

## ЛЮДИКОВИЙ РААХЕ-ЛАДОЖСКОЙ ЗОНЫ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА (изотопно-геохимический состав и геодинамическая природа)

А.Б. Вревский

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия*

В Северном Приладожье в юго-восточной части Раахе-Ладожской зоны сочленения эпиархейского Фенно-Карельского кратона и раннепротерозойской Свекофеннской провинции для определения возраста пород сортавальской серии и характера ее соотношения с гранитоидами куполов, возраста источников области сноса и оценки времени проявления метаморфических процессов было проведено изучение изотопного состава Nd, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование акцессорных цирконов из гранитогнейсов Кирьявалахтинского выступа, базальных граувакк нижней толщи и трахитов средней толщи сортавальской серии, а также секущих вулканогенно-осадочные толщи сортавальской серии даек плагио- и диорит-порфириров. На основании полученных новых изотопно-геохимических данных для гранитоидов Кирьявалахтинского выступа установлен их неоархейский возраст  $2695 \pm 13$  млн лет и ювенильная природа ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1.5$ ). Гранитоиды испытали тектонometаморфические преобразования (реоморфизм) раннепротерозойского (сумийского) времени (2.50—2.45 млрд лет), запечатленные в U-Th-Pb изотопной системе оболочек древних ядер кристаллов циркона. Заложение вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии происходило на гетерогенной и полихронной (3.10—2.46 млрд лет) континентальной коре Фенно-Карельского эпиархейского кратона. Исследование U-Th-Pb возраста детритовых цирконов из вулканомиктовых граувакк питкьярантской свиты позволили принять с учетом ошибок определения возраста кластогенных цирконов минимальные конкордантные значения в интервале 1940—1990 млн лет в качестве верхнего возрастного ограничения терригенных пород, что согласуется с оценкой максимального возраста пород сортавальской серии в целом по U-Th-Pb (SIMS) возрасту  $1922 \pm 11$  млн лет диоритов «Терваоя».

Предложена тектоническая модель, согласно которой, ко времени начала Свекофеннской коллизии континент—островная дуга, субдукции и формирования бимодальных вулканоплутонических комплексов юных островных дуг Пюхисалми и кислых вулканитов сланцевого пояса Саво (1920—1890 млн лет), в перикратонной части Фенно-Карельского эпиархейского кратона уже произошло накопление вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии, его метаморфизм, эрозия и несогласное перекрытие турбидитами ладожской серии.

*Людиковий, сортавальська серія, геохімія рідкоземельних елементів, Фенноскандинавський щит, Раахе-Ладожська зона, Північне Приладожжя*

## THE LUDICOVIAN OF THE RAAHE-LADOGA ZONE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD (Isotope-Geochemical Composition and Geodynamic Nature)

A.B. Vrevskii

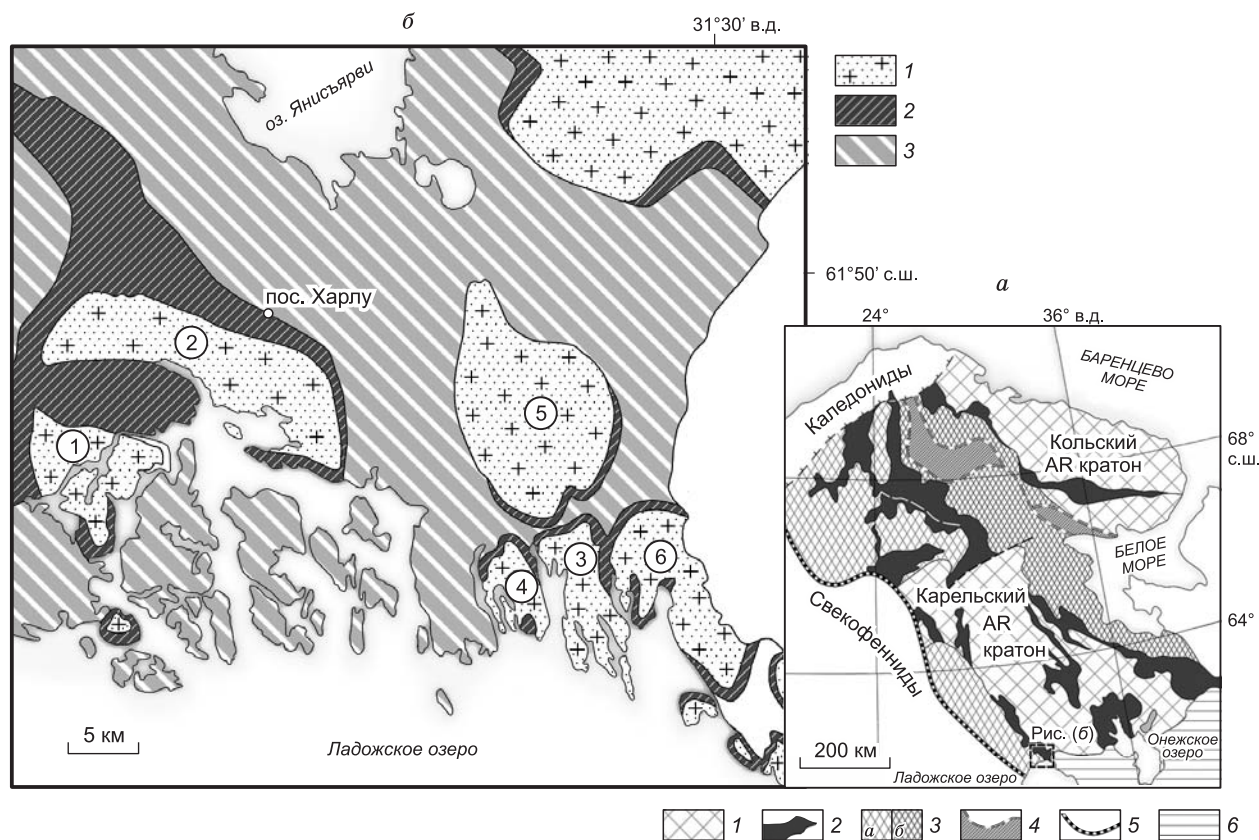
In the northern Ladoga area, the age of the Sortavala Group rocks in the southeast of the Raahe-Ladoga zone of junction of the epi-Archean Fenno-Karelian Craton and the Paleoproterozoic Svecofennian province, their relationship with dome granitoids, the age of the provenances, and the time of metamorphic processes were estimated. The study was focused on the Nd isotope composition of rocks, the geochemical and isotope-geochronological parameters of zircon from the granite-gneisses of the Kirjavalakhti dome, the basal graywackes of the lower unit and the trachytes of the middle unit of the Sortavala Group, and the plagiо- and diорite-porphуry dikes cutting the volcanosedimentary units of this group. The new isotope-geochemical data show a Neoproterozoic age of the granitoids of the Kirjavalakhti dome ( $2695 \pm 13$  Ma) and their juvenile nature ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1.5$ ). The granitoids underwent tectonometamorphic transformations (rheomorphism) in the Paleoproterozoic (Sumian) (2.50–2.45 Ga), which are recorded in the U–Th–Pb isotope system of the rims of the ancient cores of zircon crystals. The volcanosedimentary complex of the Sortavala Group formed on the heterogeneous polychronous (3.10–2.46 Ga) continental crust of the epi-Archean Fenno-Karelian Craton. With regard to the errors in determination of the age of clastic zircon, the minimum concordant U–Th–Pb ages of 1940–1990 Ma of detrital zircon from volcanomictic graywackes of the Pitkyaranta Formation can be taken as the upper age bound of terrigenous rocks, which agrees with the maximum age of the Sortavala Group rocks estimated from the U–Th–Pb (SIMS) age of  $1922 \pm 11$  Ma of the Tervaoya diorites (Matrenichev et al., 2006). According to the proposed new tectonic model, the accumulation of the volcanosedimentary complex of the Sortavala Group, its metamorphism, erosion, and overlapping by the Ladoga Group turbidites had already occurred in the pericratonic part of the epi-Archean Fenno-Karelian Craton by the time of the Svecofennian continent–island arc collision, subduction, and formation of bimodal volcanoplutonic complexes of the young Pyhäsalmi island arcs and felsic volcanics of the Savo schist belt (1920–1890 Ma).

*Ludicovian, Sortavala Group, REE geochemistry, Fennoscandian Shield, Raahe-Ladoga zone, northern Ladoga area*

## ВВЕДЕНИЕ

В тектоническом строении Фенноскандинавского щита Северное Приладожье представляет собой юго-восточную часть Раахе-Ладожской зоны сочленения эпипротерозойского Фенно-Карельского кратона и раннепротерозойской Свекофеннской провинции (рис. 1). Геологическое своеобразие Северного Приладожья определяется структурно-тектоническим сочетанием изолированных выступов гранитогнейсовых ареалов (т. н. «окаймленных гранитогнейсовых куполов») и вулканогенно-осадочных и терригенно-флишеидных образований карелид (рис. 1). Эти супракрустальные образования на территории Северного Приладожья представлены преимущественно палеопротерозойскими ассоциациями пород нижнекарельского комплекса (2300—1650 млн лет). Здесь выделяется ятулийский (2300—2100 млн лет) (кварциты, кварцито-песчаники, алевролиты, алевропелиты с горизонтами доломитов и основных метавулканитов), людиковый (2100—1950 млн лет) (вулканогенно-осадочные толщи сортавальской и питкярантской серий) и калевийский (1950—1920 млн лет) (метатурбидиты ладожской серии) надгоризонты [Семихатов, 1993; Общая стратиграфическая ..., 2002, 2013].

Многие проблемы стратиграфического расчленения и корреляции разрезов палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов Фенноскандинавского щита, в том числе и выделение людиковых образований в Северном Приладожье, традиционно решались с помощью литолого-стратиграфических методов [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992]. Возможности этих методов для выделения преимущественно вулканогенных образований людикового надгоризонта, основанного на корреляции общего набора пород, фациальной принадлежности, закономерностях эволюции минерального и геохимического составов, имеют ряд важных ограничений. Прежде всего, такие ограничения связаны с большими вариациями этих признаков в пределах одной тектонической структуры в зависи-



**Рис. 1. а — схема тектонического строения Фенноскандинавского щита.**

1 — архейская кора; 2 — палеопротерозойские (2.45—1.90 млрд лет) вулканогенно-осадочные комплексы; 3 — кора архей-протерозойского возраста; а — Фенно-Карельская и б — Кольско-Норвежская области; 4 — Лапландско-Кольский ороген; 5 — граница эпипротерозойского кратона; 6 — платформенный чехол.

**б — схема геологического строения Северного Приладожья.**

1 — гранитогнейсовые купола, цифры в кружках: Сортавальская зона (1 — Сортавальский, 2 — Кирьявалахтинский), Питкярантская зона (3 — Мурсульский, 4 — Импилахтинский, 5 — Кокосельский, 6 — Койриноский-Питкярантский); 2 — людиковый (сортавальская и питкярантская серии); 3 — калевий (ладожская серия).

мости от положения комплексов относительно палеовулканических центров. В региональном плане такая неоднородность тектонического и, соответственно, литолого-формационного строения Северного Приладожья и Раахе-Ладожской зоны в целом выражена в различиях интенсивности проявления, литолого-фациального состава и уровня эрозионного среза лавово-вулканокластических полей извержений, что вызывает естественные трудности для разработки даже идеализированного унифицированного разреза нижнего карелия в Северном Приладожье.

Отдельной проблемой геологии Северного Приладожья, принципиально важной для понимания геодинамики корообразующих процессов в протерозое этой части Фенноскандинавского щита, является установление характера соотношений в пространстве и во времени людиковийских вулканогенно-осадочных комплексов с гранитоидами купольных структур.

Породы нижнекарельского комплекса, смятые в узкие синклинальные и изоклинальные складки, развиты в виде узких полос, конформно окаймляющие куполовидные структуры гранитогнейсов. В Северном Приладожье установлено около двух десятков куполовидных структур размером от 0.5 до 150 км<sup>2</sup>, которые сгруппированы в двух зонах — в восточной (Питкярантская зона) и западной (Сортавальская зона), в последней наиболее крупным является Кирьвалахтинский купол (см. рис. 1).

Несмотря на длительную историю геологического изучения, начиная с работ И. Седерхольма [Sederholm, 1934] и П. Эскола [Escola, 1949], до настоящего времени не существует аргументированных представлений о генезисе гранитогнейсовых куполов и их пространственно-временных соотношениях с палеопротерозойскими (карельскими) вулканогенно-осадочными комплексами. О природе купольных структур и их взаимоотношениях с породами сортавальской серии существует несколько принципиально различных представлений:

- купола являются «палингенно-анатектическими выступами гранитоидного батолита», тектоническими «бескорневыми» линзами, пластинами, блоками, выступами архейской коры Карельского кратона [Кратц, 1963; Лобач-Жученко и др., 1974; и др.];

- породы сортавальской серии являются энсиматическими образованиями (метаофиолиты и островодужные комплексы), и их соотношения с куполами — результат поздне Svecofennic коллизии [Peltonen et al., 1996; Иваников и др., 1997, 1999; Богачев и др., 1999] и дивергентных тектонических процессов в режиме транспрессии, в результате чего породы архейского фундамента оказались совмещенными на одном структурном уровне с раннепротерозойскими супракрустальными образованиями [Морозов, 1999; Ладожская..., 2020];

- гранитогнейсы являются «окаймленными гранитогнейсовыми куполами» [Escola, 1949], диапирами или неоднократно реоморфизованными гранитоидами архейского фундамента супракрустальных пород раннего протерозоя, выведенными на современную эрозионную поверхность в результате Svecofennic тектогенеза [Судовиков, 1954; Григорьева, Шинкарев, 1981; Светов и др., 1990].

Столь разнообразные представления о характере соотношений гранитоидов куполов с вулканогенно-осадочными образованиями сортавальской серии определили появление принципиально различных моделей геодинамического развития области сочленения континентальной коры эпиархейского Фенно-Карельского кратона и протерозойской ювенильной коры Svecofennic провинции.

Ряд исследователей [Kohonen, 1995; Геология..., 2000; Lahtinen et al., 2015], предполагая синхронность и формационно-геохимическое подобие пород сортавальской серии со свекокарельскими комплексами зоны Тампере и офиолитами Оутокумпу и Йормуа Юго-Восточной Финляндии, рассматривают Раахе-Ладожскую зону в геодинамическом плане как результат Svecofennic коллизии энсиматической островной дуги, задугового бассейна и края континента.

В то же время существуют представления, основанные на литолого-формационном анализе, о протоплатформенной природе супракрустальных образований сортавальской серии, состоящей из продуктов эпиконтинентального мелководного осадконакопления и платобазальтового траппового вулканизма, и их стратиграфической корреляции с протоплатформенными людиковийскими образованиями заонежской свиты Онежской структуры Южной Карелии [Светов, Свириденко, 1992].

В этой связи при расчленении и корреляции нижнекарельских вулканогенно-осадочных комплексов Северного Приладожья и идентификации их геодинамической природы особое значение приобретают методы изотопной геохронологии, позволяющие проводить сопоставление латерально разобщенных геологических комплексов, часто связанных с различными эндогенными процессами и источниками в коре и мантии, и устанавливать объективные критерии их соотношений во времени. По сравнению с палеопротерозойскими образованиями Раахе-Ладожской зоны на территории Южной Финляндии для вулканогенно-осадочных толщ сортавальской серии и гранитоидов купольных структур в Северном Приладожье существует явный дефицит изотопно-геохронологических данных. Есть только одно определение U-Pb возраста гранитоидов Питкярантско-Койринойского купола [Мысцова и др., 2012] и одно (1663 ± 19 млн лет) для вулканитов сортавальской серии [Геология..., 2000; Балтыбаев и др., 2009]. На территории Финляндии в пределах Раахе-Ладожской зоны U-Pb изотопный анализ обломочных цирко-

нов из осадков калевия (аналогов ладожской серии Приладожья) с использованием масс-спектрометра вторичных ионов свидетельствует об архейском и протерозойском источниках вещества осадконакопления. Нижняя возрастная граница калевийских осадков определена по минимальному значению кластогенного циркона ( $1907 \pm 15$  млн лет) и составляет в пределах ошибки 1.9 млрд лет [Huhma et al., 1991; Claesson et al., 1993], что несколько моложе принятого в нашей стране возраста калевийского надгоризонта (1950—1920 млн лет) [Семихатов, 1993; Общая стратиграфическая..., 2002, 2013] и минимального значения возраста детритового циркона ( $1918 \pm 14$  млн лет) из метапесчаников ладожской серии [Мыскова и др., 2012]. Завершение осадконакопления ладожской серии фиксируется становлением группы малых интрузий комплекса импиниemi с возрастом  $1874 \pm 13$  млн лет [Богачев, 1999].

Результаты исследований, приведенные в настоящей статье, восполняют дефицит изотопных данных для Северного Приладожья и позволяют уточнить представления о возрасте, изотопном составе и источниках вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии и гранитоидов Кирьявалахтинского выступа и на этой основе дать оценку геодинамической природе этих образований.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Содержания породообразующих оксидов в породах определены методом РФА по стандартной методике, концентрации редких (Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U) и редкоземельных элементов (РЗЭ) — методом ICP MS в Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Масс-спектроскопические измерения проводились трижды с использованием Rb, Re и In в качестве внутренних стандартов. Ошибка определения элементов Th, U, Lu, Yb, Er и Dy методом ICP MS оценивается в 10—15 %, для остальных редких земель (Ti, Zr, Sr, Y) не более 5 %.

Sm-Nd изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный изотопный индикатор  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ , разлагались в тefлоновых бьюксах в смеси  $\text{HCl} + \text{HF} + \text{HNO}_3$  при температуре 110 °C. Sm и Nd были выделены с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100—150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приведены к  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в Nd стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составил 0.03—0.20 нг для Sm, 0.1—0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.5$  %, изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5$  %,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005$  % ( $2\sigma$ ).

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ ) и DM по [Goldstein, Jacobsen, 1988] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ ). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для кислых и средних вулканитов рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{st})$  [Keto, Jacobsen, 1987] с использованием среднекорového отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$  [Taylor, McLennan, 2009].

Акцессорные цирконы выделены в минералогической лаборатории Института геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U-Th-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург). Измерения U/Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка ионов кислорода составляла 4 нА, а диаметр пятна (кратера) — 18 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. U/Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов приведены на уровне  $1\sigma$ , а погрешности возрастов на уровне  $2\sigma$ .

Так как исследование изотопного состава детритового циркона с использованием дорогостоящей (более 2.5 тыс. руб. за аналитическую точку) технологии ионного микрозонда SHRIMP-II не позволило выполнить минимальные статистические требования по количеству аналитических точек в детритовом цирконе ( $\geq 50$  конкордантных точек) для количественного определения времени осадконакопления, то для качественной оценки возраста и состава протолита в источнике сноса терригенного материала использовались аналитические данные с минимальным процентом дискордантности ( $<10$  %). В работе из рассмотрения также не исключались дискордантные значения ( $D > 10$  %)  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраста циркона из магматических комплексов, так как они были использованы в сочетании с характером нормированного распределения РЗЭ для генетической интерпретации происхождения и эволюции расплавов (тип протолита, процессы контаминации и метаморфизма).

Содержания РЗЭ в цирконе определялись на микрозонде Cameca IMS-4f в Институте микроэлектроники и информатики РАН (Ярославль) по методике [Федотова и др., 2008] в тех же точках, в кото-

рых была изучена U-Pb изотопная система на ионном микрозонде SHRIMP-II. Диаметр анализируемого участка не более 15—20 мкм, относительная ошибка определения концентраций для большинства элементов не превышала 10—15 %, порог обнаружения в среднем составлял 10 мг/т. Содержание РЗЭ нормировалось на состав примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995]. Символы названий минералов приведены по [Whitney, Evans, 2010].

В вулканогенно-осадочных образованиях сортавальской серии Северного Приладожья, несмотря на метаморфические преобразования высокотемпературной амфиболитовой фации, достаточно хорошо сохранились различные структурно-текстурные особенности коматиитовых и толеитовых вулканитов и туфов, кислых и средних вулканитов, а также терригенных пород, что позволяет использовать при таксономической идентификации пород кайнотипную терминологию.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

В Сортавальской зоне развития гранитоидных куполов наиболее полные и представительные разрезы вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии расположены в северо-восточном обрамлении Кирьявалахтинского выступа в районе пос. Харлу—оз. Теньярви (см. рис. 1).

В современном эрозионном срезе Кирьявалахтинский выступ представлен биотитовыми плагиогнейсами и гранитогнейсами, как правило, в различной степени мигматизированными. Породы имеют грубополосчатую текстуру, обусловленную чередованием более меланократовых полос, по составу варьирующих от кварцевых диоритов до плагиогранитов, и лейкократового материала плагио- и плагио-микроклинового состава, причем микроклин является наложенным и более поздним по отношению к общей гнейсовидности пород.

Вулканогенно-осадочные образования сортавальской серии развиты в обрамлении купольных структур в виде толщ мощностью от нескольких сот метров до первых километров моноклиального строения, в разной степени смятых в изоклиальные складки субмеридионального простирания. Породы сортавальской серии имеют крутые (70—90°) и иногда опрокинутые пространственные соотношения с гранитогнейсами куполов.

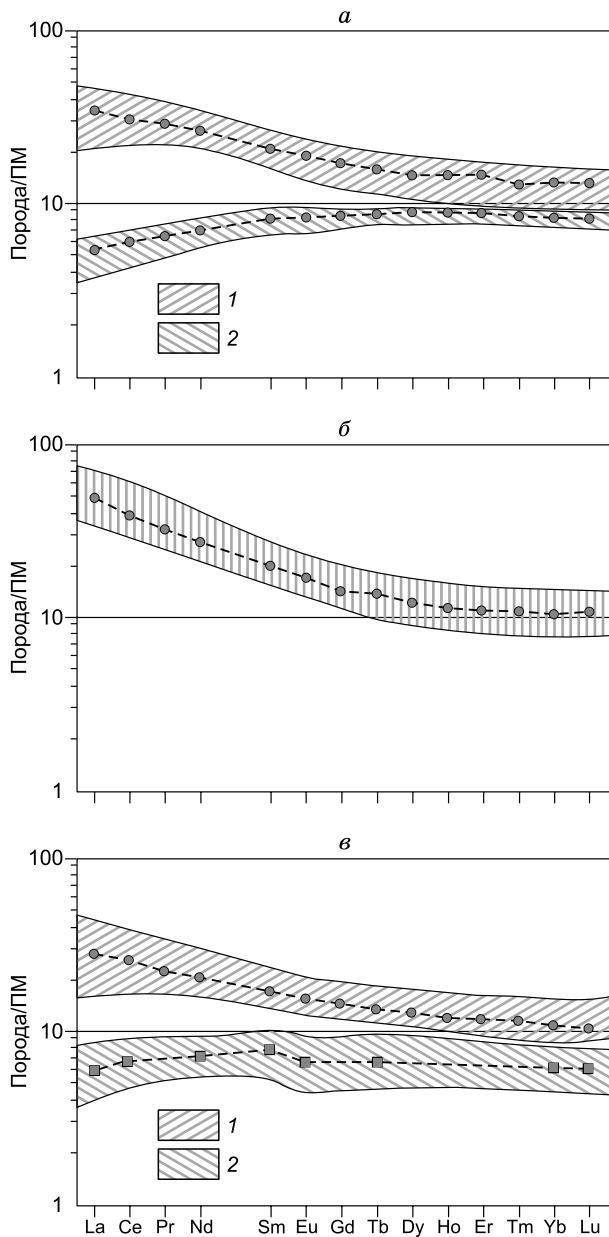
Несмотря на высокую степень регионального метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации, вулканогенно-осадочные породы, как правило, сохраняют первичные литологические признаки. В излившихся вулканитах хорошо различимы реликты подушечной, кластолавовой, миндалекаменной и порфировой текстур лавовых потоков, в вулканогенно-осадочных образованиях — бомбовые текстуры туфов, слоистые текстуры туффитов и терригенных пород. Эти особенности строения супракрустальных пород позволили провести детальную палеовулканологическую реконструкцию динамики и типов вулканических пароксизмов людиковийского вулканизма этой части Северного Приладожья, связанного со «щитовым Кирьявалахтинским платобазальтовым стратовулканом» [Светов и др., 1990; Светов, Свириденко, 1992].

Более поздние исследования существенно уточнили представления о составе и происхождении вулканогенно-осадочных комплексов сортавальской серии, которые были разделены на четыре свиты, принципиально отличающиеся формационным и изотопно-геохимическим составом и отвечающие последовательным эпизодам вулканической активности [Вревский, Матреничев, 2007; Матреничев, Матреничев, 2010; Матреничев и др., 2004].

Нижняя вулканогенно-осадочная *питкьярантская свита* представлена терригенными слоистыми кремнисто-карбонатными породами, перекрытыми тонкозернистыми углеродистыми алевролитами и вулканомиктовыми граувакками, которые находятся в тектонических соотношениях с гранитоидами Кирьявалахтинского купола. Общая мощность терригенных пород составляет не менее 250 м. Выше располагается горизонт граувакк и аркозовых песчаников мощностью 4—6 м, преобразованных в биотитовые микрогнейсы с большим количеством линзовидных прослоев кварцитопесчаников и кварц-полевошпатовых гравелитов. Осадочные породы нижней толщи прорваны маломощными (2—10 м) субвулканическими дайками и интрузиями



Рис. 2. Базальные граувакки сортавальской серии (403016) и секущая дайка плагиопорфира (40301a).



**Рис. 3.** Нормированное к примитивной мантии (ПМ) распределение редкоземельных элементов в основных и высокомагнезиальных вулканитах сортавальской серии, по данным [Вревский, Матреничев, 2007; Матреничев, Матреничев, 2010].

*a* — поля составов и средние составы базальтов питкьярантской (1,  $n = 5$ ) и петсеваарской (2,  $n = 4$ ) свит; *б* — поле составов и средний состав ( $n = 6$ ) трахиандезибазальтов свиты харлу; *в* — поля составов и средние составы коматиитов (1,  $n = 6$ ) и базальтов (2,  $n = 6$ ) свиты теньярви).

плагиигранит-порфиров, фельзит-порфиров и диорит-порфиров (рис. 2). Литологическую последовательность питкьярантской свиты завершает вулканогенная пачка мощностью до 150 м метаморфизованных толеитовых базальтов с прослоями лапиллевых и кристаллокластических туфов. Содержание и соотношения редких элементов в толеитовых базальтах характеризуются плоским спектром распределения редкоземельных элементов с небольшим обогащением ЛРЗЭ  $((Ce/Yb)_N = 1.2—3.5)$  при содержании тяжелых редкоземельных элементов на уровне 10—14 нормированных единиц (рис. 3, *a*).

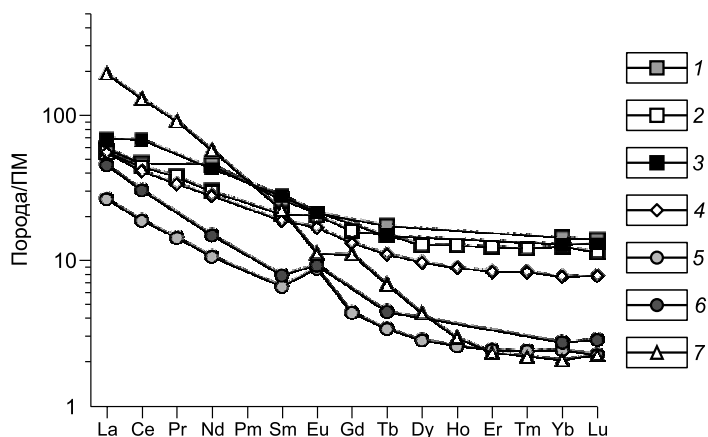
Вышезалегающая *петсеваарская свита* в основании разреза представлена толщей переслаивания аркозовых кварцитопесчаников с магнетитом, углеродсодержащих алевролитов и граувакк мощностью около 40 м. Терригенная толща перекрыта несколькими лавовыми потоками подушечных толеитовых базальтов общей мощностью 200—220 м. По сравнению с основными вулканитами питкьярантской свиты для базальтов петсеваарской свиты характерна обогащенность  $MgO = 7.5—11.0\%$  и обедненность  $TiO_2 = 0.9—1.2\%$  (табл. 1). Они характеризуются спектром распределения РЗЭ с небольшим обеднением ЛРЗЭ  $((Ce/Yb)_N = 0.5—0.8)$  при содержании тяжелых на уровне 8.0—8.5 нормированных единиц (см. рис. 3, *a*).

На породах петсеваарской свиты с признаками размыва и угловым несогласием залегают породы *свиты харлу*, разрез которой начинается с пачки мощностью до 30 м аркозовых песчаников с линзами гравелитов и туфоконгломератов с гальками базальтов. Терригенные породы перекрыты толщей вулканитов, варьирующих по составу от трахибазальтов до трахиандезитов и трахитов лавовой и пирокластической (бомбовые туфы) (см. табл. 1; рис. 4) фаций общей мощностью 250—500 м. Вулканиты свиты харлу обогащены ЛРЗЭ  $((Ce/Yb)_N = 4—5)$  при содержании тяжелых лантаноидов на уровне  $Yb = 9—14$  нормированных единиц (см. рис. 3, *б*; 5).

**Рис. 4.** Бомбовые туфы трахиандезибазальтов, свита харлу.



Рис. 5. Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных элементов в трахибазальтах (1—3) свиты харлу, дайках диорит-порфиров (4) и плагиопорфиров (5, 6), гранитоидах Кирьявалахтинского выступа (7), по [Вревский, Матреничев, 2007; Матреничев, Матреничев, 2010].



Завершает разрез сортавальской серии в изученном районе вулканогенно-осадочная толща (свита *тенъярви*) метаморфизованных лав и туфов коматиитов, коматиитовых базальтов и базальтов (см. табл. 1). Отдельные потоки коматиитовых лав имеют мощности от 0.6 до 1.2 м и часто разделяются между собой прослоями кровельных лавобрекчий или кластолав и горизонтами слоистых туфов. В кластолавах встречаются обломки миндалекаменных коматиитов. Латеральные текстурные различия коматиитов проявляются в замещении коматиитов лавовой фации на слоистые туфы с высоким содержанием карбонатов. Базальты свиты *тенъярви* отличаются от вулканитов питкьярантской и петсеваарской свит повышенной щелочностью, высокими содержаниями ЛРЗЭ ((Ce/Yb)<sub>N</sub> = 2—4) и ТРЗЭ (Yb = 10—14 нормированных единиц). Содержание лантаноидов в коматиитах характеризуется обедненностью ЛРЗЭ ((Ce/Yb)<sub>N</sub> = 0.7—1.1) при концентрации ТРЗЭ на уровне 4 — 8 нормированных единиц (см. рис. 3, в). Коматиитовые базальты близки к базальтам по содержанию ЛРЗЭ ((Ce/Yb)<sub>N</sub> = 2—4), но имеют более высокое содержание ТРЗЭ.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (SIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА, ЕГО ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Для определения возраста пород сортавальской серии и характера ее соотношения с гранитоидами куполов, возраста источников области сноса и оценки времени проявления метаморфических процессов было проведено изучение изотопного состава Nd, геохимическое и изотопно-геохронологическое исследования акцессорных цирконов из гранитогнейсов Кирьявалахтинского выступа, базальных граувакк нижней толщи и трахитов средней толщи сортавальской серии, а также секущих вулканогенно-осадочные толщи сортавальской серии даек плагио- и диорит-порфиров.

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород сортавальской серии, гранитоидов Кирьявалахтинского выступа и поздних даек

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
1	58.00	0.70	16.10	7.08	0.14	3.55	7.05	4.5	0.88	0.18	1.08	99.26
2	68.90	0.18	17.20	1.88	0.02	1.06	2.52	6.15	0.83	0.07	1.05	99.87
3	69.97	0.18	15.78	2.12	0.05	1.00	3.36	5.36	0.93	0.07	—	98.82
4	73.90	0.14	13.90	1.13	0.03	0.43	1.11	4.18	3.85	0.05	1.06	99.78
5	66.05	0.22	17.89	3.13	2.82	0.07	1.12	4.28	5.19	0.70	0.13	101.60
6	60.12	0.81	18.64	5.08	0.05	4.15	1.95	5.31	2.25	0.06	0.80	99.22
7	55.09	1.66	14.62	10.56	0.16	3.07	4.89	5.66	1.10	0.53	1.06	98.41
8	50.80	1.18	13.09	11.81	0.19	7.73	8.53	2.48	0.72	0.13	1.56	98.22
9	43.38	0.61	7.46	12.25	0.20	22.14	8.04	0.55	0.03	0.04	3.23	97.93
10	43.38	0.61	7.46	12.25	0.20	22.14	8.04	0.55	0.03	0.04	3.23	97.93
11	49.58	1.03	12.25	11.32	0.19	10.18	9.96	2.56	0.30	0.12	1.00	98.49

Примечание. 1 — дайка диорит-порфира (обр. 16399); 2, 3 — дайка плагиопорфира (обр. 40301а); 4 — лейкогранит Кирьявалахтинского выступа (n = 4); 5, 6 — вулканокластическая граувакка (обр. 40301б, 6703), 7 — средний (n = 9) состав трахиандезитбазальтов свиты харлу, 8 — средний (n = 7) состав базальтов питкьярантской свиты, 9—11 — вулканиты свиты *тенъярви* (9 — коматииты, n = 9; 10 — коматиитовые базальты, n = 14; 11 — базальты, n = 12).

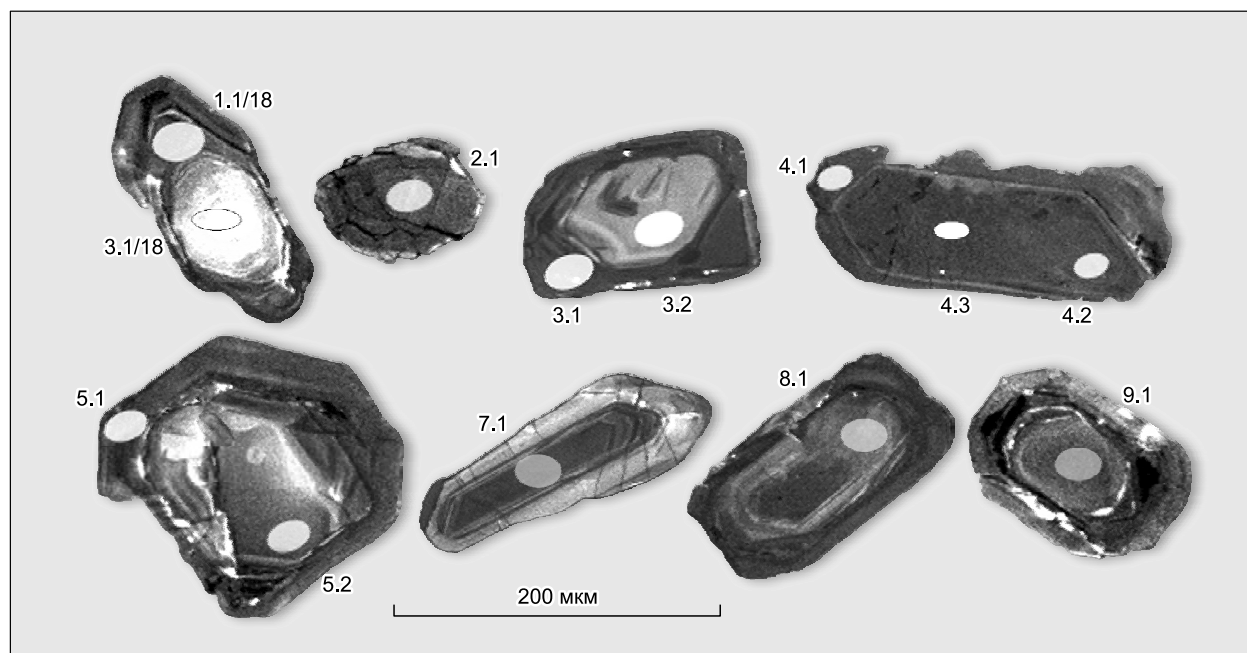
**Гранитоиды Кирьявалахтинского купола.** Из среднезернистых плагиомикроклиновых лейкократовых гранитогнейсов (см. табл. 2) вблизи тектонического контакта с породами сортавальской серии в районе пос. Харлу была отобрана проба (обр. 8003в) массой около 5 кг. Морфологические особенности выделенной популяции циркона позволили разделить кристаллы на несколько разновидностей, среди которых наиболее распространенными являются бледно- и темно-коричневые хорошо ограненные короткопризматические кристаллы со следами растворения. Все цирконы в катодолюминесценции (КЛ) характеризуются сложным внутренним строением и содержат ядро, обрастающее одной или более оболочками более темного циркона (рис. 6). На диаграмме с конкордией для магматического циркона из ядерных частей кристаллов положение 11 аналитических точек изотопного состава U-Th-Pb (SIMS SHRIMP II) (табл. 2) аппроксимируется дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту  $2695 \pm 13$  млн лет (СКВО = 1.6) (рис. 7, а). Полученное значение возраста более чем на 30 млн лет древнее возраста  $2659 \pm 15$  млн лет циркона из гранитогнейсов Питкярантско-Койринойского купола [Мыскова и др., 2012].

Время метаморфических изменений гранитов, выраженных в появлении темных кайм обрастания призматических ядерных частей циркона, было оценено по пяти аналитическим точкам изотопного состава, образующих дискордию с верхним пересечением  $2479 \pm 27$  млн лет (СКВО = 0.87) (см. рис. 7, б; табл. 2).

Содержание и нормированное распределение РЗЭ в цирконе из ядерных частей и кайм обрастания имеют принципиальные отличия. Для ядерных частей распределение в целом соответствует «магматическому» типу распределения РЗЭ [Hoskin, Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2006; Федотова и др., 2008] с характерными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями ( $Ce/Ce^* = 2.85\text{—}5.52$ ;  $Eu/Eu^* = 0.46\text{—}0.56$ ) и фракционированным трендом нормированного распределения средних и тяжелых РЗЭ с  $(Sm/Yb)_N$  отношением  $0.04\text{—}0.02$  (рис. 8; табл. 3).

Широкие темные каймы призматических кристаллов в сравнении с магматическими ядрами отчетливо обогащены Y и РЗЭ, характеризуются отсутствием Ce аномалии ( $Ce/Ce^* = 0.91\text{—}0.98$ ) и слабо выраженной отрицательной Eu аномалией ( $Eu/Eu^* = 0.45\text{—}0.96$ ). Для кайм характерно менее выраженное фракционированное распределение тяжелых лантаноидов ( $(La/Gd)_N = 0.11\text{—}0.41$ ) (см. рис. 8; табл. 3), что свидетельствует об их метаморфической природе [Hoskin, Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2006; Федотова и др., 2008].

Результаты Sm-Nd изотопных исследований гранитогнейсов Кирьявалахтинского купола (табл. 4) также свидетельствуют об их ювенильной природе ( $\epsilon_{Nd} = +1.5$ ) и позднеархейском времени отделения протолита от деплетированной мантии (DM) ( $T_{Nd}(DM) = 2.85$  млрд лет).



**Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из гранитоидов Кирьявалахтинского выступа в режиме катодолюминесценции.**

Цифры соответствуют аналитическим точкам в таблицах, диаметр кратера ~ 20 мкм.



Таблица 2. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований циркона из лейкогранитов Кирьявалахтинского выступа

Аналит. точка	U	Th	Th/U	<sup>206</sup> Pb*, мкг/г	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	Возраст				Rho	D, %
											<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±%	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±%		
											мкг/г					
830036.5.3	149	118	0.79	71.1	1.798	0.84	0.1904	0.83	14.60	1.2	2855	21	2745	14	0.710	-4
830036.1.2	59	37	0.63	26.8	1.899	1.4	0.1869	1.2	13.57	1.8	2733	32	2715	21	0.735	0
830036.2.2	265	130	0.49	116	1.972	0.81	0.1858	0.63	13.00	1.0	2643	19	2706	10	0.789	2
830036.3.3	37	18	0.49	17.5	1.853	1.6	0.1845	2.1	13.73	2.6	2804	37	2694	34	0.601	-3
830036.4.3	340	156	0.46	150	1.949	1.1	0.18416	0.49	13.02	1.2	2671	26	2690	8	0.921	1
830036.6.2	326	112	0.34	146	1.917	0.64	0.18332	0.48	13.19	0.8	2708	15	2683	8	0.799	-1
830036.4.4	538	51	0.09	233	1.938	1.2	0.18326	0.47	12.52	2.0	2632	40	2655	12	0.928	1
2018-7.1	53	45	0.85	23.4	1.951	0.75	0.18706	0.4	12.68	2.8	2674	50	2643	27	0.810	-1
2018-8.1	253	30	0.12	99.4	1.943	0.85	0.18906	0.51	11.12	1.8	2425	36	2619	13	0.906	9
2018-9.1	29	31	1.07	12.9	2.067	0.74	0.18558	0.43	12.44	4.2	2685	78	2606	38	0.837	-3
2018-3.1	969	77	0.08	381	2.036	0.87	0.1853	0.79	11.07	0.7	2426	12	2601	6	0.860	7
2018-2.1	55	60	1.09	23.3	2.054	1.4	0.1671	2.0	11.21	2.5	2569	34	2528	34	0.578	-1
2018-1.1	51	155	3.04	21.2	2.112	1.7	0.1641	2.12	10.71	2.7	2453	57	2498	35	0.625	0
830036.5.2	133	165	1.24	53	2.151	2.0	0.1608	0.13	10.31	2.2	2463	51	2465	18	0.885	0
830036.4.2	90	98	1.09	35.8	2.111	1.4	0.1593	0.72	10.25	2.5	2454	40	2464	23	0.835	1
830036.3.2	509	88	0.17	180	2.438	0.57	0.16014	0.51	9.058	0.8	2210	11	2457	8	0.749	11

Примечание. Здесь и в таблицах 5, 7: звездочкой отмечены изотопные отношения, исправленные на измеренный <sup>204</sup>Pb. Погрешности определения изотопных отношений приведены на уровне одна сигма, а погрешности оценок — двух сигма, Rho — коэффициент корреляции ошибок, D — дискордантность.

**Вулканокластические граувакки нижней толщи питкьярантской свиты сортавальской серии.** Для определения минимального возраста заложения бассейна осадконакопления сортавальской серии была опробована базальная терригенная пачка питкьярантской свиты мощностью более 18 м тонкопослосчатых сланцев полевошпатового и кварц-полевошпатового состава с реликтами псаммитовой структуры. По химическому составу породы относятся к грауваккам (см. табл. 1).

Общее количество акцессорного детритового циркона, выделенного из пробы массой около 2 кг граувакк (обр. 40301в, 6703), значительно меньше, чем было выделено из гранитов. Детритовый циркон из граувакк различается по цвету и морфологии. Преобладают зерна в той или иной степени окатанные, а также обломочные кристаллы. Значительно меньше субидиоморфных и идиоморфных кристаллов с пирамидальными и дипирамидальными окончаниями. Внутреннее строение зерен циркона, по данным катодолюминесцентного изучения, довольно разнообразно, но в большинстве зерен в той или иной степени проявлена осцилляционная зональность (рис. 9).

Изучение изотопного состава детритового циркона их граувакк, проведенное в 20 аналитических точках, показало мультимодальное распределение возрастов, отраженное на диаграмме с конкордией и на графике относительной вероятности распределения <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возрастов (рис. 10, табл. 5). В целом анализ совокупной выборки из 17 конкордантных значений возраста с процентом дискордантности меньше 10 % позволил достаточно аргументированно предположить их связь с определенными породными комплексами и эндогенными событиями. Так, наиболее многочисленная (> 75 %) группа циркона с возрастом по <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb в интервале 2600—2800 млн лет совпадает в пределах ошибок с U-Th-Pb возрастом 2695 ± 13 млн лет циркона из гранитов Кирьявалахтинского выступа. Детритовые цирконы с возрастом в интервале 3110—3160 млн лет в граувакках питкьярантской свиты указывают на присутствие в области размыва для терригенных толщ основания разреза сортавальской серии не только неархейских гранитоидов, но и мезоархейских источников, аналогичных ТТГ комплексам Водлозерского блока Фенно-Карельской области Фенноскандинавского щита.

Обе группы архейского циркона характеризуются магматическим типом [Hoskin, Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2006; Федотова и др., 2008] нормированного распределения РЗЭ с характерными положительной Ce (Ce/Ce\*<sub>ср.</sub> = 2.90) и отрицательной Eu (Eu/Eu\*<sub>ср.</sub> = 0.29) аномалиями и фракционированным трендом нормированного распределения средних и тяжелых РЗЭ со средним значением отноше-

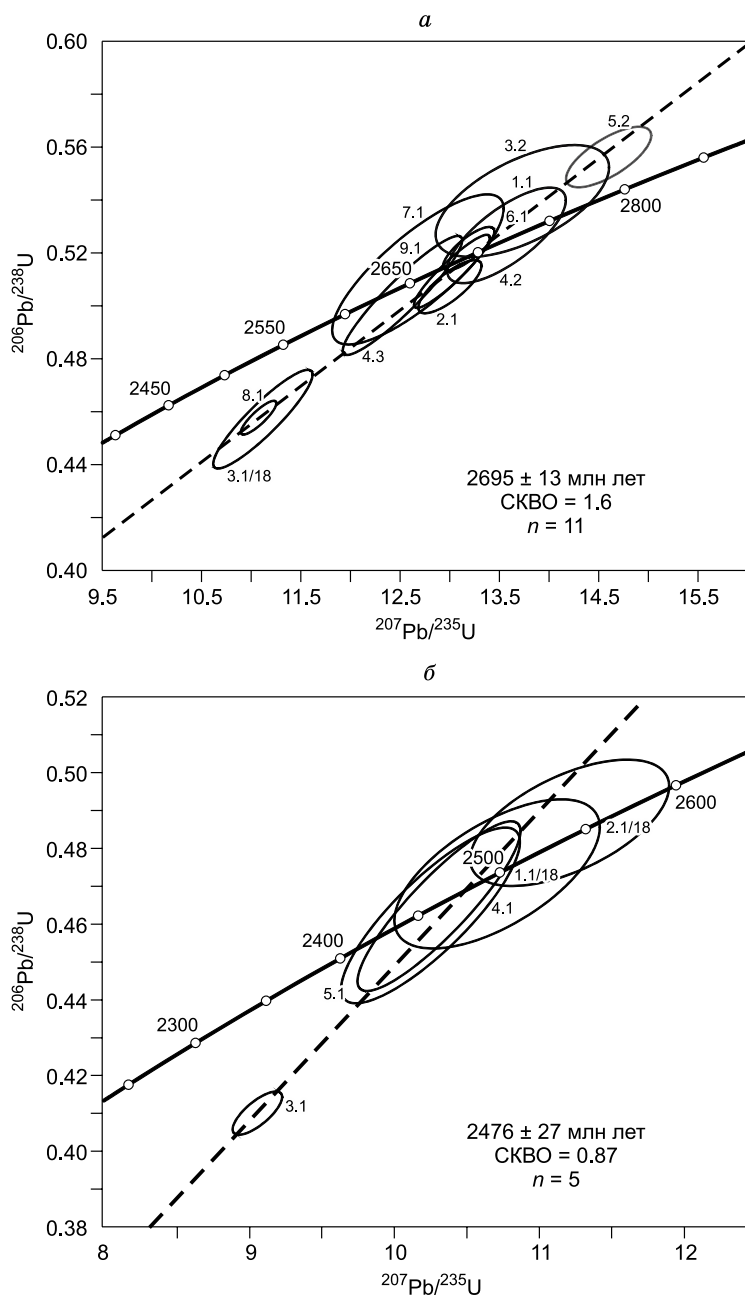


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для ядерных частей (а) и кайм (б) циркона из лейкогранитов Кирьявалахтинского выступа.

Цифры соответствуют аналитическим точкам в табл. 2.

ния  $(\text{Sm}/\text{Yb})_N = 0.05$  и  $(\text{La}/\text{Gd})_N = 0.07$  (рис. 11; табл. 6).

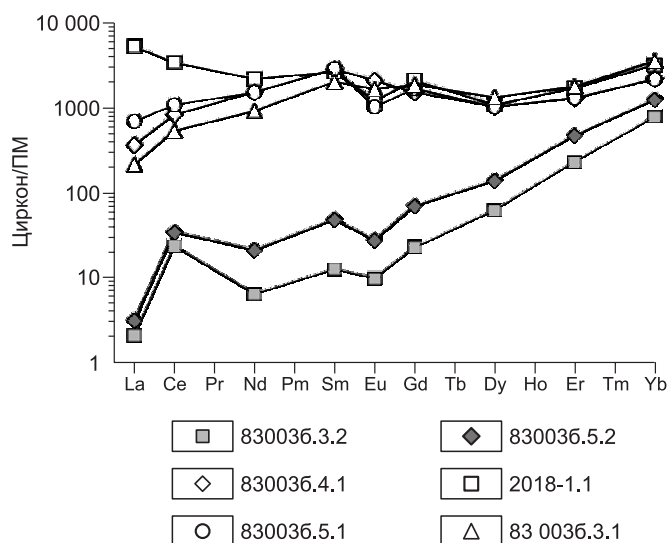
Два детритовых циркона с минимальными конкордантными значениями возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  —  $1958 \pm 17$  млн лет ( $D = -5\%$ ) и  $1973 \pm 21$  млн лет ( $D = 0\%$ ) (см. табл. 5), возможно, отражают вклад наиболее молодых пород в источники сноса терригенных пород. Это позволяет принять эти значения в качестве минимального возрастного ограничения терригенных осадков питкьярантской свиты, что хорошо соотносится с оценкой верхней возрастной границы пород сортавальской серии в целом по U-Th-Pb (SIMS) возрасту  $1922 \pm 11$  млн лет диоритов «Терваоя» [Матреничев и др., 2006], которые прорывают контакт пород сортавальской и ладожской серий.

Свекофенские тектонотермальные события (1.92—1.85 млрд лет) практически не отразились в U-Pb изотопной системе циркона из гранитоидов Кирьявалахтинского выступа, и только в популяции детритовых цирконов из граувакк питкьярантской свиты получены значения возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в пределах 1800—1875 млн лет в двух зернах с метаморфическими характеристиками содержания и распределения РЗЭ ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.97\text{—}0.89$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.85\text{—}0.58$ ;  $(\text{Sm}/\text{Yb})_N = 0.56\text{—}1.00$ ) (см. рис. 11; табл. 6).

**Дайки плагио- и диорит-порфиров.** Базальная терригенная пачка питкьярантской свиты прорвана мало мощными (2—10 м) субвулканическими дайками плагиопорфиров (обр. 40301а) и диорит-порфира (обр. 16399) (табл. 7). Из них была выделена небольшая популяция циркона (рис. 12—14), в которой пригодными для исследования U-Th-Pb изотопной системы и геохимии РЗЭ оказалось только 6 зерен. Для ядерных частей кристаллов циркона, имеющих «магматический» характер нормированного распределения РЗЭ ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.51\text{—}2.12$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.10\text{—}0.09$ ;  $(\text{Sm}/\text{Yb})_N = 0.04$ ;  $(\text{La}/\text{Gd})_N = 0.03\text{—}0.66$ ) (см. рис. 13, а; табл. 8), получены неархейские конкордантные ( $D = 2\%$  и  $-3\%$ ) значения возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ( $2827 \pm 19$  и  $2767 \pm 7$  млн лет) (см. рис. 12, точки 1.1 и 3.1), что, вероятно, свидетельствует о происхождении первичных расплавов плагио- и диорит-порфиров из протолита в архейской континентальной коре. Этот источник фиксируется также начальным изотопным составом неодима ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -4.8$  и  $-2.6$ ) и модельным возрастом ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ ) 2796 и 2612 млн лет (см. табл. 4) плагио- и диорит-порфиров.

Дискордантное ( $D = 11\%$ ) значение возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и конкордантное ( $D = 5\%$ ) значение  $2247 \pm 23$  млн лет, полученное для краевой части циркона из диорит-порфира, по всей вероятности, связано с изменениями в изотопной системе циркона при наложенном метаморфизме, о чем свидетельствуют особенности состава и нормированного распределения РЗЭ —  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.33$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.1$ ,

**Рис. 8. Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных элементов в цирконе из гранитоидов Кирьявалахтинского выступа.**



$(\text{Sm}/\text{Yb})_N = 0.134$ ,  $(\text{La}/\text{Gd})_N = 0.44$  (см. рис. 13, а; табл. 8). Вероятно, эти же наложенные тектонотермальные процессы отразились в U-Th-Pb изотопной системе в краевых частях двух кристаллов циркона с дискордантными значениями возраста по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в интервале 1890—1910 млн лет.

**Трахиандезибазальты свиты харлу со- гравальской серии.** Из образца (обр. 14399) бомбовых туфов трахиандезибазальтов (см. рис. 4) была выделена популяция циркона, из которой пригодными для изучения U-Th-Pb изотопной системы и состава РЗЭ оказались 9 кристаллов различной морфологии и внутреннего строения (см. рис. 14). Полученные значения изотопного возраста циркона по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  имеют бимодальное распределение — 2700—2850 млн лет и 1800—2050 млрд лет (см. табл. 7; рис. 15). Морфология и возраст (2718—2782 млн лет) ядерных частей в короткопризматических цирконах указывают на их ксеногенную природу, связанную с плавлением корового протолита неoarхейского возраста. Так как в популяции циркона присутствуют также и кристаллы со значениями дискордантного возраста в интервале 2000—2130 млн лет, то, вероятно, первичные расплавы трахиандезибазальтов могли быть контаминированы нижележащими ятулийскими образованиями. Одно зерно циркона с конкордантным ( $D = -3\%$ ) значением возраста  $1837 \pm 70$  млн лет характеризуется метаморфическими характеристиками содержания и распределения РЗЭ ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.6$ ;  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69$ ;  $(\text{Sm}/\text{Yb})_N = 0.13$ ,  $(\text{La}/\text{Gd})_N = 0.49$ ) (см. рис. 13, б; табл. 8), что, вероятно, можно связать со свекофенскими тектонотермальными событиями. Источником первичных расплавов субщелочных вулканитов свиты харлу, вероятно, являлась архейская континентальная литосфера, что запечатлено в их начальном изотопном составе ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T_{\text{cp}}) = -4.36$ ) и неoarхейском модельном возрасте ( $T_{\text{Nd}}\text{DM}$ ) 2606 млн лет (см. табл. 4).

Таблица 3. **Содержание (мкг/г) редкоземельных и редких элементов в цирконе из лейкогранитов Кирьявалахтинского выступа**

Элемент	830036.5.2	830036.3.2	830036.3.1	830036.4.1	830036.5.1	2018-1.1
	центр	центр	край	край	край	край
La	0.73	0.49	51.2	87.4	166.8	1256.2
Ce	21.0	14.3	331.5	514.4	673.5	2108.1
Nd	9.6	2.9	425.8	709.5	704.8	1015.5
Eu	1.5	0.5	95.2	120.0	58.5	69.3
Gd	13.9	4.5	377.8	306.4	341.7	423.4
Dy	34.1	15.4	331.5	257.0	256.2	269.9
Er	76.1	37.3	290.7	209.0	213.2	277.2
Yb	203	127	588	359	355	524
Y	448	847	1682	1586	1496	1819
Hf	7908	8990	1098	1059	1018	9610
Ce/Ce*	2.85	5.52	0.94	0.87	0.98	0.91
Eu/Eu*	0.46	0.56	0.85	0.96	0.45	0.51
$(\text{Sm}/\text{Yb})_N$	0.04	0.02	0.56	1.30	1.34	0.83
$(\text{La}/\text{Gd})_N$	0.04	0.09	0.11	0.24	0.41	2.49

Таблица 4.

## Результаты Sm-Nd изотопного анализа

№ п/п	№ обр.	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})$
		мкг/г					
1	83003б	3.394	26.51	0.0774	0.51058	1.5	2865
2	40301а	0.991	5.163	0.116	0.51137	-4.8	2796
3	16399	2.707	12.1	0.1249	0.51116	-2.6	2612
4	72900г	4.61	22.63	0.1232	0.51143	-5.11	2885
5	143399	3.65	15.59	0.1433	0.51013	-4.01	—
6	78800е	4.35	21.18	0.124	0.51146	-4.77	2864
7	72900д	3.34	15.21	0.1327	0.51159	-4.3	2917
8	72900в	4.52	20.59	0.1328	0.51154	-5.38	3021
9	40401а	2.95	9.06	0.1965	0.51243	-4.01	—
10	32799а	2.99	11.24	0.1608	0.51211	-1.37	—
11	32999ж	2.34	8.68	0.1629	0.51214	-1.18	—
12	13399д	1.83	5.83	0.1902	0.51265	1.78	—
13	12899	2.09	4.35	0.2907	0.51388	0.63	—
14	88500	2.67	9.79	0.1648	0.5123	1.42	—
15	67500	2.29	7.79	0.1777	0.51246	1.39	—
16	62400в	1.45	3.66	0.2387	0.51321	0.49	—
17	40501а	3.55	16.17	0.1326	0.51188	1.41	2375
18	41001г	1.67	4.7	0.2144	0.51307	4.03	—
19	41501	1.67	4.64	0.218	0.51313	4.28	—

Примечание. 1 — лейкогранит Кирьявалахтинского выступа; 2 — дайка плагиопорфира; 3 — дайка диорит-порфира; 4—9 — трахиандезибазальты, свита харлу; 10—16 — базальты, свита теньярви; 17—19 — коматиты, свита петсеваара.  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  рассчитаны для лейкогранитов на возраст 2700 млн лет, для даек плагио- и диорит-порфира — на 1920 млн лет и для вулканитов сортавальской серии — на 1960 млн лет.

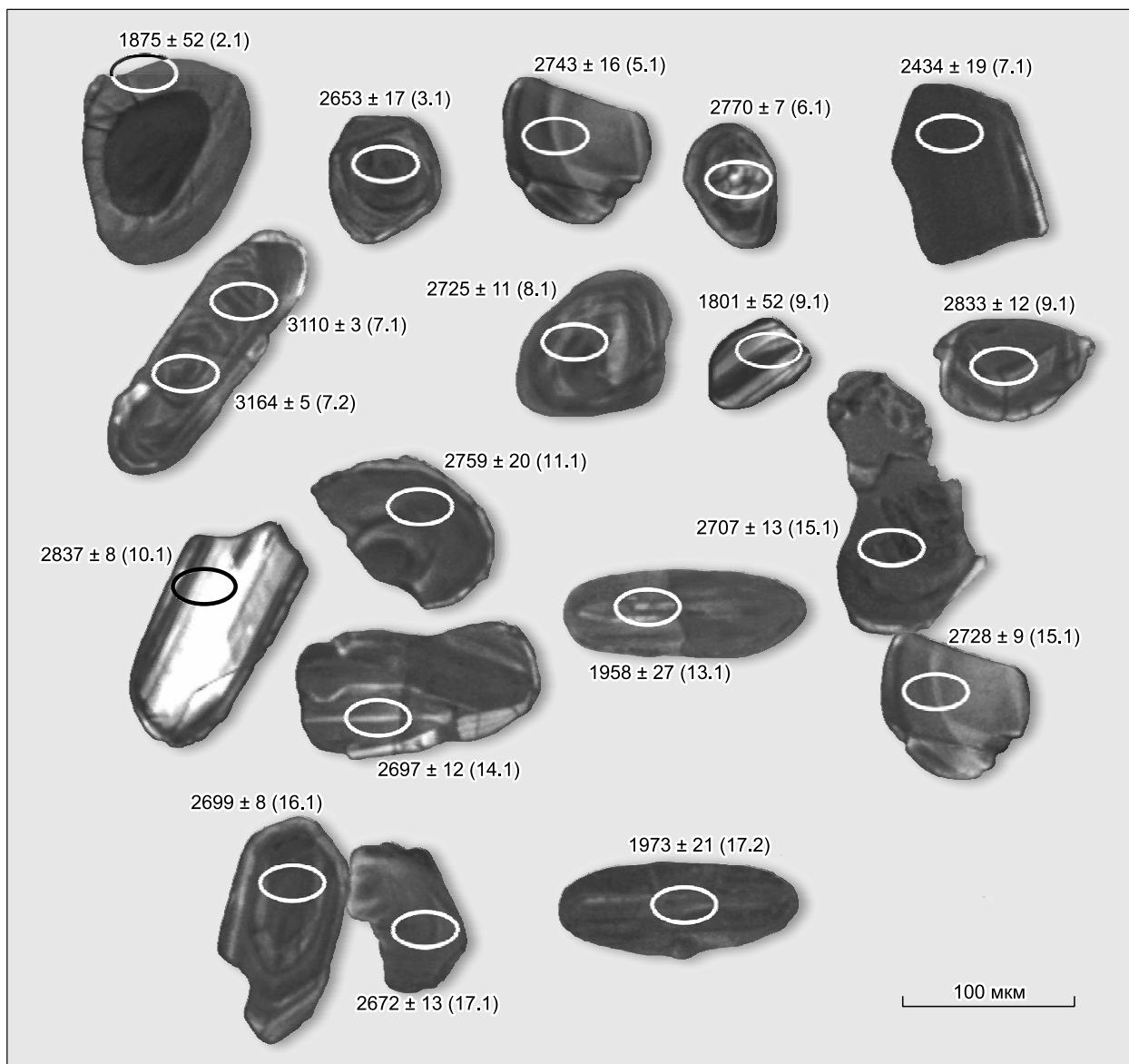
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В докембрийской геологической эволюции Земли переход от архея к протерозою ознаменовался этапом (2.5—2.4 млрд лет) заложения глобальной системы континентального рифтогенеза суперконтинента Кенорленд (Гуронская супергруппа Канадского щита, супергруппы Трансвааль и Грикваленд Каапваальского кратона, Карельская эонотема Балтийского щита), тектоническая природа которого определялась плюмовой мантийной геодинамикой [Puchtel et al., 1999]. Для Карело-Кольского эпиархейского кратона палеопротерозойский рифтогенез проявился в нескольких типах интракратонных структур, отличающихся временем заложения, особенностями литолого-формационного состава и тектонического строения.

К таким структурам относятся в первую очередь две наиболее крупные и протяженные системы рифтогенных структур Фенно-Карельской (Киттиля—Пана-Куоляярви—Лехта—Ветреный пояс) и Кольско-Норвежской (Пасвик-Полмак—Печенга—Имандра-Варзуга) областей Фенноскандинавского щита с мощным и разнообразным мантийным и корово-мантийным магматизмом. Кроме того, палеопротерозойский тектогенез Карело-Кольского эпиархейского кратона проявился в формировании внутриконтинентальных бассейнов (Онежская мульда) с развитием платформенного осадконакопления и платобазальтового магматизма.

Своеобразие тектонического строения Северного Приладожья позволяет выделить этот регион в качестве еще одного типа палеопротерозойского перикратонного рифтогенеза, общее геологическое и тектоническое строение которого во многом подобно архейским гранит-зеленокаменным областям древних кратонов. Примечательно, что дискуссии о характере взаимоотношений верхнекарельских (людиковийских) вулканогенно-осадочных структур с гранитоидами куполов аналогичны противоречивым представлениям о геодинамических взаимоотношениях супракрустальных комплексов зеленокаменных поясов с окружающими их тоналит-грандиоит-гранитными (ТТГ) комплексами [Van Kranendonk et al., 2007; Taylor, McLennan, 2009; Herzberg, Rudnick, 2012].

Практически синхронно с поздними стадиями (2.00—1.92 млрд лет) развития интракратонного рифтогенеза Карело-Кольского эпиархейского кратона происходили заложение и сложная тектониче-



**Рис. 9. Микрофотографии кристаллов циркона из вулканокластических граувакк нижней части питкярантской свиты в режиме катодолуминесценции.**

Цифры соответствуют аналитическим точкам в табл. 5, диаметр кратера ~ 20 мкм.

ская эволюция свекофеннид вдоль его юго-восточной окраины. Благодаря многолетним исследованиям финских геологов [Niетanen, 1975; Gaál, 1986; Nironen, 1989, 1997, 2017; Ploegsma, Westra, 1990; Lahtinen et al., 2015; Kara et al., 2018; и др.] геодинамические модели области сочленения эпиархейского кратона со Свекофеннской областью наиболее аргументированно описываются в терминах аккреционно-коллизийных геодинамических механизмов формирования ювенильной коры в цикле Уилсона. В основе этих представлений лежит геодинамическая интерпретация литолого-формационного и изотопно-геохимического состава свекофеннских вулканоплутонических комплексов Южной Финляндии. Ключевыми объектами в таких моделях являются офиолитовые комплексы Иормуа и Оутокумпу с возрастом  $\leq 1.94$  млрд лет [Peltonen et al., 1998], которые обычно интерпретируются как обдуцированные на кратон реликты океанической коры начальных стадий раскрытия «людиковийского океана» или окраинного рифта [Lahtinen et al., 2015]. Присутствие в клинопироксенитах Иормуа нескольких групп циркона как архейского возраста от  $2747 \pm 8$  до  $3206 \pm 3$  млн лет, так и палеопротерозойского (2030—1940 млн лет) объясняется участием архейской субконтинентальной литосферной мантии на начальной стадии

Таблица 5. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований циркона из граувакк сортавальской серии

№ п/п	Аналит. точка	U мкг/г	Th	Th/U	<sup>206</sup> Pb*, мкг/г	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb*	±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U	±%	Возраст			Rho	D, %	
												<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±%	<sup>207</sup> / <sup>206</sup> Pb			±%
1	40301в.2.1	82	80	0.98	0.47	3.2183	1.5	0.1147	2.9	4.912	3.2	1744	23	1875	52	0.461	7
2	40301в.13.1	217	74	0.34	0.25	2.6676	1.1	0.1201	1.5	6.207	1.9	2052	20	1958	17	0.598	-5
3	40301в.12.1	492	213	0.43	0.18	2.2297	1.0	0.1836	0.6	11.352	1.1	2388	20	2685	10	0.856	10
4	40301в.3.1	245	208	0.85	0.56	2.1759	1.0	0.1800	1.1	11.404	1.5	2438	21	2653	17	0.704	9
5	40301в.4.1	349	157	0.45	0.32	2.1722	1.0	0.1802	0.7	11.441	1.3	2441	21	2655	12	0.814	9
6	40301в.6.1	987	125	0.13	0.06	2.1424	0.9	0.1932	0.4	12.435	1.0	2469	19	2770	7	0.916	12
7	40301в.9.1	372	231	0.62	0.21	2.0946	1.0	0.2009	0.7	13.222	1.2	2516	20	2833	12	0.802	13
8	40301в.8.1	283	292	1.03	0.01	2.0001	1.0	0.1880	0.7	12.963	1.2	2614	22	2725	11	0.838	4
9	40301в.14.1	286	30	0.11	0.08	1.9630	1.1	0.1848	0.7	12.984	1.3	2654	24	2697	12	0.840	2
10	40301в.10.1	491	92	0.19	0.04	1.9612	0.9	0.2013	0.5	14.152	1.0	2656	20	2837	8	0.886	7
11	40301в.11.1	167	104	0.62	0.15	1.9466	1.4	0.1920	1.2	13.596	1.9	2672	31	2759	20	0.764	3
12	40301в.5.1	185	83	0.45	0.39	1.9347	1.1	0.1901	1.0	13.551	1.5	2686	25	2743	16	0.748	2
13	40301в.5.2	284	108	0.38	0.19	1.9346	1.0	0.1860	0.8	13.258	1.3	2686	23	2707	13	0.799	1
14	40301-18-15.1	417	233	0.56	0.03	1.9420	1.9	0.1901	3.5	13.562	1.0	2707	19	2728	9	0.830	1
15	40301-18-16.1	697	569	0.82	0.15	1.9360	1.3	0.1897	0.5	13.343	0.9	2710	16	2699	8	0.835	0
16	40301-18-17.1	546	428	0.78	0.30	1.9310	1.4	0.1882	0.4	11.120	1.1	2361	16	2672	13	0.729	13
17	40301-18-17.2	381	119	0.31	0.23	2.7685	1.1	0.1168	1.5	6.0812	1.5	1977	15	1973	21	0.613	0
18	6703.7.1	2074	91	0.04	0.08	1.797	0.8	0.2381	0.2	18.293	0.9	2852	19	3110	3	0.968	9
19	6703.7.2	1410	294	0.21	0.60	1.682	0.9	0.2474	0.3	20.224	0.9	3008	21	3164	5	0.937	5
20	6703-18-9.1	141	86	0.61	2.45	3.227	2.5	0.1105	2.9	4.680	3.8	1744	3	1801	52	0.661	4

раскрытия океана [Peltonen, 2003; Lahtinen, 2012; Lahtinen et al., 2015]. В дальнейшем, вплоть до 1.83 млрд лет, ювенильное корообразование свекофеннид и их тектоническая эволюция в рамках этих моделей определялись разнонаправленной субдукцией океанической коры, формированием юных и зрелых островных дуг, их аккрецией и коллизией. В итоге менее чем за 100 млн лет был сформирован основной объем континентальной коры аккреционного орогена мощностью около 40 км и протяженностью в широтном (современном) направлении более чем на 400 км.

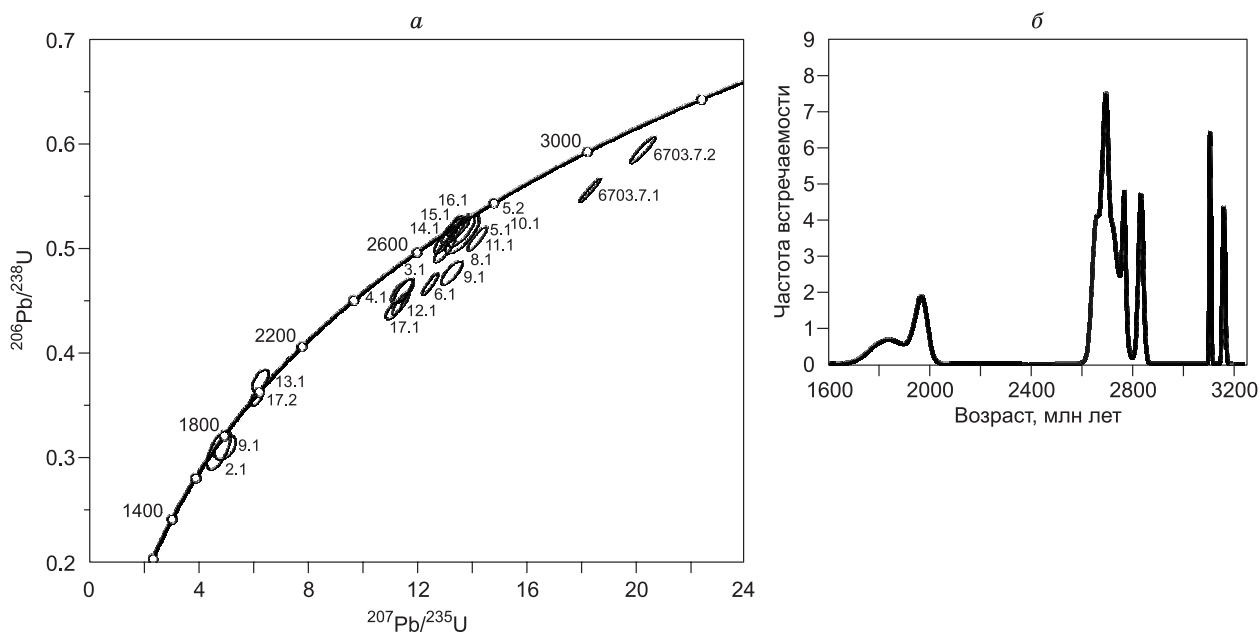
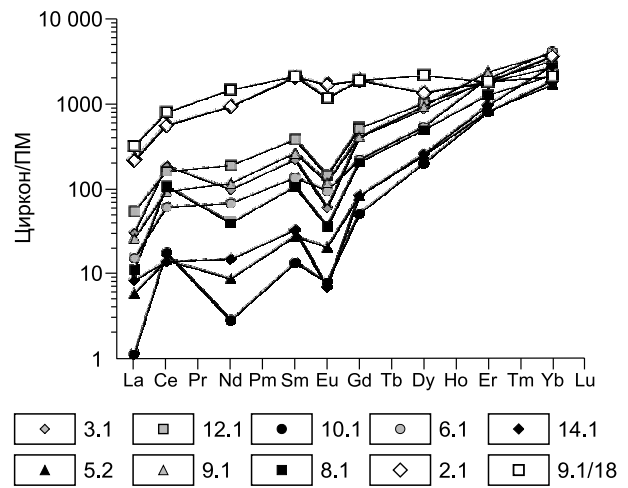


Рис. 10. Диаграмма с конкордией (а) и график относительной вероятности распределения <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возрастов циркона (б) из вулканокластических граувакк нижней части питкьярантской свиты.

**Рис. 11. Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных элементов в цирконе из вулканокластических граувакк нижней части питкьярантской свиты.**

Цифры соответствуют аналитическим точкам в табл. 6.



Исходя из общих теоретических и экспериментальных петрологических представлений о процессах генерации вулканоплутонических известково-щелочных комплексов в надсубдукционных геодинамических обстановках (10—40 % частичное плавление океанического слэба в различных *PT*  $\mu$ -условиях) [Annen et al., 2006], можно констатировать, что амплитуда раскрытия людииковийского океана, при теоретической мощности океанической коры не менее современной (т. е.  $\geq 5$ —7 км), составляла более 2000 км. Таким образом, скорость, интенсивность и масштаб корово-мантийных процессов ювенильного корообразования свекофеннид свидетельствуют о том, что оно имело принципиально иную геодинамическую природу по сравнению с интракратонным рифтогенным корообразованием на эпиархейском кратоне, в том числе в перикратонной части Северного Приладожья.

Полученные новые изотопно-геохимические данные свидетельствуют, что формирование вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии ( $\geq 1920$  млн лет) происходило в условиях континентального рифтогенеза на краю эпиархейского кратона вслед за суйсарским платобазальтовым вулканизмом (1.99—1.95 млрд лет) в Онежской структуре Фенно-Карельской области и ферропикритами свиты матерг (1980  $\pm$  34 млрд лет) Печенгской структуры Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. Палеопротерозойский интракратонный рифтогенез Фенноскандинавского щита был обусловлен, как полагают некоторые исследователи [Puchtel et al., 1999], эволюцией долгоживущего (2.45—1.90 млрд лет) обширного мантийного плюма.

Присутствие неархейского протолитового циркона в трахиандезибазальтовых туфах и дайках плагио- и диорит-порфиров нео- и мезоархейского ( $\sim 3.1$ , 2.6—2.8 млрд лет) и палеопротерозойского (сумийского) (2.47—2.52 млрд лет) возраста и кластогенного циркона (2.6—2.8 млрд лет) в вулканомиктовых граувакках питкьярантской свиты сортавальской серии свидетельствует, что неархейские гранитоиды являлись не только фундаментом супракратальных толщ сортавальской серии, но и служили одним из источников терригенного материала в области размыва при накоплении базальных граувакк

Таблица 6. Содержание (мкг/г) редкоземельных элементов в цирконе из граувакк питкьярантской свиты (обр. 40301в и 6703)

Элемент	12.1*	10.1	3.1	6.1	14.1	5.2	9.1	8.1	2.1	18-9.1
La	12.74	0.27	7.18	3.63	1.97	1.37	6.17	2.60	51.22	75.37
Ce	98.28	10.70	112.62	37.28	8.50	8.77	56.73	65.09	342.15	485.76
Nd	86.06	1.28	44.79	30.73	6.74	3.97	53.15	18.09	425.78	671.33
Sm	56.30	1.98	32.52	20.09	4.82	4.05	39.08	15.68	305.30	312.38
Eu	8.07	0.44	3.32	5.34	0.39	1.15	6.72	2.01	95.18	65.84
Gd	103.40	10.08	80.98	44.21	16.45	16.45	82.35	40.92	377.83	377.33
Dy	250.43	48.57	210.89	132.69	62.73	60.52	231.12	121.41	331.51	531.96
Er	286.82	127.49	307.41	320.28	153.14	130.94	379.54	203.34	290.70	290.82
Yb	436.65	302.81	513.85	668.41	453.44	270.20	641.45	347.68	588.05	338.22
Ce/Ce*	1.32	8.88	2.86	1.47	1.20	1.98	1.30	4.20	0.97	0.89
Eu/Eu*	0.32	0.25	0.19	0.53	0.12	0.37	0.35	0.23	0.85	0.58
(Sm/Yb) <sub>N</sub>	0.14	0.01	0.07	0.03	0.01	0.02	0.07	0.05	0.56	1.00
(La/Gd) <sub>N</sub>	0.10	0.02	0.07	0.07	0.10	0.07	0.06	0.05	0.11	0.17

\*Точка анализа.

Таблица 7. Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований циркона из трахиандезибазальтов свиты харлу (обр. 14399), даек плагнопорфира (обр. 40301a) и диорит-порфира (обр. 16399)

Аналит. точка	U	Th	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ , мкг/г	$^{238}\text{U}/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/$ $^{235}\text{U}$	$\pm\%$	Возраст				Rho	D, %
											$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$		
40301a.1.1 центр	70	59	0.87	32.4	1.858	2.8	0.2001	1.2	14.8500	3.0	2800	68	2827	19	0.921	2
40301a.1.2	101	9	0.09	28.9	3.001	2.9	0.1155	3.4	5.3100	4.5	1853	47	1888	61	0.657	2
40301a.2.1	295	26	0.09	79.1	3.214	2.7	0.1170	0.9	5.0200	2.9	1752	42	1911	16	0.948	9
16399.1.1.2	100	92	0.94	37.3	2.413	2.8	0.1658	4.8	9.4800	5.5	2256	64	2516	80	0.502	11
16399.3.1 центр	342	48	0.15	159	1.851	0.6	0.1930	0.4	14.3800	0.7	2789	15	2767	7	0.806	-3
16399.3.2	106	35	0.34	36.2	2.528	0.9	0.1416	1.3	7.7300	1.6	2145	19	2247	23	0.590	5
14399.9.1	71	28	0.42	20.9	2.9378	1.5	0.1123	3.8	5.2715	4.1	1889	25	1837	70	0.368	-3
14399.12.1	367	340	0.96	101.9	3.0960	1.2	0.1186	1.3	5.2823	1.8	1804	19	1935	23	0.682	7
14399.5.1	422	165	0.40	122.0	2.9791	1.0	0.1234	0.9	5.7102	1.3	1866	16	2006	16	0.727	7
14399.2.1	303	266	0.91	86.4	3.0299	1.0	0.1237	1.2	5.6285	1.5	1839	16	2010	21	0.649	9
14399.4.1	356	135	0.39	96.5	3.1788	1.0	0.1255	1.1	5.4435	1.5	1763	16	2036	19	0.688	15
14399.8.1	134	48	0.37	41.0	3.0370	1.5	0.1321	6.2	5.9977	6.4	1835	24	2126	19	0.235	16
14399.10.1	125	89	0.74	54.7	1.9727	1.2	0.1872	0.9	13.0836	1.5	2643	26	2718	16	0.766	3
14399.11.1	221	119	0.56	95.6	1.9919	1.1	0.1892	0.8	13.0963	1.3	2623	23	2735	14	0.789	4
14399.6.1	178	177	1.03	82.5	1.8569	1.1	0.1946	0.8	14.4531	1.3	2777	25	2782	14	0.788	0

сортавальской серии. Кроме того, еще одним источником сноса, вероятно, служили мезоархейские ТТГ комплексы Водлозерского блока Фенно-Карельского эпиархейского кратона.

Наиболее молодой источник терригенного материала для граувакк питкярлантской свиты представлял собой результат переотложения незрелых продуктов размыва вулканитов раннелюдиловийского возраста (1958—1973 млрд лет). Присутствие кластогенного циркона с U-Th-Pb возрастом 2460—2500 млн лет в осадках ладожской серии [Мыскова и др., 2012] свидетельствует, что гранитоиды куполов длительное время, вплоть до калевия, были одним из источников сноса терригенного материала в палеобассейн Северного Приладожья.

Исследование U-Th-Pb возраста детритовых цирконов из вулканомиктовых граувакк питкярлантской свиты позволило принять с учетом ошибок определения возраста кластогенных цирконов минимальные конкордантные значения в интервале 1940—1990 млн лет в качестве вероятного временного интервала

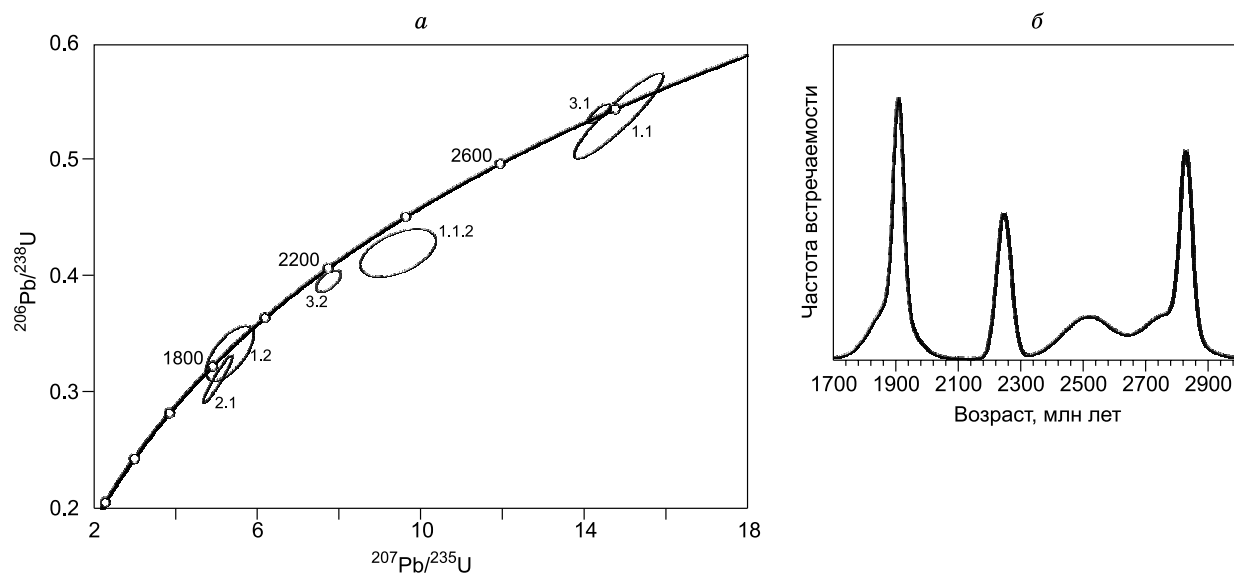
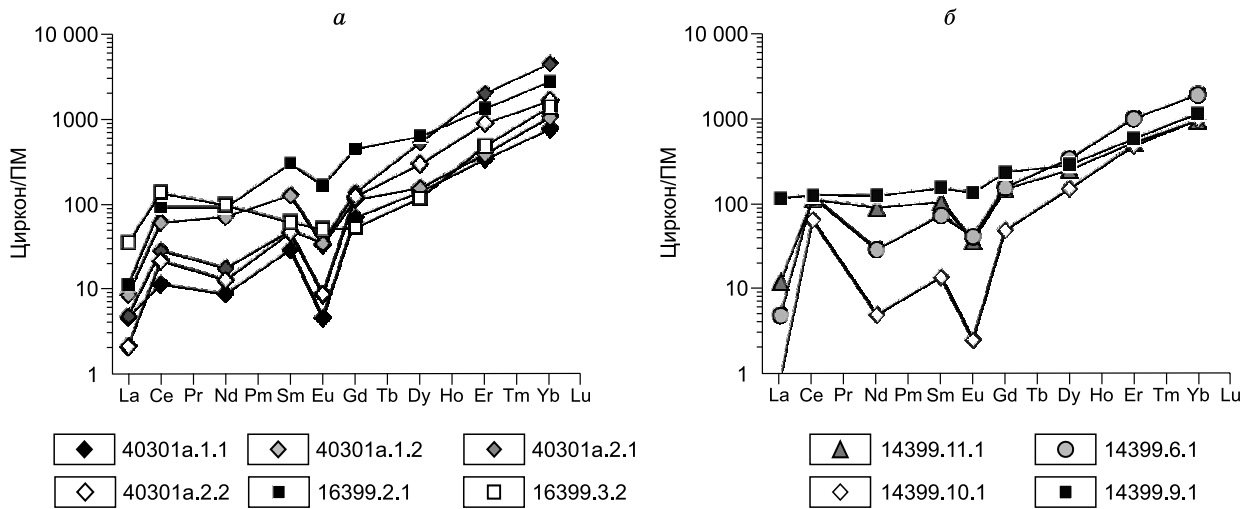


Рис. 12. Диаграмма с конкордией (а) и график относительной вероятности распределения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов циркона (б) из даек плагнопорфира и диорит-порфира.

Цифры соответствуют аналитическим точкам в табл. 2.

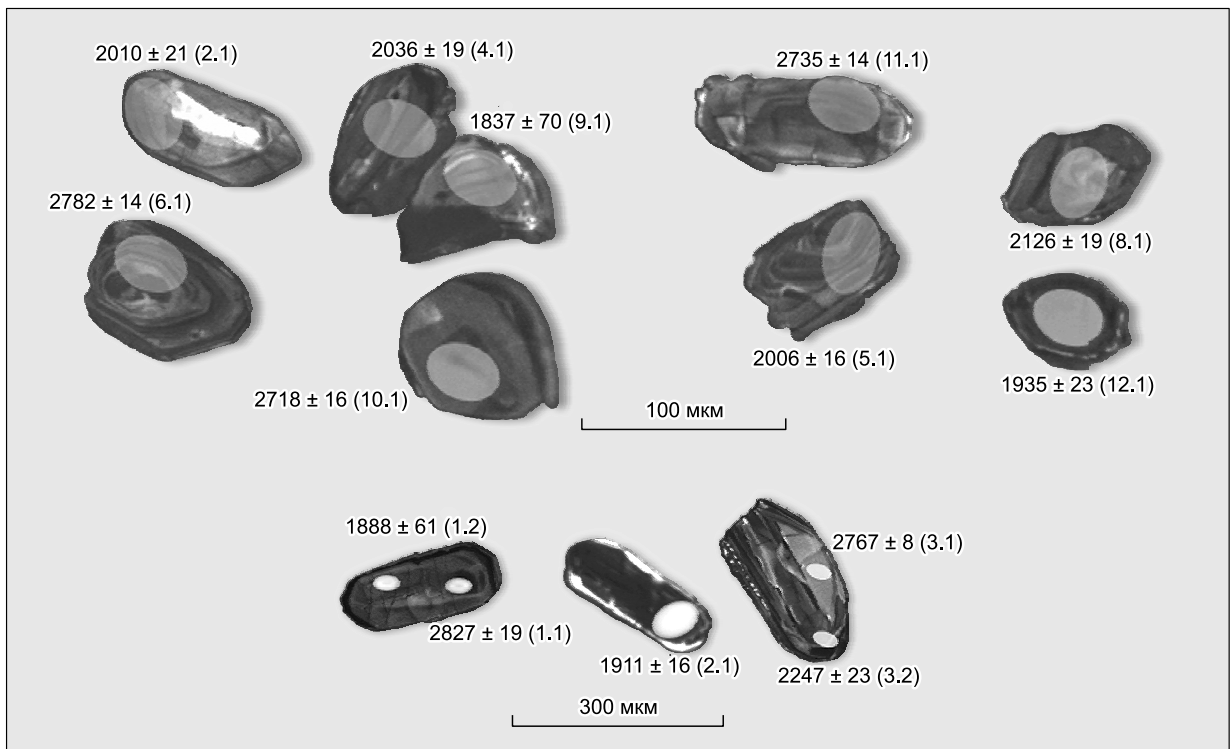




**Рис. 13.** Нормированное к примитивной мантии распределение редкоземельных элементов в цирконе из дайки плагипорфира (обр. 40301а) и диорит-порфира (обр. 16399) (а) и в цирконе из вулканокластических трахиандезибазальтов свиты харлу (б).

окончания процессов накопления терригенных пород, что согласуется с оценкой максимального возраста пород сортавальской серии в целом по U-Th-Pb (SIMS) возрасту  $1922 \pm 11$  млн лет диоритов «Терваоя» [Матреничев и др., 2006], которые прорывают контакт пород сортавальской и ладожской серий.

Полученные данные позволяют считать, что ко времени начала свекофеннской субдукции и формирования бимодальных вулканоплутонических комплексов юных островных дуг Пюхисалми и кислых вулканитов сланцевого пояса Саво (1920—1890 млн лет) [Kousa et al., 1994; Lahtinen, 2012], в перикра-



**Рис. 14.** Микрофотографии кристаллов циркона из трахиандезибазальтов свиты харлу и из даек плагипорфира и диорит-порфиоров (1.2, 2.1, 3.1, 3.2) в режиме катодолуминесценции.

Цифры соответствуют аналитическим точкам в табл. 7, диаметр кратера ~ 20 мкм.

Таблица 8. Содержание (мкг/г) редкоземельных элементов в цирконе из трахиандезибазальтов свиты харлу (обр. 14399), даек плаггиопорфира (обр. 40301а) и диорит-порфира (обр. 16399)

Элемент	16399		40301а				14399			
	2.1	3.2	1.1 центр	1.2 край	2.1 центр	2.2 край	6.1	11.1	10.1	9.1
La	2.63	8.32	1.10	2.05	1.15	0.50	1.15	2.82	0.20	27.21
Ce	56.07	83.55	6.98	37.45	17.41	13.17	74.02	68.75	39.06	77.22
Nd	41.81	44.45	3.99	32.67	8.04	5.81	13.11	40.77	2.24	56.06
Sm	44.83	9.07	4.32	18.89	7.22	6.85	10.75	15.49	2.00	22.68
Eu	9.32	2.85	0.26	1.86	1.97	0.49	2.31	2.04	0.14	7.53
Gd	89.82	10.51	13.81	22.63	27.48	24.42	30.91	29.36	9.63	46.30
Dy	154.77	29.03	34.68	38.28	130.62	73.14	82.82	61.42	36.69	70.49
Er	214.01	77.72	54.12	62.72	327.12	143.97	160.36	83.73	76.48	92.66
Yb	449.25	227.47	123.50	171.11	732.33	266.24	306.96	152.95	155.02	185.10
Ce*	0.45	0.51	0.43	0.38	0.63	0.72	1.80	0.55	5.55	0.27
Eu*	0.11	0.10	0.02	0.07	0.09	0.03	0.09	0.07	0.02	0.17
(Sm/Yb) <sub>N</sub>	0.11	0.04	0.04	0.12	0.01	0.03	0.04	0.11	0.01	0.13
(La/Gd) <sub>N</sub>	0.02	0.66	0.07	0.07	0.03	0.02	0.03	0.08	0.02	0.49

тонной части Фенно-Карельского эпиархейского кратона на коре континентального типа уже произошло накопление вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии, его метаморфизм, эрозия и несогласное перекрытие турбидитами ладожской серии. Последние по крайней мере на 10 млн лет древнее граувакковых турбидитов сланцевых поясов Тампере и Хамеелинна, содержащих наиболее молодой кластогенный циркон с U-Pb возрастом  $1907 \pm 15$  [Nuhma et al., 1991].

### ВЫВОДЫ

На основании полученных новых геологических и изотопно-геохимических данных для вулканогенно-осадочных пород сортавальской серии и гранитоидов Кирьяволахтинского выступа можно сделать следующие выводы.

Гранитоиды Кирьяволахтинского выступа имеют неоархейский возраст  $2695 \pm 13$  млн лет, ювенильную природу ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1.5$ ) и испытали тектонотектонические преобразования (реоморфизм) раннепротерозойского (сумийского) времени (2.50—2.45 млрд лет), запечатленные в U-Th-Pb изотопной системе оболочек древних ядер кристаллов циркона. В изученных гранитоидах воздействие свеко-

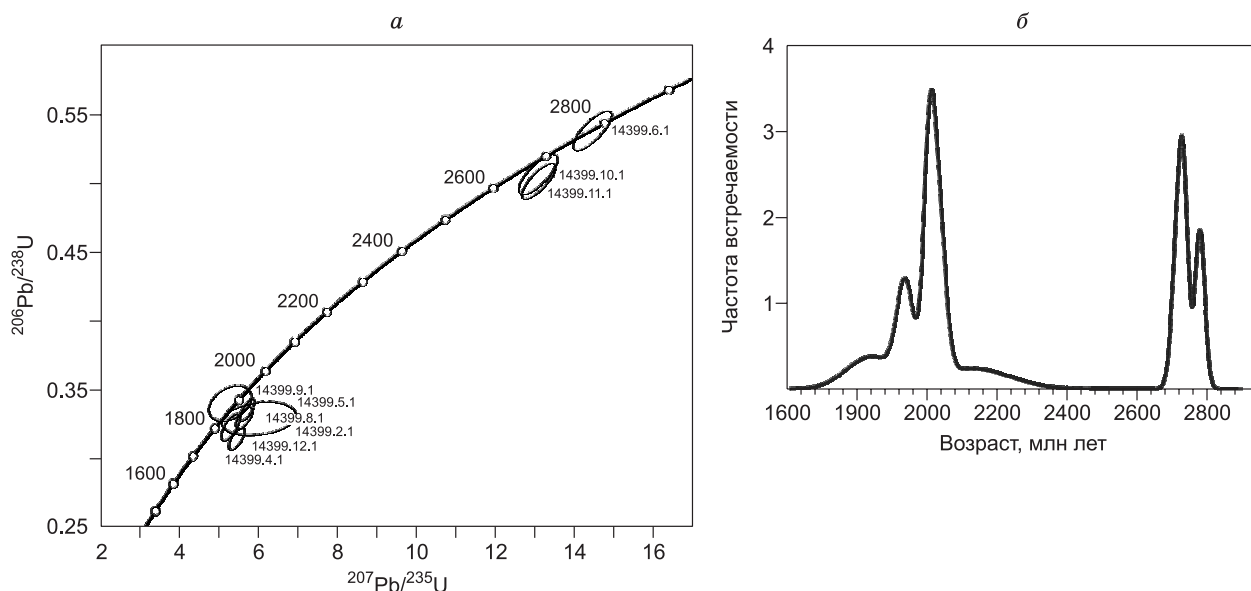


Рис. 15. Диаграмма с конкордией (а) и график относительной вероятности распределения  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов циркона (б) из трахиандезибазальтов свиты харлу.

феннского тектонотермального события (1890—1850 млн лет) практически не отразились в U-Th-Pb изотопной системе циркона и Sm-Nd изотопной системе пород ( $T_{Nd}(DM) = 2.86$  млрд лет,  $\epsilon_{Nd}(T) = +1.5$ ). Вероятно, это было связано с закрытостью изотопной системы циркона и породы в целом при свекофеннском орогенезе и реализации этих структурно-метаморфических процессов главным образом в некомпетентных слоистых вулканогенно-осадочных породах сортавальской серии, о чем свидетельствует присутствие в граувакках питкьярантской свиты единичных зерен циркона с возрастом 1800—1875 млн лет и геохимическими характеристиками распределения РЗЭ метаморфического типа. Вероятно, существенное влияние на реологическое состояние и реоморфизм гранитоидов выступов фундамента при свекофеннских структурно-метаморфических процессах имел размер этих блоков. Так, в наиболее крупном Кирьявалахтинском выступе, имеющем «трапецевидную» форму, не зафиксированы цирконы свекофеннского возраста, тогда как плагиомикроклиновые граниты самого небольшого «грибовидного» выступа Хавус имеют конкордантный возраст  $1970 \pm 6$  млн лет, а архейские цирконы в них не установлены [Морозов и др., 2020].

Плагиомикроклиновые гранитоиды Кирьявалахтинского выступа не только более чем на 30 млн лет древнее плагиомикроклиновых гранитоидов Питкьярантско-Койринойского выступа ( $2659 \pm 15$  млн лет) [Мыскова и др., 2012], но и имеют ювенильную природу протолита ( $\epsilon_{Nd}(T) = +1.5$ ) (см. табл. 3), в отличие от коровой природы ( $\epsilon_{Nd}(T) = -6.2$ ) протолита гранитов Питкеранского выступа. Эти данные являются еще одним аргументом, подтверждающим правомерность подразделения гранитоидных куполов Северного Приладожья на две структурно-морфологические группы — сортавальскую и питкьярантскую [Ладожская..., 2020].

Полученные изотопные данные позволяют считать, что заложение и развитие вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии происходило на гетерогенной и полихронной (3.10—2.46 млрд лет) континентальной коре Фенно-Карельского эпиархейского кратона. U-Th-Pb возраст кластогенных цирконов в граувакках и вариации начальных изотопных отношений  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в основных ( $\epsilon_{Nd}(T) = -1.4 \dots +1.8$ ) и субщелочных ( $\epsilon_{Nd}(T) = \text{от } -5.4 \text{ до } -4.0$ ) метавулканитах сортавальской серии также свидетельствуют, что континентальная литосфера Фенно-Карельского эпиархейского кратона была не только областью сноса терригенного материала сортавальской серии, но и служила источником и контаминантом для первичных расплавов вулканических серий.

Завершающие стадии эндогенной активности при эволюции вулканогенно-осадочного комплекса сортавальской серии фиксируются временем кристаллизации гипабиссальных даек гранит- и диорит-порфиров, секущих вулканогенно-осадочные толщи, и определяется временным интервалом в пределах 1910—1890 млн лет. Источником и контаминантом первичных расплавов этих гипабиссальных интрузивных тел являлись коровые породы фундамента с  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-4.8$  до  $-2.6$  неархейского и раннепротерозойского возрастов (от 2.8 до 2.2 млрд лет).

Работа выполнена в рамках НИР 0153-2019-0001 госзадания ИГГД РАН.

## ЛИТЕРАТУРА

**Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К.** Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб, Наука, 2009, 328 с.

**Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И.** Результаты U-Pb цирконового датирования синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий (1.89—1.87 млрд лет) Северного Приладожья // Вест. СПбГУ, 1999, сер. 7, № 3, с. 23—31.

**Вревский А.Б., Матреничев В.А.** Геохронологическое и изотопно-геохимическое обоснование энсиалической природы сортавальской серии, Фенноскандинавский щит // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2007, с. 79—82.

**Геология** и петрология свекофеннид Приладожья / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб, Изд-во СПбУ, 2000, 200 с.

**Григорьева Л.В., Шинкарев Н.Ф.** Условия образования купольных структур в Приладожье // Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 3, с. 41—45.

**Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Богачев В.А., Кольцов А.А.** Метавулканиты окаймленных куполов Северного Приладожья — покровы платобазальтов или офиолитовые надвиги? // Докембрий Северной Евразии. СПб, ИГГД РАН, 1997, с. 36—37.

**Иваников В.В., Филиппов Н.Б., Богачев В.А., Мурадымов Г.Ш.** Минералого-геохимические признаки офиолитовой ассоциации в Приладожье. Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии (Материалы Международной конференции). Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 1999, с. 53—55.

**Кратц К.О.** К расчленению и терминологии протерозоя Карелии // Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, 1963, № 2, с. 3—15.

- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия).** Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2020, 436 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.** Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., Наука, 1973, 208 с.
- Матреничев А.В., Матреничев В.А.** Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит // СПб, Изд-во Политехн. ун-та, 2010, с. 223—255.
- Матреничев В.А., Степанов К.И., Пупков О.М.** Стратиграфия и особенности вещественного состава раннепротерозойских вулканитов Сортавальского поднятия (Северное Приладожье) // Вест. СПбГУ, 2004, вып. 2, с. 31—44.
- Матреничев В.А., Вревский А.Б., Сергеев С.А., Матуков Д.А.** Граница между людиковием и калевием в Северном Приладожье: геологические взаимоотношения и изотопный возраст // ДАН, 2006, т. 407, № 5, с. 654—649.
- Морозов Ю.А.** О роли транспрессии в формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника, 1999, № 4, с. 37—50.
- Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смутьская А.И.** Структуры Северного Приладожья и модели эволюции // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2020, с. 162—185.
- Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А.** U-Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012, т. 20, № 2, с. 55—67.
- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России.** Объяснительная записка. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2002, 13 с.
- Общая стратиграфическая шкала России: состояние и проблемы обустройства.** Сборник статей. М., ГИН РАН, 2013.
- Светов А.П., Свириденко Л.П.** Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 1992, 152 с.
- Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И.** Вулканоплутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 1990, 321 с.
- Семихатов М.А.** Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение // Стратиграфия и геологическая корреляция, 1993, т. 16, № 1, с. 6—20.
- Судовиков Н.Г.** Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1954, вып. 4, 190 с.
- Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.** Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минералов при геохронологических исследованиях // Геохимия, 2008, № 9, с. 980—997.
- Annen C., Blundy J.D., Spark R.S.J.** The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones // J. Petrol., 2006, v. 47 (3), p. 505—539.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian Granitoids // J. Petrol., 2006, v. 47 (2), p. 329—353.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.
- Claesson S., Huhma H., Kinny P.D., Williams I.A.** Svecofennian detrital zircon ages — implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res., 1993, v. 64, p. 109—130.
- Escola P.** The problem of mantled gneiss domes // Q. J. Geol. Soc. London, 1949, v. 104, p. 461—476.
- Gaál G.** 2200 million years of crustal evolution: the Baltic Shield // Bull. Geol. Soc. Finland, 1986, v. 58 (1), p. 149—168.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett., 1988, v. 87 (3), p. 249—263.
- Herzberg C., Rudnick R.** Formation of cratonic lithosphere: an integrated thermal and petrological model // Lithos, 2012, v. 149, p. 4—15.
- Hietanen A.** Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // J. Res. U.S. Geol. Surv., 1975, v. 3, p. 631—645.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** Zircon // Rev. Mineral. Geochem., 2003, v. 53, p. 27—62.
- Huhma H., Claesson S., Kinny P.D., Williams I.S.** The growth of the Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons // Terra Nova, 1991, v. 3 (2), p. 175—179.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.** Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

**Kara J., Väisänen M., Johansson A., Lahaye Y., O'Brien H., Eklund O.** 1.90—1.88 Ga arc magmatism of central Fennoscandia: geochemistry, U-Pb geochronology, Sm-Nd and Lu-Hf isotope systematics of plutonic-volcanic rocks from southern Finland // *Geol. Acta*, 2018, v. 16 (1), p. 1—23.

**Keto L.S., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 84 (1), p. 27—41.

**Kohonen J.** From continental rifting to collisional crustal shortening — Paleoproterozoic Kaleva metasediments of the Höytiäinen area in North Karelia, Finland. *Geol. Surv. Finland., Bull.* 380, 82 p.

**Kousa J., Marttila E., Vaasjoki M.** Petrology, geochemistry and dating of Paleoproterozoic metavolcanic rocks in the Pyhäjärvi area, central Finland / Eds. M. Nironen, Y. Kähkönen // *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland. Geol. Surv. Finland, 1994, Special Paper 19, p. 7—27.*

**Lahtinen R.** Main geological features of Fennoscandia // *Geol. Surv. Finland, 2012, Special Paper, p. 13—18.*

**Lahtinen R., Huhma H., Lahaye Y., Kousa J., Luukas J.** Archean–Proterozoic collision boundary in central Fennoscandia: Revisited // *Precambrian Res.*, 2015, v. 261, p. 127—165.

**Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication № 2, 2000, Berkeley.

**Ludwig K.R.** SQUID 1.00, a User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, N 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.

**McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

**Nironen M.** Emplacement and structural setting of granitoids in the early Proterozoic Tampere and Savo Schist Belts, Finland — implications for contrasting crustal evolution // *Geol. Surv. Finland, 1989, Bull.* 346, 89 p.

**Nironen M.** The Svecofennian Orogen: a tectonic model // *Precambrian Res.*, 1997, v. 86, p. 21—44.

**Nironen M.** The Salittu Formation in southwestern Finland, part II: Picritic-basaltic volcanism in mature arc environment // *Bull. Geol. Soc. Finland*, 2017, v. 89, p. 5—19.

**Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.** Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, northeastern Finland // *J. Petrol.*, 1996, v. 37, p. 1359—1383.

**Peltonen P., Kontinen A., Huhma H.** Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up // *J. Petrol.*, 1998, v. 39, p. 297—329.

**Peltonen P., Mänttari I., Huhma H., Kontinen A.** Archean zircons from the mantle: the Jormua ophiolite revisited // *Geology*, 2003, v. 31 (7), p. 645—648.

**Ploegsma M., Westra L.** The Early Proterozoic Orijärvi triangle (southwest Finland): a key area on the tectonic evolution of the Svecofennides // *Precambrian Res.*, 1990, v. 47, p. 51—69.

**Puchtel I.S., Brüggemann G.E., Hofmann A.W.** Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1999, v. 170, p. 447—461.

**Sederholm J.J.** On migmatites and associated Pre-Cambrian rocks of southwestern Finland, Part III. The Åland Islands. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, 1934, v. 107, 68 p.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 2009, 400 p.

**Van Kranendonk M.J., Smithies R.H., Hickman A.H., Champion D.C.** Paleoproterozoic development of a continental nucleus: the East Pilbara terrane of the Pilbara Craton, Western Australia / Eds. M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett // *Earth's oldest rocks. Amsterdam, Elsevier, 2007, v. 15, p. 307—337.*

**Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

**Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Поступила в редакцию 8 января 2020 г.,  
принята в печать 6 июля 2020 г.*