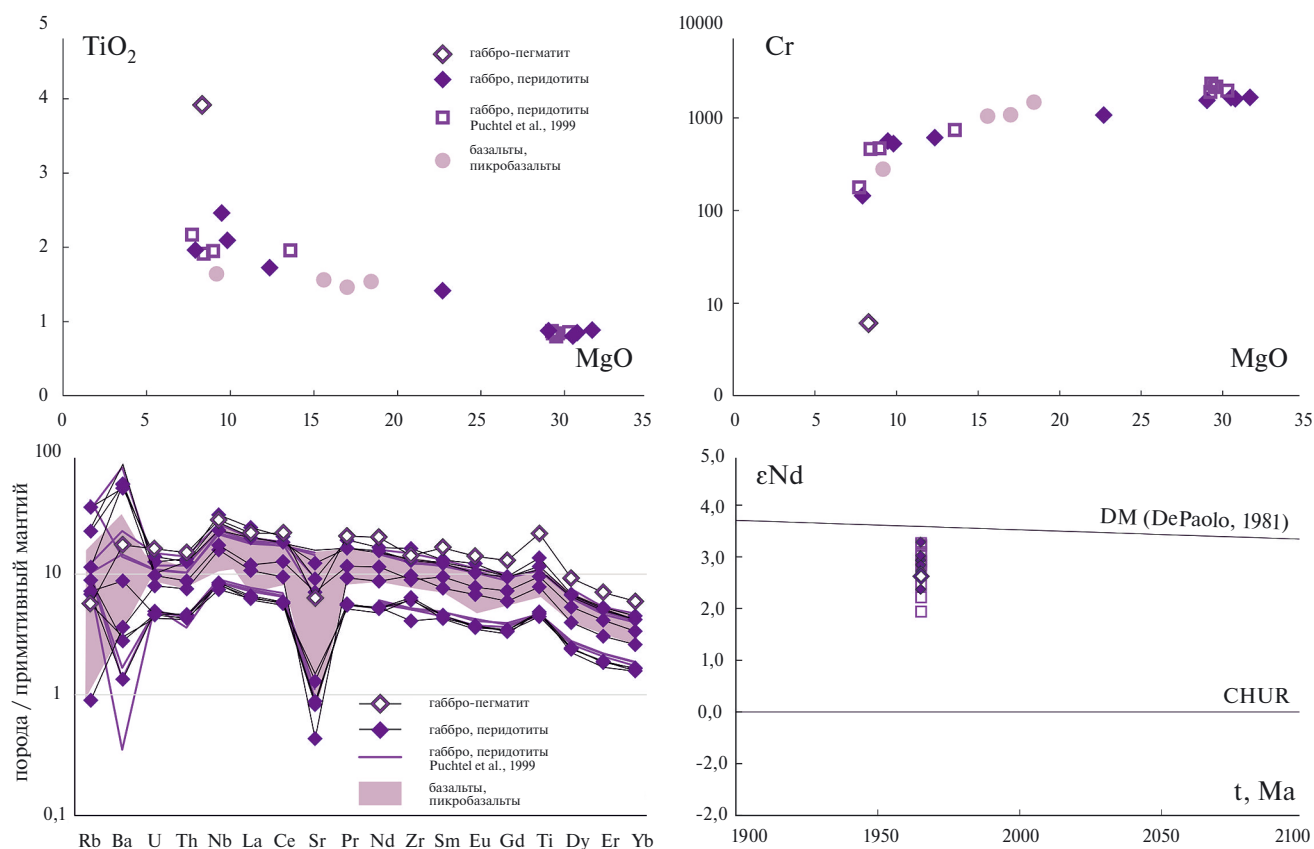


Рис. 2. Вариации содержаний главных, рассеянных элементов в породах и изотопный состав Nd в валовых пробах пород Кончезерского силла, базальтах и пикробазальтах суйсарского горизонта. С использованием данных [7, 20].

MgO (< 8.2 мас. %), деплетированностью высокозарядных элементов ($Nb/Nb^* = 0.71-0.86$) и слабо дифференцированным распределением REE ($[Gd/Yb]_n = 1.3-1.4$) (табл. 1, обр. Ca-689–8).

В центральной части силла (рис. 1) на значительной площади обнажены ультраосновные породы и габброиды с умеренными содержаниями MgO (7.9 мас. %) и высокими TiO_2 (до 3.7 мас. %). Породы обогащены высокозарядными элементами ($Nb/Nb^* = 1.55$), деплетированы HREE ($[Gd/Yb]_n = 2.2$) и характеризуются значениями $\epsilon Nd = +2.6$, то есть представляют поздние дифференциаты высокомагнезиальных магм, типичных для базитов суйсарского магматического комплекса (рис. 2). В пегматоидных метагаббро в центральной части тела циркон формирует удлиненно-призматические зерна хорошей сохранности размером до 500 мкм в длину (рис. 3). Выделенный из пробы Ca-758–2 циркон представлен удлиненно-призматическими зернами и их обломками. Для зерен характерно наличие вытянутых вдоль длинной оси кристалла

включений биотита и амфибола, а также наличие зон метамиктизации вдоль трещин и в краевых частях зерен (рис. 3). Морфология зерен, положение циркона в породе, содержания в нем U и Th (табл. 2) указывают на его кристаллизацию из расплава.

U–Th–Pb анализ (SIMS SHRIMP-II) выполнен в 19 зернах циркона. Для семи аналитических точек U–Pb результаты имеют дискордантность менее 2%, две точки имеют слабую обратную дискордантность, шесть результатов дискордантны на 3–6% (табл. 2, рис. 3) Конкордантное значение возраста составляет 1963 ± 6 млн лет. Верхнее пересечение дискордии соответствует возрасту 1964 ± 6 млн лет (рис. 3).

В пределах погрешности полученный возраст совпадает с оценками, полученными ранее Sm–Nd, Re–Os, Pb–Pb изохронными методами; наиболее близким к полученному U–Pb возрасту циркона (1963 ± 6 млн лет) является Re–Os возраст (1969 ± 18 млн лет [8]) (рис. 1, 3).

Таблица 1. Химический состав пород

	Ca-757-1	Ca-757-2	Ca-688-6	Ca-688-7	Ca-688-8	Ca-688-4	Ca-688-5	Ca-758-3	Ca-758-2	Ca-688-1	Ca-688-9
SiO ₂	47.12	39.69	40.24	38.45	39.60	47.96	48.23	47.34	44.21	46.94	47.06
TiO ₂	1.66	0.73	0.80	0.80	0.77	2.33	1.89	2.01	3.71	1.85	1.19
Al ₂ O ₃	10.08	4.16	4.76	3.95	4.22	12.63	15.06	10.96	12.75	12.88	13.35
Fe ₂ O ₃	12.54	12.83	12.17	13.33	12.51	13.02	10.34	11.92	13.23	14.18	12.74
MnO	0.176	0.178	0.179	0.188	0.177	0.25	0.174	0.19	0.243	0.16	0.176
MgO	11.90	27.72	26.49	28.58	27.98	8.98	7.63	9.44	7.93	9.98	7.82
CaO	9.57	5.34	6.35	4.68	5.41	5.00	7.40	10.55	8.58	5.18	9.39
Na ₂ O	2.20	0.07	0.10	0.10	0.08	3.82	4.38	2.44	3.33	3.64	3.67
K ₂ O	0.86	0.06	0.05	0.09	0.10	0.45	0.95	0.94	0.24	0.21	0.28
P ₂ O ₅	0.16	0.08	0.08	0.08	0.08	0.24	0.22	0.23	0.29	0.19	0.12
п.п.п.	3.46	8.47	8.18	9.09	8.43	4.93	3.45	3.71	5.06	4.44	3.46
Сумма	99.73	99.33	99.40	99.34	99.36	99.61	99.72	99.73	99.57	99.65	99.26
Li	37.2	6.97	12.0	6.06	4.51	38.5	45.8	23.8	31.3	46.2	25.2
Be	0.92	0.37	0.41	0.31	0.34	1.36	0.806	1.28	1.33	1.35	0.36
Sc	29.5	19.1	21.8	18.5	19.7	31.1	32.8	33.5	32.3	30.2	35.8
V	257	100	89.1	87.8	84.6	379	327	323	744	257	267
Cr	607	1639	1546	1672	1618	562	145	521	6.06	722	146
Co	53.5	90.2	87.6	94.8	91.4	48.8	35.5	43.6	44.6	61.1	61.0
Ni	327	1199	1146	1284	1249	264	131	197	72.3	475	111
Cu	67.2	61.8	42.3	62.3	67.6	121	79.1	95	121	30.1	417
Zn	84.2	71.5	67.0	71.9	66.7	161	88.4	83.6	89.1	128	59.2
Ga	13.1	5.60	4.88	4.15	4.46	18.3	19.9	15.5	20.4	17.4	15.0
Rb	12.1	3.86	3.64	3.00	4.76	6.08	12.9	19	3.02	3.09	3.57
Sr	129	16.1	15.1	27.2	23.5	166	286	224	115	83.8	348
Y	14.6	6.51	7.09	6.32	6.91	20.3	19.4	18.4	26.5	19.2	18.9
Zr	86.7	39.7	39.6	38.2	40.6	132	120	125	138	150	67.4
Nb	10.7	4.60	5.02	5.09	5.22	19.1	16.5	14.2	17.3	20.2	5.67
Ba	334	53.0	8.12	18.2	16.9	338	490	310	106	62.0	110
La	7.31	3.84	3.93	3.75	4.05	14.9	12.4	12.2	13.3	16.6	6.00
Ce	20.3	9.36	9.12	8.80	9.42	32.7	28.8	29.4	34.9	40.9	14.9
Pr	2.80	1.34	1.33	1.24	1.37	4.62	3.95	3.96	5.00	5.33	2.09
Nd	13.6	6.30	6.15	5.67	6.17	19.7	17.8	18.5	23.8	20.7	9.62
Sm	3.65	1.66	1.75	1.64	1.76	5.05	4.79	4.72	6.36	4.88	2.91
Eu	1.13	0.54	0.54	0.51	0.52	1.78	1.61	1.49	2.05	1.51	1.03
Gd	3.71	1.71	1.76	1.63	1.77	4.87	4.92	4.82	6.62	4.76	3.18
Tb	0.60	0.27	0.28	0.27	0.27	0.77	0.74	0.74	1.03	0.718	0.58
Dy	3.39	1.54	1.56	1.42	1.52	4.32	4.11	4.25	5.89	4.04	3.53
Ho	0.620	0.282	0.296	0.266	0.295	0.87	0.766	0.79	1.09	0.792	0.764
Er	1.72	0.786	0.768	0.704	0.787	2.20	2.08	2.14	2.92	2.03	2.20
Tm	0.220	0.107	0.109	0.103	0.105	0.30	0.287	0.284	0.381	0.271	0.313
Yb	1.39	0.652	0.691	0.647	0.683	1.86	1.74	1.73	2.46	1.79	2.19
Lu	0.212	0.097	0.104	0.082	0.100	0.25	0.260	0.256	0.352	0.252	0.314
Hf	2.50	1.17	1.16	1.09	1.13	3.43	3.08	3.14	3.93	3.78	1.89
Pb	1.76	0.970	1.08	0.600	0.851	2.72	0.933	1.65	1.34	1.76	12.06
Th	0.714	0.350	0.37	0.341	0.376	1.09	1.03	1.03	1.22	2.89	0.958
U	0.197	0.093	0.100	0.087	0.094	0.26	0.204	0.283	0.327	0.497	0.222

Примечание. Кончезерский силл: Ca-757-1 – тонкозернистый (Ol)-Срх порфирит зоны закалки; Ca-757-2, Ca-688-6, Ca-688-7, Ca-688-8 – серпентинизированные Ol-Срх и Ol кумулаты; Ca-688-4, Ca-688-5, Ca-758-3 – метадолериты; Ca-758-2 – габбро-пегматит. Вмещающие породы: Ca-688-1 – туффит; Ca-688-9 – тонкозернистый метабазит.

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона

ТОЧКА АНАЛИЗА	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	Discordant, %	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	err corr		
Ca-758-2																			
1.1	0.05	141	127	43.1	0.93	1964	16	1953	17	-0.7	2.81	0.9	0.120	0.93	5.88	1.3	0.356	0.9	0.71
2.1	0.05	270	597	83.6	2.28	1982	14	1957	11	-1.5	2.78	0.8	0.120	0.64	5.96	1.0	0.360	0.8	0.79
3.1	0.05	659	1636	191.8	2.56	1879	29	1968	8	5.2	2.95	1.8	0.121	0.44	5.64	1.8	0.339	1.8	0.97
4.1	0.03	496	801	151.5	1.67	1963	18	1973	9	0.6	2.81	1.1	0.121	0.48	5.95	1.2	0.356	1.1	0.91
5.1	0.07	181	188	52.6	1.07	1880	29	1978	15	5.7	2.95	1.8	0.121	0.84	5.67	2.0	0.339	1.8	0.90
6.1	0.06	648	1442	187.2	2.30	1868	24	1970	8	6.0	2.98	1.5	0.121	0.45	5.60	1.6	0.336	1.5	0.96
7.1	0.06	637	1190	193.9	1.93	1955	18	1964	8	0.5	2.82	1.1	0.121	0.43	5.89	1.2	0.354	1.1	0.93
8.1	0.00	626	1205	187.2	1.99	1926	16	1970	8	2.6	2.87	1.0	0.121	0.42	5.81	1.1	0.348	1.0	0.92
9.1	0.19	75	64	21.8	0.88	1867	18	1961	26	5.5	2.98	1.1	0.120	1.45	5.58	1.8	0.336	1.1	0.60
10.1	0.00	679	1191	207.6	1.81	1963	13	1968	8	0.3	2.81	0.8	0.121	0.46	5.93	0.9	0.356	0.8	0.86
11.1	0.12	138	143	41.1	1.07	1915	29	1969	19	3.1	2.89	1.7	0.121	1.07	5.76	2.0	0.346	1.7	0.85
12.1	0.06	414	655	125.9	1.63	1951	13	1965	11	0.8	2.83	0.8	0.121	0.60	5.88	1.0	0.354	0.8	0.79
13.1	-0.10	240	249	72.5	1.07	1939	14	1966	14	1.6	2.85	0.8	0.121	0.79	5.84	1.1	0.351	0.8	0.73
14.1	0.04	625	1482	185.0	2.45	1909	21	1956	9	2.8	2.90	1.3	0.120	0.48	5.70	1.3	0.345	1.3	0.93
15.1	0.01	854	2801	261.4	3.39	1964	13	1965	7	0.1	2.81	0.8	0.121	0.40	5.92	0.9	0.356	0.8	0.89
16.1	-0.04	351	428	106.8	1.26	1957	14	1960	11	0.2	2.82	0.8	0.120	0.64	5.88	1.1	0.355	0.8	0.80
17.1	0.01	436	621	128.9	1.47	1907	16	1958	10	3.0	2.91	1.0	0.120	0.57	5.70	1.1	0.344	1.0	0.86

Примечание. Номера аналитических точек соответствуют номерам на рис. 3а. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ ; Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.35%. Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb . $D, \%$ – дискордантность, err corr – коэффициент корреляции ошибок.

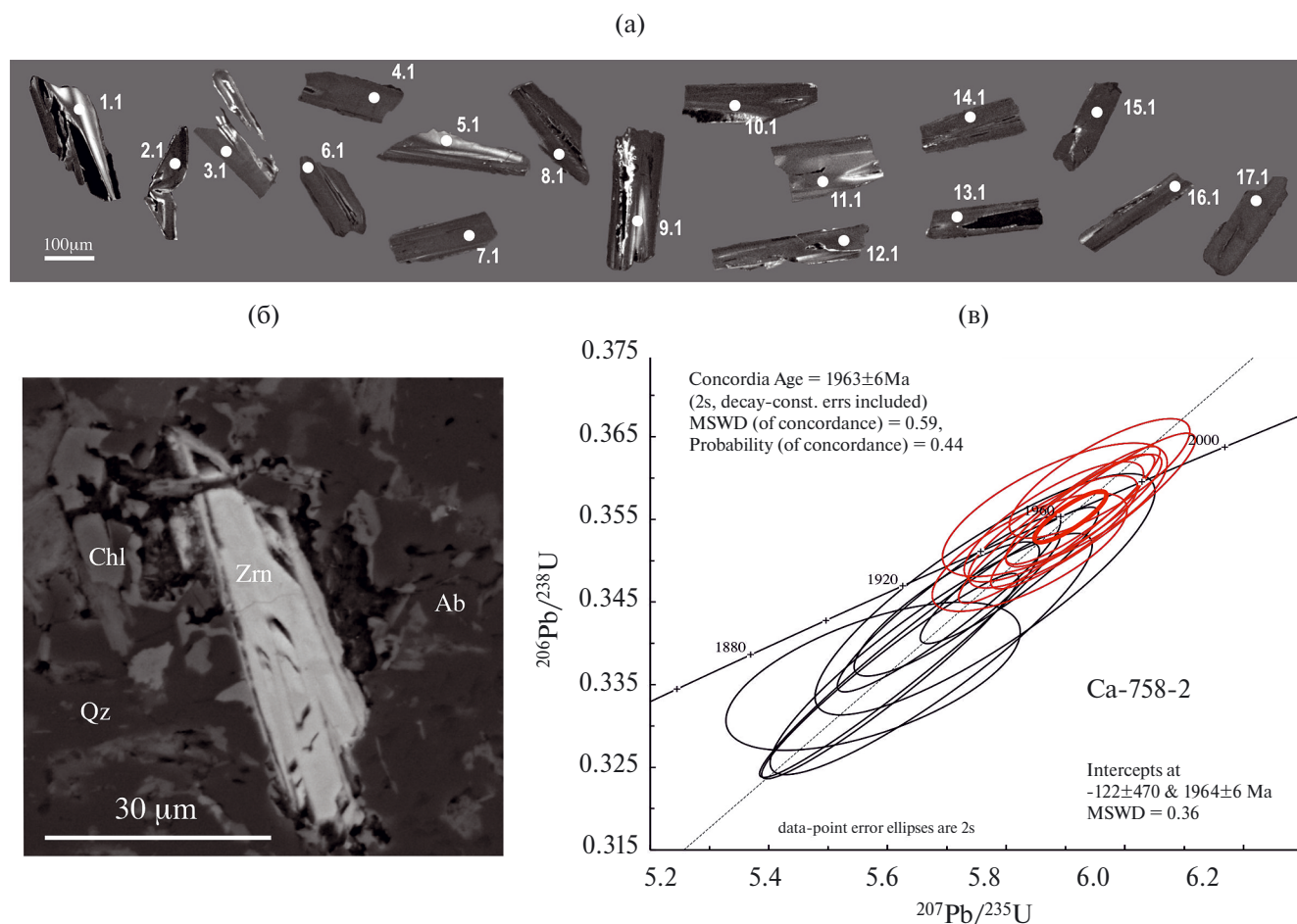


Рис. 3. (а) катодлюминесцентные изображения цирконов, выделенных из габбро-пегматитов Кончезерского силла, обр. Са-758-2, номера точек соответствуют номерам в таблице 2; (б) микрофотографии циркона в шлифе Са-758-2, изображение в обратно-отраженных электронах; (в) положение аналитических точек цирконов из пробы Са-758-2 на диаграмме с конкордией.

Таблица 3. Изотопный состав Nd в валовых пробах базитов Кончезерского силла

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	ΣNd_{1965}
Ca-689-1	2.7	10.5	0.15528	0.512252	0.000006	2.9
Ca-689-3	1.6	6.2	0.15535	0.512248	0.000007	2.8
Ca-688-4	6.0	22.8	0.15955	0.512325	0.000006	3.3
Ca-688-6	1.5	6.0	0.15514	0.512255	0.000006	3.0
Ca-757-1	4.0	15.2	0.15983	0.512282	0.000007	2.4
Ca-758-2	6.4	24.5	0.15755	0.512267	0.000006	2.6
Ca-758-3	4.7	18.9	0.14954	0.512167	0.000005	2.7

Таким образом, оценка U-Pb возраста циркона из метагаббро Кончезерского силла определяет возраст кристаллизации расплавов и, с учетом дифференцированного характера силла — от пикробазальтов до габбро, этот возраст может быть распространен на весь комплементарный ряд пород суйсарского магматического комплекса.

Кроме того, полученные данные определяют возрастное положение границы заонежского и суйсарского горизонтов людиковийского надгоризонта на рубеже 1963 ± 6 млн лет. Этот результат, являющийся максимальным ограничением возраста заонежского горизонта, определяет и возрастное ограничение для события Шуньга как

времени накопления осадочных пород с низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ в Онежском палеобассейне. Предполагаемый глобальный характер события Шуньга [1, 2] позволяет рассматривать полученный возраст как максимальное возрастное ограничение этой палеопротерозойской изотопной экскурсии.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 23-17-00260.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bekker A., Holland H.D., Wang P.L., Rumble D., Stein H.J., Hannah J.L., Coetzee L.L., Beukes N.J. Dating the rise of atmospheric oxygen // *Nature*. 2004. V. 427. No. 6970. P. 117–120.
2. Melezhik V.A., Fallick A.E., Brasier A.T., Lepland A. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: A spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shungite events // *Earth-Science Reviews*. 2015. V. 147. P. 65–98.
3. Онежская палеопротерозойская структура под ред. Л.В. Глушанина, Н.В. Шарова, В.В. Щипцова, Петрозаводск., 2011. 433 с.
4. Hannah J.L., Stein H.J., Zimmerman A., Yang G., Melezhik V.A., Filippov M.M., Turgeon S.G., Creaser R.A. Re-Os geochronology of shungite: A 2.05 Ga fossil oil field in Karelia // *Goldschmidt Conference Abstracts*. 2008. A351.
5. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М., Васильева И.М., Гороховский Б.М. Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.
6. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., Писаревский С.А., Пухтель И.С., Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) // *Петрозаводск. Карельский научный центр РАН*, 1999. 96 с.
7. Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., Haase K.M., Kröner A., Kulikov V.S., Kulikova V.V., Garbe-Schönberg C.D., Nemchin A.A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 130. No. 2. P. 134–153.
8. Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re – Os mineral isochron and Pb – Nd – Os isotope systematics of a mafic – ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 170. P. 447–461.
9. Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицина В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Кобышев А.А. Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2023. № 2. С. 73–86.
10. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные) // *Петрология*. 2007. № 6. С. 571–593.
11. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geological Society, London, Memoirs*. 2004. V. 30. No. 1. P. 69–74.
12. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1–35.
13. Steiger R.H., Jager E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth and Planetary Science Letters*. 1977. V. 36. P. 359–362.
14. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26 No. 2. P. 207–221.
15. Svetov S.A., Chazhengina S.Y., Stepanova A.V. Geochemistry and Texture of Clinopyroxene Phenocrysts from Paleoproterozoic Picrobasalts, Karelian Craton, Fennoscandian Shield: Records of Magma Mixing Processes // *Minerals*. 2020. V. 10. 434.
16. Chazhengina S.Y., Stepanova A.V., Ustinova V.V., Svetov S.A. Amorphous carbonaceous material in Paleoproterozoic pillow lavas (Onega Basin, NW Russia): Origin, source and migration // *Lithos*. 2023. V. 460–461. P. 107373.
17. Lubnina N.V., Stepanova A.V., Ernst R.E., Nilsson M., Söderlund U. New U–Pb baddeleyite age, and AMS and paleomagnetic data for dolerites in the Lake Onega region belonging to the 1.98–1.95 Ga regional Pechenga–Onega Large Igneous Province // *GFF*. 2016. V. 138. No. 1. P. 54–78.
18. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические

- данные по Койкарско-Святоволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. С. 49–68.
19. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Суханова М.А., Устинова В.В. Основной магматизм 2.0 млрд лет в Онежской структуре Фенно-скандинавского щита: первые результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования бадделеита 2022. // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии С. 148–149.
20. Светов С.А., Голубев А.И., Степанова А.В., Куликов В.С. Палеопротерозойские вулканоплутонические комплексы Онежской структуры // Путеводитель геологических экскурсий XII Всероссийского петрографического совещания. 2016. С. 28–54.

AGE CONSTRAINTS FOR THE ZAONEGA FORMATION OF THE LUDICOVIAN SUPERHORIZON AND THE SHUNGA EVENT IN THE ONEGA BASIN: NEW U-PB ZIRCON DATA FOR THE KONCHEZERO SILL

A. V. Stepanova^{a,#}, Corresponding Member of the RAS A. V. Samsonov^{a,b},
A. A. Arzamastsev^c, A. N. Larionov^d, Yu. O. Larionova^{a,b}

^aInstitute of Geology Karelian Research Centre RAS, Petrozavodsk, Russia

^bInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^cInstitute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

^dA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

[#]E-mail: stepanov@krc.karelia.ru

New U-Pb data for zircon in the Konchezersky Sill provide robust age constraints for the Suisari Fm in the Onega Basin and constrain the maximum age limit for the sedimentary successions of the Zaonega Fm and the Shunga isotope event.

Keywords: Paleoproterozoic, Onega basin, Shunga event, zircon