

Научная статья

УДК 551.7"616.7"(470.22)

doi:10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Ключевые слова: стратиграфия; верхний лопий; сумий; региональная стратиграфическая схема, Карелия; Западно-Карельский, Центрально-Карельский, Восточно-Карельский типы разрезов; костомукшский, тунгудский горизонты

Финансирование: исследования выполнены в рамках Государственного задания на 2017 г. № 049-00012-17-01 по объекту «Создание, актуализация и подготовка к изданию сводных и обзорных карт геологического содержания территории России и прилегающих акваторий 2017–2024 гг.» по теме «Составление геологической карты раннего докембрия территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000» Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского.

Для цитирования: Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона / Ю. Б. Богданов [и др.] // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 28–50. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Original article

UDC 551.7"616.7"(470.22)

doi:10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Keywords: stratigraphy; Upper Lopian; Sumi; regional stratigraphic chart; Karelia; West Karelian, Central Karelian, and East Karelian section types; Kostomuksha and Tunguda horizons



© Ю. Б. Богданов, Н. Г. Бережная, С. А. Анисимова, А. С. Никонина, Н. В. Родионов, 2025

Проблемы стратиграфии образований гимольского надгоризонта (верхний лопий) Карельского региона

Ю. Б. Богданов, Н. Г. Бережная, С. А. Анисимова✉, А. С. Никонина, Н. В. Родионов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru✉

Аннотация. Приведены сведения комплексного анализа опубликованных и авторских геолого-геохронологических материалов по стратиграфии гимольского (верхний лопий) и сумийского (нижний протерозой) надгоризонтов в Карельском регионе. Граница архея и протерозоя в нем должна располагаться в основании ожиярвинской свиты сумия. Гимольский надгоризонт разделен на костомукшский (нижний) и тунгудский (верхний) горизонты с временной границей около 2760 млн лет. Костомукшский горизонт образован преимущественно осадочными породами, тунгудский — вулканитами кислого и основного составов. Основные вулканиты сумия, подстилающие ожиярвинскую свиту, должны относиться к тунгудскому горизонту. По полноте и возрасту выделяются три типа разреза надгоризонта — Западно-Карельский, Центрально-Карельский и Северо-Карельский, которые формируют самостоятельные структурно-формационные зоны. Западно- и Северо-Карельские зоны представлены породами тунгудского и костомукшского горизонтов, Центрально-Карельская — только тунгудского горизонта. Проведенный геолого-геохронологический анализ выявил ряд нерешенных вопросов. Наиболее важными из них является положение и возраст нижней границы тунгудского горизонта, возраст и строение разреза морозноозерской толщи и пезозерской серии в стратотипическом разрезе северо-восточного крыла Лехтинской структуры.

¹Дополнительные материалы к статье доступны по ссылке: https://reggeomet.ru/archive/101/dop_material_problema_strat.pdf

Stratigraphy problems of the Gimoly Superhorizon formations (Upper Lopian) in the Karelian region

Yu. B. Bogdanov, N. G. Berezhnaya, S. A. Anisimova✉, A. S. Nikonina, N. V. Rodionov

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, St. Petersburg, Russia, Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru✉

Abstract. The data cover a complex study of published and original geological and geochronological materials on the stratigraphy of the Gimoly (Upper Lopian) and Sumian (Lower Proterozoic) superhorizons in the Karelian region. The base of the Sumian Ozhjarvi Formation should locate the Archean–Proterozoic boundary. The Gimoly Superhorizon is divided into the Kostomuksha (lower) and Tunguda (upper) horizons with the timeframe of about 2,760 Ma. Mainly sedimentary rocks form the Kostomuksha Horizon, whereas felsic and basic volcanites construct the

Funding: this is a national research of 2017: no. 049-00012-17-01, the object "Creating, updating, and editing integrated and review geological maps of Russia and adjacent waters in 2017–2024", the topic "Creating the Early Precambrian geological map of the Russian Federation, scale of 1 : 2,500,000".

For citation: Stratigraphy problems of the Gimoly Superhorizon formations (Upper Lopian) in the Karelian region / Yu. B. Bogdanov [et al.]. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 31 (1): 28–50. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_28-50

Tunguda one. Sumian basic volcanites underlying the Ozhijarvi formation should belong to the Tunguda Horizon. The completeness and age distinguish three types of superhorizon sections — West Karelian, Central Karelian, and North Karelian, which form independent structural and formational zones. The rocks of the Tunguda and Kostomuksha horizons represent the West Karelian and North Karelian zones, only the Tunguda Horizon describes the Central Karelian one. The geological and geochronological analysis reveals a number of unresolved issues. The major ones include the location and age of the Tunguda Horizon lower boundary, the age and structure of the Moroznozerskaya strata and Pebozero series sections in the stratotypic section of the north-east part of the Lekhta structure.

¹The supplementary data are available at https://reggeomet.ru/en/archive/101/dop_material_problema_strat.pdf

ВВЕДЕНИЕ

В основу Общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия России (табл. 1) [1; 2] была положена схема нижнего докембрия Карело-Кольского региона [3].

В составе архея была выделена верхнелопийская эратема. Ее стратотипом принят разрез гимольской серии в Костомукшской структуре Карелии. Лимитотип нижней ее границы расположен в основании этой серии. Возраст границы архея и протерозоя, по решению МСК, определен в 2500 млн лет. В стратиграфической схеме Карельского региона для Госгеолкарт масштаба 1 : 1 000 000 (ГК-1000) породы серии выделены в гимольский надгоризонт (табл. 1).

Нижний протерозой в Карельском регионе начинается с образований сумийского надгоризонта, опорный разрез которого (голостратотип) расположен на северо-восточном крыле Лехтинского синклинория (шужезерский тип разреза). Его разрез сложен породами (снизу вверх) окуневской (кварциты и андезибазальты), тунгудской (андезибазальты) и ожиярвинской (кислые вулканиты) свит тунгудско-надвоицкой серии (табл. 1). Существует и альтернативная точка зрения, согласно которой граница архей–протерозой проводится по подошве толщи кварцевых порфиров ожиярвинской свиты, а толщи андезибазальтов относятся к доожиярвинскому времени. Во многих разрезах Центральной Карелии сумий непосредственно перекрыт породами сариолийского надгоризонта нижнего протерозоя. До недавнего времени был известен изотопный возраст только лав ожиярвинской свиты, близкий 2450 млн лет, возраст подстилающих «доожиярвинских» андезибазальтов не был установлен. В решении совещания было отмечено, что одной из главных задач остается определение положения нижней границы протерозоя в гипостратиграфическом регионе Карелии [1].

Таким образом, к настоящему времени к верхнему лопию относился только один тип разреза, представленный гимольской серией с возрастом пород от 2500 до 2800 млн лет. Он охарактеризован в конкретных структурах, которые могут рассматриваться как опорные для этой серии. К числу опорных структур относятся Костомукшская, Хедозерско-Нюкозерская, Западно-Сегозерская, Суккозерско-

Гимольская и Керетская, в которой также выделяются образования верхнего лопия. Их расположение в Карельском регионе показано на рис. 1.

За последние 20 лет получен большой массив данных U-Pb изотопного возраста цирконов, преимущественно методами термо-ионизационной масс-спектрологии (ТИМС/TIMS) и вторично-ионной масс-спектрологии (ВИМС/SIMS), позволяющих уточнить объем гимольского надгоризонта и положение его границы с сумием. Последнее потребовало определение возраста пород сумийских «доожиярвинских» андезибазальтовых вулканитов. Анализ этих данных приведен далее и характеризует разрезы конкретных структур, сложенных породами гимольского надгоризонта и часто перекрытых «доожиярвинскими» андезибазальтами, традиционно относимыми к сумийскому надгоризонту. Наиболее изученные их разрезы известны в Костомукшской, Хедозерско-Нюкозерской структурах и Керетском зеленокаменном поясе. Кроме литературных материалов в работе использованы неопубликованные результаты определения изотопного возраста цирконов, проведенного в Центре изотопных исследований Института Карпинского методом уран-свинцового датирования на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-IIe по адаптированной методике [4]. Они получены для проб, взятых авторами на конкретных участках, в которых развит сумий, предположительно «доожиярвинского времени» — Паданы, Кумса, Койкары, Кукас, Лежево. Их описание приводится далее, а расположение видно на рис. 1. Все расчетные возрастные результаты приводятся с неопределенностями в интервале 2 сигма, неопределенности же индивидуальных анализов — в интервале 1 сигма.

ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР И УЧАСТКОВ

По данным В. М. Чернова и М. М. Стенаря [5], сводный разрез гимольской серии характерен для территории от озер Куйто (на севере) до оз. Гимольское (на юге) и сложен (снизу вверх) породами согласно лежащих суккозерской (300–450 м), костомукшской (до 250 м), межозерской (200–500 м) и кадиозерской (70–80 м) свит [5].

Суккозерская свита описана в районе п. Суккозеро. В ее основании залегают базальные гранитные конгломераты и туфоконгломераты. Они согласно перекрыты биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами с мелкими вкрапленниками плагиоклаза по вулканитам среднего и кислого составов. По некоторым авторам, конгломераты перекрывают толщу сланцев и не относятся к базальным образованиям [6]. В цементе этих конгломератов и сариолийских конгломератов района оз. Воттомукс был проанализирован циркон [7]. Цемент конгломератов района Суккозера представлен кварц-биотитовым сланцем со вкрапленниками плагиоклаза. Циркон в обоих конгломератах является преимущественно идиоморфным, в нем видна осцилляторная зональность. Распределение возрастов цирконов в обоих конгломера-

тах показывает, что подавляющее большинство зерен имеют архейский возраст в районе 2750 млн лет, а единичные значения около 2640 млн лет и, следовательно, не являются базальными для гимольской серии [8].

Костомукшская свита развита ограниченно только на Межозерском железорудном месторождении, а ее стратотип расположен в Костомукшской структуре.

Межозерская свита представлена неяснослоистыми биотитовыми, биотит-эпидотовыми сланцами, иногда с мелкими вкрапленниками полевого шпата по метавулканитам андезидацитового состава [5].

Кадиозерская свита установлена только в пределах Межозерского железорудного месторождения в районе оз. Кади на юге Суккозерской синклинали.

Таблица 1

Фрагменты Общей стратиграфической шкалы и региональных стратиграфических схем Карельского региона

Table 1. Fragments of the General stratigraphic chart and regional stratigraphic diagrams of the Karelian region

Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Утверждена МСК в 2001 г. (Постановление МСК. Вып. 33, 2002)				Региональные стратиграфические схемы																					
				Принята Бюро МСК в 1989 г. (Постановление МСК. Вып. 25, 1991)				Принята III МРСС в г. Петрозаводск 18 июня 1999 г. (Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 8, № 4, 2000).				Принята в легенде Балтийской серии Госгеолкарты-1000/3 (утверждена НРС МПР РФ в 2004 г.)													
Аэрогеома	Эогеома	Эрагеома	Типовые подразделения в Карельском регионе		Надгоризонты	Серии и свиты		Серии и свиты		Серии и свиты		Эогеома	Комплекс	Подкомплекс	Надгоризонт	Горизонт	Эрагеома	Надгоризонт	Горизонт						
			Надгоризонт	Характерные местные подразделения																					
Верхний протерозой																									
Протерозойская	Нижнепротерозойская (карельская)		2100	2300	Надгоризонт Ятулий	Типы разреза																			
			Нижнекарельская	Сариолий	Селецкая свита	Сариолий	Пальеозерская	Козозерская серия																	
				2400	Вермасская свита				2450	Сумий	Кумсинская	Окжярвинская и др.	Тунгудская												
			Сумий	Окжярвинская свита	2600	Глубокоозерская	Тунгудская																		
2500			Окуневская свита	2600																					
Нижний протерозой																									
Архейская	Верхнеархейская (лопийская)		2800	Гимольская серия	Лопийский комплекс	Типы разреза																			
						Хаутоваарский		Пебозерский		Костомукшский															
			Умит-санъярвинская	Кульоньмяя								Авереченская	Сурлампинская												
			3000	Хаутоваарская серия		Калаарвинская	Луохиваарская	Халжярвинская	Авереченская	Гимольская серия	Сурлампинская														
						3200	Нижнеархейская (саамская)					Луохиваарская	Виттукалампинская	Дорньоозерская	Пельозерская серия	Колпоская серия	Сурлампинская								
3300																									
Верхний архей																									
Нижний архей																									
Самский																									

Цифры в таблице — возраст границ в млн лет

— голостратотип

— парастратотип

— перерывы и несогласия

Источник: по [1–3]

Source: from [1–3]

По составу она отличается от межозерской свиты широким развитием железистых кварцитов и сланцев. Для вулканитов этой свиты установлен изотопный возраст цирконов, равный 2749 ± 5 млн лет [9].

Стратотипом гимольской серии считается разрез Костомукшской структуры.

Костомукшская структура. Расположена в северо-западной части Карелии, в 50 км южнее бассейна озер Куйто и представляет собой синклиналиную структуру. В ней выделены образования гимоль-

ской серии, залегающей на кислых метавулканитах контокской серии среднего лопия. В детально изученном разрезе серия разделена на костомукшскую (нижнюю) и сурлампинскую (верхнюю) свиты [10].

Костомукшская свита (80–1140 м). В ее основании выделен слой (20–50 м) метаграувакк и полимиктовых конгломератов. Метаграувакки представлены биотит-полевошпат-амфиболовыми сланцами с параллельной слоистостью. Выше них лежит пласт

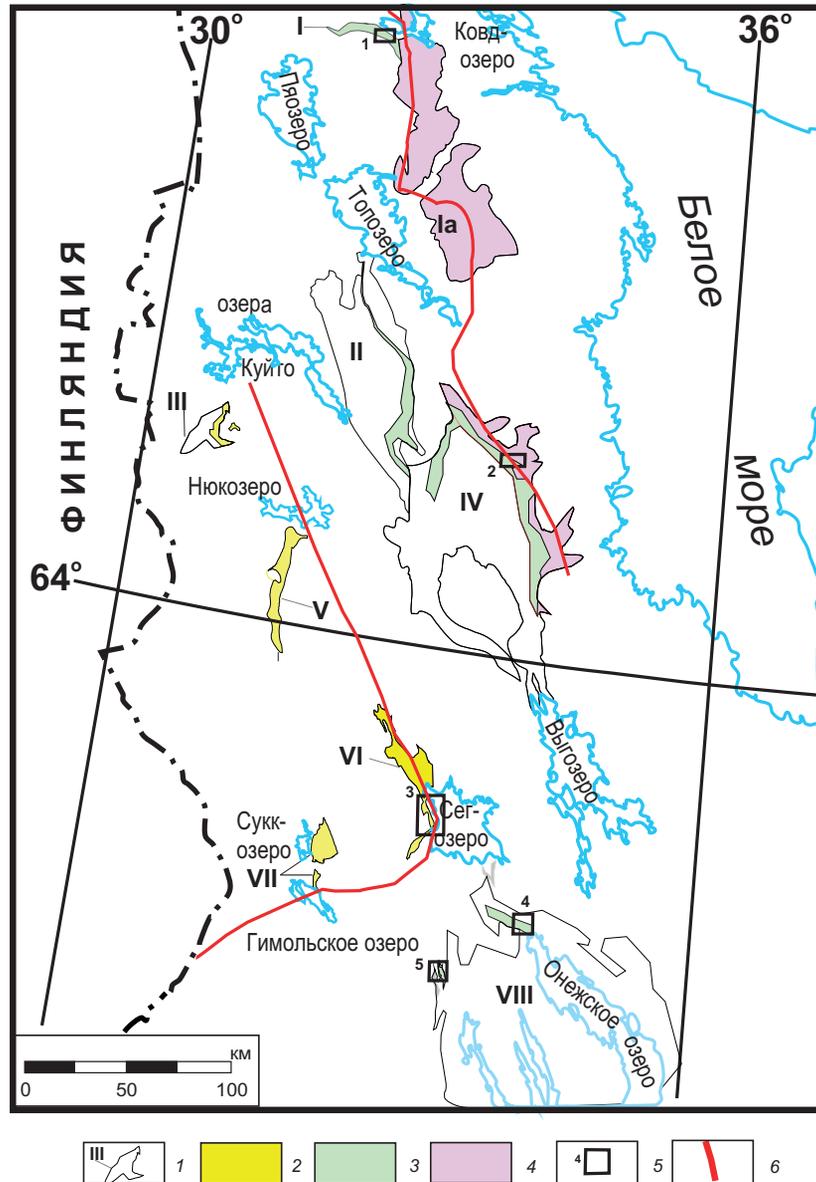


Рис. 1. Схема расположения основных структур с выходами верхнелопийских (доожьярвинских) образований в Карельском регионе
 1 — основные структуры: I — Кукаозерская, IA — Керетская, II — Шомбозерская, III — Костомукшская, IV — Лехтинская, V — Хедозерско-Нюкозерская, VI — Западно-Сегозерская, VII — Суккозерско-Гимольская, VIII — Онежская; 2–4 — типы разрезов: 2 — Западно-Карельский, 3 — Центрально-Карельский, 4 — Северо-Карельский; 5 — деталированные участки: 1 — Кукас, 2 — Лежево, 3 — Паданы, 4 — Кумса, 5 — Койкары; 6 — границы структурно-формационных зон

Fig. 1. Location diagram of the main structures with outcrops of the Upper Lopian (Pre-Ozhjarvi) formations in the Karelian region
 1 — the main structures: I — Kukasozero, IA — Keretska, II — Shombozero, III — Kostomuksha, IV — Lekhta, V — Khedozero and Nyukozero, VI — West Segozero, VII — Sukkozzero and Gimolye, VIII — Onega; 2–4 — section types: 2 — West Karelian, 3 — Central Karelian, 4 — North Karelian; 5 — detailed locations: 1 — Kukas, 2 — Lezhevo, 3 — Padany, 4 — Kumsa, 5 — Koikary; 6 — boundaries of structural and formational zones

конгломератов (30–50 % обломков) с гальками риодацитов (до 60 %) контоксской серии. Этот пласт перекрыт переслаивающимися биотитовыми, кварц-биотитовыми и биотит-кварцевыми сланцами, углерод- и сульфидсодержащими. Сланцы содержат пласты железистых кварцитов. Верхняя часть свиты отличается ритмичной слоистостью флишеидного типа и присутствием в сланцах граната и ставролита. Верхний пласт железистых кварцитов обладает наибольшей мощностью и высоким содержанием магнетита.

Сурлампинская свита (100–1300 м) завершает разрез серии и отличается развитием ритмично-слоистых (флишеидных) биотит-кварцевых, биотит-полевошпат-кварцевых, кварц-биотитовых с гранатом и псевдоморфозами по ставролиту сланцами и редкими маломощными прослоями силикатных магнетитсодержащих кварцитов.

Конкордантный возраст магматических цирконов из силла метариолитов в костомукшской свите равен $2759,0 \pm 8,9$ млн лет, а из даек — 2743 ± 15 млн лет. В граувакках костомукшской свиты определен возраст цирконов (без признаков окатанности), близкий 2753 ± 15 млн лет, и в пределах аналитической ошибки он совпадает с возрастом метариолитов. Все это свидетельствует о синхронности их формирования с кислыми вулканидами. Предполагается, что источником цирконов в осадках были риолиты [11]. В то же время отмечено, что в железистых кварцитах и граувакках детритовый циркон предполагается, но достоверно не установлен. В кварцитах костомукшской свиты циркон имеет метаморфогенное происхождение с возрастом 2,72 и 2,64 млрд лет [12].

Все сказанное выше позволяет предположить, что возраст осадков гимольской серии в этой структуре должен быть не моложе силла метариолита с возрастом 2760 млн лет. Разрез гимольской серии прорван дайками плагиопорфиоров, изохронный возраст циркона которых получен U-Pb методом и равен 2707 ± 31 млн лет [13].

Хедозерско-Нюкозерская структура. Расположена в 80 км к юго-юго-востоку от Костомукшской структуры (рис. 1) и представляет собой узкую структуру, протягивающуюся субмеридионально в северном направлении на 75 км от озер Карниз и Хедозеро (на юге) до Нюкозера (на севере). В сводном разрезе выделяется нижняя терригенная и верхняя вулканогенная толщи [14; 15]. В разрезе гимольской серии северной части структуры нижняя толща [14] сложена метатерригенными образованиями, верхняя представлена вулканогенными породами. Контакт толщ тектонический. Мощность серии достоверно не установлена, возможно, она около 1000 м.

Нижняя терригенная толща на юге структуры (общей мощностью более 400 м) начинается с однородных неслоистых биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов видимой мощностью до 100 м. Они сменяются переслаиванием биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-ставролит-биотитовых гнейсов и сланцев с реликтовой флишевой (ритмичной) слоистостью [16; 17]. В основании ритмов распространены биотитовые гнейсы в средней части — гранат-биотитовые, содержащие в небольшом количестве ставролит,

верхи ритмов сложены высокоглиноземистыми гнейсами. Мощность ритмов достигает 1–2 м. В породах наблюдаются реликты более тонкой ритмичности мощностью 5–20 см. В гнейсах отмечаются единичные линзы магнетитовых кварцитов и маломощные прослои гранатов, вероятно, метасоматического происхождения [17]. В районе Хедозера верхняя часть разреза сложена ритмично-слоистыми слюдяными сланцами (метаграувакками), которые залегают на толще глиноземистых пород [18]. Мощность терригенной толщи точно не известна, но не менее первых сотен метров.

Для метаграувакк известен изотопный возраст детритовых цирконов, полученный на ВИМС SHRIMP-II [19]. В одной пробе конкордантный возраст превышает 2792 ± 10 млн лет, единичные зерна имеют возраст 3167, 2945 и 2897 млн лет. Во второй пробе также имеются конкордантные возрасты в интервале от 2810 ± 14 до 2884 ± 14 млн лет. Кроме того, в ней достаточно условно получены средне-взвешенные возрасты в 2782 ± 6 млн лет (8 точек) и 2753 ± 6 млн лет (7 точек). По авторам, последняя датировка ограничивает нижний предел возраста толщи. Большинство исследователей сопоставляет породы нижней толщи с образованиями костомукшской и сурлампинской свит [11].

Верхняя толща вулканогенных пород изучена фрагментарно и строение ее разреза и мощность остаются неясными. В составе присутствуют [14] амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсо-сланцы, местами с реликтовой порфиоровой текстурой по метаандезибазальтам. Они занимают до 20 % объема пород. Биотитовые и реже биотит-амфиболовые гнейсо-сланцы с реликтами порфиоровых текстур с фенокристами полевого шпата и кварца занимают до 50 % разреза. Их состав отвечает дацитам и андезидацитам. Выделяются метасоматические породы, слагающие 30 % разреза. В районе Хедозера [18] образования нижней толщи прорваны вулканическим некомпом(?), сложенным мелкозернистыми амфиболовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами по метаандезибазальтам и метаандезитам. На всех породах здесь лежат лавы кислых метавулканидов, по составу отвечающих высококалийным риолитам. Для андезитов получен возраст 2706 ± 17 млн лет [18], а дискордантный возраст андезибазальтов — 2705 ± 9 млн лет [14]. U-Pb конкордантный и дискордантный изотопные возрасты метадацитов (SHRIMP II) отвечают 2703 ± 7 и 2703 ± 5 млн лет соответственно, для одного зерна имеется конкордантный возраст близкий к 2713 ± 9 млн лет. Еще одна проба дацитов имеет конкордантный возраст 2698 ± 14 , дискордантный возраст — 2704 ± 12 млн лет [14].

Участок Паданы. На западном берегу Сегозера в Западно-Сегозерской структуре (рис. 1) расположен детальный участок, протягивающийся от о. Сондалы (на севере) до п. Паданы (на юге) (рис. 2).

На юге участка, западнее п. Паданы выходят породы Панозерского массива монцогаббро-сиенит-гранитового комплекса лопийского возраста. Они обрамлены толщей сланцев, выделенных в «паданскую толщу филлитов» [24]. Севернее на них лежат

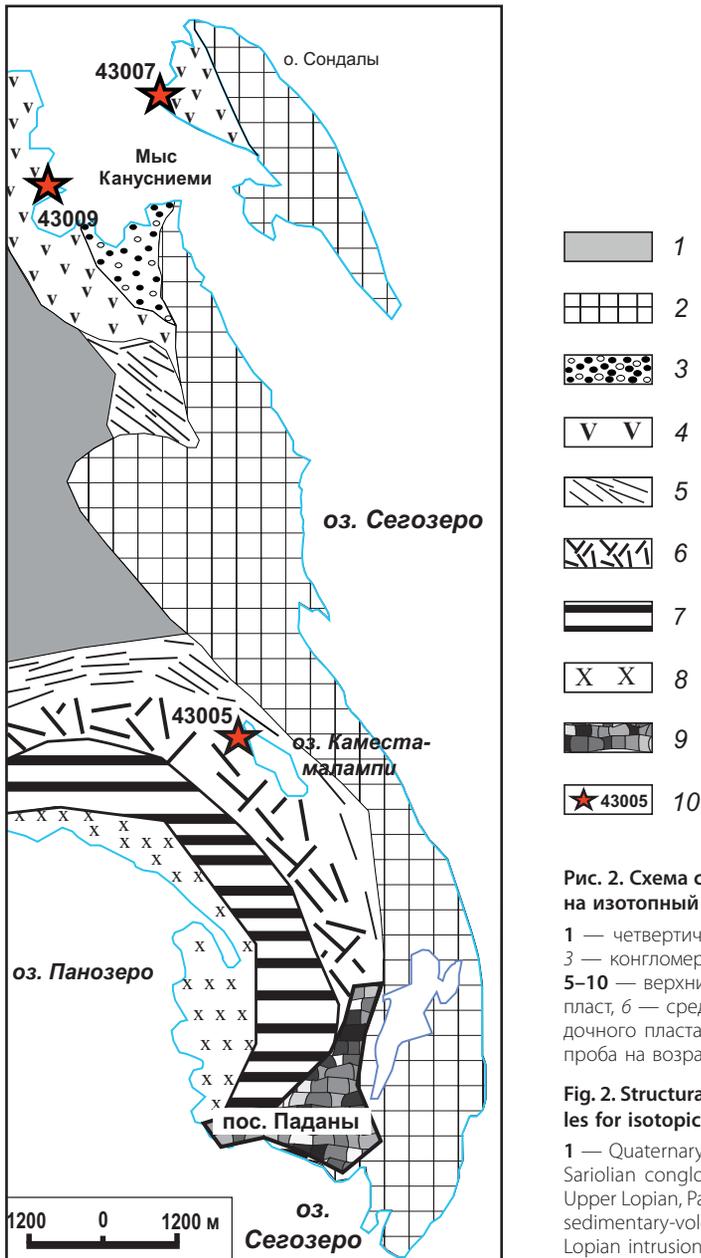


Рис. 2. Схема строения детального участка Паданы и расположение проб на изотопный возраст

1 — четвертичные осадки; 2–5 — нижний карелий: 2 — ятулийские осадки, 3 — конгломераты сариолия, 4 — сумий, сондальская свита андезибазальтов; 5–10 — верхний лопий, паданская толща: 5 — верхний туфогенно-осадочный пласт, 6 — средний осадочно-вулканогенный пласт, 7 — сланцы нижнего осадочного пласта, 8 — интрузии верхнего лопия, 9 — населенный пункт, 10 — проба на возраст и ее номер

Fig. 2. Structural diagram of the detailed location Padany and location of samples for isotopic age

1 — Quaternary settlements; 2–5 — Lower Karelia: 2 — Jatulian settlements, 3 — Sariolian conglomerates, 4 — Sumi, Sandal formation of andesibasalts; 5–10 — Upper Lopian, Padany unit: 5 — upper tuffaceous-sedimentary stratum, 6 — average sedimentary-volcanic stratum, 7 — lower sedimentary stratum shales, 8 — Upper Lopian intrusions, 9 — location, 10 — sample for age and its number

вулканиты сондальской свиты сумия и конгломераты сариолия, несогласно перекрытые терригенными породами ятулия нижнего карелия [7; 20]. Сланцы характеризуются крутым (до вертикального) падением слоистости, контакты со вмещающими породами не установлены.

Паданская толща филлитов (мощность не менее 1000 м) условно разделена на три пласта: осадочный (нижний), осадочно-вулканогенный (средний) и туфогенно-осадочный (верхний). Границы пластов не установлены, и их мощность является условной.

Нижний осадочный пласт сложен отчетливо грубо-ритмичнослоистыми биотитовыми, хлорит-биотитовыми серыми мелко-, реже среднезернистыми сланцами [21]. Мощность лейкократовых и меланократовых слоев достигает 1–3 см. В меланократовых слоях наблюдается более тонкая слоистость, напоминающая двучленную ритмичную (тур-

бидитовую?). По составу сланцы близки к метаграуваккам. Главные породообразующие минералы в них представлены плагиоклазом № 18–22 (40%), кварцем (25–30%), биотитом (10–40%) и обладают гранобластовой структурой. Мощность пласта достигает первых сотен метров.

Средний осадочно-вулканогенный пласт (более 250–300 м) отличается переслаиванием терригенных сланцев, напоминающих породы нижнего пласта, и горизонтов кварцевых порфиров. Порфиры обладают массивным строением и содержат мелкозернистый биотит, равномерно рассеянный в породе. В ряде случаев в них отмечаются порфировые вкрапленники плагиоклаза размером 4–6 мм, составляющие 5–10% от общего объема породы. Структура пород лепидогранобластовая, иногда бластопорфировая с лепидогранобластовой структурой основной ткани. По составу эти породы близки

к дацитам и андезидацитам. На северо-западном берегу оз. Каместамалампи (рис. 2) взята проба 43005 на изотопный возраст порфиоров. Координаты места отбора пробы: 63°19'48,5" с. ш., 33°23'22,0" в. д. Цирконы в пробе коричневого цвета и почти бесцветные, прозрачные и полупрозрачные представлены идиоморфными и субидиоморфными призматическими кристаллами и обломками. Некоторые крупные зерна слабоокатанные. Длина зерен циркона составляет от 75 до 400 мкм. Коэффициент удлинения от 1 до 4. В результате датирования получены две возрастные группы цирконов — среднелопийская с немногочисленными зернами раннего лопия и саамия и позднелопийская (рис. 3).

Для среднелопийской группы цирконов получено несколько возрастных значений (рис. 3, 5, табл. 2): по анализам 24.2, 26.1, 13.1, 24.1, 11.1, 11.2, 14.1, 21.1, 22.1, 17.1, 30.1, 32.1, 29.1 получен возрастной интервал 2823–2999 млн лет, средний лопий. Содержание U — 40–371 г/т, Th — 19–158 г/т, Th/U — 0,44–1,50 г/т. Для анализов 27.1, 19.1, 20.1, 16.1 получен возрастной интервал 3157–3295 млн лет, нижний лопий. Содержание U — 55–301 г/т, Th — 23–284 г/т, Th/U — 0,43–0,98 г/т. Цирконы этой группы более крупные с Ку 1,3–1,9, с окатанными вершинами и дорастаниями. В катодолуминесцентных лучах (далее — КЛ) изображены цирконы с тонкой грубой и секториальной зональностью с ярким и слабым свечением.

Для позднелопийской группы цирконов (анализы 10.2, 28.1, 23.1, 18.1, 25.1, 15.1, 12.1 (табл. 2)) построена дискордия с верхним пересечением 2775 ± 10 млн лет (рис. 4).

По анализам 15.1 и 25.1 получен конкордантный возраст 2765,6 ± 9,3 млн лет (рис. 5). Возможно, это возраст кристаллизации лав.

Возраст этих двух зерен (с учетом ошибки) может быть близок к 2770 млн лет. Содержание U — 27–232 г/т, Th — 19–215 г/т, Th/U — 0,49–0,96 (табл. 2). В катодолуминесцентном изображении цирконы позднелопийской группы обладают умеренным свечением с тонкой магматической и секториальной зональностью (рис. 4) с Ку 2,0–2,5, мелкие, идиоморфные и субидиоморфные.

Таким образом, в этой пробе выделяются две группы цирконов, изотопный возраст которых различается более чем на 100 млн лет. Вероятно, ранние являются ксеногенными, более поздние верхнелопийские магматические отражают время кристаллизации породы.

Верхний туфогенно-осадочный пласт (мощностью не менее 300 м) обнажается на северном берегу оз. Каместамалампи (рис. 2) и образован тонкопараллельнослоистыми кварц-биотит-хлоритовыми сланцами со слоями кварцитов. По данным В. З. Негруцы [20], подобные породы вскрыты южнее мыса Канусниemi, где представлены хлорит-биотитовыми сланцами, тонко чередующимися с биотитовыми кварцитами.

ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Этот тип разреза выделен в Кукаозерской (уч. Кукас), Шомбозерской, Лехтинской (уч. Лежево), Западно-Сегозерской (уч. Паданы) и Онежской (участки Кумса и Койкары) структурах (рис. 1) и представлен образованиями «доожирвинского времени» сумийского надгоризонта [22]. На уч. Паданы они непосредственно перекрывают толщи верхнего лопия, а на уч. Лежево подстилают вулканы ожиярвинской свиты сумия.

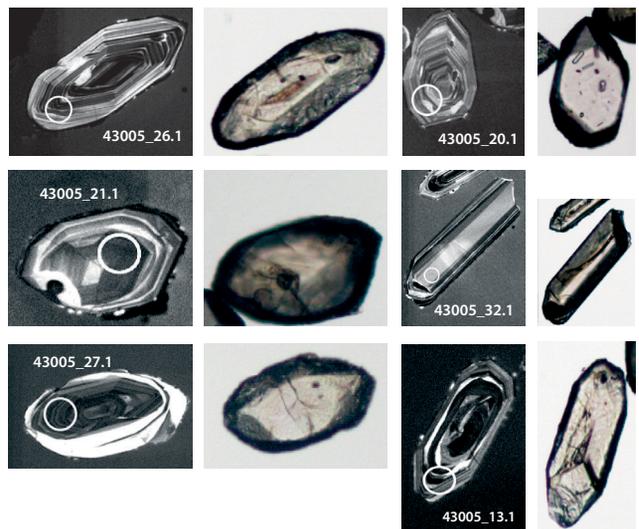
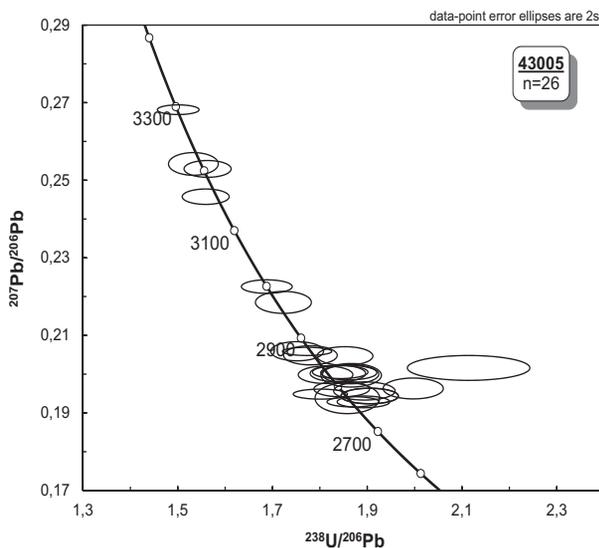


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 43005 обеих возрастных групп и изображения среднелопийской группы цирконов в катодолуминесцентных лучах и в проходящем свете

Fig. 3. Concordia diagram for zircon sample 43005 of the both age groups and images of the Middle Lopian zircon group in cathodoluminescence and transmitted light

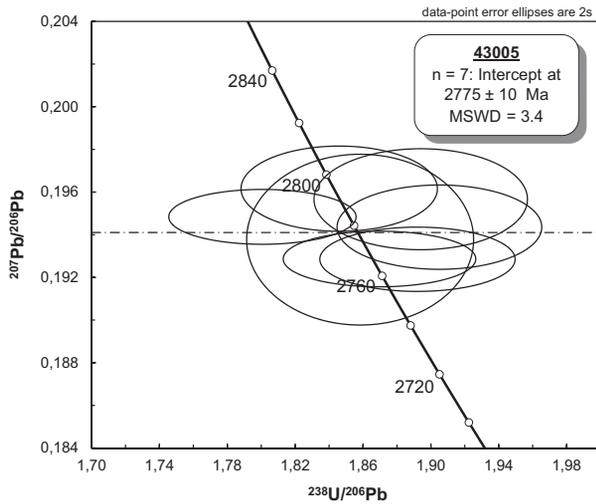


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для позднелопийской группы цирконов пробы 43005 (возраст по верхнему пересечению дискордии 2775 ± 10 млн лет) и их изображения в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 4. Concordia diagram for the Late Lopian zircon group sample 43005 (age by a discordia with the upper intercept at 2775 ± 10 Ma) and their cathodoluminescence and transmitted light images



Участок Паданы. Сондальская свита, относимая к сумию, несогласно перекрывает толщу сланцев и сложена основными вулканитами [7]. Она выделена на северо-западном берегу оз. Сегозеро западнее и юго-западнее мыса Канусниemi, а В. И. Шмыгалевым и В. З. Негруца [20] — на о. Сондалы (рис. 2). Разрез вулканитов свиты не изучен, в ее составе описаны мелкозернистые массивные металавы, метамандельштейны и лавобрекчии. Лавы содержат

равномерно рассеянные таблички плагиоклаза (40–60 %) и кристаллы роговой обманки (30 %). Кроме того, отмечен биотит (до 25 %) и хлорит (до 15 %) в виде мелко- или среднезернистых чешуек. Структура мелкозернистая офитовая, текстура плотная массивная. Иногда наблюдаются зерна кварца. В лавобрекчиях обломки представлены мелкозернистой разностью, сцементированной более крупнозернистой породой. В мандельштейнах миндалины образованы кварцем и плагиоклазом. По составу породы отвечают базальтам, андезитобазальтам, иногда трахибазальтам. На западном берегу о. Сондалы расположены выходы массивных базальтов и лавобрекчий. Среди них наблюдаются плоские выходы «кварцевых кератофиров» протяженностью 50–85 м и их жилы с ксенолитами базальтов [24]. Породы из жил массивные мелкозернистые светло-бежевого цвета. В них наблюдаются мелкие и крупные зерна кислого плагиоклаза (50 %), порфиroidного кварца (30 %) и мелких, и крупных табличек калиевого полевого шпата (до 10 %), а также около 10 % биотита, хлорита, апатита и рудного минерала. Структура породы от мелко- до крупнозернистой, текстура порфиroidной. Из жилы взята проба 43007. Координаты места отбора пробы: $63^{\circ}24'1,6''$ с. ш., $33^{\circ}22'1,9''$ в. д. Цирконы представлены коричневыми мутными и полупрозрачными призматическими, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, сильно трещиноватыми. Размер кристаллов 100–200 мкм, коэффициент удлинения — 2,0–4,0. В оптике и КЛ в цирконах наблюдается слабозональное и секториальное строение, на многих кристаллах тонкие черные оболочки со слабым свечением. Присутствуют также почти однородные кристаллы со слабым свечением. В некоторых кристаллах наблюдаются

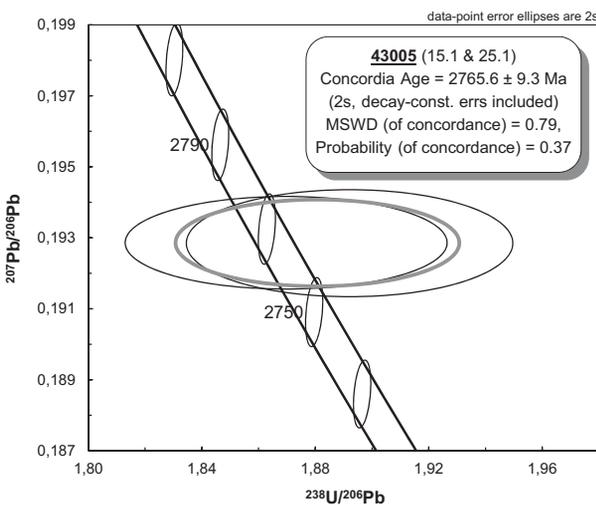


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для позднелопийских цирконов пробы 43005: для анализов 15.1 и 25.1 конкордантный возраст $2765,6 \pm 9,3$ млн лет

Fig. 5. Concordia diagram for the Late Lopian zircon sample 43005: for analyses 15.1 and 25.1, the concordant age is 2765.6 ± 9.3 Ma

каймы перекристаллизации с ярким свечением. В результате датирования все цирконы образуют одну возрастную группу. По центральным и краевым частям цирконов построена дискордия с верхним пересечением $2739,8 \pm 6,3$ млн лет (рис. 6). Содержание в цирконах U — 107–363 г/т, Th — 40–261 г/т, Th/U — 0,28–0,80 (табл. 2). Тонкие черные оболочки не измерялись.

На берегу Сегозера, западнее мыса Канусниemi (рис. 2), также обнажены лавобрекчии и миндалекаменные метабазалты сондальской свиты. Из метабазалта взята проба 43009. Координаты места отбора пробы: $63^{\circ}23'07,5''$ с. ш., $33^{\circ}20'45,8''$ в. д. Порода сложена мелкими удлиненными табличками основ-

ного плагиоклаза (60%), биотитом (25%) и хлоритом (15%) в виде мелких изометричных зерен. Структура мелкозернистая офитовая, текстура плотная массивная. По составу порода отвечает трахианде-зибазальтам. Цирконы розового цвета, прозрачные и полупрозрачные, идиоморфные и субидиоморфные мелкие призматические зерна и обломки. Коэффициент удлинения от 1,2 до 4. Три зерна 4.1, 1.1, 8.1 — окатанные обломки крупных кристаллов с магматической зональностью в КЛ имеют возраст 2793 ± 11 , 2795 ± 19 и 2850 ± 80 млн лет, содержание U — 139–462, Th — 86–204 г/т, Th/U — 0,35–0,64 (табл. 2), вероятно, это ксеногенные цирконы. По четырем обломкам циркона со слабым свечением

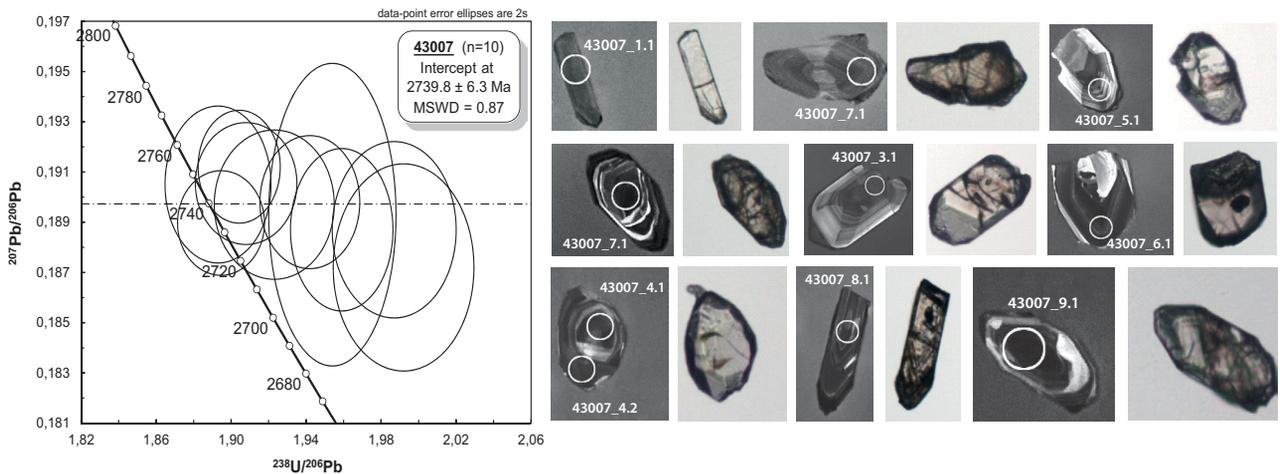


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 43007, возраст по верхнему пересечению дискордии $2739,8 \pm 6,3$ млн лет, и их изображения в катодолуминесцентных лучах и в проходящем свете

Fig. 6. Concordia diagram for zircon sample 43007, age by a discordia with the upper intercept is at $2,739.8 \pm 6.3$ Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images

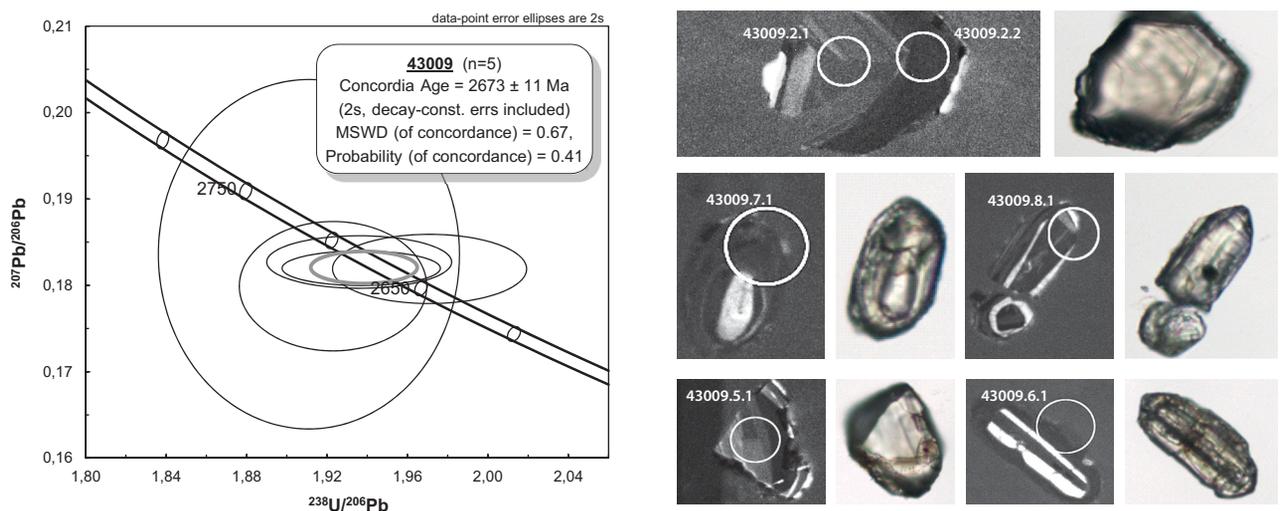


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 43009, конкордантный возраст 2673 ± 11 млн лет и изображения цирконов в катодолуминесцентных лучах и в проходящем свете

Fig. 7. Concordia diagram for zircon sample 43007, the concordant age is $2,673 \pm 11$ Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images

в КЛ и следами магматической зональности (анализы 2.1, 2.2, 5.1, 6.1, 7.1) вычислен конкордантный возраст 2673 ± 11 млн лет. Содержание U — 167–459 г/т, Th — 27–171 г/т, Th/U — 0,06–0,66 (табл. 2). Полученный возраст, возможно, отражает время кристаллизации пород (рис. 7).

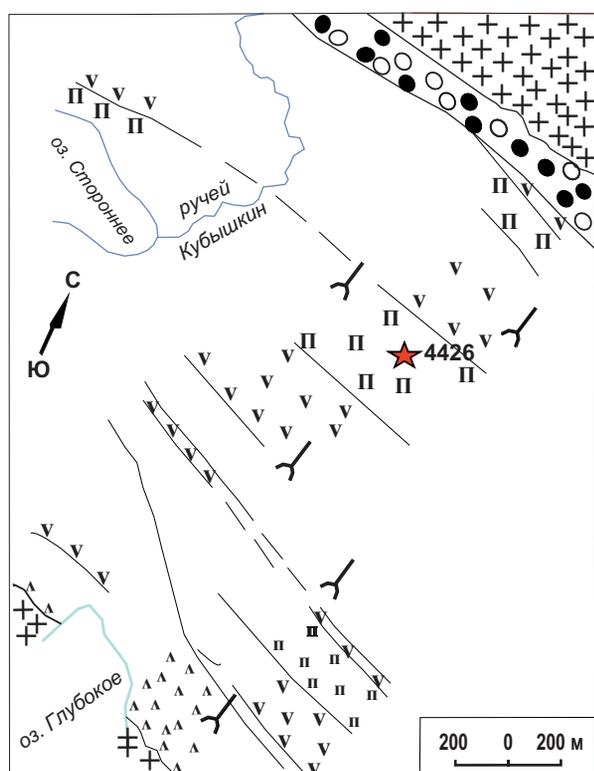
Участок Кумса. Геологический разрез участка описан в Кумсинской структуре [7] вдоль автодороги Санкт-Петербург–Мурманск от оз. Глубокое (на юге) до долины р. Кумса (на севере) (рис. 8). Он рассматривается как парастратотипический для сумийского комплекса Центральной Карелии. В нем образования сумия разделены (снизу вверх) на глубокоозерскую и кумсинскую свиты, перекрытые конгломератами пальеозерской свиты сариолия.

Глубокоозерская свита (150 м) залегает на коре химического выветривания архейских гранитоидов и сложена серыми мелкозернистыми серицитсодержащими аркозовыми песчаниками и кварцито-песчаниками, реже кварцевыми гравелитами. В аркозовых песчаниках отмечаются косослоистые серии. Мощность осадков — 10–12 м. На них с резким контактом залегает вулканогенная толща, состоящая из шести потоков лав андезито-базальтового состава общей мощностью около 140 м.

Из кварц-серицитовых сланцев глубокоозерской свиты определен возраст терригенных цирконов [25]. Для одной группы зерен конкордантный возраст по семи точкам равен 2801 ± 18 млн лет. Для перекристаллизованных зерен конкордантный возраст по 13 точкам отвечает 2781 ± 14 млн лет. Для двух зерен циркона, подвергшихся метаморфической переработке, получены возрасты 2712 ± 10 и 2740 ± 8 млн лет и, по мнению авторов, возраст этих сланцев не древнее 2712 млн лет [25].

Кумсинская свита в основании имеет толщу осадков. Непосредственный контакт ее с породами глубокоозерской свиты не установлен. Осадки представлены белыми горизонтально-слоистыми кремевыми, реже зеленоватыми кварцитами, кварцито-песчаниками, иногда косослоистостыми. Мощность осадков — до 30 м. Выше лежит мощная толща андезитобазальтов, в которой выделено 35 хорошо дифференцированных лавовых потоков. Среди них обособлены четыре «маркирующих горизонта», которые отличаются от обычных андезитобазальтов наличием вариолий, миндалинов или большого количества кристаллов кремневого альбита. Общая мощность верхней (вулканогенной) части разреза составляет 1150 м, а суммарная мощность всей свиты определяется в 1400–1500 м [26].

Из третьего снизу «маркирующего горизонта» (мощность 105 м) кумсинской свиты взята проба на изотопный возраст 4426 (рис. 9). Горизонт образован пятью потоками плагиоклазовых порфиритов с большим количеством беспорядочно ориентированных кристаллов кремневого альбита размером 0,3–0,5 см, равномерно распределенных в лавах. Координаты пробы $62^{\circ}54'10,0''$ с. ш., $34^{\circ}21'44,0''$ в. д. Порода сложена роговой обманкой 50% в виде разнонаправленных вытянутых призматических кристаллов. Плагиоклаз (альбит 40%) образует порфировидные мелкие вкрапленники. Биотит (10%) представлен от мелко- до среднезернистых в виде зерен неправильной формы; также отмечаются единичные зерна хлорита и апатита. Структура преимущественно среднезернистая, текстура порфировая. Цирконы розоватого и рыжевато-розового цвета, прозрачные и полупрозрачные. Представлены субидiomорфными кристаллами призматического облика и обломками.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7

Рис. 8. Схема геологического строения уч. Кумса

1 — конгломераты сариолия, 2 — андезибазальты кумсинской свиты, 3 — плагиофиты кумсинской свиты, 4 — кварциты и вулканиты глубокоозерской свиты, 5 — гранитоиды лопия (фундамент?), 6 — проба на возраст и ее номер, 7 — направление падения кровли лавовых потоков

Источник: по [26]

Fig. 8. Diagram of the Kumsa geological structure

1 — Sariolian conglomerates, 2 — Kumsa Formation andesite basalts, 3 — the Kumsa Formation plagiophyres, 4 — Lake Glubokoye Formation quartzites and volcanites, 5 — Lopian granitoids (basement?), 6 — sample for age and its number, 7 — fall direction of the lava flow top

Source: from [26]

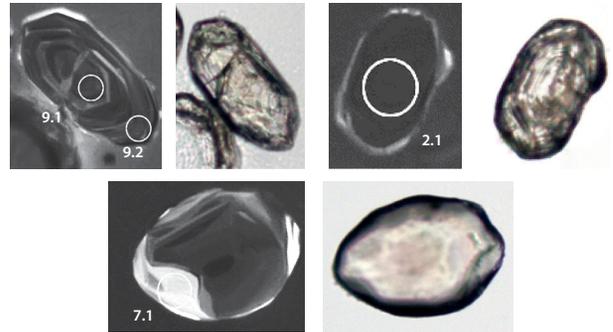
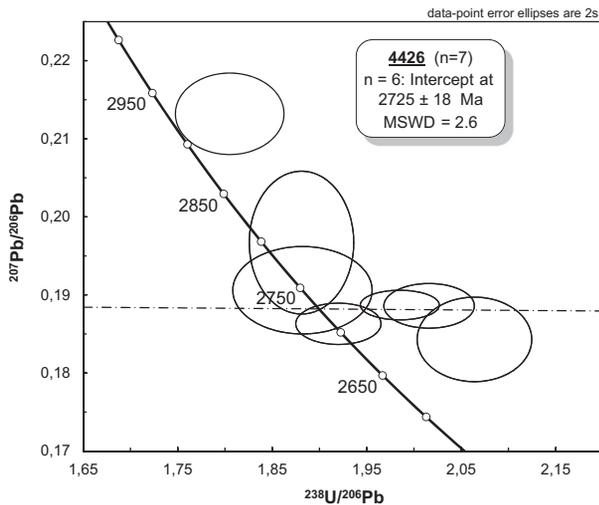


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы 4426, возраст по верхнему пересечению дискордии 2725 ± 18 млн лет и изображения цирконов в катодолюминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 9. Concordia diagram for zircon sample 4426, age by a discordia with the upper intercept is at 2725 ± 18 Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images

Коэффициент удлинения от 1,9 до 2,2. В катодной люминесценции они представлены кристаллами слабого свечения со следами зональности. Содержание U — 93–318 г/т, Th — 87–217 г/т, Th/U — 0,70–0,96 (табл. 2). Для пяти анализов построена дискордия с верхним пересечением 2725 ± 18 млн лет (рис. 9), вероятно, отражающая время кристаллизации. Одна из этих пяти фигуративных точек соответствует анализу из ядра зерна 8.1 ($2710 \pm 9,5$ млн лет), при том, что из краевой части другого зерна (замер номер 7.2) получено значение 2748 ± 20 млн лет (по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

Участок Койкары. Участок сумийских разрезов Койкарской структуры имеет хорошую сохранность и позволяет дополнить характеристику разреза Кумсинской структуры. В пределах участка в районе оз. Каллиеволампи на среднелопийских образованиях питкилампинской и кивилампинской свит с угловым несогласием и элювиально-делювиальной брекчий в основании залегает комплекс сумийских андезибазальтов (рис. 10) [27; 28].

Разрез сформирован стратифицированной лавовой толщей, представленной массивными вариолитовыми и миндалекаменными лавами мощностью от 20 до 50 м, имеющими зоны кровельных брекчий. Установлено 16 потоков лав общей мощностью 630 м. Лавовые потоки имеют падение в северных румбах под углом $20\text{--}50^\circ$ и образуют замок синклинальной складки с северо-северо-восточным простиранием оси. Андезибазальты отличаются присутствием миндалинов и вариолей, сложенных кварцем и/или хлоритом. Обособляются также горизонты андезибазальтовых лав, для которых характерно наличие миндалинов, вариолей или табличек розового альбита. Они названы плагиофировыми андезибазальтами [28]. Структура пород варьирует от реликтовой диабазовой, порфировой, вариолитовой и миндалекаменной до брекчиевидной. Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит)

размером от 0,2 до 0,8 мм. Андезибазальты сумия несогласно перекрыты сариолийскими конгломератами и граувакками.

С. А. Светов с коллегами [27] взяли пробу на возраст (SHRIMP II) 1-2010 в миндалекаменных андезибазальтах четвертого потока, расположенного ниже по разрезу первых плагиофировых лав (рис. 11). Цирконы желтые, рыжие, прозрачные и полупрозрачные, субидiomорфные, длиннопризматические кристаллы и обломки. Коэффициент удлинения 1,73–2,79. В КЛ циркон со следами грубой зональности. Для семи анализов получен конкордантный возраст 2712 ± 8 млн лет (рис. 11), который, вероятно, отражает время кристаллизации лав.

По всем 10 анализам построена дискордия с верхним пересечением 2717 ± 11 млн лет. Содержания урана и тория: U — 209–884 г/т, Th — 42–146 и 252–441 г/т, Th/U — 0,07–0,69 (табл. 2).

Участок Кукас. Участок расположен на севере Карельского региона к юго-западу от Ковдозера (рис. 1). Здесь между Челозером и оз. Кукас установлены соотношения нижнепротерозойских и верхне-архейских образований. Протерозойские (нижне-карельские) породы образуют субширотную Кукасозерскую синклинали и начинаются с образований визаварской свиты сумия. Они перекрывают метаосадки и метавулканы челозерской свиты (рис. 12).

Челозерская свита, слагает большую часть территории участка. Она образована преимущественно вулканитами среднего и реже основного состава с реликтами миндалекаменной и шаровой текстур и уфогенно-осадочными породами. Мощность ее более 300 м [29]. Визаварская свита (более 250 м) распространена на северном и южном берегах Кукасозера и в основании разреза имеет терригенные осадки. В них отмечается переслаивание аркозовых песчаников и мусковитовых кварцитов с параллельной слоистостью и сливными белыми кварцитами. В ряде мест осадки подстилаются

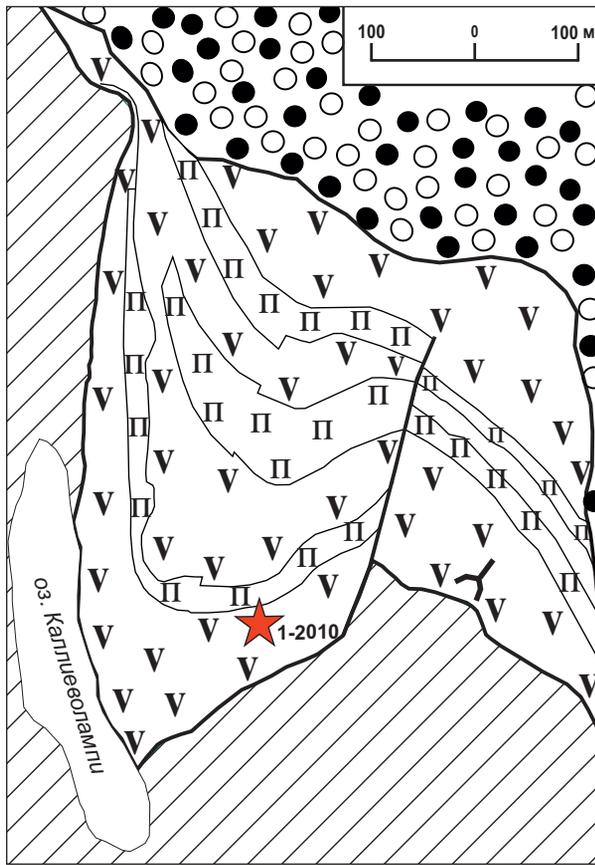


Рис. 10. Схема геологического строения уч. Койкары

1 — конгломераты сариолия, 2 — андезибазальты кумсинской свиты, 3 — плагиофиры кумсинской свиты, 4 — осадочно-вулканогенные породы питкилампинской и кивилампинской свит среднего лопя, 5 — проба на возраст и ее номер, 6 — направление падения кровли лавовых потоков

Источник: по [29]

Fig. 10. Diagram of the Koikary geological structure

1 — Sariolian conglomerates, 2 — Kumsa Formation andesibasalts, 3 — Kumsa Formation plagiophyres, 4 — sedimentary-volcanic rocks of the Middle Lopian Pitkilampi and Kivilampi formations, 5 — sample for age and its number, 6 — fall direction of the lava flow top

Source: from [29]

гранат-кианит-ставролит-биотитовыми сланцами по коре выветривания [25; 30]. Верхняя часть свиты сложена переслаиванием потоков (более 20) андезибазальтов и базальтов, в которых видны массивные миндалекаменные, пенистые лавобрекчиевые разности вулканитов [25]. Проба на изотопный возраст АВ-3279 взята на северном

берегу оз. Кукас в 650 м к СЗ 285° от восточной протоки в озеро. Ее координаты 66°26'23,2" с. ш. и 31°46'45,4" в. д. Проба взята из рассланцованных амфиболитов, основными минералами которых являются клиноцоизит, плагиоклаз, роговая обманка, акцессорные — апатит, циркон. Структура породы гранонематобластовая, текстура сланцеватая

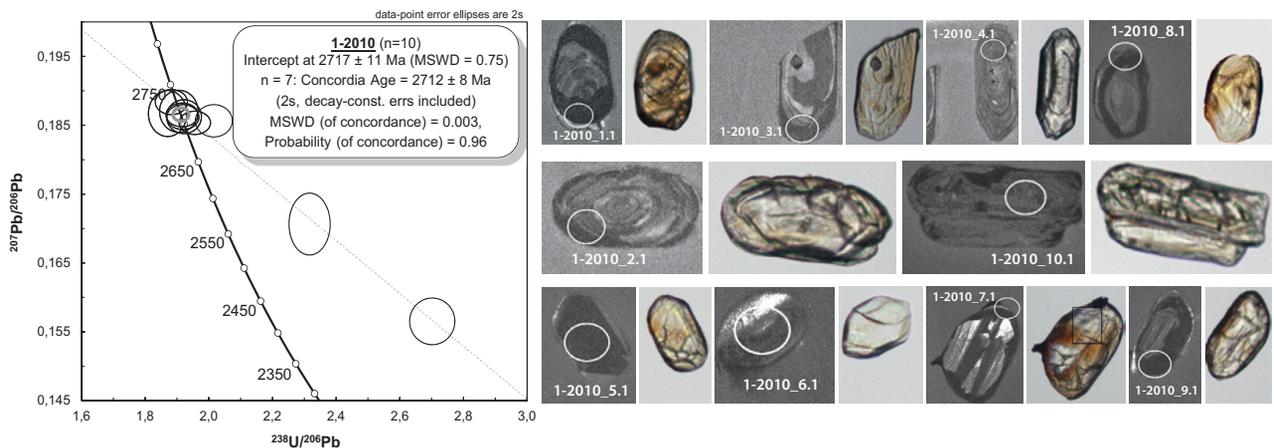


Рис. 11. Диаграмма с конкордией цирконов пробы 1-2010, возраст по верхнему пересечению дискордии 2717 ± 11 млн лет (10 анализов), конкордантный возраст по семи анализам 2712 ± 8 млн лет, изображения цирконов в катодолуминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 11. Concordia diagram for zircon sample 1-2010, age by a discordia with the upper intercept is at 2,717 ± 11 Ma (10 analyses), the concordant age by 7 analyses is 2,712 ± 8 Ma, and their cathodoluminescence and transmitted light images

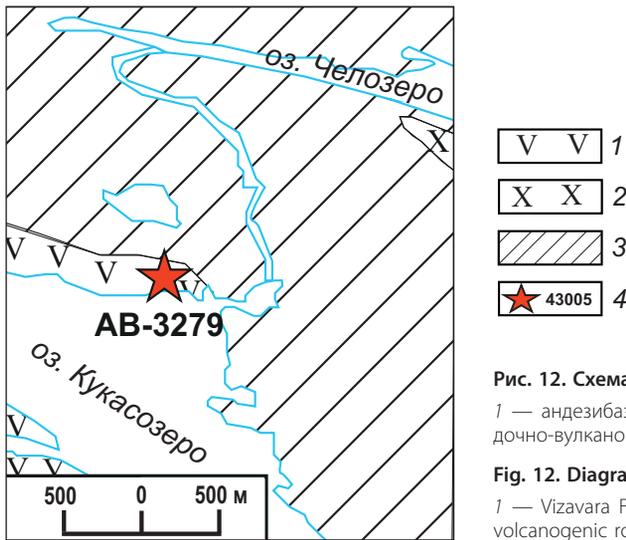


Рис. 12. Схема геологического строения уч. Кукас

1 — андезибазальты визаварской свиты, 2 — гранитоиды верхнего лопия, 3 — осадочно-вулканогенные породы челозерской свиты, 4 — проба на возраст и ее номер

Fig. 12. Diagram of the Kukas geological structure

1 — Vizavara Formation andesibasalts, 2 — Upper Lopian granitoids, 3 — sedimentary volcanogenic rocks of the Chelozero Formation, 4 — sample for age and its number

мелкозернистая. Цирконы розовые, прозрачные и полупрозрачные. Кристаллы субидiomорфные. Встречаются зерна округлой формы и обломки. Размер цирконов в среднем 60–100 мкм. Ку 1,0–1,5. В катодолуминесцентном изображении в цирконах наблюдается тонкая магматическая зональность или ее следы. Свечение в катодных лучах у цирконов данной пробы умеренное и слабое. На многих зернах присутствуют тонкие метаморфические оболочки. В результате измерений (SHRIMP II) по шести анализам (2.1, 4.1, 5.1, 7.1, 9.1, 10.1) построена дискордия с верхним пересечением 2649 ± 15 млн лет (такое значение получается только если дискордия упирается в молодой кластер 472 ± 11 , если без него, то должно быть 2649 ± 15 (рис. 13). Из табл. 2 следует, что содержания U и Th в этих

цирконах высокие: U — 1768–12587 г/т (в среднем 6330 г/т), Th/U отношение от 0,20 до 0,86, а для замера 5.1 Th/U — 1,80. Вероятно, полученный по центральным зональным частям кристаллов возраст отражает время кристаллизации пород или наложенного процесса. В любом случае они должны относиться к верхнему лопию.

На южном берегу оз. Кукас, у его восточного окончания, в толще парамфиболитов и метаосадков, предположительно раннего протерозоя, были обнаружены обломки амфиболовых сланцев. Для них получен возраст циркона 2686 ± 1 и 2019 ± 21 млн лет. Первый считается возрастом кристаллизации, второй — наложенного метасоматического процесса [31]. В этом же районе установлен возраст биотитовых гнейсов, вероятно, по метавулканикам челозерской свиты

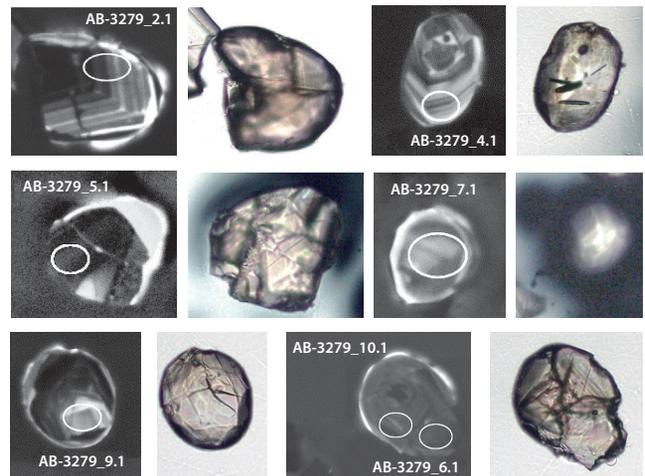
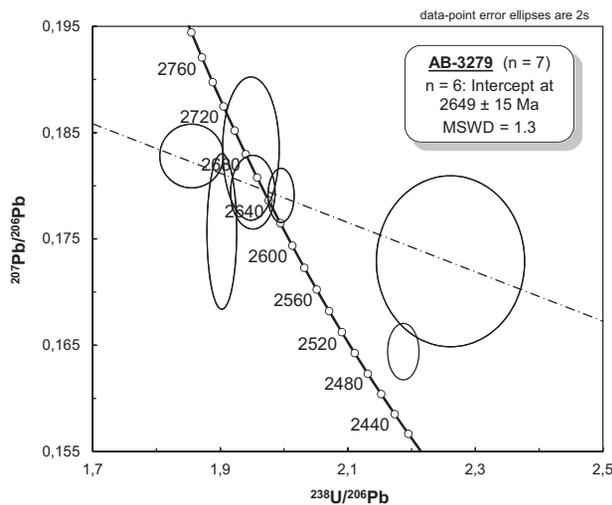


Рис. 13. Диаграмма с конкордией для цирконов пробы АВ-3279, возраст по верхнему пересечению дискордии для пяти анализов и изображения цирконов в катодолуминесцентных лучах и проходящем свете

Fig. 13. Concordia diagram for zircon sample AB-3279, age by a discordia with the upper intercept for 5 analyses, and their cathodoluminescence and transmitted light images

с возрастом 2681 ± 18 млн лет [30] и основных вулканитов Челозера с возрастом 2752 млн лет [32].

Из приведенных материалов следует, что на уч. Кукас породы визаварской свиты должны быть отнесены к верхнему лопию.

Участок Лежево. Участок расположен в Шуезерской структуре на северо-восточном крыле Лехтинского синклиория (рис. 1). Именно здесь расположен галостратотип сумия. Низы разреза Лехтинской структуры традиционно относят к архею (среднему лопию), образуя разрез южного окончания Северо-Карельской структурно-формационной зоны (далее — СФЗ). В низах его разреза выделена нижняя *охтинская толща*, образованная преимущественно вулканитами от основного до кислого составов [33]. Завершается ее разрез метадацитами и метаандезитами, U-Pb возраст циркона которых близок к $2807 \pm 1,7$ млн лет [34].

Морозноозерская толща перекрывает, вероятно, охтинскую толщу [33; 35], непосредственные соотношения которой с подстилающими породами не установлены. Она представлена полимиктовыми конгломератами, перекрытыми слоистыми биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями кварцитовидных пород. Завершается разрез ритмичным переслаиванием гранат-ставролитовых, гранат-кианит-ставролитовых, кианитовых, гранат-биотитовых, реже биотитовых гнейсов.

Выше с несогласием залегают отложения *побозерской серии* [36], в которой обособлена нижняя вороньеозерская свита существенно осадочных пород с линзами конгломератов. Верхняя часть разреза серии (хизиярвинская, авнереченская свиты) отличаются существенно вулканогенным составом. Минимальный изотопный возраст вулканитов бли-

зок к $2801,3 \pm 3,6$ млн лет [37]. Эти данные заставляют отнести разрез морозноозерской толщи и побозерской серии к среднему лопию.

Лопийские толщи на этой территории (табл. 1) с перерывом перекрыты вулканитами тунгудско-надвоицкой серии сумия, образующими его Шуезерский галостратотип [33]. В пределах участка серия представлена (снизу вверх) породами окуневской, тунгудской и ожиярвинской свит (рис. 14).

Окуневская свита выделена Т. Ф. Негруцей [23], залегает на коре выветривания вулканитов побозерской серии и образована осадочной толщей кварцитов и слюдянокварцевых сланцев общей мощностью до 200 м. По данным В. И. Коросова [25], в основании свиты обнажаются кварц-серицит-хлоритовые сланцы (кора выветривания?), постепенно переходящие в тонкозернистые кварциты с полевым шпатом. Они перекрыты миндалекаменными амфиболитами с реликтовой шаровой текстурой и плагиопорфиритами окуневской свиты. Выше, по его мнению, расположен слой светло-серых кварцито-песчаников с неясно выраженной горизонтальной, но отчетливо проявленной мульдобразной слоистостью. Они переходят в четко слоистые кварцито-песчаники с прослоями кварцевых гравелитов и кварцевых конгломератов. Эти образования начинают разрез уже тунгудской свиты и имеют мощность до 120 м. Все эти породы описаны на ограниченной площади в единичных обнажениях от оз. Хизиярви до оз. Калливоярви (рис. 1).

Тунгудская свита (до 2500 м), выделенная С. А. Дюковым и В. А. Перевозчиковой, представляет собой многопоровый ансамбль лав андезит-базальтового состава [25]. Ее разрез детально описан на южном берегу оз. Гизиярви, где он достигает мощности 600 м, и через необнаженный интервал

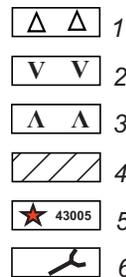
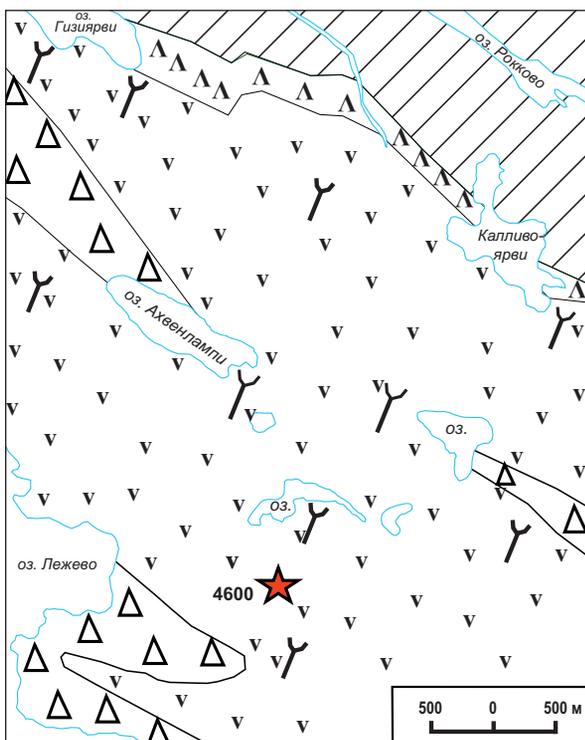


Рис. 14. Схема геологического строения уч. Лежево

1 — кислые лавы ожиярвинской свиты, 2 — андезитбазальты тунгудской свиты, 3 — кварциты и вулканиты окуневской свиты, 4 — осадочно-вулканогенные породы побозерской серии, 5 — проба на возраст и ее номер, 6 — направление падения кровли лавовых потоков

Fig. 14. Diagram of the Lezhevo geological structure

1 — Ozhijarvi Formation acidic lavas, 2 — Tunguda Formation andesibasalts, 3 — Okunevsk Formation quartzites and volcanites, 4 — Pebozero series sedimentary-volcanic rocks, 5 — sample for age and its number, 6 — fall direction of the lava flow top

в 50 м лавы сменяются выходами кислых вулканитов ожиярвинской свиты [25]. На остальной территории представления о составе и строении свиты опираются на отдельные обнажения и расчистки. Для свиты характерны лавовые потоки мощностью от 1 до 50 м, сложенные массивными, шаровыми, подушечными, миндалекаменными, вспененными разностями лав базальтов и андезибазальтов. Верхняя часть свиты, возможно, отделена от нижней корой физического выветривания и линзами конгломератов с обломками подстилающих андезибазальтов и цветного кварца [37]. Для этой части разреза характерно более распространенное присутствие в кровле лавовых потоков лавобрекчий и лав андезитового состава. По данным В. И. Коросова [25], на всей территории характерно моноклиальное погружение кровли лавовых потоков к юго-западу.

Кислые вулканиты *ожиярвинской свиты* в пределах участка не имеют непосредственных соотношений с тунгудской свитой, но соприкасаются с различными ее образованиями. Юго-восточнее оз. Рокково (за пределами участка) они налегают на амфиболиты пезозерской серии через маломощный слой туфов [25]. Иногда между выходами кислых вулканитов и андезибазальтов видны выходы туфов и туфопесчаников с линзами мелкогалечных конгломератов.

Характерной особенностью строения территории является тектоническое разлинзование архейских и протерозойских пород и интенсивные процессы гранатового, амфиболового, анкеритового и биотитового порфиробластеза с преобразованием вулканитов в порфиробластические амфиболиты и затушевывающие контакты.

Западнее оз. Лежево взята проба 4600 из вулканитов тунгудской свиты (рис. 14). Координаты пробы: 64°46'51,5" с. ш., 33°43'58,7" в. д. По составу это плотные массивные скрытокристаллические

темно-серого цвета породы, отвечающие трахиандезибазальтам. Они содержат до 7,17 мас. % MgO, MgO/CaO больше единицы и 0,96 мас. % K₂O. В вулканитах видна микроофитовая структура и вкрапленники биотита. Основная масса представлена мелкими тонковитянутыми до игольчатых разнонаправленными зернами плагиоклаза (андезин до 40%), роговой обманки (30%) в виде тонкотаблитчатых зерен. Видны также мелкие таблитчатые выделения биотита (20%) и тонкозернистый неравномерно распределенный хлорит (10%). В пробе цирконы коричневые, прозрачные и полупрозрачные, трещиноватые, субидiomорфные, призматические и округлые кристаллы и обломки. Длина кристаллов составляет 63–165 мкм, Ку — 1,3–2,2. В катодолюминесцентном изображении циркон со слабым свечением и следами зональности. Видны темные участки (иногда ядра), окруженные более светлыми (серыми) оболочками разной толщины. Темные ядерные зоны, вероятно, сложены сильно измененным веществом, частично залеченным более светлым (рис. 15, точки 7.1 и 7.2).

Для всех зерен с темным ядром получены изотопные возрасты в интервале 2589–2795 млн лет (табл. 2). Для зерен 2.1, 3.1 и 6.1 построена дискордия с верхним пересечением 2761 ± 18 млн лет (рис. 16).

Содержания урана и тория: U — 554–1975 г/т, Th — 78–739 г/т, Th/U — 0,05–1,16. Для зерна 3.1 конкордантный возраст близок к 2758,9 ± 9 млн лет (табл. 2).

Для анализов 7.1 (край зерна) и 7.2 (ядерная часть) получен возраст 2313,1 ± 6,3 и 2795 ± 12 млн лет соответственно — по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (рис. 16). Содержания урана и тория для точки 7.1: U — 1772 г/т, Th — 3216 г/т, Th/U — 1,88; для точки 7.2: U — 222 г/т, Th — 147 г/т, Th/U — 0,68 (табл. 2).

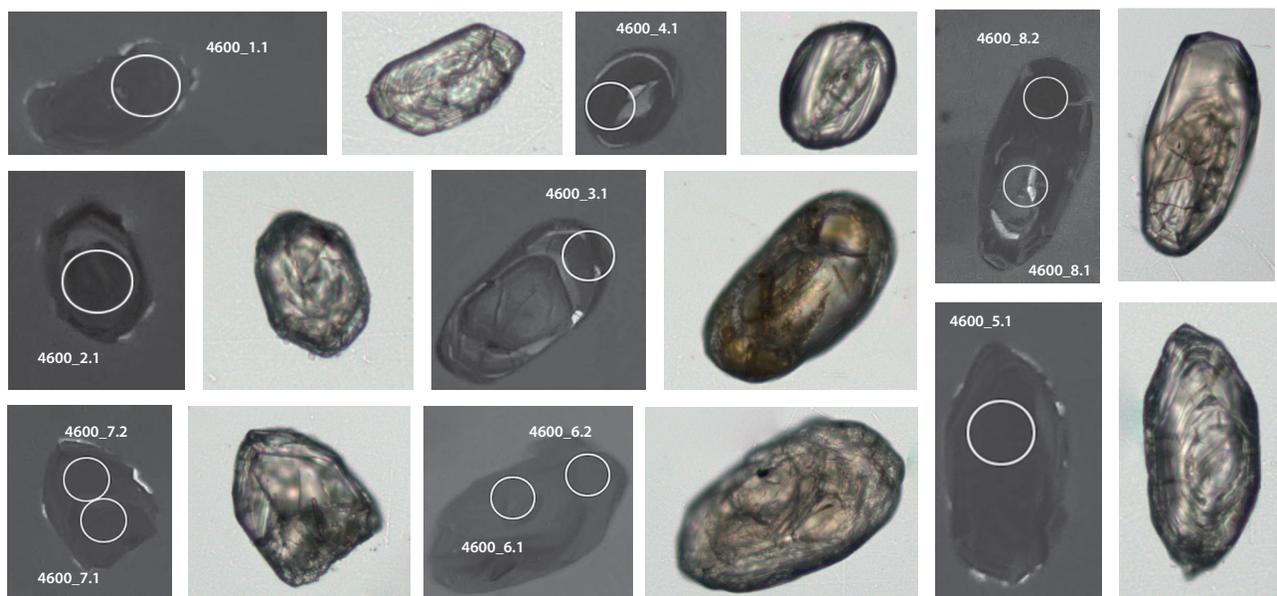
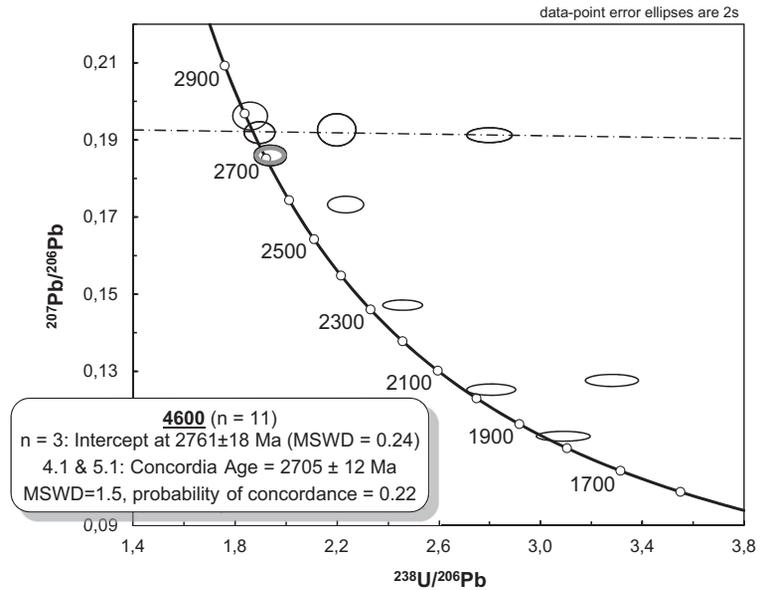


Рис. 15. Катодолюминесцентное изображение цирконов пробы 4600 и их изображения в проходящем свете

Fig. 15. Cathodoluminescence image for zircon sample 4600 and their transmitted light images

Рис. 16. Диаграмма с конкордией для пробы 4600: возраст по верхнему пересечению дискордии для трех анализов (2.1, 3.1 и 6.1) 2761 ± 18 млн лет, а конкордантный возраст по двум замерам 4.1 и 5.1 — 2705 ± 12 млн лет

Fig. 16. Concordia diagram of zircon sample 4600: age by a discordia with the upper intercept for three analyses (2.1, 3.1, and 6.1) is at $2,761 \pm 18$ Ma, but the concordant age for two measurements 4.1 and 5.1 is $2,705 \pm 12$ Ma



Для зерен 4.1 и 5.1 получен конкордантный возраст 2705 ± 12 млн лет (рис. 16). Содержания урана и тория в них соответственно: U — 661 и 404 г/т, Th — 16 и 263 г/т, Th/U — 0,03 и 0,67 (табл. 2).

Приведенные материалы позволяют предположить, что циркон претерпел процессы перекристаллизации, возможно, связанные с биотитовым порфиروبластезом. Возраст 2313 млн лет, вероятно, отражает его время. Цирконы с возрастом около 2705 млн лет могут свидетельствовать о времени кристаллизации лав, а превышающие 2750 млн лет являться ксеногенными.

Восточнее участка из дацитов тунгудской свиты был получен возраст циркона, близкий к $2719,8 \pm 8,2$ млн лет [38]. Позднее цирконы из этих пород были повторно датированы [39]. Для центральных частей цирконов с реликтовой магматической зональностью в краевых частях зерен получен возраст 2765 и 2857 ± 17 млн лет. Самостоятельную группу образуют цирконы, дающие дискордантный возраст 2416 ± 15 млн лет. Этот возраст, по мнению авторов статьи, отражает время внедрения этих пород в андезибазальты. Цирконы с возрастaми 2765 и 2857 ± 17 млн лет были захвачены из пород фундамента [39].

В восточном крыле Шомбозерской структуры в мелкозернистых амфиболовых сланцах тунгудской свиты выделяются участки мелко-среднезернистых порфиробластических амфиболитов, из которых взята проба на возраст [40]. Цирконы образуют два типа. Первый тип представлен преимущественно кристаллами с тонкой осцилляторной зональностью в КЛ и имеет дискордантные возрасты 2816 ± 22 и 2725 ± 15 млн лет. Второй тип цирконов не обладает зональностью и дает дискордантный возраст 2423 ± 31 или субконкордантный возраст 2325 ± 10 млн лет. Цирконы характеризуются повышенными содержаниями U (409–1059 г/т) и Th (726–1935 г/т), Th/U — 0,76–2,41 [40].

В районе Шомбозера также определен возраст цирконов из вулканитов тунгудской свиты (SHRIMP-II)

[41]. Циркон из ядер с возрастом 2533–2825 млн лет имеет высокие содержания U (916–2122 г/т), Th (239–2691 г/т) и варьирующие Th/U отношения (0,27–2,58), что свойственно кристаллам, испытавшим метасоматоз. Для другой генерации циркона по ядрам получены возрасты 2433 и 2439 млн лет (конкордантный). Циркон имеет такие же высокие содержания U (1057–2512 г/т) и Th (223–2210 г/т), по-видимому, связанные с влиянием того же наложенного процесса [41; 42].

Конкордантный возраст циркона для порфиров ожиярвинской свиты на западном крыле Лехтинской структуры равен 2442 ± 17 млн лет [31].

Обращает на себя внимание близость характеристик цирконов из всех проб тунгудской свиты в Лехтинской и Шомбозерской структурах. Из приведенных материалов следует, что породы всех проб испытали процессы порфиробластеза, а цирконы в них подверглись метасоматическим изменениям. Выделяются две группы цирконов. Для первой из них с реликтовой магматической зональностью имеется лопийский возраст. В них широко представлены датировки позднего лопия (2533–2765 млн лет). Вторая группа зерен не обладает осцилляторной зональностью и имеет возрасты в интервале 2423–2439 млн лет. Иногда в краевой зоне цирконов возраст равен 2313 млн лет, в ядерной части — 2795 млн лет. Породы тунгудской свиты прорваны дайкой риодацитов с возрастом 2416 млн лет.

Из этого следует, что возраст метасоматоза 2313–2439 млн лет и близок к возрасту лав ожиярвинской свиты сумия. В то же время породы тунгудской свиты содержат многочисленные реликты цирконов позднелопийской (реже среднелопийской) эры, часть из которых может быть ксеногенными, а часть — отражать возраст лав. В настоящее время тунгудско-надвоицкая серия является излишним подразделением и должна быть разделена на самостоятельные окуневскую и тунгудскую свиты верхнего лопия и ожиярвинскую свиту нижнего карелия.

Керетская структура. Около границы Карельско-го и Беломорского регионов расположена Северо-Карельская структурно-формационная зона, в которой между Ковдозером и Топозером обособлены Тикшеозерский (на севере) и Керетский (на юге) зеленокаменные пояса [43], представляющие собой самостоятельные структуры. Наиболее изученной является Керетская структура, находящаяся восточнее Топозера [43] (рис. 1).

На Госгеолкартах-200 Карельской серии листов (Q-36-XXI, XXII и Q-36-XXVII, XXVIII) на этой территории в архее выделены породы тикшеозерской серии, включающей верхнеозерскую (нижнюю) и хизоварскую (верхнюю) свиты. В обобщающей работе А. И. Слабунова [43] описаны их стратиграфические разрезы и приведены данные об их изотопном возрасте. В сводном разрезе им выделены керетьозерский и хизоваарский комплексы, которые делятся перерывом и несогласием на нижнюю и верхнюю части (подкомплексы). Нижние подкомплексы отвечают верхнеозерской, верхние — хизоварской свитам тикшеозерской серии на Госгеолкартах. В подкомплексах выделены структурно-тектонические ассоциации (далее — СТА). СТА представляют собой стратифицированные ассоциации пород, последовательно залегающие в разрезе, часто имеют тектонические контакты и названы по вещественным признакам [44], а также близки к понятию толща [11]. Нижняя часть керетьозерского комплекса образована породами (снизу вверх) верхнекумозерской и хаттомозерской, а хизоваарского — нижней мафитовой и андезитовой СТА. По данным изотопного датирования, СТА не моложе 2800 млн лет [43]. На этом основании они отнесены нами к верхнеозерской свите среднего лопия и далее не рассматриваются.

Хизоварская свита начинается с *осадочно-вулканогенной СТА* верхнехизоваарского типа, которая со стратиграфическим (кора выветривания) несогласием лежит на породах верхнеозерской свиты. В основании СТА выделяется пачка кварцитов (7–40 м) с косою слоистостью, знаками ряби, в основании которых обнажаются кварцевые конгломераты, выше сменяющиеся гравелитами. В кварцитах наблюдается несколько популяций детритовых цирконов с возрастом ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, ВИМС) 3152 ± 5 , 2832–2811, 2747–2705 и 2687–2651 млн лет [45]. На кварцитах лежит пачка полосчатых (кианит, гранат)-биотит-мусковитовых сланцев (мощность до 400 м). Одни авторы [44] считают, что сланцы образованы по осадочным, туфогенно-осадочным породам и лавам кислого состава. По мнению других исследователей [26], их протолитом являются терригенно-осадочные породы. Среди сланцев установлены метасоматические кварц-кианитовые породы, цирконы из которых датированы возрастом около 2,77 млрд лет [46].

Вулканогенно-осадочная СТА (мощностью до 500 м) наращивает разрез и сложена амфибол-биотитовыми сланцами. Сланцы возникли по терригенным осадкам [44] или по известково-щелочным метаандезитам и метадацитам. Конкордантный U-Pb возраст циркона из вулканитов дацитового состава равен 2778 ± 21 млн лет [26].

СТА грубообломочных вулканитов расположена выше по разрезу. В ней описаны агломератовые туфы, олигомиктовые конгломераты, вулканические конгломераты с туфогенным цементом, лавобрекчии, состав которых от андезитового до риодацитового. Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ методом ВИМС обломочных цирконов из конгломератов толщи в пределах 2838–2747 млн лет [47]. Другие авторы [26] считают эти породы частью вулканогенно-осадочной СТА. В целом строение разреза и мощность СТА остаются недостаточно изученными.

Верхняя мафическая СТА завершает разрез и сложена метабазальтами с шаровыми лавами, среди которых спорадически отмечены пластовые тела ультраосновного состава. Мощность СТА достигает 300 м. Ее контакт с подстилающими породами тектонический.

Приведенные материалы позволяют считать, что образования хизоварской свиты в этой структуре должны относиться к верхнему лопию.

Представляется, что разрез свиты может быть разделен на нижнюю (осадочно-вулканогенную и вулканогенно-осадочную СТА) и верхнюю (грубообломочных вулканитов и верхнюю мафическую СТА) части. Нижняя из них, вероятно, древнее 2700 млн лет, верхняя не древнее 2747 млн лет и имеет в основании конгломераты.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕГО ЛОПИЯ

Приведенные выше данные отражены в табл. 3, в которой даны названия местных стратиграфических подразделений, информация о их преобладающем составе, данные изотопного возраста цирконов из вулканитов и терригенных цирконов из метаосадков. При интерпретации изотопного возраста предпочтение нами отдается возрасту цирконов из магматических пород.

Из приведенных материалов следует, что граница архея и протерозоя должна располагаться в основании разреза ожиярвинской свиты. Таким образом, породы «доожиярвинского времени» сумия сондальской, визаварской, окуневской и тунгудской свит и кубышкинской серии наращивают разрез верхнего лопия в Карелии. Верхний лопий этого региона представлен также образованиями гимольской серии и хизоварской свиты. По особенностям состава и строения разрезы верхнего лопия образуют три типа разрезов — Западно-, Центрально- и Северо-Карельские, показанные на рис. 1.

Западно-Карельский тип разреза образован породами гимольской серии в Костомукшской, Хедозерско-Нюкозерской структурах и уч. Паданы. В нем обособляются две породные ассоциации. Нижняя (осадочная) представлена преимущественно терригенными породами, иногда с телами кислых вулканитов костомукшской, сурлампинской свит, паданской толщи. Верхняя (вулканогенная) ассоциация выделяется условно в Хедозерско-Нюкозерской структуре, строение ее разреза остается неизвестным.

Центрально-Карельский тип разреза представлен только породами «доожиярвинского возраста»

сумия, образующими вулканогенную ассоциацию, охарактеризованную на участках Паданы, Кумса, Койкары, Кукас и Лежево (табл. 3; рис. 1). Эта ассоциация отличается развитием преимущественно основных, реже кислых вулканитов. На уч. Паданы вулканиты сондальской свиты несогласно перекрывают породы нижней осадочной ассоциации гимольской серии.

Северо-Карельский тип разреза уверенно обособляется в Керетской структуре. В нем выделяется нижняя ассоциация пород, образованная осадками и вулканитами (осадочно-вулканогенная и вулканогенно-осадочная СТА). Верхняя вулканогенная ассоциация содержит лавы основного состава (верхняя мафическая СТА) и, возможно, имеет в основании горизонт грубообломочных пород (СТА грубообломочных вулканитов).

Условно к Северо-Карельскому типу разреза отнесены породы пезозерской серии северо-восточного крыла Лехтинской структуры (рис. 1). Разрез серии напоминает разрез хизоварской свиты, но требует дополнительного геохронологического изучения.

Анализ данных изотопного датирования позволяет провести корреляцию разных типов разрезов. Нижняя осадочная ассоциация Западно-Карельского типа разреза не моложе 2760 млн лет (гимольская серия Костомукшской структуры, лавы паданской толщи уч. Паданы). В Северо-Карельском типе разреза образования этой ассоциации древнее 2770 млн лет (вулканогенно-осадочная СТА). Разрез Костомукшской структуры является стратотипическим для этой ассоциации, здесь же расположен лимитотип ее нижней границы. Все это позволяет объединить породы всей этой ассоциации в самостоятельный Костомукшский региональный стратиграфический горизонт.

Во всех типах разрезов выделяется верхняя вулканогенная ассоциация, породы которой моложе 2760 млн лет. Она непосредственно перекрывает нижнюю ассоциацию в Хедозерско-Нюкозерской, Керетской структурах, а также на участках Паданы и, возможно, Лежево. Лимитотип ее нижней границы не установлен, но может располагаться в пределах названных выше структур или участков. Из табл. 3 видно, что к этой границе тяготеют перерывы и несогласия. Наибольший интерес вызывает недостаточно изученная СТА грубообломочных вулканитов в Керетской структуре у границы горизонтов. Стратотип этой ассоциации также неизвестен. Степень геологической и геохронологической изученности разрезов не позволяет провести внутреннюю корреляцию местных подразделений [3].

Определенный интерес вызывает уч. Лежево, в котором нижняя граница протерозоя расположена в основании ожиярвинской свиты сумия. Известно также положение нижней границы вулканогенной ассоциации (окуневская, тунгудская свиты) верхнего лопия, но требуется определение возраста этой границы. Из сказанного следует, что выделение разрезов данной ассоциации в самостоятельный региональный горизонт требует дополнительных материалов. Условно их можно отнести к тунгудскому

региональному горизонту, завершающему разрез гимольского надгоризонта. Предлагаемый вариант региональной стратиграфической схемы Карельского региона показан в табл. 3.

Типы разрезов на площади образуют три СФЗ, из которых Центральнo-Карельская сложена только породами верхнего тунгудского горизонта. Положение границ СФЗ показано на рис. 1.

Проведенный геолого-геохронологический обзор выявил целый ряд нерешенных вопросов, о которых говорилось выше. Наиболее важными из них является положение и возраст нижней границы тунгудского горизонта северо-восточного крыла Лехтинской структуры.

Решение этих вопросов требует постановки специальных стратиграфо-геохронологических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Граница архея и протерозоя в Карельском регионе должна проходить в основании ожиярвинской свиты сумия нижнего протерозоя.

Породы, относившиеся к доожиярвинским образованиям сумия (кубышкинская серия, тунгудская свита и др.), должны быть включены в гимольский надгоризонт верхнего лопия.

Разрез гимольского надгоризонта может быть разделен на два горизонта — костомукшский (нижний) и тунгудский (верхний), отличающиеся составом. Геологическая граница между ними по времени близка к 2760 млн лет.

Гимольский надгоризонт образует три типа разрезов, характеризующих три структурно-формационные зоны.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. СПб. : ВСЕГЕИ, 2002. 56 с.
2. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 25. СПб. : ВСЕГЕИ, 1991. 63 с.
3. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты : Изд-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.
4. Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Paleozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia / N. V. Rodionov [et al.] // Gondwana Research. 2012. Vol. 21, no. 4. P. 728–744. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.10.005>.
5. Чернов В. М., Стенарь М. М. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии // Труды Карел. фил. АН СССР. Вып. 26. Материалы по геологии Карелии. Петрозаводск, 1960. С. 29–45.
6. К стратиграфии железорудных толщ Западной Карелии / Л. Я. Харитонов [и др.] // Вестник ЛГУ. Сер. Геология и география. 1964. Вып. 4. № 24. С. 35–43.
7. О возрасте полимиктовых конгломератов Центрально-Карельского домена Карельской провинции / Г. А. Кучеровский [и др.] // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов : материалы VIII Рос. конф. по изотопной

геохронологии, г. Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г. СПб. : Картф-ка ВСЕГЕИ, 2022. С. 82–83.

8. Гилярова М. А. Докерельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение // Изв. Карело-Финской науч.-исслед. базы АН СССР. 1948. № 1. С. 19–40.

9. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии / О. А. Левченков [и др.] // Общие вопросы расчленения докембрия : материалы III Всерос. совещ. Апатиты : КНЦ РАН, 2000. С. 143–145.

10. Стратиграфия докембрия Карелии / М. Б. Раевская [и др.] // Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 1992. С. 20–68.

11. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита / А. И. Слабунов [и др.] // Геохимия. 2021. Т. 66, № 4. С. 291–307. <https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>.

12. Главные эпизоды формирования полосчатых железистых кварцитов Костомукшского зеленокаменного пояса (Карельский кратон): данные U-Th-Pb датирования циркона / А. И. Слабунов [и др.] // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2023. № 2. С. 5–22. <https://doi.org/10.17076/geo1749>.

13. Стратиграфический разрез костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных / С. Б. Лобач-Жученко [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 3–10.

14. Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка / Т. А. Мыскова [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28, № 2. С. 3–32. <https://doi.org/10.31857/S0869592X20020040>.

15. Стенарь М. М. Осадочно-вулканогенные образования района Большезера (Западная Карелия) // Тр. Карел. фил. АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 65–75.

16. Богданов Ю. Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии и их сопоставление // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы : Тр. ВСЕГЕИ. Т. 175. Л., 1971. С. 106–121.

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

18. Матреничев А. В., Матреничев В. А., Каулина Т. В. Геология и изотопный возраст вулканитов Хедозерской структуры // Материалы XIX конф. молодых учен., посвящ. памяти чл.-кор. АН СССР проф. К. О. Кратца, г. Апатиты, 24–28 нояб. 2008 г. Апатиты : Изд-во Кольского науч. центра РАН, 2008. С. 40–42.

19. Мыскова Т. А., Львов П. А. История формирования Хедозеро-Большозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и геохронологических данных // Тр. Карельск. науч. центра Рос. акад. наук. 2019. № 10. С. 5–29. <https://doi.org/10.17076/geo996>.

20. Негруца В. З. Характеристика стратотипического разреза сариолийской серии и обоснование положения этой серии в сводном разрезе докембрия Карелии // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы : Тр. ВСЕГЕИ. Т. 175. Л., 1971. С. 133–152.

21. Глебова-Кульбах Г. О., Пинаева Н. И. Граниты южной Карелии // Граниты Кольского полуострова и Карелии : Тр. ЛАГЕД. Вып. 15. М. ; Л. : АН СССР, 1963. С. 161–334.

22. Возраст источника сноса нижнепротерозойских осадков Кумсинской структуры Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) / Н. Г. Бережная [и др.] // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400, № 2. С. 214–218.

23. Негруца Т. Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л. : Изд-во ЛГУ, 1979. 254 с.

24. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия Карелии восточной части Балтийского щита. М. : Недра, 1966. 360 с.

25. Коросов В. И. Геология джетилийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск : КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.

26. Хизоваарская структура Северо-Карельского зеленокаменного пояса как аккрецированная островная дуга позднего архея: изотопно-геохронологические и петрологические данные / Е. В. Бибикина [др.] // Петрология. 2003. Т. 11, № 3. С. 289–320.

27. Светов С. А., Голубев А. И., Светова А. И. Геохимия сумийских андезибазальтов Центральной Карелии // Геохимия. 2004. № 7. С. 729–739.

28. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Сумийские андезибазальты Койкарско-Эльмусской площади: литогеохимическая характеристика и условия формирования // Геология и полезные ископаемые Карелии. Т. 15. Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2012. С. 5–27.

29. Елисеев М. А. Лопийские образования района Челозера // Геология северо- и восточнокарельской структурных зон. Петрозаводск : КФ АН СССР, 1987. С. 13–36.

30. Происхождение базальных сланцев сумия и возраст метавулканитов лопия на границе архея и протерозоя в Кукаозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит / В. В. Балаганский [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 4. С. 3–20.

31. Состав и возраст пород Кукаозерской структуры Балтийского щита в свете новых геохимических и изотопно-геохронологических данных / Т. А. Мыскова [и др.] // Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов : материалы VIII Рос. конф. по изотопной геохронологии, г. Санкт-Петербург, 7–10 июня 2022 г. СПб. : Карт-ка ВСЕГЕИ, 2022. С. 97–98.

32. Позднеархейская история зоны сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона, Балтийский щит: новые изотопные данные / Н. Л. Алексеев [и др.] // Доклады Академии наук. 2004. Т. 397, № 3. С. 369–373.

33. Стратиграфия докембрийских отложений восточной части Балтийского щита / Ю. Б. Богданов [и др.] // Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л. : Наука, 1971. С. 160–170.

34. Стратиграфия и изотопный возраст лопийского комплекса Лехтинской структуры, Северная Карелия / В. А. Матреничев [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 6. С. 3–25.

35. Богданов Ю. Б., Воинов А. С. К вопросу о совершенствовании стратиграфической схемы архея Карелии // Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер. 1985. Т. 339. С. 16–25.

36. Робонен В. И., Коросов В. И., Елисеев М. А. Стратиграфия и тектоника вулканогенных комплексов Пибозерского района (Восточная Карелия) // Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии : Тр. ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. Вып. 20. Петрозаводск : Изд-во «Карелия», 1974. С. 59–77.

37. Кукуй С. Н., Богданов Ю. Б. Граница Карельского комплекса (Шуезерский голостратотип сумия) // Геологическое изучение и использование недр. 1995. Вып. 1. С. 41–51.

38. О положении границы архея и протерозоя в Карелии / О. А. Левченков [и др.] // Доклады Академии наук. 2001. Т. 377, № 3. С. 363–365.

39. Уточнение U-Pb возраста (данные ионного зонда SHRIMP-II) метаандезибазальтов тунгудской свиты, Лехтинская структура, Северная Карелия / В. Л. Злобин [и др.] // Материалы 3-й рос. конф. по изотопной геохронологии. М. : ГЕОС, 2006. С. 265–270.

40. Граница архей-палеопротерозой на Карельском кратоне: первые U-Pb данные по цирконам из мафитовых вулканитов, полученные на ионном зонде SHRIMP-II / В. Л. Злобин [и др.] // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435, № 1. С. 64–68.

41. Геология, геохимия и возраст вулканитов тунгудской свиты: к вопросу о границе архей-протерозой в Северной Карелии / Т. А. Мыскова [и др.] // Стратиграфия.

Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 3–25. <https://doi.org/10.7868/s0869592x13040078>.

42. Геохимия, возраст и происхождение кислых вулканитов сумия Шомбозерской и Лехтинской структур (Центральная Карелия, Балтийский щит) / Т. А. Мыскова [и др.] // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии: материалы III Рос. конф. по проблемам геологии и геодинамики докембрия, г. Санкт-Петербург, 25–27 окт. 2011 г. СПб., 2011. С. 124.

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

44. Кожевников В. Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 223 с.

45. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях / В. Н. Кожевников [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 3. С. 19–40. <https://doi.org/10.1134/S0869593806030026>.

46. Bibikova E. V., Ihlen P. M., Marker M. Age of hydrothermal alteration leading to garnetite and kyanite pseudo-quartzite formation in the Khizovaara segment of the archaean Keret greenstone belt, Russian Karelia // Svekalapko. 6th workshop: Abstracts, Lammi, Finland, 29 Nov. — 2 Dec. 2021. Finland: University of Oulu, 2001. P. 15.

47. Kozhevnikov V. N., Shchipansky A. A. Neoproterozoic Khizovaara greenstone complex in the lake Verkhneye area // Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites. 33 IGC excursion No. 18. Oslo, 2008. P. 53–71.

REFERENCES

1. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions. Iss. 33. St. Petersburg: VSEGEI; 2002. 56 p. (In Russ.).

2. Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee and its standing commissions. Iss. 25. St. Petersburg: VSEGEI; 1991. 63 p. (In Russ.).

3. The Lower Precambrian General Stratigraphic Scale of Russia. Explanatory note. Apatity: KSC RAS; 2002. 13 p. (In Russ.).

4. Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Paleozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia / N. V. Rodionov [et al.]. *Gondwana Research*. 2012; 21 (4): 728–744. <https://doi.org/10.1016/j.r.2011.10.005>.

5. Chernov V. M., Stenar M. M. Stratigraphy of Karelian formations in Western Karelia. *Proc. of the AS USSR, Karelian branch. Iss. 26. Data on the geology of Karelia*. Petrozavodsk; 1960. P. 29–45. (In Russ.).

6. Stratigraphy of iron ore strata of Western Karelia / L. Ya. Kharitonov [et al.]. *Vestnik of Leningrad State University. Geology and Geography*. 1964; 4 (24): 35–43. (In Russ.).

7. The age of polyimictic conglomerates of the Central Karelian domain in the Karelian province / G. A. Kucherovskiy [et al.]. *Age and Correlation of Magmatic, Metamorphic, Sedimentary and Ore-Forming Processes. Proc. of the VIII Russ. Conf. on Isotope Geology*, Saint Petersburg, 7–10 June 2022. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2022. P. 82–83. (In Russ.).

8. Gilyarova M. A. The Pre-Karelian Unit of iron-bearing shales and its stratigraphic position. *Proc. of the Karelian-Finnish Sci. Res. Base of the AS USSR*. 1948; (1): 19–40. (In Russ.).

9. New data on the age of the Lopian volcanites in Karelia / O. A. Levchenkov [et al.]. *General Issues of Precambrian Dismemberment. Proc. of the III All-Russ. Meeting*. Apatity: KRC RAS; 2000. P. 143–145. (In Russ.).

10. Stratigraphy of the Precambrian Karelia / M. B. Raevskaya [et al.]. Supporting sections of the Upper Archean deposits. Petrozavodsk: KarRC RAS; 1992. P. 20–68. (In Russ.).

11. Geochemistry, geochronology of zircons and age of the Archean iron ore strata of the Kostomuksha greenstone belt, Karelian craton of the Fennoscandian Shield / A. I. Slabunov [et al.]. *Geochemistry*. 2021; 66 (4): 291–307. <https://doi.org/10.31857/S0016752521040063>. (In Russ.).

12. Main stages of the Kostomuksha greenstone belt Banded Iron Formation genesis, Karelian craton: based on U-Th-Pb dating of zircon / A. I. Slabunov [et al.]. *Transactions of the Karelian Research Center RAS. Precambrian Geology*. 2023; (2): 5–22. <https://doi.org/10.17076/geo1749>. (In Russ.).

13. Stratigraphic section of the Kostomuksha structure of Karelia (Upper Archean) reconstructed by the geochronological, geochemical, and isotopic data / S. B. Lobach-Zhuchenko [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2000; 8 (4): 3–10. (In Russ.).

14. Neoproterozoic volcanites of the Khedozero-Bolshozero greenstone structure (Central Karelia): Composition, age, and tectonic setting / T. A. Myskova [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2020; 28 (2): 107–134. <https://doi.org/10.1134/S0869593820020045>. (In Russ.).

15. Stenar M. M. Sedimentary volcanogenic deposits of the Bolshezero area (West Karelia). *Proc. of the AS USSR, Karelian branch*. 1960; (26): 65–75. (In Russ.).

16. Bogdanov Yu. B. Types of sections of the Lower Proterozoic of Karelia and their comparison. *Problems of Precambrian geology of the Baltic Shield and the Russian platform cover*. VSEGEI Proc. Vol. 175. Leningrad; 1971. P. 106–121. (In Russ.).

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

18. Matrenichev A. V., Matrenichev V. A., Kaulina T. V. Geology and isotopic age of the Khedozero Structure volcanites. *Proc. of the XIX Conf. of Young Scientists Dedicated to the Memory of Prof. K. O. Krats, Corr. Mem. of the AS USSR, Apatity*, 24–28 Nov. 2008. Apatity: Kola Research Center of the RAS; 2008. P. 40–42. (In Russ.).

19. Myskova T. A., Lvov P. A. Formation of the Khedozero-Bolshozerskaya structure of the Baltic Shield in the light of new geochemical and geochronological data. *Transactions of the Karelian Research Center RAS*. Petrozavodsk. 2019; (10): 5–29. <https://doi.org/10.17076/geo996>. (In Russ.).

20. Negrutsa V. Z. Characteristics of the stratotypic section of the Sariolian series and justification of locating this series in the combined section of the Precambrian Karelia. *Problems of Precambrian geology of the Baltic Shield and the Russian platform cover*. VSEGEI Proc. Vol. 175. Leningrad; 1971. P. 133–152. (In Russ.).

21. Glebova-Kulbakh G. O., Pinaeva N. I. South Karelia granites. *Granites of the Kola Peninsula and Karelia*. LAGED Proc. Moscow, Leningrad: AS USSR; 1963. P. 161–334. (In Russ.).

22. Age of Lower Proterozoic sediment sources of the Kumsa Structure, the Baltic Shield (U-Pb, SHRIMP-II) / N. G. Bezhnaya [et al.]. *Doklady Akademii nauk*. 2005; 400 (2): 214–218. (In Russ.).

23. Negrutsa T. F. Paleogeography and lithogenesis of the Early Proterozoic area of the Karelides and Belomorides junction. Leningrad: LSU Publ. House; 1979. 254 p. (In Russ.).

24. Kharitonov L. Ya. Structure and stratigraphy of the Karelides, Eastern Baltic Shield. Moscow: Nedra; 1966. 360 p. (In Russ.).

25. Korosov V. I. Geology of the Pre-Jatulian Proterozoic Eastern Baltic Shield (Sumian, Sariola). Petrozavodsk: KRS AS USSR; 1991. 118 p. (In Russ.).

26. Khizovaara Structure of the North Karelian greenstone belt as the Late Archean accreted island arc: Isotope, geochronological, and petrological data / E. V. Bibikova [et al.]. *Petrology*. 2003; 11 (3): 289–320. (In Russ.).

27. Svetov S. A., Golubev A. I., Svetova A. I. Geochemistry of Sumian andesibasalts, Central Karelia. *Geochemistry*. 2004; (7): 729–739. (In Russ.).

28. Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N. Sumian andesibasalts of the Koikary-Elmus area: Lithochemical characteristics and formation conditions. *Geology and Minerals of Karelia*. Vol. 15. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2012. P. 5–27. (In Russ.).
29. Eliseev M. A. Lopian formations of the Chelozero region. Geology of the North and East Karelian structural zones. Petrozavodsk: AS USSR, Karelian branch; 1987. P. 13–36. (In Russ.).
30. Provenance of the Sumian basal schists and age of the Lopian metavolcanic rocks at the Archean-Proterozoic boundary in the Kukasozero structure, North-Karelian zone of the Karelides, Baltic Shield / V. V. Balagansky [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2011; 19 (4): P. 3–20. <https://doi.org/10.1134/S0869593811040034>.
31. Myskova T. A., Nikonova A. S., Nikonov K. A., Zhitnikova I. A., Lvov P. A. Composition and age of rocks of the Kukasozero structure of the Baltic shield in the light of new geochemical and isotope-geochronological data / T. A. Myskova [et al.]. *Age and Correlation of Magmatic, Metamorphic, Sedimentary and Ore-Forming Processes. Proc. of the VIII Russ. Conf. on Isotope Geology*, Saint Petersburg, 7–10 June 2022. St. Petersburg: VSEGEI Cartogr. Factory; 2022. P. 97–98. (In Russ.).
32. Late Archean history of the junction zone of the White Sea orogenic belt and Karelian craton, the Baltic Shield: New isotope data / N. L. Alekseev [et al.]. *Doklady Akademii nauk*. 2004; 397 (3): 369–373. (In Russ.).
33. Stratigraphy of the Precambrian deposits of the Eastern Baltic shield / Yu. B. Bogdanov [et al.]. *Stratigraphy and isotopic geochronology of the Precambrian Eastern Baltic Shield*. Leningrad: Nauka; 1971. P. 160–170. (In Russ.).
34. Stratigraphy and isotopic age of the Lopian complex in the Lekhta structure of northern Karelia *Stratigr. Geol. Correl.* 2011; 19 (6): 3–25. <https://doi.org/10.1134/S0869593811050078>.
35. Bogdanov Yu. B., Voinov A. S. The problem of improving the stratigraphic chart of the Archean Karelia. *VSEGEI Proc. New series*. 1985; 339: 16–25. (In Russ.).
36. Robonen V. I., Korosov V. I., Eliseev M. A. Stratigraphy and tectonics of the Pebozero region volcanic complexes (East Karelia). *Problems of the Lower Proterozoic geology of Karelia: Proc. of the Inst. of Geology, AS USSR, Karelian branch*. Iss. 20. Petrozavodsk: Karelia; 1974. P. 59–77. (In Russ.).
37. Kukuy S. N., Bogdanov Yu. B. The boundary of the Karelian complex (Shuezero Sumian holostatotype). *Geological study and subsoil use*. 1995; (1): 41–51. (In Russ.).
38. Location of the Archean and Proterozoic boundary in Karelia / O. A. Levchenkov [et al.]. *Doklady Akademii nauk*. 2001; 377 (3): 363–365. (In Russ.).
39. U-Pb age specification (data from the SHRIMP-II ion probe) of the Tunguda Formation metandesibasalts, Lekhtan Structure, North Karelia / V. L. Zlobin [et al.]. *Proc. of the 3rd Russ. Conf. on Isotope Geochronology*. Moscow: GEOS; 2006. P. 265–270. (In Russ.).
40. Archean–Paleoproterozoic boundary on the Karelian craton: The first U-Pb data on zircons from mafic volcanites by the SHRIMP-II ion probe / V. L. Zlobin [et al.]. *Doklady akademii nauk*. 2010; 435 (1): 64–68.
41. Geology, geochemistry, and age of volcanites of the Tunguda Volcanic Formation: The problem of the Archean–Proterozoic boundary in North Karelia / T. A. Myskova [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2013; 21 (4): 337–358. <https://doi.org/10.1134/S0869593813040072>.
42. Geochemistry, age, and origin of the Sumian acidic volcanites of Shombozero and Lekhta structures (Central Karelia, Baltic Shield) / T. A. Myskova [et al.]. *Problems of the Precambrian Plate and Plume Tectonics: Proc. of the III Russ. Conf. on the Precambrian Geology and Geodynamics*, Saint Petersburg; 2011. P. 124. (In Russ.).
43. Slabunov A. I. Geology and geodynamics of Archean orogenic belts (based on the White Sea province of the Fennoscandian Shield). Petrozavodsk: KarRC RAS; 2008. 296 p. (In Russ.).
44. Kozhevnikov V. N. Archean greenstone belts of the Karelian craton as accretion orogenes. Petrozavodsk: KarRC RAS; 2000. 223 p. (In Russ.).
45. Geochronology (SHRIMP II) of zircons from Archean stratotectonic associations of Karelian greenstone belts: Significance for stratigraphic and geodynamic reconstructions / V. N. Kozhevnikov [et al.]. *Stratigr. Geol. Correl.* 2006; 14 (3): 19–40. <https://doi.org/10.1134/S0869593806030026>.
46. Bibikova E. V., Ihlen P. M., Marker M. Age of hydrothermal alteration leading to garnetite and kyanite pseudo-quartzite formation in the Khizovaara segment of the Archaean Keret greenstone belt, Russian Karelia. *Svekalapko. 6th workshop: Abstracts, Lammi, Finland, 29 Nov. — 2 Dec. 2021*. Finland: University of Oulu; 2001. P. 15.
47. Kozhevnikov V. N., Shchipansky A. A. Neoproterozoic Khizovaara Greenstone complex in the lake Verkhneye area. *Karelian Craton transect (Finland, Russia): Precambrian greenstone belts, ophiolites and eclogites. 33 IGC excursion No. 18*. Oslo; 2008. P. 53–71.

Юрий Борисович Богданов

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, отдел региональной геологии и полезных ископаемых западных районов

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

<https://orcid.org/0000-0001-8603-2510>
РИНЦ Author ID 58172
Yuri_Bogdanov@karpinskyinstitute.ru

Наталья Георгиевна Бережная

Кандидат геолого-минералогических наук, заведующий сектором пробобработки, Центр изотопных исследований

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

<https://orcid.org/0009-0003-4708-1063>
РИНЦ Author ID 66960
SPIN-код РИНЦ 8394-5188
Natalia_Berezhnaya@karpinskyinstitute.ru

Yuriy B. Bogdanov

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Department of Regional Geology and Minerals of the Western Regions

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0000-0001-8603-2510>
RSCI Author ID 58172
Yuri_Bogdanov@karpinskyinstitute.ru

Natalya G. Berezhnaya

PhD (Geology and Mineralogy), Head of the sector (sample processing), Centre of Isotopic Research

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0009-0003-4708-1063>
RSCI Author ID 66960
RSCI SPIN-code 8394-5188
Natalia_Berezhnaya@karpinskyinstitute.ru

Светлана Анатольевна Анисимова

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий специалист, отдел геологии урановых месторождений и радиоэкологии, Центр прогнозно-металлогенических исследований

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

<https://orcid.org/0009-0004-3528-1516>
ResearcherID JZU-0248-2024
<https://www.researchgate.net/profile/S-Anisimova>
РИНЦ Author ID 69990
SPIN-код РИНЦ 8277-4900
Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru

Анна Сергеевна Никонова

Ведущий геолог, отдел региональной геологии и полезных ископаемых западных районов

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

<https://orcid.org/0009-0006-5998-1984>
Anna_Shtejnmiller@karpinskyinstitute.ru

Николай Викторович Родионов

Кандидат физико-математических наук, заведующий сектором масс-спектрометрического анализа, Центр изотопных исследований

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

<https://orcid.org/0000-0001-5201-1922>
Scopus Author ID 12789575500
ResearcherID T-8826-2017
SPIN-код РИНЦ 6500-4125
Nickolay_rodionov@karpinskyinstitute.ru

Svetlana A. Anisimova

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Expert, Department of Geology of Uranium Deposits and Radioecology, Center for Predictive Metallogenic Research

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0009-0004-3528-1516>
ResearcherID JZU-0248-2024
<https://www.researchgate.net/profile/S-Anisimova>
RSCI Author ID 69990
RSCI SPIN-code 8277-4900
Svetlana_Anisimova@karpinskyinstitute.ru

Anna S. Nikonova

Leading Geologist, Department of Regional Geology and Minerals of the Western Regions

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0009-0006-5998-1984>
Anna_Shtejnmiller@karpinskyinstitute.ru

Nikolay V. Rodionov

PhD (Physics and Mathematics), Head of the Sector (spectrometric analysis), Isotope Research Center

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

<https://orcid.org/0000-0001-5201-1922>
Scopus Author ID 12789575500
ResearcherID T-8826-2017
RSCI SPIN-code 6500-4125
Nickolay_rodionov@karpinskyinstitute.ru

Авторское выражение благодарности: авторы с благодарностью вспоминают ушедших коллег Б. Ю. Астафьева, О. А. Воинову, В. А. Крупеника, чьи труды и советы оставили значительный след в этой работе. Авторы признательны С. А. Светову, А. В. Максимову и Е. Н. Афанасьевой за их вклад и заинтересованность в исследовании. Отдельная благодарность рецензентам за анализ статьи и рекомендации по повышению ее качества, а также С. А. Светову (ИГ КарНЦ РАН) за предоставление пробы по Койкарскому участку.

Acknowledgments: the authors would like to express their gratitude to the deceased colleagues B. Y. Astafiev, O. A. Voinova, and V. A. Krupenik, whose work and advice have left a significant impact on this research. The authors also extend their thanks to S. A. Svetov, A. V. Maximov, and E. N. Afanasyeva for their contributions and interest in this study. Special thanks go to the reviewers who analyzed the article and provided recommendations for improving its quality. Additionally, the authors would like to thank S. A. Svetov (IG KarSC RAS) for providing samples from the Koikara site.

Вклад авторов: все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
Конфликт интересов: авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Contribution of the authors: the authors contributed equally to this article.
Conflict of interest: the authors declare no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 03.09.2024
Одобрена после рецензирования 19.11.2024
Принята к публикации 20.03.2025

Submitted 03.09.2024
Approved after reviewing 19.11.2024
Accepted for publication 20.03.2025