

Научная статья

УДК 552.11:552.3(470.22)

doi:10.52349/0869-7892_2026_106_6-22

Особенности эволюции магматических систем Карельской провинции Фенноскандинавского щита при переходе от архея к протерозою**В. П. Чекулаев^{✉*}, Ю. С. Егорова^{✉**}, Н. А. Арестова**

Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия,
*vpchekulaev@mail.ru[✉],
**egorova@ipggras.ru[✉]

Ключевые слова: неоархей, палеопротерозой, геохимия магматических пород, метавулканиды, граниты, ТТГ, Sm–Nd

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (тема FMUW- 2025-0003).

Для цитирования: Чекулаев В. П., Егорова Ю. С., Арестова Н. А. Особенности эволюции магматических систем Карельской провинции Фенноскандинавского щита при переходе от архея к протерозою // Региональная геология и металлогения. 2026. Т. 33, № 2. С. 6–22. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2026_106_6-22

Аннотация. Проведено сравнение составов магматических пород неоархея и раннего палеопротерозоя (сумия) Карельской провинции Фенноскандинавского щита. В неоархее базит-ультрабазитовый магматизм имел ограниченное распространение, а главную роль в формировании коры играл гранитоидный магматизм. В это время появились первые в истории щита породы субщелочного и щелочного состава: санукитоиды (2,75–2,71 млрд лет), граниты и пегматиты (2,7–2,65 млрд лет) и карбонатиты (2,61 млрд лет). После перерыва в магматической активности продолжительностью около 100 млн лет протерозой начался с масштабного ультрабазит-базитового магматизма, проявленного в виде расслоенных интрузий, друзитов и вулканических комплексов (2,5–2,45 млрд лет). Сумийские базиты обогащены легкими редкоземельными элементами и характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ от –3,4 до –0,5. Среди неоархейских метакоматиитов и metabазальтов присутствуют как примитивные разности, так и обогащенные легкими редкоземельными элементами; те и другие имеют положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ от +0,5 до +2,6. Неоархейские породы средне-кислого состава представлены метавулканидами и различными гранитоидами — от тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) разностей до санукитоидов и плагиомиоклиновых гранитов. ТТГ, санукитоиды и метавулканиды (2,76–2,70 млрд лет) обогащены K, Ba, Sr и легкими редкоземельными элементами и характеризуются значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ от –1 до +2,5. Плагиомиоклиновые граниты (2,72–2,65 млрд лет) варьируют по содержанию редких и редкоземельных элементов, а также по значениям $\epsilon_{Nd}(t)$ от –5 до +2,2. Сумийские средне-кислые породы представлены двумя группами. Метавулканиды с $SiO_2 < 65\%$, не имеющие интрузивных аналогов, вероятнее всего, являются дифференциатами сумийских вулкаников основного состава. Породы с $SiO_2 > 65\%$ представлены калиевыми метариолитами и гранитами (2,45–2,40 млрд лет) с высокими содержаниями Ti, Zr, Y, а также Ba и Rb, и характеризуются преимущественно отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ от +0,5 до –3.

Original article

UDC 552.11:552.3(470.22)

doi:10.52349/0869-7892_2026_106_6-22

Magmatic system evolution in the Karelian province of the Fennoscandian Shield during the Archean–Proterozoic transition**V. P. Chekulaev^{✉*}, Yu. S. Egorova^{✉**}, N. A. Arestova**

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia,
*vpchekulaev@mail.ru[✉],
**egorova@ipggras.ru[✉]

© Чекулаев В. П., Егорова Ю. С.,
Арестова Н. А., 2026



Keywords: Neoproterozoic, Paleoproterozoic, igneous rock geochemistry, metavolcanite, granite, TTG, Sm–Nd

Acknowledgments: the Institute of Precambrian Geology and Geochronology supported the work (state geological study, project FMUW-2025-0003).

For citation: Chekulaev V. P., Egorova Yu. S., Arestova N. A. (2026). Magmatic system evolution in the Karelian province of the Fennoscandian Shield during the Archean–Proterozoic transition. *Regional Geology and Metallogeny*, 33(2), 6–22. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2026_106_6-22

Abstract. The authors compared the Neoarchean and Early Paleoproterozoic (Sumian) igneous rock compositions in the Karelian province of the Fennoscandian Shield. The Neoarchean basite-ultrabasite magmatism was not widely spread, but granitoid magmatism was critical for crust formation. At that time, the first subalkaline and alkaline rocks appeared in the Shield: sanukitoids (2.75–2.71 Ga), granites and pegmatites (2.7–2.65 Ga), and carbonatites (2.61 Ga). After a magmatic activity hiatus of about 100 Ma, the Proterozoic began with large-scale ultrabasite-basite magmatism manifested as layered intrusions, drusites, and volcanic complexes (2.5–2.45 Ga). Sumian basites are enriched in light rare earth elements and have negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from –3.4 to –0.5. The Neoarchean metakomatiites and metabasalts include primitive varieties as well as those enriched in light rare earth elements; they both have positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values ranging from +0.5 to +2.6. The Neoarchean rocks of intermediate-felsic composition present metavolcanites and various granitoids — from tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) to sanukitoids and plagiomicrocline granites. TTG, sanukitoids, and metavolcanics (2.76–2.70 Ga) are enriched in K, Ba, Sr, and light rare earth elements, and are characterized by $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values from –1 to +2.5. Plagiomicrocline granites (2.72–2.65 Ga) vary in rare and rare earth element contents, as well as $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values from –5 to +2.2. The Sumian intermediate-felsic rocks have two groups. Metavolcanites with $\text{SiO}_2 < 65\%$, which have no intrusive analogs, are more likely to be derivatives of the Sumian mafic volcanites. The rocks with $\text{SiO}_2 > 65\%$ are represented by potassic metarhyolites and granites (2.45–2.40 Ga) with high contents of Ti, Zr, Y, as well as Ba and Rb; they predominantly have negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values from +0.5 to –3.

ВВЕДЕНИЕ

Граница архея и протерозоя представляет собой один из фундаментальных рубежей в геологической истории Земли (Condie, 2021). Она отделяет самый длительный и наиболее сложно реконструируемый архейский этап развития Земли как геологического тела от последующих, в некоторой степени более доступных для исследований периодов. К концу архея в основном завершилось формирование первых стабильных фрагментов континентальной литосферы — ядер протоконтинентов (кратонов). Эти блоки, обладавшие уже значительной жесткостью, в протерозое стали вести себя как самостоятельные литосферные плиты (Sawood et al., 2013). Глобальное снижение интенсивности теплового потока из недр Земли и ее общее остывание привели к радикальному изменению характера магматизма (Herzberg et al., 2010). Мощная и холодная континентальная литосфера сама по себе стала выступать в роли комплекса изолированных геохимических источников, что коренным образом изменило условия и механизмы генерации расплавов по сравнению с ранним археем. Об этом свидетельствует появление в конце архея первых в истории Земли субщелочных и щелочных магматических комплексов, таких как санукитоиды и карбонатиты (Егорова, 2014¹; Laurent et al., 2014; Tilton et al., 1994). Широкое распространение на всех архейских кратонах калиевых гранитов и процессов мигматизации тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (далее — TTG) комплексов фундамента маркирует заключительный этап кратонизации, завершившийся формированием зрелой континентальной коры к концу архея (Chen et al., 2019; López et al., 2006; Wang et al., 2016).

В начале протерозоя на эпиархейских кратонах происходят тектонические процессы, указывающие на переход к режиму, близкому к современной тектонике плит. Закладывается глобальная система

рифтов и формируются первые крупные изверженные магматические провинции LIP (Large Igneous Provinces). Эти события связывают с началом распада одного из древнейших предполагаемых суперконтинентов — Кенорленда (Aspler et al., 1998; Strand et al., 2012). Для раннего протерозоя доминирующим становится базитовый (мафический) магматизм в условиях внутриконтинентального рифтогенеза, что выражается в формировании крупных расслоенных интрузий, роев долеритовых даек и обширных вулканических покровов (Турченко, 2021). Таким образом, переход от архея к протерозою характеризуется качественной эволюцией состава магматических ассоциаций, отражающей постепенное остывание мантии и смену доминирующих механизмов генерации континентальной коры.

Цель данной работы — установить, как эти глобальные процессы выражены геологически и в вещественном составе магматических пород, сформировавшихся на рубеже архея и протерозоя в Карельской провинции Фенноскандинавского щита, а также оценить, могут ли выявленные различия быть использованы в качестве дополнительного инструмента при картировании раннедокембрийских магматических комплексов пород в регионе. Для этого проведено детальное изучение и сопоставление геохимических и Sm–Nd изотопных характеристик магматических комплексов пород, наиболее сближенных во времени, а именно неоархея и раннего палеопротерозоя.

Согласно общей стратиграфической (геохронологической) шкале фанерозоя и докембрия России (актуализированной на апрель 2024 г., приложение 1 к Стратиграфическому кодексу России

¹ Егорова Ю. С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники : автореф. канд. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2014. 20 с.

(Жамойда, 2019)), граница между археем и протерозоем проводится на рубеже 2500 млн лет. Нами выполнен анализ накопленных к настоящему времени геохронологических данных о возрасте магматических пород в различных провинциях Фенноскандинавского щита в интервале 2,82–2,42 млрд лет. Результаты представлены на гистограммах (рис. 1), из которых следует, что на рубеже архея и протерозоя выделяются два пика интенсивности магматических событий в интервалах 2,40–2,48 и 2,68–2,76 млрд лет, соответствующих раннекарельскому (палеопротерозойскому) и позднеопийскому (неоархейскому) временным этапам (рис. 1). Далее в статье будут использованы термины: мезоархей (3,2–2,8 млрд лет), неоархей (2,8–2,5 млрд лет) и палеопротерозой (2,5–1,6 млрд лет), принятые в международной геохронологической шкале (Cohen et al., 2025). В интервале 2,65–2,5 млрд лет магматизм имел весьма ограниченное распространение. В это время формировались единичные комплексы субщелочных и щелочных пород, в том числе карбонатитов. На основе имеющихся данных можно сделать вывод, что, собственно, на рубеже архея и протерозоя в течение около 100 млн лет (~2,6–2,5 млрд лет назад) в истории архейского кратона Фенноскандинавского щита наблюдался амагматичный период.

В настоящей работе благодаря детальному анализу большой базы аналитических данных (таблица) установлены общие характеристики состава магматических пород неоархей и раннего палеопротерозоя (сумия) Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) — самого крупного фрагмента архейской коры Фенноскандинавского щита. Обсуждаются условия их образования и причины, обусловившие наблюдаемые различия.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Неоархейские породы участвуют в строении всех выделенных доменов Карельской провинции (рис. 2), но наиболее широко они представлены в Центрально-Карельском домене (Чекулаев и др., 2018), поэтому характеристика пород неоархей приведена преимущественно на основе их исследования в этом фрагменте коры.

Самая верхняя часть разреза неоархей относится к гимольскому надгоризонту и представлена вулканогенно-осадочными образованиями Костомукшской, Большозерской, Тикшеозерской, Гимольско-Суккозерской структур (Горьковец и др., 1991, 2015; Егорова и др., 2025; Милькевич и др., 1998; Мыскова и др., 2019, 2020, 2022, 2024, 2025; Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2021), а также зеленокаменной пояса Иломанси (Хатту), Финляндия (Hölttä et al., 2012; O'Brien et al., 1993) и других тектонических структур Карелии (рис. 2). В меньшей степени эти породы присутствуют в строении Ведлозерско-Сезозерского пояса Водлозерского домена, сложенного в основном породами мезоархей (Куликов и др., 2017). Среди неоархейских метавулканитов преобладают породы среднего и кислого состава. Их возраст находится в интервале 2,76–2,70 млрд лет (Егорова и др., 2025; Куликов и др., 2017; Мыскова и др., 2019, 2020, 2022, 2024, 2025; Слабунов, 2008; Слабунов и др., 2021; Hölttä et al., 2012). Близкий возраст установлен для неоархейских ТТГ и санукитоидов — 2,75–2,71 млрд лет (Bibikova et al., 2005; Heilimo et al., 2011; Hölttä et al., 2012). Более молодой возраст по сравнению с метавулканитами, ТТГ и санукитоидами имеет комплекс плагиомикроклиновых гранитоидов (2,72–2,65 млрд лет), проявленный во всей Карельской провинции (Чекулаев и др., 2020).

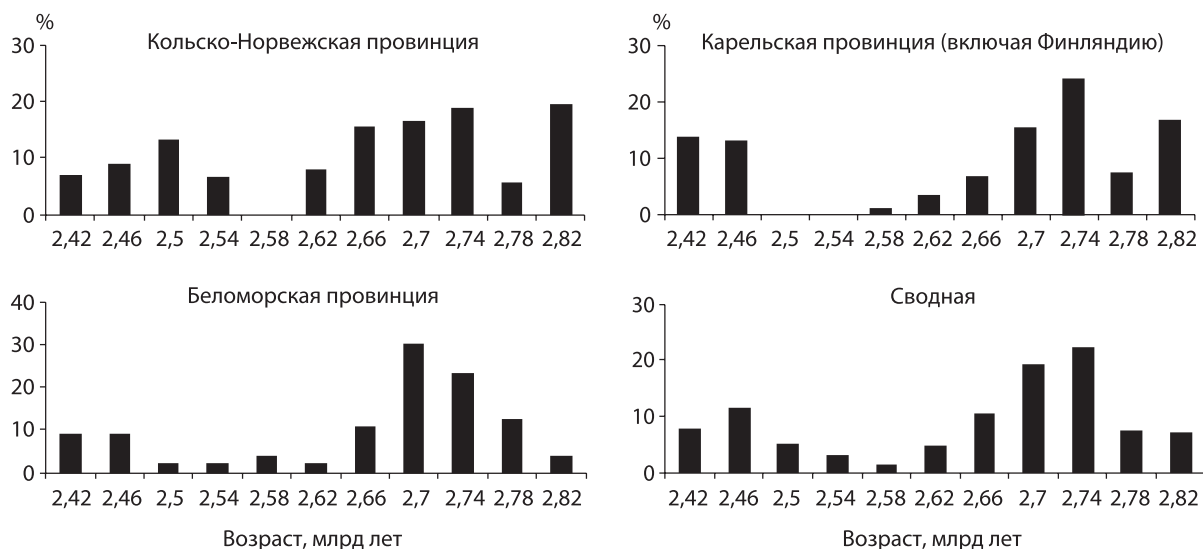


Рис. 1. Гистограмма распределения оценок возраста магматических пород Фенноскандинавского щита на рубеже архея и протерозоя

Источник: по Арестовой и др. (2023), Богданову и др. (2025), Глебовицкому (2005), Егоровой и др. (2025), Турченко (2021), Huhma et al. (2012)

Fig. 1. Age distribution bar chart for igneous rocks in the Fennoscandian Shield at the Archean-Proterozoic boundary

Source: from Arestova et al. (2023), Bogdanov et al. (2025), Glebovitsky (2005), Egorova et al. (2025), Turchenko (2021), Huhma et al. (2012)

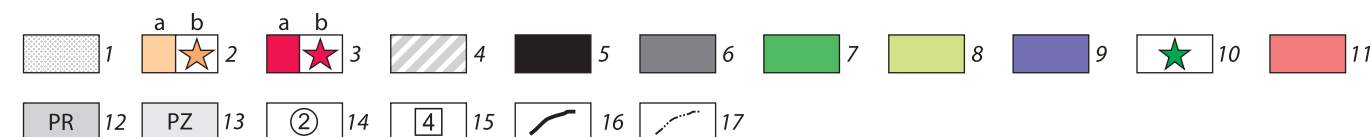
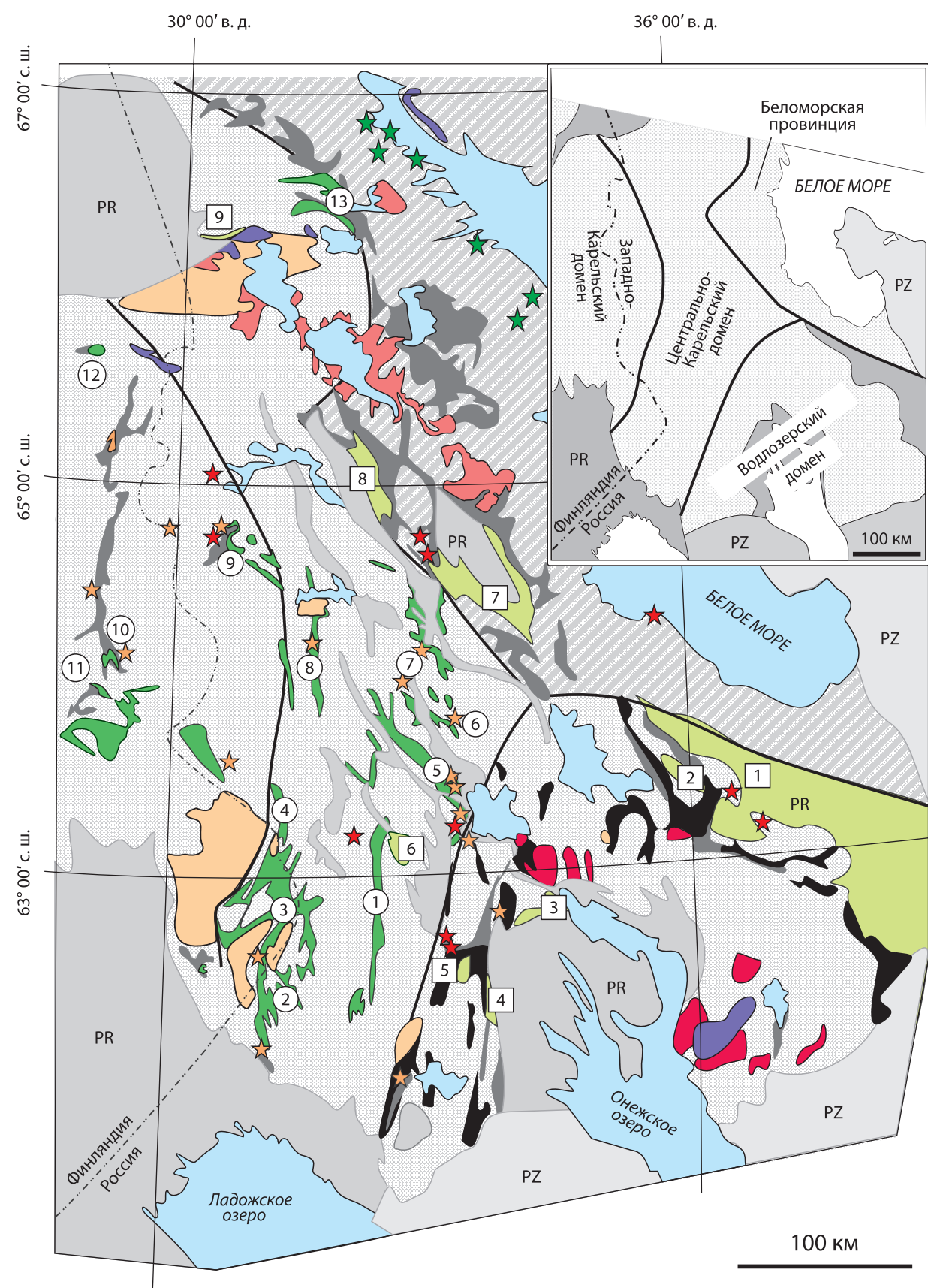


Рис. 2. Схема геологического строения Карельской провинции (гранит-зеленокаменной области) Фенноскандинавского щита

1–7 — архей: **1** — нерасчлененные породы фундамента, преимущественно гранитоиды; **2, 3** — неоархейские интрузии гранитоидов (*a* — в масштабе схемы, *b* — вне масштаба): **2** — санукитоиды, 2,74–2,71 млрд лет, **3** — плагиомикроклиновые граниты, 2,72–2,65 млрд лет; **4** — области существенной переработки архейской коры в палеопротерозое; **5–7** — метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы зеленокаменных поясов с возрастом: **5** — 3,1–2,92 млрд лет, **6** — 2,88–2,77 млрд лет, **7** — 2,76–2,71 млрд лет; **8–12** — палеопротерозой: **8–11** — сумийский этап, 2,5–2,4 млрд лет: **8** — вулканогенные комплексы, **9** — расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии, **10** — интрузии друзитов, **11** — граниты, **12** — супракрустальные образования с возрастом 2,4–1,85 млрд лет; **13** — палеозойские образования; **14, 15** — названия тектонических структур, в которых находятся изученные супракрустальные породы: **14** — неоархейские, **15** — палеопротерозойские (сумийские); **16** — границы доменов; **17** — государственная граница

Цифры в кружках — структуры неоархея: **1** — Гимольско-Суккозерская; **2, 3** — структуры пояса Иломанси: **2** — Паастярвинская, **3** — пояс Хатту (Финляндия); **4** — Кадилампи-Куслокки (р-н п. Лендеры); **5** — Сяргозерская; **6** — Ондозерская; **7** — Хижъярвинская; **8** — Большозерская; **9** — Костомукшская; **10** — Кухмо; **11** — Типасъярви; **12** — Таканен; **13** — Тикшеозерская

Цифры в квадратах — структуры палеопротерозоя: **1** — Ветреный пояс, **2** — Каменноозерская, **3** — Кумсинская, **4** — Красная Речка, **5** — Семченская, **6** — Воттомукс, **7** — Лехтинская, **8** — Шомбозерская, **9** — Паанаярвинская

Источник: по Астафьеву и др. (2012), Максимова и др. (2015). Деление Карельской провинции на домены (на врезке) — по Лобач-Жученко и др. (2000)

Fig. 2. Geological structure of the Karelian province (granite-greenstone region) of the Fennoscandian Shield

1–7 — Archean: **1** — undifferentiated basement rocks, mainly granitoids; **2, 3** — Neoarchean granitoid intrusions (*a* — to scale, *b* — out of scale): **2** — sanukitoids, 2.74–2.71 Ga, **3** — plagiomicrocline granites, 2.72–2.65 Ga; **4** — areas of significant reworking of the Archean crust in the Paleoproterozoic; **5–7** — metamorphosed volcanic and sedimentary rocks of greenstone belts with the ages of: **5** — 3.1–2.92 Ga, **6** — 2.88–2.77 Ga, **7** — 2.76–2.71 Ga; **8–12** — Paleoproterozoic: **8–11** — Sumian Stage, 2.5–2.4 Ga: **8** — volcanic complexes, **9** — layered mafic-ultramafic intrusions, **10** — drusite intrusions, **11** — granite, **12** — supracrustal formations aged 2.4–1.85 Ga; **13** — Paleozoic formations; **14, 15** — names of tectonic structures where the studied supracrustal rocks are located: **14** — Neoarchean, **15** — Paleoproterozoic (Sumian); **16** — domain boundaries; **17** — state border

The numbers in circles are the Neoarchean structures: **1** — Gimoly and Sukkozero; **2, 3** — Ilomantsi belt structures: **2** — Paastjärvi, **3** — Hattu belt (Finland); **4** — Kadilampi-Kuslokki (Lendery settlement area); **5** — Syrgozero; **6** — Ondozero; **7** — Khizhyarvi; **8** — Bolshozero; **9** — Kostomuksha; **10** — Kuhmo; **11** — Tipasjärvi; **12** — Takanen; **13** — Tikshozero

The numbers in squares are the Paleoproterozoic structures: **1** — Vetreny belt, **2** — Kamennoye Lake, **3** — Kumsa, **4** — Krasnaya Rechka, **5** — Semch, **6** — Vottomuks, **7** — Lekhta, **8** — Shombozero, **9** — Paanajärvi

Source: from Astafyev et al. (2012), Maksimov et al. (2015). Division of the Karelian province into domains (in the inset) — from Lobach-Zhuchenko et al. (2000)

Средние составы магматических пород неоархея (AR₃) и палеопротерозоя (PR₁) Карельской провинции

Mean compositions of the Neoproterozoic (AR₃) and Paleoproterozoic (PR₁) igneous rocks in the Karelian province

Порода	Метакоматит		Метакоматит				Метакоматитовый базальт				Метабазальт, метаба- зальтовый андезит		Метабазальт, метаба- зальтовый андезит (необогатенные ЛРЗЭ)		Метабазальт, метабазальтовый андезит (обогатенные ЛРЗЭ)				Метаандезит, метадацит				Метариолит				Гранит				ТТГ		Санукитоиды							
	MgO >30 вес. %		MgO 18–30 вес. %				MgO 8–15 вес. %																				нормальный		Обогатенные Ti, Zr, Y, PЗЭ						умерен. щел.		норм. щел.			
Возраст	AR ₃		AR ₃		PR ₁		AR ₃		PR ₁		AR ₃ (все)		AR ₃		AR ₃		PR ₁		AR ₃		PR ₁		AR ₃		PR ₁		AR ₃		AR ₃		PR ₁		AR ₃		AR ₃					
	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.	сред.	ст. откл.
SiO ₂	46,0	1,2	50,1	3,2	46,7	2,7	50,1	2,5	51,5	1,9	52,9	2,6	51,4	2,0	53,4	2,6	54,4	2,7	63,7	3,8	59,4	2,2	72,4	2,7	72,5	3,7	72,9	2,9	70,2	2,6	71,3	4,2	69,7	2,9	63,3	4,4	65,9	2,6		
TiO ₂	0,2	0,1	0,7	0,2	0,4	0,1	0,8	0,2	0,7	0,2	1,1	0,4	1,1	0,3	1,1	0,5	1,1	0,4	0,7	0,2	0,8	0,3	0,4	0,2	0,3	0,2	0,3	0,2	0,5	0,3	0,7	0,4	0,3	0,1	0,5	0,2	0,5	0,1		
Al ₂ O ₃	4,5	0,1	7,8	2,3	8,9	1,4	13,4	2,9	12,2	1,7	16,2	2,0	14,7	1,5	16,6	1,9	14,6	1,9	16,9	1,4	14,9	1,1	15,3	1,6	12,4	1,2	14,6	1,1	13,5	1,0	13,1	1,1	16,4	1,3	16,1	1,0	15,9	0,6		
FeO _{tot}	9,9	0,4	11,2	0,5	12,1	1,8	12,1	2,1	11,2	1,1	10,5	2,5	12,0	3,2	10,0	2,1	11,6	2,5	5,5	2,1	8,5	2,2	2,2	1,6	5,4	2,8	2,2	1,0	4,2	1,1	4,1	1,8	2,8	1,1	4,5	1,7	4,2	1,1		
MnO	0,14	0,01	0,22	0,03	0,19	0,02	0,22	0,07	0,19	0,03	0,18	0,05	0,22	0,05	0,18	0,05	0,18	0,04	0,09	0,05	0,2	0,05	0,5	1,1	0,06	0,04	0,04	0,03	0,06	0,02	0,06	0,03	0,07	0,2	0,12	0,29	0,09	0,05		
MgO	37,2	0,6	20,1	2,6	23,6	2,2	10,8	1,7	12,0	2,2	5,7	1,9	6,7	1,6	5,4	1,9	5,9	1,5	2,3	1,3	4,5	1,2	1,6	1,6	0,9	0,7	0,7	0,5	0,8	0,3	0,9	0,8	1,0	0,7	2,8	1,6	2,4	0,9		
CaO	1,9	0,8	8,9	0,9	6,9	0,8	10,1	1,2	9,6	1,8	8,7	2,5	10,5	2,6	8,1	2,2	7,4	2,5	4,4	1,6	6,1	1,5	2,3	1,1	1,6	1,1	1,5	0,9	2,0	0,7	2,3	1,4	3,1	0,7	3,4	1,6	3,7	0,9		
Na ₂ O	0,1	0,002	0,6	0,5	0,9	0,4	2,2	0,7	1,9	0,9	3,3	1,2	2,9	0,7	3,5	1,3	3,7	1,1	4,0	1,1	4,5	1,0	3,5	1,9	2,3	1,1	4,0	0,7	3,3	0,3	2,9	0,6	4,8	0,8	5,3	1,0	4,5	0,6		
K ₂ O	0,02	0,001	0,4	0,8	0,2	0,1	0,2	0,1	0,7	0,9	1,3	0,9	0,5	0,4	1,5	0,9	1,1	0,9	2,3	0,8	1,2	0,6	1,7	1,0	4,2	1,2	3,9	0,9	4,3	0,5	4,3	1,3	1,8	0,7	3,6	1,0	2,6	0,6		
P ₂ O ₅	0,1	0,04	0,1	0,1	0,1	0,02	0,10	0,07	0,09	0,03	0,21	0,3	0,08	0,06	0,25	0,3	0,13	0,14	0,22	0,2	0,05	0,10	0,13	0,2	0,17	0,07	0,1	0,08	0,18	0,08	0,07	0,09	0,13	0,07	0,25	0,1	0,21	0,08		
mg#	0,87		0,81		0,80		0,63		0,67		0,50		0,5		0,5		0,5		0,4		0,5		0,5		0,2		0,33		0,26		0,25		0,4		0,50		0,49			
Rb	0,8	0,4	14	29	8,6	5,0	6,0	6,5	14	14	46	46	13	17	57	48	27	25	90	35	27	17	72	45	110	39	170	84	142	26	134	65	57	30	93	28	88	25		
Sr	79	34	78	50	107	8,5	159	45	182	129	374	271	241	114	424	296	276	180	654	310	213	106	308	168	76	63	208	162	216	52	227	103	565	166	1214	397	711	188		
Ba	25	40	98	188	97	25	76	49	254	349	357	337	103	89	469	350	431	422	824	434	451	314	552	298	1122	480	711	406	1187	234	997	549	707	449	1765	577	1062	270		
Y	4,0	1,7	8	1	10	1,4	18	5	12	4	24	10	19	4	25	10	17	5	15	7	16	16	10	6	41	15	17	15	39	10	30	9	8	4,6	19	7,5	13	3,6		
Zr	3,7	2,3	52	38	38	4,6	91	51	65	20	126	79	62	27	142	81	110	33	173	116	122	100	123	61	406	100	146	71	446	108	348	99	144	77	171	75	143	43		
Hf	0,4	0,1	1,7	0,4	1,0	0,1	1,7	0,8	1,5	0,3	2,5	1,2	1,7	0,7	3,1	1,2	2,9	0,9	3,9	1,0	2,6	0,4	3,3	1,5	10	3	4,0	1,3	10	0,2	9	2,6	3,3	1,7						
Ti	1237	380	3702	1040	2453	401	4365	1130	4172	1152	6235	2493	6382	1956	6204	2706	6019	2085	3830	1438	4826	1522	2019	1097	4211	1151	1464	943	3084	1648	3823	2177	1890	856	3038		2933			
Nb	0,7	0,2	4,6	2,0	1,5	0,2	3,9	3,8	3,0	1,2	6,2	5,3	2,8	1,3	7,7	5,7	6,0	2,6	8,1	4,2	6,2	6,0	7,1	4,7	17	5	12	12	23	8	14	6	5,8	3,8	9,47	4,3	7,0	2,8		
Ta	0,0	0,0	0,2	0,2	0,1	0,01	0,2	0,4	0,2	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,4	0,2	0,9	1,2	0,5	0,8	0,6	0,8	1,3	2,9	1,2	0,5	2,1	6	2	0,2	1	0,4	0,3	0,2						
Pb	2,8	2,5	2,3	0,9	1,9	0,4	4,5	6,4	5,3	6,1	10,8	12,9	5,5	6,1	14,3	15,3	8,3	9,7	16,4	8,4	7,3	3,8	12,9	9,2	3,5	2,1	23	13	20	5	27	8	17,4	4,5						
Th	0,2	0,1	2,0	0,7	0,8	0,2	1,2	1,5	1,5	0,7	2,3	4,0	0,7	0,8	3,2	4,8	3,7	1,5	7,1	4,5	7,7	10,1	6,1	5,0	7,9	3,2	19	14	19	8	22	25	6,4	4,7	12,3	8,8	8,5	3,2		
U	0,1	0,0	0,5	0,2	0,2	0,04	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,4	0,2	0,2	0,6	0,4	0,8	0,4	1,5	0,7	1,8	4,1	1,6	1,1	1,9	0,9	4	5	2	0,1	1	0,9	0,7	0,5	2,4	1,7	1,6	1,0		
Ni	1103	259	1074	237	953	157	290	294	297	96	108	85	111	59	107	97	88	45	33	28	50	22	19	15	13	8	23	2,0	18	9,6	20	18	41	27	29	19				
Cr	3455	173	1487	537	2524	573	710	682	1043	398	227	221	242	145	223	257	152	153	94	99	77	54	63	74	15	14	27	21	21	0,3	68	40	50	38	98	75	71	35		
Co	92	8	83	4	98	12	55	9	58	11	38	12	46	6	34	12	47	13	17	9	34	14	6	5	6	4	8	6	6	0,3	6	0,6	14	17						
V	97	3	124	23	149	14	230	62	207	23	214	79	266	54	186	76	192	52	106	41	158	49	44	35	29	16	61	100	28	1	15	14	45	34	96	48	76	29		
La	1,5	0,6	7,9	5	5,0	0,6	6,7	7	9,7	6	11	8	3,9	1,8	15	7	22	14	30	13	19	10	22	19	58	56	26	17	110	33	56	31	25	25	69	38	27	10		
Ce	3,6	1,5	18	9	11	1,4	15	13,3	21	10	24	17	9,9	4,3	34	15	44	20	60	26	37	18	46	38	130	115	54	37	231	83	117	61	45	41	148	82	52	19		
Pr	0,5	0,16	2,2	1,0	1,4	0,2	1,9	1,4	2,9	1,0	3,3	2	1,5	0,6	4,5	1,9	5,3	2,3	7,7	3,0	4,2	1,4	5,1	4,2	15	13	7,4	5	23	0,6	13,8	6,4	4,5	3,7	20	9	6,9	1,5		
Nd	2,6	0,7	10	3	6,2	0,7	8,5	4,6	12	6,0	15	8	7,8	2,9	19	7,7	23	10	27	12	20	12	17	14	56	44	22	13	93	29	50,8	19,7	19	17	67	34	23	10		
Sm	0,6	0,2	2,5	0,2	1,5	0,2	2,2	0,6	2,5	0,9	3,5	1,6	2,5	0,9	4,3	1,5	4,5	1,7	4,7	1,8	4,0	2,4	3,0	2,3	10	6	3,7	2,0	14	4	9,1	2,8	3,1	2,4	11	5	4,0	1,5		
Eu	0,2	0,06	0,7	0,14	0,5	0,05	0,7	0,2	0,8	0,3	1,1	0,4	0,9	0,3	1,3	0,4	1,3	0,6	1,3	0,5	1,2	0,7	0,7	0,4	1,9	1,2	0,7	0,3	1,8	0,6	1,7	0,4	0,9	0,4	2,7	1,3	0,9	0,4		
Gd	0,7	0,2	2,5	0,1	1,6	0,2	2,7	0,3	2,5	0,4	3,7	1,3	3,3	1,3	4,0																									

Базиты в неогархее имеют ограниченное распространение по сравнению с гранитоидами, средне-кислыми метавулканидами и метаосадочными породами. Они представлены метабазами и метакоматиитами в Центрально-Карельском домене, а в Водлозерском и Западно-Карельском доменах — дайками и субвулканическими интрузиями (Арестова и др., 2017; Кожевников, 2000; Милькевич и др., 1999). Последними эндогенными событиями в неогархее являются метаморфизм, достигавший условий гранулитовой фации около 2650 млн лет назад (Байкова и др., 1984; Hölttä et al., 2000), становление единичных субщелочных базитовых даек в Водлозерском домене с возрастом 2,61 и 2,65 млрд лет в Заонежье (Глебовицкий, 2005; Mertanen et al., 2006) и 2,68 млрд лет на р. Выг (Чекулаев и др., 2009), а также карбонатитового комплекса Сиилинъярви в юго-восточной Финляндии (~2,61 млрд лет; Rukhlov et al., 2010).

Согласно стратиграфической шкале нижнего докембрия (Митрофанов и др., 2002), возрастной интервал раннего протерозоя 2,5–2,4 млрд лет в Карельском регионе относится к сумийскому надгоризонту. В начале палеопротерозоя базит-ультрабазитовый магматизм играл доминирующую роль и привел к формированию базальтов в центральной части Карельской провинции, расслоенных интрузий — в ее северной части, на юго-востоке — в пределах Водлозерского домена и в Кольском регионе, а в Беломорской провинции — многочисленных дифференцированных интрузий габброноритов (друзитов) (рис. 2) (Арестова и др., 2023; Турченко, 2021). Сумийские кислые породы представлены метавулканидами андезит-дацитового состава в центре и на севере Карельской провинции (Паанаярвинская, Кумсинская, Лехтинская, Шомбозерская и Семченская структуры), а также одновозрастными (2,45–2,40 млрд лет) К-метариолитами Паанаярвинской структуры и гранитоидными интрузиями топорозерского комплекса в ее северной части и в Беломорской провинции (рис. 2).

Граниты топорозерского комплекса с возрастом 2,45–2,40 млрд лет содержат ксенолиты сумийских метаандезитбазальтов и друзитов (Корсакова и др., 2011; Мыскова и др., 2014; Шемякин, 1976). В то же время следует отметить, что стратиграфическая граница неогархей и палеопротерозоя, представленная образованиями сумия, не всеми исследователями принимается однозначно. Так, последние геохронологические данные (Богданов и др., 2025) позволили авторам отнести часть сумия, в том числе тунгудскую свиту, к неогархее. Авторы данной статьи не согласны с таким заключением и предпочитают опираться на более достоверные геохронологические данные Т. А. Мысковой с соавторами (2013), согласно которым возраст тунгудских метавулканидов составляет 2439 ± 21 млн лет.

СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Базиты и ультрабазиты. Неогархейские базиты представлены метабазами, реже метакоматиитами в основании разрезов неогархейских зеленокаменных

структур в Центрально-Карельском домене и дайками в Водлозерском и Западно-Карельском доменах (рис. 2). Неогархейские метакоматииты известны только в поясе Иломанси (Hölttä et al., 2012; O'Brien et al., 1993) и его северо-западном продолжении в районе озер Кадилампи-Куслонки (Арестова и др., 2025). Неогархейские метабазаиты участвуют в строении зеленокаменных структур Хедозерско-Большозерской (Мыскова и др., 2020), Тикшеозерской (Мыскова и др., 2024, 2025; Слабунов, 2008), Хижъярвинской, Сяргозерской, Ондозерской (Глебовицкий, 2005), Гимольско-Суккозерской (Горьковец и др., 1991; Нестерова и др., 2025), Кадилампи-Куслонки (Арестова и др., 2025), Пастаярви (Мыскова и др., 2022), а также пояса Иломанси в Восточной Финляндии (Hölttä et al., 2012; O'Brien et al., 1993) (рис. 2). В данную выборку не включены метабазаиты этапа 2,80–2,77 млрд лет (Куликов и др., 2017; Мыскова и др., 2024; Слабунов, 2008) Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов, так как по составу они аналогичны мезогархейским метавулканидам поясов Кухмо-Суомуссалми-Типасъярви в Финляндии и контоксской серии Костомукшской структуры, отличаясь от собственно неогархейских комплексов вулканогенно-осадочных пород с возрастом 2,76–2,70 млрд лет (Чекулаев и др., 2018), и отражают предыдущий этап развития магматических систем.

Неогархейские метакоматииты и метабазаиты демонстрируют существенные вариации в химическом составе, особенно в содержаниях MgO , FeO , TiO_2 и легких редкоземельных элементов (далее — РЗЭ). Разные по составу метакоматииты и метабазаиты встречаются даже в пределах одной структуры, например, в поясе Иломанси и структуре Кадилампи-Куслонки (Арестова и др., 2025; Hölttä et al., 2012). Главное отличие неогархейских зеленокаменных структур от мезогархейских (Чекулаев и др., 2018) и сумийских заключается в присутствии как метакоматиитов и метабазаитов примитивного состава с отношениями $(La/Yb)_n$ и $(Nb/La)_n$ около 1 и $Sm/Nd > 0,3$, так и обогащенных легкими РЗЭ с $(La/Yb)_n = 3–11$, $(Nb/La)_n = 0,2–0,6$ и $Sm/Nd = 0,25–0,16$ (таблица, рис. 3, а). Неогархейские метабазаиты независимо от химического состава имеют, как правило, положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ от +0,5 до +2,6 (рис. 4).

Состав базитов и ультрабазитов сумия детально охарактеризован в публикации Арестовой и др. (2023), где показано сходство состава сумийских метавулканидов с интрузивными аналогами — сумийскими расслоенными интрузиями Карельской провинции и друзитами Беломорской провинции. В настоящем исследовании для сравнения использованы составы сумийских и неогархейских базитовых метавулканидов Карельской провинции (рис. 2, таблица). Они представлены метакоматиитами, метакоматиитовыми базальтами, метабазаитовыми андезитами и характеризуются в целом постоянным составом, чем отличаются от неогархейских метабазаитов (рис. 3). Сумийские метакоматииты известны только вдоль границы Карельской и Беломорской провинций: в Ветреном поясе и Лехтинской структуре (рис. 2). Они обогащены легкими РЗЭ с $(La/Yb)_n = 3,5–5$, имеют пониженные

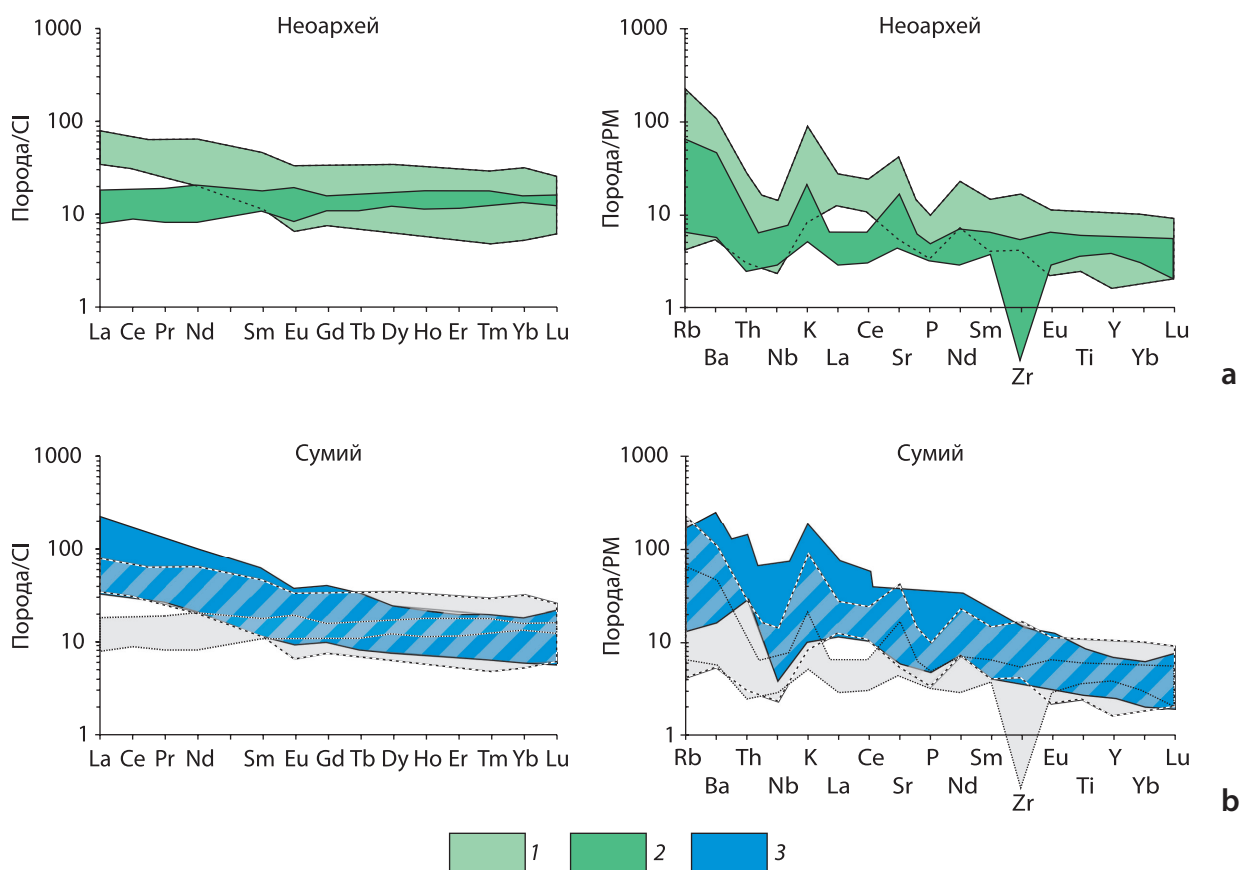


Рис. 3. Нормированные на хондрит CI спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) и мультиэлементные диаграммы (спайдердиаграммы) содержаний редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитивную мантию (PM), в основных и ультраосновных метавулканитах неоархея (а) и сумий (b) Карельской провинции

1, 2 — метабазальты неоархея: **1** — обогащенные легкими РЗЭ, **2** — необогащенные легкими РЗЭ; **3** — метабазальты и метабазальтовые андезиты сумий. На рис. *b* для сравнения серым полем показан состав неоархейских метабазальтов с рис. *a*, полосатая зона — область перекрытия составов пород

Источник: содержание редких и редкоземельных элементов в хондрите CI и примитивной мантии, использованные для нормирования, — по Sun et al. (1989)

Fig. 3. Chondrite CI-normalized rare earth element (REE) distribution spectra and multi-element plots (spidergrams) of values of rare and rare earth elements normalized to the primitive mantle (PM) in the Neoproterozoic (a) and Sumian (b) mafic and ultramafic metavolcanites in the Karelian province

1, 2 — Neoproterozoic metabasalts: **1** — enriched in light REE, **2** — not enriched in light REE, **3** — Sumian metabasalts and metabasaltic andesites. In fig. *b* for comparison, the gray field shows the Neoproterozoic metabasalt composition from fig. *a*, the striped zone refers to the overlapping area of rock compositions

Source: concentrations of rare and rare earth elements in CI chondrite and primitive mantle used for normalization — from Sun et al. (1989)

отношения $(\text{Nb/La})_n = 0,3$ и $\text{Sm/Nd} = 0,25\text{--}0,22$ (таблица). Сумийским метабазальтам по сравнению с архейскими аналогами свойственны повышенные (на ~2 %) содержания SiO_2 при тех же концентрациях MgO и широкие вариации индекса магнетиальности (от 0,40 до 0,69). Все сумийские метабазиты обогащены легкими РЗЭ (таблица, рис. 3, *b*), а также имеют выдержанные отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от $-3,4$ до $-0,5$ (рис. 4).

Метавулканиты средне-кислого состава. Неоархейские метавулканиты средне-кислого состава представлены преимущественно метаандезитами и метадацитами, которые вместе с метаосадочными породами слагают основную часть зеленокаменных поясов Центрально-Карельского домена

и присутствуют в верхних частях разреза мезоархейских поясов западного и восточного обрамления этого домена (рис. 2). От мезоархейских аналогов они, как правило, отличаются более высокими содержаниями Sr , Ba , K и легких РЗЭ (рис. 5, *a*, *b*) (Егорова и др., 2025; Чекулаев и др., 2018). Редко встречаются лейкократовые метариолиты, образующие дайки и силлы, описанные в Хедозеро-Большозерской (Мысцова и др., 2020) и Костомукшской (Слабунов и др., 2021) структурах, а также в поясе Иломанси (O'Brien et al., 1993). По составу риолиты аналогичны неоархейским плагиомиоклиновым гранитам (таблица). Неоархейские метавулканиты в основной массе имеют невысокие положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от -1 до $+2$ (рис. 4).

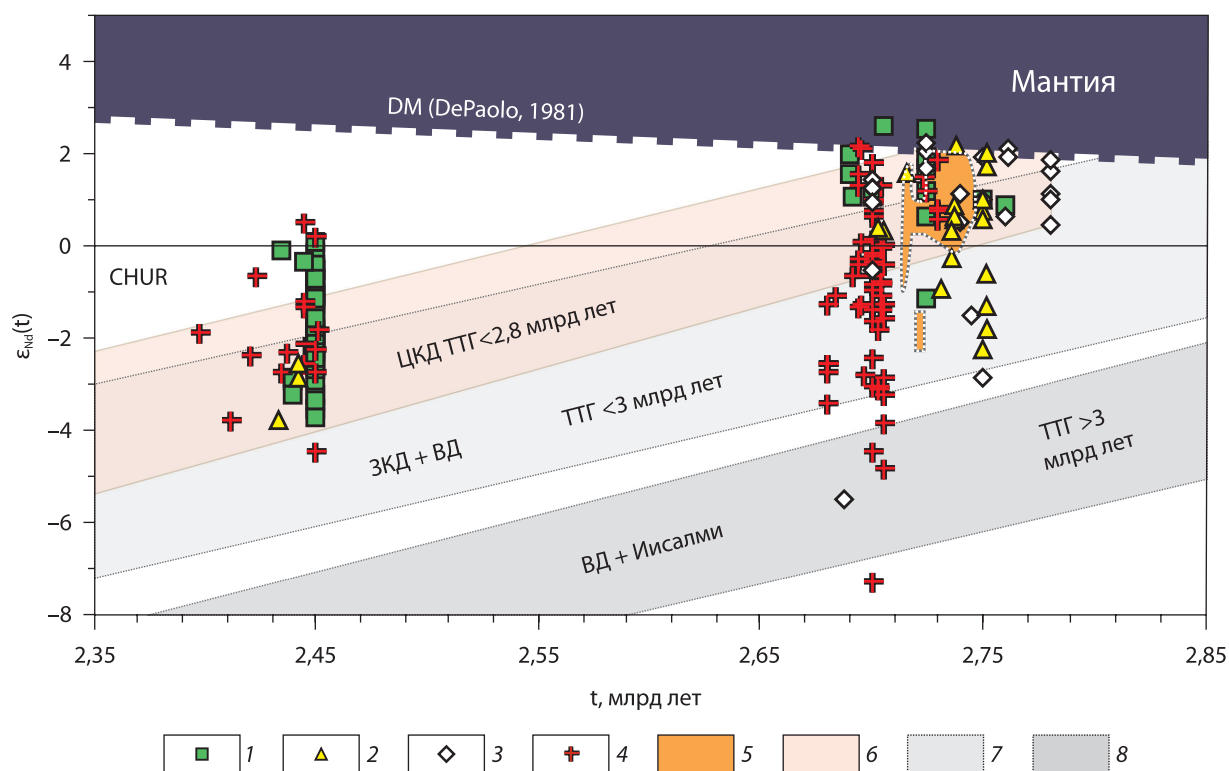


Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ — возраст для неоархейских и палеопротерозойских (сумийских) магматических пород Центрально-Карельского домена и его обрамления

1 — базит-ультрабазитовые интрузии, друзиты, метабазальты; 2 — метаандезиты, метадациты; 3 — ТТГ; 4 — граниты. Для сравнения показаны поля составов неоархейских санукитоидов (5) и области эволюции изотопного состава неодима архейских ТТГ Карельской провинции (6–8): 6 — для ЦКД ТТГ с возрастом менее 2,8 млрд лет, 7 — для ЗКД и ВД ТТГ с возрастом менее 3 млрд лет, 8 — для древнейших ВД ТТГ и блока Иисалми (Финляндия) с возрастом более 3 млрд лет. Домены: ВД — Водлозерский, ЗКД — Западно-Карельский, ЦКД — Центрально-Карельский. CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) — хондритовый однородный резервуар

Источник: 6–8 — по Егоровой и др. (2025); нижняя граница поля мантийных источников — линия DM (деплетированная мантия) — по DePaolo (1981)

Fig. 4. $\epsilon_{Nd}(t)$ diagram for the Neoproterozoic and Paleoproterozoic (Sumian) igneous rocks of the Central Karelian domain and its adjacent areas

1 — basite-ultrasibite intrusion, drusite, metabasalt; 2 — metaandesite, metadacite; 3 — TTG; 4 — granite. For comparison, there are shown composition fields of the Neoproterozoic sanukitoids (5) and neodymium isotope composition evolution areas of the Archean TTG in the Karelian province (6–8): 6 — for ЦКД TTG aged under 2.8 Ga, 7 — for ЗКД TTG and ВД TTG aged under 3 Ga, 8 — for the oldest ВД TTG and Iisalmi block (Finland) aged over 3 Ga. Domains: ВД — Vodlozero domain, ЗКД — West Karelian domain, ЦКД — Central Karelian domain, TTG — TTG. CHUR — Chondritic Uniform Reservoir

Source: 6–8 — from Egorova et al. (2025); the lower boundary of the mantle source field is the DM (depleted mantle) line — from DePaolo (1981)

Сумийские метавулканы средне-кислого состава можно разделить на две контрастные по составу группы пород (таблица, рис. 5, b). Одну группу образуют преимущественно метаандезиты нормального ряда с $\text{SiO}_2 < 65\%$, присутствующие в центре и на северо-востоке Карельской провинции в тех же структурах, что и сумийские метабазальты; вероятно, они являются их более кислыми разностями. От близких по содержанию SiO_2 метавулканитов неоархея они отличаются более высокими содержаниями Ti, Fe, Mg, Ca и отношением Ti/Zr, а также более низкими содержаниями Al, Zr и литофильных элементов (Rb, Sr, Ba, K), легких РЗЭ (таблица). Метаандезиты сумия имеют близкие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ от $-2,6$ до $-3,8$ (рис. 4).

Ко второй группе отнесены богатые K_2O лейкократовые метадациты и метариолиты с $\text{SiO}_2 > 65\%$. Они присутствуют только на севере провинции, на ее границе с Беломорским поясом, в Лехтинской, Шомбозерской и Паанаярвинской структурах (рис. 2) и не имеют архейских аналогов. Эти метавулканы характеризуются повышенными содержаниями SiO_2 , Ba, Rb, K_2O , Zr, Y, Nb, Ti, РЗЭ и отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Rb/Sr и др. (таблица, рис. 5, b), а также значительной отрицательной Eu-аномалией. Они содержат меньше Fe, Mg, Ca и являются менее магниальными по сравнению с сумийскими метаандезитами первой группы.

Гранитоиды. Гранитоиды неоархея представлены двумя крупными группами пород, различающихся по составу и времени формирования.

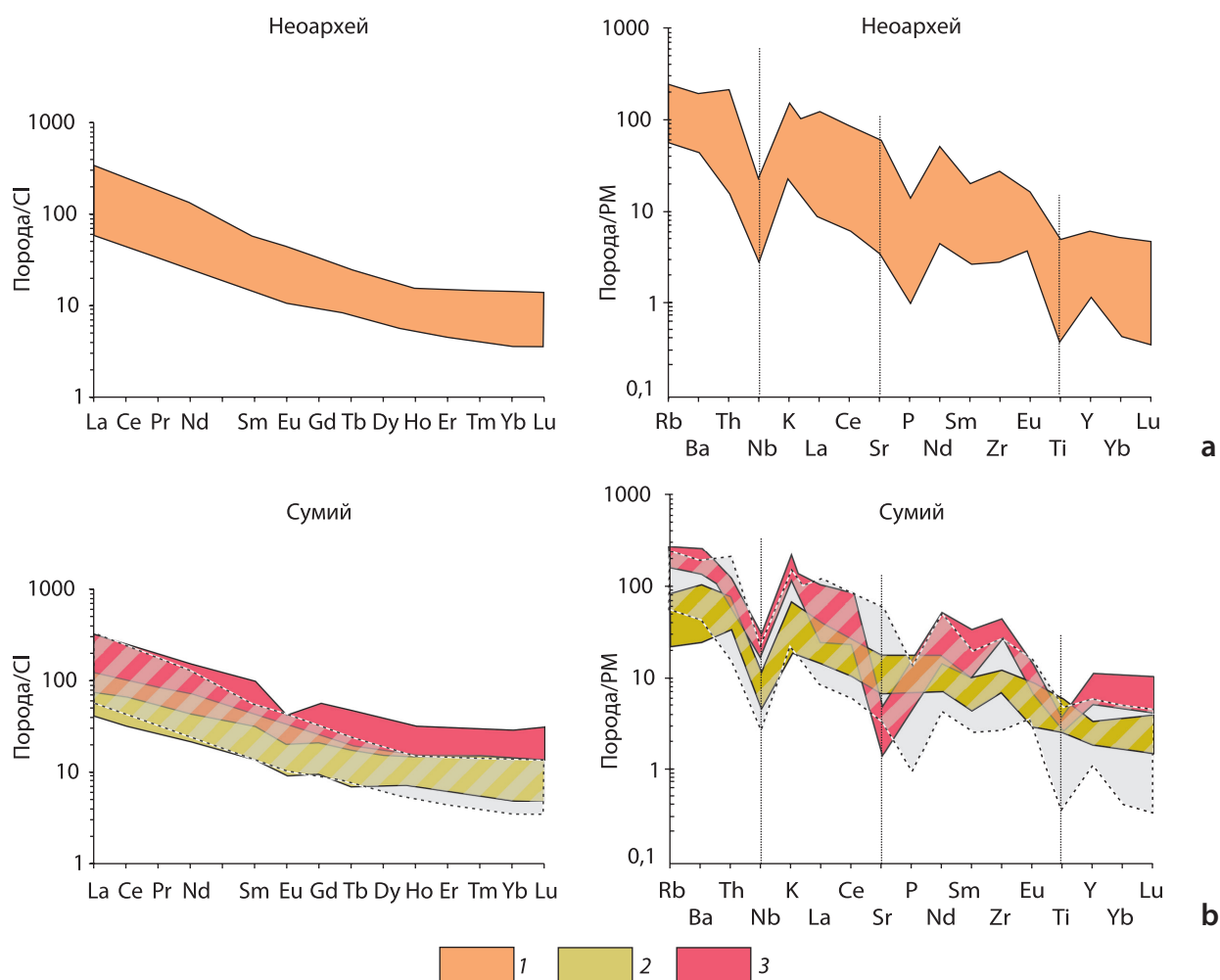


Рис. 5. Нормированные на хондрит CI спектры распределения РЗЭ и мультиэлементные диаграммы (спайдер-диаграммы) содержаний редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитивную мантию (PM), в средне-кислых метавулканитах неоархея (а) и сумия (б) Карельской провинции

1, 2 — метаандезиты и метадациты: 1 — неоархея, 2 — сумия; 3 — К-метариолиты сумия. На рис. б для сравнения серым полем показан состав неоархейских метавулканитов с рис. а, полосатая зона — область перекрытия составов пород

Источник: содержание редких и редкоземельных элементов в хондрите CI и примитивной мантии, использованные для нормирования, по Sun et al. (1989)

Fig. 5. Chondrite CI-normalized rare earth element (REE) distribution spectra and multi-element plots (spidergrams) of the values of rare and rare earth elements normalized to the primitive mantle (PM), for the Neoproterozoic (a) and Sumian (b) intermediate-felsic metavolcanites in the Karelian province

1, 2 — metaandesites and metadacites: 1 — Neoproterozoic, 2 — Sumian; 3 — Sumian K-metarhyolites. In fig. b for comparison, the gray field shows the Neoproterozoic metavolcanite composition from fig. a, the striped zone refers to the overlapping area of rock compositions

Source: concentrations of rare and rare earth elements in CI chondrite and primitive mantle used for normalization — from Sun et al. (1989)

Состав пород наиболее ранней в неоархее (2,78–2,72 млрд лет) ТТГ ассоциации, слагающей значительную часть неоархейской коры, в целом аналогичен составу средне-кислых метавулканитов (Чекулаев и др., 2018) (таблица). Так же, как и метавулканиты, они отличаются от пород ТТГ ассоциации мезоархея более высокими содержаниями Sr, Ba, K и легких РЗЭ (Егорова и др., 2025; Чекулаев и др., 2018). К этой же группе можно отнести гранитоидные фазы, преобладающие в строении неоархейских санукитоидных интрузий. Для них характерна та же геохимическая специфика, отличие заключается в большей степени

обогащения Sr, Ba, щелочами (особенно K) и легкими РЗЭ при повышенных содержаниях Sr и значениях индекса магнетиальности (таблица). Неоархейские ТТГ и санукитоиды в основной массе имеют невысокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$: от –0,5 до +2,5 (рис. 4). Среди палеопротерозойских образований Карельской провинции интрузивные породы такого состава не известны.

Другую группу неоархейских гранитоидов представляют плагиомикроклиновые граниты с возрастом $2,7 \pm 0,05$ млрд лет. В пределах Карельской провинции эти гранитоиды слагают интрузии (рис. 2),

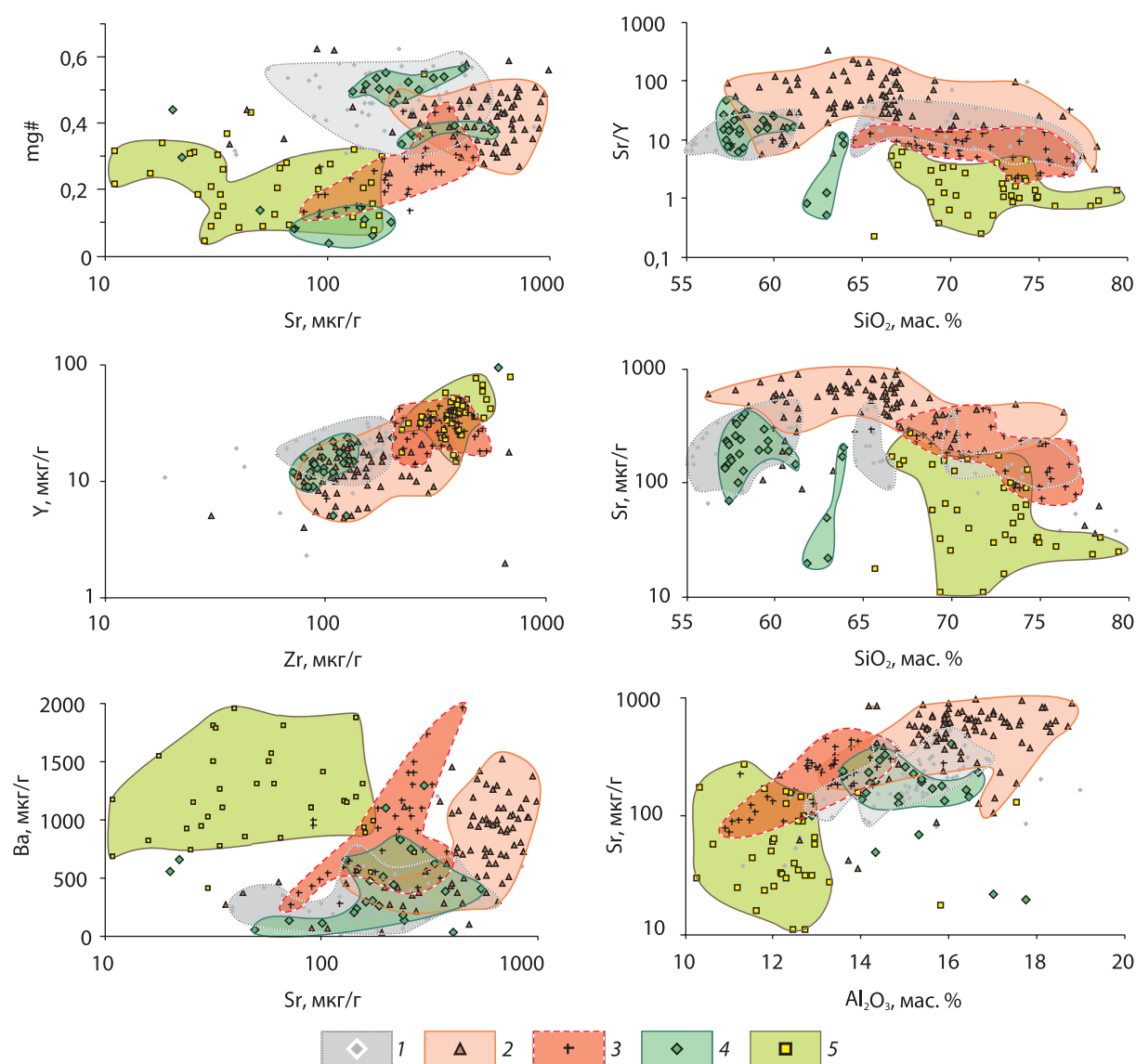


Рис. 6. Парные диаграммы, показывающие главные геохимические различия магматических пород средне-кислого состава мезоархей, неоархей и палеопротерозоя

1–3 — архей: **1, 2** — средне-кислые метавулканы: **1** — мезоархей, **2** — неоархей, **3** — плагиомикроклиновые граниты (2,72–2,65 млрд лет); **4, 5** — палеопротерозой (сумий): **4** — метаандезиты и метадациты, **5** — калиевые метариолиты

Fig. 6. Binary plots showing the main geochemical differences between the Mesoarchean, Neoarchean, and Paleoproterozoic intermediate-felsic igneous rocks

1–3 — Archean: **1, 2** — intermediate-felsic metavolcanites: **1** — Mesoarchean, **2** — Neoarchean, **3** — plagiomicrocline granites (2.72–2.65 Ga); **4, 5** — Paleoproterozoic (Sumian): **4** — metaandesites and metadacites, **5** — potassic metarhyolites

а также повсеместно развиты как продукты ультра-метаморфизма и К-метасоматоза ТТГ пород (Глебовицкий, 2005). При этом граниты, близкие по возрасту и сходные по содержанию главных элементов, существенно варьируют по содержанию редких и редкоземельных элементов, а также по значениям $\epsilon_{Nd}(t)$: от -5 до $+2,2$ (рис. 4) (Чекулаев и др., 2020).

Гранитоиды сумия отсутствуют на юге и в центре Карельской провинции. Они слагают интрузии в зоне сочленения Карельской и Беломорской провинций (рис. 2), а также в виде многочисленных небольших интрузий и жильных тел прорывают архейские породы Беломорской провинции. По сравнению с большинством неоархейских гранитов, они имеют

выдержанный химический состав, аналогичный такому сумийских К-метариолитов, и характеризуются более высокими содержаниями Ti, Zr, CaO, K₂O, Y, P₂O₅ и более низкими — Al₂O₃, mg#, а также низкими отношениями Al/Ti, Sr/Y и Na/Ca (рис. 6, таблица). В то же время палеопротерозойские граниты близки или аналогичны по составу некоторым гранитам неоархей (массивы Хижозерский, Юковский, Охтомозерский) (Чекулаев и др., 2020). Отличительными особенностями их состава являются высокие содержания высокочarged элементов (Ti, Zr, Y), а также Ba и Rb при относительно низких содержаниях Sr. Сумийские граниты имеют преимущественно отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$: от -3 до $+0,5$ (рис. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

До сих пор преобладает представление об образовании архейской коры Карелии в платформенной обстановке (Куликов и др., 2017; Светов и др., 2025). Однако в последнее время более обоснованным представляется образование неархейских неоднородных по составу базитов-ультрабазитов Карельской провинции в результате подъема мантийного плюма, который мог сам служить источником мантийных расплавов, а также инициировать плавление более легкоплавких — метасоматизированных зон литосферы. В пользу плюма свидетельствует наличие метакоматиитов в зеленокаменных структурах. Расчет давлений в мантийном источнике (Herzberg, 1995) при образовании неархейских коматиитов в поясе Иломанси и в районе озер Кадиламп-Куслонки показал, что они выплавлялись при P около 4–5 ГПа (на глубине 120–150 км) с температурой расплава 1400–1450 °C и температурой в источнике плавления 1550–1600 °C, рассчитанных по Abbott (1996) и Nisbet et al. (1993) соответственно. Согласно другой модели (Kovalenko et al., 2005), неархейский магматизм был инициирован подъемом горячей астеносферной мантии в результате деляминации нижних слоев литосферы.

Присутствие в неархейских структурах обогащенных метабазальтов наряду с примитивными разностями предполагает субсинхронное внедрение расплавов из разных мантийных источников по одной сети глубинных разломов. Такими источниками могли быть обогащенные зоны субконтинентальной литосферной мантии (далее — СКЛМ) и примитивная мантия, поднятая плюмом (или в результате деляминации нижних слоев литосферы), либо оба источника находились в СКЛМ, а сама СКЛМ под Карельским кратоном в начале неархей уже не была однородной. Анализ типа источника неархейских базитовых расплавов по соотношению в них высокзарядных (HFS) элементов с помощью диаграмм в координатах Zr/Y — Nb/Y (Condie, 2005) и Th/Yb — Nb/Yb (Pearce et al., 2019) показал, что неархейские метакоматииты и метабазальты образуют поле составов от области плюмовых источников около РМ (примитивной мантии) до обогащенных неплюмовых мантийных источников, производных СКЛМ (Арестова и др., 2025). Причиной формирования метасоматизированных (обогащенных) зон в СКЛМ в конце архей могло быть глобальное остывание литосферы до температур ниже 1200 °C на глубинах до 90 км. Согласно экспериментальным данным (Green, 2015), в таких условиях могут формироваться и потом длительное время существовать богатые клинопироксеном и паргаситом перидотиты и пироксениты, концентрирующие воду и некогерентные элементы. К производным метасоматизированного мантийного источника относятся и примитивные санукитоидные расплавы (Lobach-Zhuchenko et al., 2008). Об этом свидетельствуют ранние мафические фазы санукитоидов с высоким индексом магнезиальности ($mg\#$ 50–70), высокими содержаниями Cr (до 600 мкг/г) и Ni (до 400 мкг/г), обогащенные несовместимыми элементами (Ba , Sr ,

K и легкими $R3Э$). При внедрении в кору санукитоидные расплавы в разной степени претерпели контаминацию, в том числе за счет смешения с гранитоидными расплавами из коровых источников. На это указывают приближение химического состава гранитоидных разностей санукитоидов к неархейским ТТГ, а также присутствие ксеногенных ядер в цирконах, снижение значений $\epsilon_{Nd}(t)$ в породах, $\epsilon_{Hf}(t)$ в цирконе и увеличение значения $\mu(t)$ в калиевых полевых шпатах (Егорова, 2014¹). Неархейские метабазальты и мафические разности санукитоидов имеют, как правило, положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$: от +0,5 до +2,6 (рис. 4), что указывает на формирование обогащенного источника незадолго до его плавления, то есть в мезо-неархее.

Переход от архей к протерозою на эпиархейских кратонах континентов ознаменовался заложением глобальной системы рифтов и бассейнов (Гуронская супергруппа Канадского щита, супергруппы Трансвааль и Грикваленд Капваальского кратона, Карельская и Кольско-Норвежская провинции Фенноскандинавского щита), тектоническая природа которых определялась плюмовой мантийной геодинамикой. Соответственно, образование базитов с возрастом 2,5–2,4 млрд лет в основном связывают с континентальным рифтингом, происходившим в результате подъема плюма (Арестова и др., 2015; Шарков и др., 1997; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Puchtel et al., 2016). Присутствие в районе Заонежья даек базитов возрастом 2,61 млрд лет и секущих их базитовых даек возрастом 2,45 млрд лет позволило авторам (Mertanen et al., 2006) сделать вывод о начале рифтогенного режима не менее чем через 100 млн лет после завершения архейского тектоно-магматического цикла. Это согласуется с предполагаемым перерывом в активном магматизме на границе неархей и палеопротерозоя.

Для сумийских базитовых расплавов в работе Н. А. Арестовой и др. (2023) была предложена модель образования из обогащенного источника в субконтинентальной литосферной мантии при невысоких давлениях (2,5–3,0 ГПа) и их частичного смешения с выплавками из примитивной мантии, поднятой плюмом. Вероятно, на ранней сумийской стадии палеопротерозойского рифтинга в первую очередь плавилась метасоматизированная часть СКЛМ, чем объясняется обогащение легкими $R3Э$ всех сумийских базитов. Выдержанные отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ от –3,4 до –0,5 при $t_{Nd}(DM)$ от 3,0 до 2,7 млрд лет (DePaolo, 1981) в сумийских ультрабазитах и базитах свидетельствуют о формировании их источника в неархее (рис. 4). Таким обогащенным источником могли быть образовавшиеся на рубеже мезо-неархей участки метасоматизированной СКЛМ с пониженным отношением Sm/Nd . Это хорошо согласуется с появлением первых обогащенных метакоматиитов и метабазальтов в неархее. По характеру распределения $R3Э$ обогащенные разности неархейских метакоматиитов и метабазальтов сходны

¹ Егорова Ю. С. Санукитоиды Фенно-Карельской провинции Балтийского щита: геология, состав, источники : автореф. канд. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2014. 20 с.

с сумийскими аналогами (рис. 3, *b*, таблица), хотя и содержат меньше легких РЗЭ, что затрудняет их идентификацию только на основании геохимических и Sm–Nd изотопных данных.

Неоархейские метаандезиты и метадациты близки по составу и возрасту неоархейским породам ТТГ ассоциации и нормальнощелочной группе санукитоидов и, возможно, являются их эффузивными аналогами. От мезоархейских и палеопротерозойских пород средне-кислого состава они отличаются обогащением Ba, Sr, K и легкими РЗЭ (Егорова и др., 2025). Неоархейские вулканиты, санукитоиды и ТТГ в основной массе имеют невысокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (от -1 до $+2$) (рис. 4), указывающие на источник, отличный по составу от древних пород мезо- и палеоархейской континентальной коры Карельской провинции.

Сумийские метаандезиты нормального ряда не имеют интрузивных аналогов и, вероятнее всего, являются дифференциатами сумийских вулканитов основного состава. И те, и другие встречаются в одних структурах и имеют общие геохимические особенности: близкие отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ (от $-2,6$ до $-3,8$) (рис. 4) и отношения $(La/Yb)_n$, Sr/Y и Zr/Y (таблица). От неоархейских аналогов сумийские метаандезиты заметно отличаются более высокими значениями индекса $mg\#$, отношениями Zr/Y , $(Ce/Sr)_n$, $(La/Yb)_n$ и более низкими содержаниями Al, K, Sr, Ba и легких РЗЭ, низким отношением Sr/Y (рис. 6), что обусловлено разными условиями образования сумийских и неоархейских пород.

Микроклинсодержащие граниты неоархея с возрастом $2,7 \pm 0,05$ млрд лет характеризуются крайне неоднородным составом пород в разных массивах, обусловленным вариациями содержаний редких и редкоземельных элементов. Граниты имели коровый источник, близкий по составу, но различающийся по возрасту и глубине плавления (Чекулаев и др., 2020). Это подтверждается широкими вариациями значений $\epsilon_{Nd}(t)$ и модельных возрастов (рис. 4). Повсеместное развитие гранитов как результат ультраметаморфизма и К-метасоматоза ТТГ пород наряду с проявлением регионального высокотемпературного метаморфизма около 2,7–2,65 млрд лет назад указывает на мощный прогрев и частичное плавление верхней континентальной коры в неоархее.

Палеопротерозойские калиевые метариолиты и граниты с высокими содержаниями высоkozарядных элементов (Ti, Zr, Y), а также Ba и Rb при относительно низких содержаниях Sr (таблица) близки по составу к неоархейским гранитам Хижозерского, Юковского и Охтомозерского массивов (Чекулаев и др., 2020), имеющим состав, присущий внутриплитным гранитам А-типа. Согласно экспериментальным данным (Patiño Douce, 2017), их источником служили известково-щелочные гранитоиды, в данном случае архейские тоналит-трондьемиты, слагающие основную часть коры. Высокие содержания Y, Nb и Zr в этих гранитах обусловлены составом рестита, в котором главную роль играли ортопироксен и плагиоклаз, имеющие низкие коэффициенты распределения этих элементов с расплавом. Это подтверждается наличием отрицательной Eu-аномалии (рис. 5, *b*).

Все сказанное относится и к образованию К-метариолитов. Сумийские граниты и К-метариолиты имеют отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и модельные возрасты $t_{Nd}(DM)$ по DePaolo (1981) = 2,9–3,1 млрд лет (рис. 4). Эти данные показывают, что их источником могли быть архейские ТТГ, слагающие значительную часть верхней коры. Сходство условий образования сумийских К-метариолитов и гранитов позволяет отнести их к единой вулканоплутонической ассоциации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, переход от архея к протерозою в пределах Карельской провинции Фенноскандинавского щита знаменует смену крупных тектоно-магматических циклов и находит отражение в составе магматических пород.

Неоархейские базиты имеют ограниченное распространение по сравнению с гранитоидами, средне-кислыми метавулканитами и метасадочными породами. Они представлены метабазами, метакатиитами, дайками, малыми интрузиями габбро, а также входят в состав субщелочных санукитоидных интрузий. Для них характерно разнообразие химического состава как по содержанию главных, так и редких и редкоземельных элементов, отражающее различия в условиях магнообразования и составе источников. Неоархейские базиты независимо от химического состава имеют, как правило, положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ от $+0,5$ до $+2,6$. Это подтверждает существование в конце архея гетерогенной субконтинентальной литосферной мантии под Карельским кратоном, включающей обогащенные (метасоматизированные) участки.

Гранитоидный магматизм в неоархее играл главную роль в становлении коры. В результате образовались две группы пород, различающихся по составу и времени формирования. К первой группе (2,78–2,71 млрд лет) относятся ТТГ, слагающие значительную часть неоархейской коры, а также санукитоиды и метавулканиты средне-кислого состава, отличающиеся от мезоархейских аналогов более высокими содержаниями Sr, Ba, K и легких РЗЭ. В основной массе они имеют невысокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$: от -1 до $+2,5$ (рис. 4). Среди палеопротерозойских образований Карельской провинции интрузивные породы такого состава не известны.

Ко второй группе относятся плагиомикроклиновые граниты с возрастом 2,7–2,65 млрд лет, развитые повсеместно в виде отдельных интрузий и как результат ультраметаморфизма и К-метасоматоза ТТГ пород. Они существенно варьируют по содержаниям редких и редкоземельных элементов, а также по значениям $\epsilon_{Nd}(t)$: от -5 до $+2,2$. Граниты имели коровый источник, близкий по составу, но различающийся по возрасту и глубине плавления. Доминирующая роль гранитоидного магматизма в формировании коры Карельского кратона в конце архея, появление калиевых гранитов и мигматизация ими всего комплекса ТТГ пород архейского фундамента, сопровождавшиеся высокотемпературным метаморфизмом, могут свидетельствовать о переходе к стадии кратонизации.

Также в неогархее появились первые в истории щита породы субщелочного и щелочного состава: санукитоиды (2,75–2,71 млрд лет), граниты и пегматиты (2,7–2,65 млрд лет) и карбонатиты (2,61 млрд лет). Последние завершают архейский тектоно-магматический цикл, за которым последовал перерыв в магматической активности продолжительностью около 100 млн лет.

Протерозой начался с масштабного ультрабазит-базитового магматизма, проявленного на всей территории Карельского кратона в виде расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий, друзитов и вулканических комплексов возрастом 2,5–2,45 млрд лет. Самое значимое отличие сумийских базитов от архейских аналогов выражается в обогащении легкими РЗЭ и отрицательных значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (от –3,4 до –0,5) при $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ от 3,0 до 2,7 млрд лет, что указывает на их образование из архейского обогащенного мантийного источника (СКЛМ).

Сумийские породы среднего и кислого состава распространены значительно меньше, чем базиты. Главным их отличием от неогархейских аналогов является бимодальность, выраженная наличием двух существенно различающихся по содержанию SiO_2 групп пород. Первая группа объединяет метаандезиты и метадациты нормального ряда с $\text{SiO}_2 < 65\%$, которые не имеют интрузивных аналогов и, вероятнее всего, являются дифференциатами сумийских вулканитов основного состава. Вторая группа включает однородные калиевые метариолиты и аналогичные по составу граниты этого возраста, образующие единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Неогархейские и палеопротерозойские (сумийские) магматические породы обнаруживают следующие различия в составе: 1) составы всех разновидностей пород неогархея (базитов, метавулканитов средне-кислого состава, гранитоидов) значительно варьируют, тогда как для палеопротерозоя характерны меньшие колебания; 2) неогархейские магматические породы, за исключением поздних гранитов, характеризуются в основной массе положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, тогда как сумийские породы независимо от химического состава имеют преимущественно отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ (рис. 4).

Анализ химического и Sm–Nd изотопного состава магматических пород неогархея и сумия показал, что для тех и других основными источниками служили породы архейской континентальной литосферы. На рубеже мезо- и неогархея сформировались первые участки обогащенной СКЛМ, послужившие источником для первых в истории Карельской провинции обогащенных несовместимыми элементами базитовых расплавов с положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Возможно, этот же источник подвергся активному плавлению на начальной сумийской стадии палеопротерозойского рифтогенеза, производя обширный сумийский базитовый комплекс обогащенных легкими РЗЭ пород с отрицательными значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$.

Формирование кислых пород — гранитов неогархея, а также К-риолитов и гранитов сумия — было обусловлено плавлением разновозрастных архейских ТТГ пород, слагающих большую часть континентальной коры. Однако в неогархее этот процесс

был проявлен более масштабно и охватывал разные по глубине уровни коры, что отразилось в широком распространении и разнообразии составов неогархейских гранитов по сравнению с сумийскими кислыми породами.

Отличия химического состава магматических пород неогархея и сумия указывают на изменение условий магнеобразования, выраженное прежде всего в изменении условий плавления мантийных и коровых источников. Это может быть связано с общим остыванием литосферы и сменой геодинамического режима с внутриплитного на рифтогенный при переходе от неогархея к палеопротерозою. На обоих этапах инициирующим магматическую активность событием, скорее всего, выступал плюм.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

Арестова Н. А., Егорова Ю. С., Чекулаев В. П., Кучеровский Г. А. Неогархейские базиты Центрально-Карельского домена Карельской провинции Фенноскандинавского щита (р-н озер Кадиламп-Куслокки) // Труды Ферсмано-вской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. Т. 22. С. 23–30. <https://doi.org/10.31241/FNS.2025.22.003>

Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Егорова Ю. С., Кучеровский Г. А. Сумийские базальты и базальтовые андезиты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: геологическое положение, состав, условия образования // Геология и геофизика. 2023. Т. 64, № 5. С. 619–646. <https://doi.org/10.15372/GiG2022133>

Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Кучеровский Г. А., Егорова Ю. С., Скублов С. Г. О соответствии геологических данных и результатов датирования архейских пород U–Pb методом по циркону на примере Карельской провинции Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2017. № 71. С. 35–52.

Арестова Н. А., Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Кучеровский Г. А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена, Балтийский щит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23, № 2. С. 3–16. <https://doi.org/10.7868/S0869592X15020027>

Астафьев Б. Ю., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Воинов А. С., Горбачевич Н. Р., Журавлев В. А., Ногина М. Ю., Парамонова М. С., Проскурин Г. Ю., Рыбалко А. Е., Семёнова Л. Р., Суриков С. Н., Шкарубо С. И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Q-(35), 36 — Апатиты. Объяснительная записка. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. 436 с.

Байкова В. С., Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А., Чекулаев В. П., Шулешко И. К., Яковлева С. З. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранулитов Карелии // Доклады Академии наук СССР. 1984. Т. 277, № 2. С. 442–444.

Богданов Ю. Б., Бережная Н. Г., Анисимова С. А., Никонова А. С., Родионов Н. В. Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 28–50. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Горьковец В. Я., Раевская М. Б., Володичев О. И., Голованова Л. С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 173 с.

Егорова Ю. С., Чекулаев В. П., Кучеровский Г. А., Иванова А. А., Сальникова Е. Б., Плоткина Ю. В., Арестова Н. А. Неогархейские Ba–Sr метадациты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: U–Pb геохронология, состав, Sm–Nd систематика. Эффузивные аналоги санукитоидов? //

Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2025. Т. 33, № 3. С. 3–25.

Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск : Карел. науч. центр РАН, 2000. 222 с.

Корсакова М. А., Мыслова Т. А., Иванов Н. М. Комплексы сумийских гранитоидов юго-восточной части Северо-Карельской зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии / под ред. А. И. Голубева, В. В. Щипцова : № 14. Петрозаводск : Карел. науч. центр РАН, 2011. С. 57–71.

Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / под ред. В. Я. Горьковца, Н. В. Шарова. Петрозаводск : Карел. науч. центр РАН, 2015. 321 с.

Куликов В. С., Светов С. А., Слабунов А. И., Куликова В. В., Полин А. К., Голубев А. И., Горьковец В. Я., Иващенко В. И., Гоголев М. А. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1 : 750 000: новые подходы к составлению // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2017. № 2. С. 3–41.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Левский Л. К., Коваленко А. В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26–42.

Максимов А. В., Богданов Ю. Б., Воинова О. А., Коссовая О. Л., Бахтеев А. Р., Евдокимова И. О., Горбачевич Н. Р., Ногина М. Ю., Никонова А. С., Суриков С. Н., Чуйко М. А., Шишлянников А. Н., Астафьев Б. Ю., Воинов А. С., Богачев В. А., Яновский А. С., Амонтов А. В., Андросов Е. А., Иванова Н. О., Сулова С. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35), 36 — Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб. : Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2015. 399 с.

Милькевич Р. И., Арестова Н. А. Метакоматиты в разрезе терригенной железисто-кремнистой формации Костомукшского зеленокаменного пояса // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 5. С. 517–523.

Милькевич Р. И., Мыслова Т. А. Позднеархейские метатерригенные породы Западной Карелии // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С. 177–194.

Мыслова Т. А., Милькевич Р. И., Львов П. А., Житникова И. А. Неоархейские вулканы Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 2. С. 3–32. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040>

Мыслова Т. А., Иванов Н. М., Корсакова М. А., Милькевич Р. И., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. Геология, геохимия и возраст вулканитов тунгудской свиты: к вопросу о границе архей-протерозой в Северной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 3–25. <https://doi.org/10.7868/S0869592X13040078>

Мыслова Т. А., Иванов Н. М., Корсакова М. А., Милькевич Р. И., Львов П. А., Богомолов Е. С., Гусева В. Ф. Геохимическая и геохронологическая корреляция кислых вулканитов и гранитоидов палеопротерозоя в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса (Северная Карелия) // Геология и полезные ископаемые Карелии / под ред. А. И. Голубева, В. В. Щипцова : № 17. Петрозаводск : Карел. науч. центр РАН, 2014. С. 36–53.

Мыслова Т. А., Львов П. А. История формирования Хедозеро-Большозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2019. № 10. С. 5–29.

Мыслова Т. А., Львов П. А. Супракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Свекофенским блоком: состав, возраст, происхождение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30, № 1. С. 3–32. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22010057>

Мыслова Т. А., Никонова А. С., Никонов К. А., Житникова И. А., Львов П. А. Кичанская структура Архейского Тихшеозерского зеленокаменного пояса Фенноскандинавского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Геохимия. 2024. Т. 69, № 9. С. 831–856. <https://doi.org/10.31857/S0016752524090029>

Мыслова Т. А., Никонова А. С., Никонов К. А., Львов П. А. Состав и возраст супракрустальных пород северного крыла Кукаозерской структуры Фенноскандии. Новые геохимические и изотопные данные // Геохимия. 2025. Т. 70, № 10. С. 797–829. <https://doi.org/10.7868/S3034495625100022>

Нестерова Н. С., Слабунов А. И. Мезо- и неоархейские кислые вулканы Гимольского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2025. № 5. С. 109–113.

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка / под ред. Ф. П. Митрофанова, В. З. Негруца. Апатиты, 2002. 13 с.

Ранний докембрий Балтийского щита / под ред. В. А. Глебовичского. СПб. : Наука, 2005. 711 с.

Светов С. А., Рыбникова З. П., Бакаева А. В., Гоголев М. А. Магматизм и геодинамические режимы на границе архей-палеопротерозоя. Взгляд из Карелии // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2025. № 5. С. 119–123.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск : Карел. науч. центр РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66, № 4. С. 291–307. <https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>

Стратиграфический кодекс России / под ред. А. И. Жамойды. 3-е изд. СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Турченко С. И. Металлогения докембрийского этапа геологического развития Земли. СПб. : Свое изд-во, 2021. 179 с.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С. Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 27–44.

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С., Кучеровский Г. А. Изменение условий формирования континентальной коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархей: результаты геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26, № 3. С. 3–23. <https://doi.org/10.7868/S0869592X18030018>

Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна — ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, № 4. С. 508–510.

Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнетизальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–520.

Шемакин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л. : Наука, 1976. 179 с.

Abbott D. Plumes and hotspots as sources of greenstone belts // Lithos. 1996. Vol. 37, nos. 2–3. P. 113–127. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00032-1](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00032-1)

Aspler L. B., Chiarenzelli J. R. Two Neoarchean supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic // Sedimentary Geology. 1998. Vol. 120, nos. 1–4. P. 75–104. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00028-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00028-1)

Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: An ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos.

2005. Vol. 79, nos. 1–2. P. 129–145. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.005>
- Bogina M. M., Zlobin V. L., Mints M. V. Early Paleoproterozoic volcanism of the Karelian Craton: Age, sources, and geodynamic setting // *International Geology Review*. 2015. Vol. 57, nos. 11–12. P. 1433–1445. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.931783>
- Bogina M., Zlobin V., Svetov S., Sharkov E., Chistyakov A. Petrogenesis of siliceous high-Mg series: Evidence from Early Paleoproterozoic mafic volcanic rocks of the Vodlozero Domain, Fennoscandian Shield // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9, no. 1. P. 207–221. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.02.009>
- Cawood P. A., Hawkesworth C. J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // *GSA Bulletin*. 2013. Vol. 125, nos. 1–2. P. 14–32. <https://doi.org/10.1130/B30722.1>
- Chen Q., Sun M., Zhao G., Zhao J., Zhu W., Long X., Wang J. Episodic crustal growth and reworking of the Yudongzi terrane, South China: Constraints from the Archean TTGs and potassic granites and Paleoproterozoic amphibolites // *Lithos*. 2019. Vols. 326–327. P. 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.12.005>
- Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N. The ICS international chronostratigraphic chart this decade // *Episodes*. 2025. Vol. 48, no. 1. P. 105–115. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2025/025001>
- Condie K. C. Earth as an evolving planetary system. 4th ed. London [et al.] : Acad. Press, 2021. 406 p. <https://doi.org/10.1016/C2019-0-00301-9>
- Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. Vol. 79, nos. 3–4. P. 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
- Green D. H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2015. Vol. 42. P. 95–122. <https://doi.org/10.1007/s00269-014-0729-2>
- Heilimo E., Halla J., Huhma H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // *Lithos*. 2011. Vol. 121, nos. 1–4. P. 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.006>
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 292, nos. 1–2. P. 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022>
- Herzberg C. Generation of plume magmas through time: An experimental perspective // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 126, no. 1. P. 1–16.
- Hölttä P., Huhma H., Mänttari I., Paavola J. P–T–t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland, II. Dating of high-grade metamorphism with the U–Pb and Sm–Nd methods // *Lithos*. 2000. Vol. 50, nos. 1–3. P. 121–136. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00055-9)
- Hölttä P., Huhma H., Mertanen S., Peltonen P., Heilimo E., Kontinen A., Mikkola P., Paavola J., Sorjonen-Ward P., Slabunov A., Semprich J. The Archean of the Karelia Province in Finland // *Geological Survey of Finland : Special Paper*. Vol. 54. Espoo, 2012. P. 21–73.
- Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Lahaye Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. The age of the Archean greenstone belts in Finland // *Geological Survey of Finland : Special Paper*. Vol. 54. The Archean of the Karelia Province in Finland / ed. P. Hölttä. Espoo, 2012. P. 74–175.
- Kovalenko A., Clemens J. D., Savatenkov V. Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: Geochemistry and isotopic evidence from Karelia, Baltic Shield // *Lithos*. 2005. Vol. 79, nos. 1–2. P. 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.006>
- Laurent O., Martin H., Moyen J. F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // *Lithos*. 2014. Vol. 205. P. 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
- Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Legvsky L. K., Bogomolov E. S., Krylov I. N. Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precambrian Research*. 1998. Vol. 92, no. 3. P. 223–250. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00076-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00076-X)
- Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H., Chekulaev V. P., Savatenkov V. M., Kovalenko A. V., Martin H., Guseva N. S., Arestova N. A. Petrology of a late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: Insights into late Archean mantle metasomatism // *Journal of Petrology*. 2008. Vol. 49, no. 3. P. 393–420. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm084>
- López S., Fernández C., Castro A. Evolution of the Archean continental crust: Insights from the experimental study of Archean granitoids // *Current Science (India)*. 2006. Vol. 91, no. 5. P. 607–621.
- Mertanen S., Vuollo J. I., Huhma H., Arestova N. A., Kovalenko A. Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield — new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // *Precambrian Research*. 2006. Vol. 144, nos. 3–4. P. 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.11.005>
- Nisbet E. G., Cheadle M. J., Arndt N. T., Bickle M. J. Constraining the potential temperature of the Archean mantle: A review of the evidence from komatiites // *Lithos*. 1993. Vol. 30, nos. 3–4. P. 291–307. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90042-B](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90042-B)
- O'Brien H. E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. Petrogenesis of the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland: Geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Geological Survey of Finland : Special Paper*. Vol. 17. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, Eastern Finland / eds. P. A. Nurmi, P. Sorjonen-Ward. Espoo, 1993. P. 147–184.
- Patiño Douce A. E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. 1997. Vol. 25, no. 8. P. 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0743:GOMATG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0743:GOMATG%3E2.3.CO;2)
- Pearce J. A., Reagan M. K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si–Mg–Ti systematics // *Geosphere*. 2019. Vol. 15, no. 4. P. 1008–1037. <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>
- Püchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W., Chauvel C., Kulikov V. S., Garbe-Shönberg C.-D., Nemchin A. A. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61, no. 6. P. 1205–1222. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00410-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00410-3)
- Püchtel I. S., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R. J., Brandon A. D., Nicklas R. W., Kulikov V. S., Samsonov A. V. Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2016. Vol. 180. P. 227–255. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.027>
- Rukhlov A. S., Bell K. Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: Clues to mantle evolution // *Mineralogy and Petrology*. 2010. No. 98. P. 11–54. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0054-5>
- Strand K., Köykkä J. Early Paleoproterozoic rift volcanism in the eastern Fennoscandian Shield related to the breakup of the Kenorland supercontinent // *Precambrian Research*. 2012. Vols. 214–215. P. 95–105. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.011>

Sun S.-s., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications : Vol. 42. Magmatism in the ocean basins / eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. Oxford : Blackwell Sci. Publ., 1989. P. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Tilton G. R., Bell K. Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: Applications to the geochemical evolution of Archean mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58, no. 15. P. 3145–3154. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90042-6)

Wang Ch., Song Sh., Niu Y., Wei Ch., Su L. TTG and potassic granitoids in the eastern North China Craton: Making Neoproterozoic upper continental crust during micro-continental collision and post-collisional extension // *Journal of Petrology*. 2016. Vol. 57, no. 9. P. 1775–1810. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw060>

REFERENCES

Arestova N. A., Egorova Yu. S., Chekulaev V. P., Kucherovskiy G. A. (2025). Neoproterozoic basites of the Central Karelian domain of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield (Kadilampi-Kusloki district). *Transactions of the Fersman Scientific Session of IG KSC RAS*, 22, 23–30. (In Russ.). <https://doi.org/10.31241/FNS.2025.22.003>

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Egorova Yu. S., Kucherovskii G. A. (2023). Sumian basalts and basaltic andesites of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield: Geologic position, composition, and formation conditions. *Russian Geology and Geophysics*, 64(5), 511–534. <https://doi.org/10.2113/RGG20224502>

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Kucherovskiy G. A., Egorova Yu. S., Skublov S. G. (2017). About the conforming of geological data and the results of zircon U-Pb dating of Archean rocks on the example of the Karelian province of the Baltic Shield. *Regional Geology and Metallogeny*, (71), 35–52. (In Russ.).

Arestova N. A., Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B., Kucherovskii G. A. (2015). Formation of the Archean crust of the ancient Vodlozero domain (Baltic Shield). *Stratigraphy and Geological Correlation*, 23(2), 119–130. <https://doi.org/10.1134/S0869593815020021>

Astafyev B. Yu., Bogdanov Yu. B., Voinova O. A., Voinov A. S., Gorbachevich N. R., Shuravlev V. A., Nogina M. Yu., Paramonova M. S., Proskurin G. Yu., Rybalko A. E., Semenova L. R., Surikov S. N., Shkarubo S. I. (2012). *State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1 : 1,000,000 (third generation). Baltic series. Sheet Q-(35), 36 — Apatity. Explanatory note*. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 436 p. (In Russ.).

Baykova V. S., Lobach-Zhuchenko S. B., Levchenkov O. A., Chekulaev V. P., Shuleshko I. K., Yakovleva S. Z. (1984). New data on the geological position and age of Karelian granulites. *Doklady Akademii Nauk*, 277(2), 442–444. (In Russ.).

Bogdanov Yu. B., Berezhnaya N. G., Anisimova S. A., Nikonova A. S., Rodionov N. V. (2025). Stratigraphy problems of the Gimoly Superhorizon formations (Upper Lopian) in the Karelian region. *Regional Geology and Metallogeny*, 32(1), 28–50. (In Russ.). https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Gorkovets V. Ya., Raevskaya M. B., Volodichev O. I., Golovanova L. S. (1991). *Geology and metamorphism of ferruginous-siliceous formations*. Leningrad : Nauka, 173 p. (In Russ.).

Egorova Yu. S., Chekulaev V. P., Kucherovskiy G. A., Ivanova A. A., Salnikova E. B., Plotkina Yu. V., Arestova N. A. (2025). Neoproterozoic Ba-Sr metadacites from the Karelian Province of the Fennoscandian Shield: U-Pb geochronology, composition, Sm-Nd systematics. Are they

effusive analogs of sanukitoids? *Stratigraphy and Geological Correlation*, 33, 279–298. <https://doi.org/10.1134/S0869593825700030>

Kozhevnikov V. N. (2000). *Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretionary orogens*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 222 p. (In Russ.).

Korsakova M. A., Myskova T. A., Ivanov N. M. (2011). Sumian granitoid complexes in the southeastern North Karelian zone. In A. I. Golubev, V. V. Schiptsov (Eds.), *Geology and useful minerals of Karelia: Vol. 14* (pp. 57–71). Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS. (In Russ.).

Gorkovets V. Ya., Sharov N. V. (Eds.). (2015). *Kostomuksha ore area (geology, deep structure and mineralogy)*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 321 p. (In Russ.).

Kulikov V. S., Svetov S. A., Slabunov A. I., Kulikova V. V., Polin A. K., Golubev A. I., Gorkovets V. Ya., Ivashchenko V. I., Gogolev M. A. (2017). Geological map of southeastern Fennoscandia (scale 1 : 750 000): A new approach to map compilation. *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, (2), 3–41. (In Russ.).

Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Levskii L. K., Kovalenko A. V. (2000). Archean terranes in Karelia; geological and isotopic-geochemical evidence. *Geotectonics*, (6), 26–42. (In Russ.).

Maksimov A. V., Bogdanov Yu. B., Voinova O. A., Kossovaya O. L., Bakhteev A. R., Evdokimova I. O., Gorbachevich N. R., Nogina M. Yu., Nikonova A. S., Surikov S. N., Chuyko M. A., Shishlyannikov A. N., Astafyev B. Yu., Voinov A. S., Bogachev V. A., Yanovskiy A. S., Amontov A. V., Androsov E. A., Ivanova N. O., Syslova S. V. (2015). *State Geological Map of the Russian Federation. Scale of 1 : 1,000,000 (third generation). Baltic series. Sheet P-(35), 36 — Petrozavodsk. Explanatory note*. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 399 p. (In Russ.).

Milkevich R. I., Arestova N. A. (1999). Metakomatiites in the section of the terrigenous ferruginous-siliceous formation in the Kostomuksha greenstone belt. *Lithology and Mineral Resources*, (5), 517–523. (In Russ.).

Milkevich R. I., Myskova T. A. (1998). Late Archean meta-terrigenous rocks of West Karelia. *Lithology and Mineral Resources*, (2), 177–194. (In Russ.).

Myskova T. A., Milkevich R. I., Lvov P. A., Zhitnikova I. A. (2020). Neoproterozoic volcanites of the Khedozero-Bolshozero greenstone structure (Central Karelia): Composition, age and tectonic setting. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 28, 107–134. <https://doi.org/10.1134/S0869593820020045>

Myskova T. A., Ivanov N. M., Korsakova M. A., Milkevich R. I., Berezhnaya N. G., Presnyakov S. L. (2013). Geology, geochemistry, and age of volcanites of the Tunguda Volcanic Formation: The problem of the Archean-Proterozoic boundary in North Karelia. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 21(4), 337–358. <https://doi.org/10.1134/S0869593813040072>

Myskova T. A., Ivanov N. M., Korsakova M. A., Milkevich R. I., Lvov P. A., Bogomolov E. S., Guseva V. F. (2014). Geochemical and geochronological correlation of the Paleoproterozoic felsic volcanites and granitoids in the Karelian Craton and Belomorian Mobile Belt (North Karelia) junction zone. In A. I. Golubev, V. V. Schiptsov (Eds.), *Geology and useful minerals of Karelia: Vol. 17* (pp. 36–53). Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS. (In Russ.).

Myskova T. A., Lvov P. A. (2019). Formation of the Khedozero-Bolshozero structure of the Baltic Shield in view of new geochemical and geochronological data. *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, (10), 5–29. (In Russ.).

Myskova T. A., Lvov P. A. (2022). Supracrustal formations of uneven-aged Archean greenstone structures of the Karelian Craton of the Fennoscandian Shield at the border with the Svecofennian block: Composition, age, and origin. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 30, 1–29. <https://doi.org/10.1134/S086959382201004X>

- Myskova T. A., Nikonova A. S., Nikonov K. A., Zhitnikova I. A., Lvov P. A. (2024). Kichany structure of the Archean Tiksheozero greenstone belt of the Fennoscandian: Evidence from new geochemical and geochronological data. *Geochemistry International*, 62(9), 979–1003. <https://doi.org/10.1134/S0016702924700496>
- Myskova T. A., Nikonova A. S., Nikonov K. A., Lvov P. A. (2025). Composition and age of supracrustal rocks of the northern flank of the Kukaszzero Structure of Fennoscandia: New geochemical and isotopic data. *Geochemistry International*, 63(10), 872–903. <https://doi.org/10.1134/S001670292560052X>
- Nesterova N. S., Slabunov A. I. (2025). Meso-Neoproterozoic felsic volcanics of the Gimoly greenstone belt, Karelian Craton, Fennoscandian shield. *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, (5), 109–113. (In Russ.).
- Mitrofanov F. P., Negrutsa V. Z. (Eds.). (2002). *The Lower Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia. Explanatory note*. Apatity, 13 p. (In Russ.).
- Glebovitsky V. A. (Ed.). (2005). *Early Precambrian of the Baltic Shield*. St. Petersburg: Nauka, 711 p. (In Russ.).
- Svetov S. A., Rybnikova Z. P., Bakaeva A. V., Gogolev M. A. (2025). Magmatism and geodynamic scenarios at the Archean-Paleoproterozoic boundary. A view from Karelia. *Transactions of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences*, (5), 119–123. (In Russ.).
- Slabunov A. I. (2008). *Geology and geodynamics of Archean mobile belts (based on the Belomorian province in the Fennoscandian Shield)*. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of RAS, 296 p. (In Russ.).
- Slabunov A. I., Nesterova N. S., Egorov A. V., Kuleshevich L. V., Kevlich V. I. (2021). Age of the Archean strata with banded iron formation in the Kostomuksha greenstone belt, Karelian craton, Fennoscandian Shield: Constraints on the geochemistry and geochronology of zircons. *Geochemistry International*, 59, 341–356. <https://doi.org/10.1134/S0016702921040066>
- Zhamoida A. I. (Ed.). (2019). *Stratigraphic Code of Russia* (3rd ed.). St. Petersburg: VSEGEI, 96 p. (In Russ.).
- Turchenko S. I. (2021). *Metallogeny of Precambrian stage of the Earth geological evolution*. St. Petersburg: One's Own Publ. House Ltd., 179 p. (In Russ.).
- Chekulaev V. P., Arestova N. A., Egorova Yu. S. (2020). Neoproterozoic granites of the Karelian Province: Geological setting, geochemistry, origin. *Regional Geology and Metallogeny*, (81), 27–44. (In Russ.).
- Chekulaev V. P., Arestova N. A., Egorova Yu. S., Kucherskii G. A. (2018). Change of conditions of the formation of the Karelian province of the Baltic Shield continental crust during transition from Meso- to Neoproterozoic: Geochemical study results. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 26, 243–260. <https://doi.org/10.1134/S0869593818030048>
- Chekulaev V. P., Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Sergeev S. A. (2009). Ancient tonalite dyke age in the Vodlozero terrain as a key to basic magmatism evolution in the Archean Fennoscandian Shield. *Doklady Akademii Nauk*, 428(4), 508–510. (In Russ.).
- Sharkov E. V., Smolkin V. F., Krasivskaya I. S. (1997). Early Proterozoic magmatic province of the high-magnesium boninite-like rocks in the eastern Baltic Shield. *Petrology*, 5(5), 503–520. (In Russ.).
- Shemyakin V. M. (1976). *Early Precambrian charnockitoids*. Leningrad: Nauka, 179 p. (In Russ.).
- Abbott D. (1996). Plumes and hotspots as sources of greenstone belts. *Lithos*, 37(2–3), 113–127. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(95\)00032-1](https://doi.org/10.1016/0024-4937(95)00032-1)
- Aspler L. B., Chiarenzelli J. R. (1998). Two Neoproterozoic supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. *Sedimentary Geology*, 120(1–4), 75–104. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00028-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00028-1)
- Bibikova E. V., Petrova A., Claesson S. (2005). The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: An ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. *Lithos*, 79(1–2), 129–145. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.005>
- Bogina M. M., Zlobin V. L., Mints M. V. (2015). Paleoproterozoic volcanism of the Karelian Craton: Age, sources, and geodynamic setting. *International Geology Review*, 57(11–12), 1433–1445. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.931783>
- Bogina M., Zlobin V., Svetov S., Sharkov E., Chistyakov A. (2018). Petrogenesis of siliceous high-Mg series: Evidence from Early Paleoproterozoic mafic volcanic rocks of the Vodlozero Domain, Fennoscandian Shield. *Geoscience Frontiers*, 9(1), 207–221. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.02.009>
- Cawood P. A., Hawkesworth C. J., Dhuime B. (2013). The continental record and the generation of continental crust. *GSA Bulletin*, 125(1–2), 14–32. <https://doi.org/10.1130/B30722.1>
- Chen Q., Sun M., Zhao G., Zhao J., Zhu W., Long X., Wang J. (2019). Episodic crustal growth and reworking of the Yudongzi terrane, South China: Constraints from the Archean TTGs and potassic granites and Paleoproterozoic amphibolites. *Lithos*, 326–327, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.12.005>
- Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N. (2025). The ICS international chronostratigraphic chart this decade. *Episodes*, 48(1), 105–115. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2025/025001>
- Condie K. C. (2021). *Earth as an evolving planetary system* (4th ed.). London [et al.]: Acad. Press, 406 p. <https://doi.org/10.1016/C2019-0-00301-9>
- Condie K. C. (2005). High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79(3–4), 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- DePaolo D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291, 193–196.
- Green D. H. (2015). Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Physics and Chemistry of Minerals*, 42, 95–122. <https://doi.org/10.1007/s00269-014-0729-2>
- Heilimo E., Halla J., Huhma H. (2011). Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province. *Lithos*, 121(1–4), 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.006>
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. (2010). Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1–2), 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022>
- Herzberg C. (1995). Generation of plume magmas through time: An experimental perspective. *Chemical Geology*, 126(1), 1–16.
- Hölttä P., Huhma H., Mänttari I., Paavola J. (2000). P-T-t development of Archean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland, II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods. *Lithos*, 50(1–3), 121–136. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00055-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00055-9)
- Hölttä P., Huhma H., Mertanen S., Peltonen P., Heilimo E., Kontinen A., Mikkola P., Paavola J., Sorjonen-Ward P., Slabunov A., Semprich J. (2012). The Archean of the Karelia Province in Finland. In *Geological Survey of Finland: Special Paper. Vol. 54* (pp. 21–73). Espoo.
- Huhma H., Mänttari I., Peltonen P., Kontinen A., Halkoaho T., Hanski E., Hokkanen T., Hölttä P., Juopperi H., Konnunaho J., Lahaye Y., Luukkonen E., Pietikäinen K., Pulkkinen A., Sorjonen-Ward P., Vaasjoki M., Whitehouse M. (2012). The age of the Archean greenstone belts in Finland. In P. Hölttä (Ed.), *Geological Survey of Finland : Special Paper. Vol. 54. The Archean of the Karelia Province in Finland* (pp. 74–175). Espoo.
- Kovalenko A., Clemens J. D., Savatenkov V. (2005). Petrogenetic constraints for the genesis of Archean sanukitoid suites: Geochemistry and isotopic evidence from Karelia,

Baltic Shield. *Lithos*, 79(1–2), 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.006>

Laurent O., Martin H., Moya J. F., Doucelance R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos*, 205, 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>

Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Legvsky L. K., Bogomolov E. S., Krylov I. N. (1998). Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia. *Precambrian Research*, 92(3), 223–250. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(98\)00076-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(98)00076-X)

Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H., Chekulaev V. P., Savatenkov V. M., Kovalenko A. V., Martin H., Guseva N. S., Arestova N. A. (2008). Petrology of a late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: Insights into late Archean mantle metasomatism. *Journal of Petrology*, 49(3), 393–420. (In Russ.). <https://doi.org/10.1093/petrology/egm084>

López S., Fernández C., Castro A. (2006). Evolution of the Archean continental crust: Insights from the experimental study of Archean granitoids. *Current Science (India)*, 91(5), 607–621.

Mertanen S., Vuollo J. I., Huhma H., Arestova N. A., Kovalenko A. (2006). Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield — new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations. *Precambrian Research*, 144(3–4), 239–260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.11.005>

Nisbet E. G., Cheadle M. J., Arndt N. T., Bickle M. J. (1993). Constraining the potential temperature of the Archean mantle: A review of the evidence from komatiites. *Lithos*, 30(3–4), 291–307. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90042-B](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90042-B)

O'Brien H. E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. (1993). Petrogenesis of the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland: Geochemistry and Sr, Nd isotopic composition. In P. A. Nurmi, P. Sorjonen-Ward (Eds.), *Geological Survey of Finland: Special Paper. Vol. 17. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland* (pp. 147–184). Espoo.

Patiño Douce A. E. (1997). Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25(8), 743–746. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0743:GOMATG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0743:GOMATG%3E2.3.CO;2)

Pearce J. A., Reagan M. K. (2019). Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics. *Geosphere*, 15(4), 1008–1037. <https://doi.org/10.1130/GES01661.1>

Puchtel I. S., Haase K. M., Hofmann A. W., Chauvel C., Kulikov V. S., Garbe-Shönberg C.-D., Nemchin A. A. (1997). Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(6), 1205–1222. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00410-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00410-3)

Puchtel I. S., Touboul M., Blichert-Toft J., Walker R. J., Brandon A. D., Nicklas R. W., Kulikov V. S., Samsonov A. V. (2016). Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 180, 227–255. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.02.027>

Rukhlov A. S., Bell K. (2010). Geochronology of carbonates from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: Clues to mantle evolution. *Mineralogy and Petrology*, 98, 11–54. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0054-5>

Strand K., Köykkä J. (2012). Early Paleoproterozoic rift volcanism in the eastern Fennoscandian Shield related to the breakup of the Kenorland supercontinent. *Precambrian Research*, 214–215, 95–105. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.02.011>

Sun S.-s., McDonough W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.), *Geological Society, London, Special Publications: Vol. 42. Magmatism in the ocean basins* (pp. 313–345). Oxford: Blackwell Sci. Publ. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Tilton G. R., Bell K. (1994). Sr-Nd-Pb isotope relationships in Late Archean carbonatites and alkaline complexes: Applications to the geochemical evolution of Archean mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(15), 3145–3154. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90042-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90042-6)

Wang Ch., Song Sh., Niu Y., Wei Ch., Su L. (2016). TTG and potassic granitoids in the eastern North China Craton: Making Neoproterozoic upper continental crust during micro-continental collision and post-collisional extension. *Journal of Petrology*, 57(9), 1775–1810. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw060>

Валерий Петрович Чекулаев

Доктор геолого-минералогических наук,
главный научный сотрудник

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

<https://orcid.org/0000-0001-7488-7394>
Scopus Author ID 6701662357
vpchekulaev@mail.ru

Юлия Сергеевна Егорова

Кандидат геолого-минералогических наук,
научный сотрудник

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

<https://orcid.org/0000-0001-5008-6867>
Scopus Author ID 56017161300
WoS ResearcherID AAR-2265-2021
РИНЦ SPIN-код 7025-8348
egorova@ipggras.ru

Valeriy P. Chekulaev

DSc (Geology and Mineralogy),
Chief Researcher

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences,
Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0000-0001-7488-7394>
Scopus Author ID 6701662357
vpchekulaev@mail.ru

Yuliya S. Egorova

PhD (Geology and Mineralogy),
Researcher

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences,
Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0000-0001-5008-6867>
Scopus Author ID 56017161300
WoS ResearcherID AAR-2265-2021
RSCI SPIN-code 7025-8348
egorova@ipggras.ru

Наталья Александровна Арестова

Доктор геолого-минералогических наук,
ведущий научный сотрудник

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

<https://orcid.org/0000-0003-0627-1293>
Scopus Author ID 6701725034
РИНЦ SPIN-код 6893-7868
narestova2009@rambler.ru

Nataliya A. Arestova

DSc (Geology and Mineralogy),
Leading Researcher

Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
Russian Academy of Sciences,
Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0000-0003-0627-1293>
Scopus Author ID 6701725034
RSCI SPIN-code 6893-7868
narestova2009@rambler.ru

Вклад авторов: Чекулаев В. П. — определение концепции, работа с данными, написание черновика рукописи, пересмотр и редактирование рукописи.

Егорова Ю. С. — работа с данными, анализ данных, визуализация, пересмотр и редактирование рукописи.

Арестова Н. А. — работа с данными, анализ данных, написание черновика рукописи, пересмотр и редактирование рукописи.

Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Contribution of the authors: Chekulaev V. P. — conceptualization, data curation, original draft, review and editing.

Egorova Yu. S. — data curation, formal analysis, visualization, review and editing.

Arestova N. A. — data curation, formal analysis, original draft, review and editing.

Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest

Статья поступила в редакцию 26.01.2026
Одобрена после рецензирования 10.04.2026
Принята к публикации 23.06.2026

Submitted 26.01.2026
Approved after reviewing 10.04.2026
Accepted for publication 23.06.2026