

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ БАЗИТОВ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА И СВЕКОФЕННСКОГО ОРОГЕНА ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА (СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ)

© 2022 г. Т. А. Мыскова^{а, *}, Б. В. Беляцкий^б, Е. Е. Середя^б, П. А. Львов^{а, б}, Н. В. Родионов^б,
А. В. Антонов^б, Н. Г. Бережная^б, О. Л. Галанкина^а

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^бВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний проспект В.О., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

*e-mail: tmyskova@gmail.com

Поступила в редакцию 01.02.2022 г.

После доработки 02.06.2022 г.

Принята к публикации 08.06.2022 г.

Изучены дайки габбро-долеритов в пограничной области двух разновозрастных структур Фенноскандинавского щита: архейского Фенно-Карельского кратона и палеопротерозойской Раахе-Ладожской зоны. Исследован состав пород и впервые на российской территории для них определен U-Pb возраст по бадделеиту и циркону. Установлен палеопротерозойский возраст как для габбро-долеритов Раахе-Ладожской зоны, так и для габброидов Фенно-Карельского кратона (ранее считавшихся архейскими). Формирование дайковых роев в пределах Фенно-Карельского кратона осуществлялось в два этапа. Внедрение даек вблизи Раахе-Ладожской зоны и в центре исследованной территории происходило в период 2091 ± 9 – 2086 ± 6 млн лет, на севере – в 1938 ± 6 – 1933 ± 26 млн лет. Синхронно с более ранними дайками Фенно-Карельского кратона (2091 ± 9 – 2086 ± 6 млн лет) формировались силлы Раахе-Ладожской зоны (2081 ± 7 млн лет). Первичные магмы обязаны своим происхождением вкладам различных источников. Большинство габброидов Фенно-Карельского кратона имеют высокие отношения $(La/Lu)_N$, отрицательные ниобиевые аномалии, варьирующие, преимущественно отрицательные значения ϵNd и образовались при участии метасоматизированной литосферной мантии. Часть даек Раахе-Ладожской зоны имеют такой же источник расплавов, но преобладают магмы, образовавшиеся при участии деплетированной мантии и более примитивного мантийного источника. В качестве наиболее вероятной тектонической обстановки предполагается рифтогенез.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карелия, палеопротерозой, габбро-долериты, U-Pb геохронология

DOI: 10.31857/S0016752522110085

ВВЕДЕНИЕ

Юго-восток Фенноскандинавского щита является легко доступным и хорошо изученным регионом. Однако степень изученности встречающихся здесь комплексов неодинакова. К слабо изученным относятся широко развитые дайковые поля габброидов, служащие источником ценной информации при реконструкции условий формирования различных сегментов раннедокембрийской литосферы Фенноскандинавского щита. Особый интерес для понимания этапов консолидации континентальной коры представляют современные изотопные данные, дефицит которых очевиден для российской территории по срав-

нению с сопредельными территориями Восточной Финляндии.

Основная часть даек сосредоточена в эпиархейском Фенно-Карельском кратоне, значительно меньше – в области сочленения кратона с палеопротерозойским Свекофеннским орогеном (известной как Раахе-Ладожская зона) (рис. 1). Дайки сосредоточены в широкой полосе (около 50 км), протягивающейся с юго-запада (от побережья оз. Малое Янисъярви) на северо-восток, приблизительно на 100 км, далее к западу распространяясь на территорию Финляндии.

В пределах Фенно-Карельской области подобные рои даек детально изучены севернее – на российской территории (в районе озер Верхнее Куй-

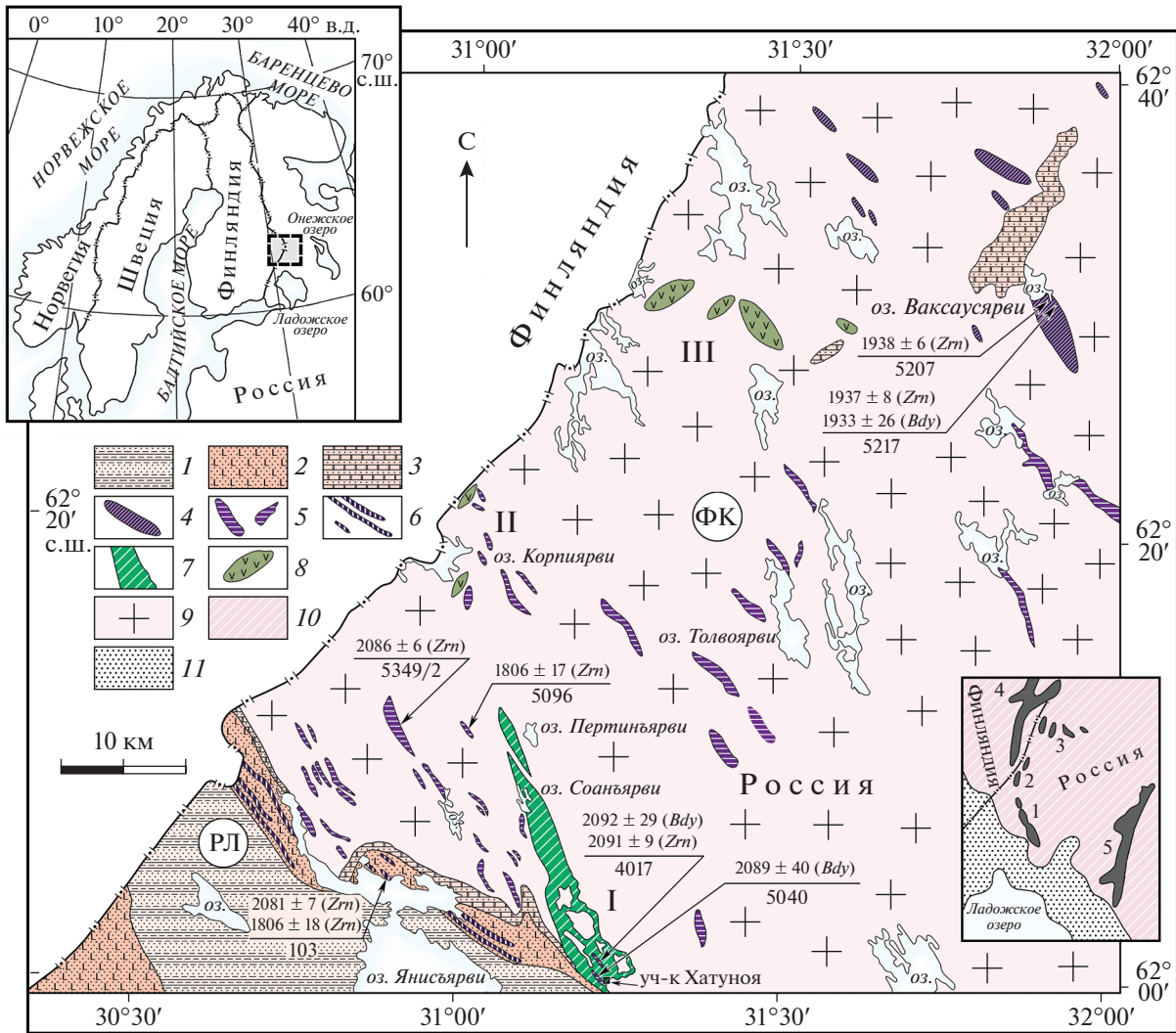


Рис. 1. Схема геологического строения площади исследований. Палеопротерозой. 1 – калевийские метатерригенные осадки (ритмично-слоистые сланцы и песчаники), 2 – вулканогенно-осадочные образования людиковия (базальты, туффиты, доломиты, сланцы), 3 – ятулийский надгоризонт (доломиты и кварцитопесчаники); 4–6 – дайки габбро-долеритов: 4 и 5 – Фенно-Карельского кратона с возрастом 1.93 и 2.09 млрд лет соответственно, 6 – Раахе-Ладожской зоны с возрастом 2.08 млрд лет. Архей. 7–8 – зеленокаменные структуры: 7 – мезоархейская Ялонвара-Пертиньярвинская (I), 8 – неоархейские Корпиярвинская (II) и Пастаярвинская (III); 9 – гранитоиды фундамента. На вкладке (внизу справа) показано расположение изученных зеленокаменных структур на региональной схеме. 10 – архейские гранито-гнейсы кратона, 11 – протерозойские супракратальные породы. Арабскими цифрами обозначены зеленокаменные структуры (темно-серые): 1 – Ялонвара-Пертиньярвинская, 2 – Корпиярвинская, 3 – Пастаярвинская, 4 – Хатту-Иломантси (Финляндия), 5 – Хаутаваарская. Структурные домены (буквы в кружках): ФК – Фенно-Карельский кратон, РЛ – Раахе-Ладожская зона сочленения Фенно-Карельского кратона со Свекофенским орогеном. Числитель дробей: возраст циркона (Zrn) и баделейта (Bdy) в млн лет, знаменатель – номер пробы.

то, Большозеро) и западнее – в смежной области Финляндии, называемой там Северной Карелией. На российской территории они разделены по составу, структурному положению и возрасту на несколько групп: габбро-норитов северо-восточного простирания (2.45 млрд лет), долеритов северо-западного простирания (2.31 млрд лет), толеитов MORB-типа северо-западного-субмеридионального простирания (2.13 млрд лет), долеритов субширотного простирания (2404 ± 5 млн лет)

(Степанова и др., 2017; Stepanova et al., 2015) и габбро-долеритов ятулийского возраста северо-западного простирания (2225 ± 20 млн лет) (Степанова и др., 2018). В непосредственной близости от площади исследований на смежной финской территории дайки представлены долеритами толеитовой серии (с повышенными концентрациями железа) и имеют доминирующую северо-западную ориентировку (Vuollo, Nuhma, 2005). Они развиты как в архейском фундаменте, так и в бо-

лее молодых палеопротерозойских структурах. Для этих даек известны четыре U-Pb определения возраста по циркону (Vuollo, Nuhma, 2005). Три более древних имеют значения близкие к 2.1 млрд лет (2115 ± 6 , 2113 ± 4 и 2105 ± 15 млн лет), молодое соответствует 1972 ± 5 млн лет. Авторы работ пришли к выводу о геохимическом сходстве разновозрастных даек и высказали предположение о родстве базитов по составу с островодужными толеитами. Всестороннего изучения этих дайковых роев на российской территории до настоящего времени не проводилось. А.В. Степановой с соавторами (Stepanova et al., 2014) изучался петрогеохимический состав небольшой группы мафических тел в пределах участка Хатуноя (рис. 1) и было сделано заключение об их сходстве по составу с толеитовыми базальтами MORB-типа.

В настоящей работе впервые приведены данные по составу и возрасту (U-Pb по циркону и бадделейту) базитовых даек на границе Фенно-Карельского кратона и Свекофеннского орогена для российской территории. Дан анализ петрогеохимических и Sm-Nd изотопных данных, высказаны предположения о природе базитовых магм и тектонической обстановке их формирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПЛОЩАДИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Значительная часть площади исследования приходится на Фенно-Карельский кратон (рис. 1). Он сложен преимущественно неоархейскими плутоническими породами (мигматизированными гранито-гнейсами, гранит-мигматитами и гнейсогранодиоритами) (Ранний..., 2005; Государственная..., 2015). Среди гранитоидов присутствуют фрагменты супракрустальных образований архейского зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси, уцелевшие от процессов региональной мигматизации. Основная часть пояса располагается на территории Финляндии. Южным его продолжением на российскую территорию считаются мезоархейская – Ялонвара-Пертинъярвинская, неоархейские – Корпийярвинская и Пастарярвинская зеленокаменные структуры (рис. 1) с возрастом 2.95 и 2.73 млрд лет соответственно (Мыскова, Львов, 2022). Вулканы метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Архейские образования Фенно-Карельского кратона локально перекрываются мелкими мульдами, выполненными вулканогенно-осадочными породами палеопротерозоя (ятулийскими песчаниками и базальтами). Самая крупная палеопротерозойская структура размещается на северо-западе в районе оз. Ваксаусъярви (рис. 1).

Юго-западная часть площади представляет собой небольшой фрагмент зоны сочленения архейского Фенно-Карельского кратона с палеопротерозойским Свекофеннским орогеном, которую при-

нято называть Раахе-Ладожской. Геологическое своеобразие Раахе-Ладожской зоны определяется присутствием архейского фундамента в виде гранито-гнейсовых куполов, окаймленных протерозойскими вулканогенно-осадочными и флишеидными образованиями карелия. В соответствии с региональной стратиграфической схемой Карело-Кольского региона здесь выделяется несколько надгоризонтов карелия: ятулийский (2300–2100 млн лет), людиковийский (2100–1950 млн лет) и калевийский (1950–1920 млн лет) (Семихатов, 1993; Решение..., 2001) (рис. 1).

Дайки габбро-долеритов развиты в пределах архейского Фенно-Карельского кратона и среди палеопротерозойских образований Раахе-Ладожской зоны. Большая часть даек Фенно-Карельского кратона, секущих архейские гранитоиды и зеленокаменные образования, поисково-съёмочными работами середины и конца прошлого столетия была отнесена к архею. В действительности габбро-амфиболиты архейского возраста присутствуют только в виде единичных тел на юго-востоке. Они отличаются от протерозойских габбро-долеритов минеральным и химическим составом и секутся архейскими диоритами и плагиогранитами (рис. 2а). Силлы (реже дайки) Раахе-Ладожской зоны отнесены к палеопротерозою и инъецируют вулканогенно-осадочные образования людиковийского надгоризонта (Государственная..., 2015).

Габброиды Фенно-Карельского кратона

Дайки и тела базитов прорывают архейские гранитоиды и супракрустальные образования зеленокаменных поясов (рис. 1). Они имеют преимущественно северо-западное простирание с крутыми падениями на юго-запад. Мощность тел, как правило, небольшая: первые метры и десятки метров, реже более 100 м. В отдельных случаях (например, в районе юго-восточного окончания оз. Ваксаусъярви) мощность одного тела достигает первых километров при протяженности до 10 км. На схеме геологического строения мощность большинства даек показана вне масштаба (рис. 1).

Непосредственные контакты габброидов с вмещающими породами встречаются редко. В одном случае, в зоне эндоконтакта северо-западного простирания, присутствуют ксенолиты гранитов размером первые десятки сантиметров (рис. 2б). В другом – в долеритах на контакте наблюдается зона закалки. Гранит в приконтактной области насыщен апофизами базитового материала и превращен в породу гибридного состава, содержащую не переработанные фрагменты гранита. В нескольких случаях встречены дайки габбро-долеритов с ксенолитами розовых микроклиновых гранитов размером первые десятки сантиметров (рис. 2в).

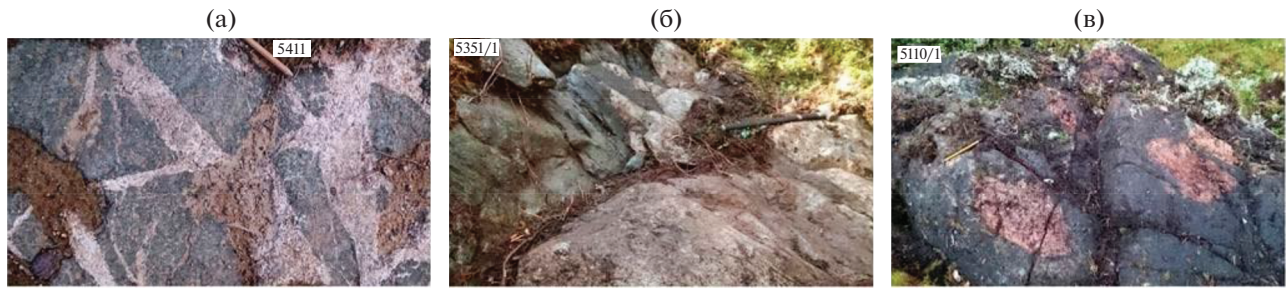


Рис. 2. Фотографии фрагментов обнажений. Соотношение архейских габбро-амфиболитов и палеопротерозойских даек габброидов Фенно-Карельского кратона с гранитоидами фундамента. (а) – архейские габбро-амфиболиты, секущиеся жилами неархейских гранитоидов, (б) – секущий контакт палеопротерозойской дайки габбро-долерита Фенно-Карельского кратона с неархейскими гранитоидами, (в) – ксенолиты неархейских микроклиновых гранитов в палеопротерозойской дайке долерита Фенно-Карельского кратона. Цифрами обозначены номера обнажений.

Габброиды Раахе-Ладожской зоны

Силлы (и реже дайки) долеритов и габбро-долеритов развиты в районе оз. Малое Янисъярви и приурочены к глубинному региональному разлому (рис. 1). Тела базитов инъецируют палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы людиковийского надгоризонта. Мощности тел достигают нескольких сотен метров, протяженность – первые километры. Параллельно крупным силлам и дайкам расположен целый ряд мелких тел, мощностью от первых метров до десятков метров. Все они имеют северо-западное простирание. Непосредственные секущие контакты базитов с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами людиковийского надгоризонта фиксировались в обнажениях и в керне скважин, и подтверждаются присутствием в долеритах мелких ксенолитов палеопротерозойских метабазальтов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание главных, редких и редкоземельных элементов определены в 100 пробах габбро-долеритов. Концентрации главных элементов определялись методом рентгеноспектрального силикатного анализа, а элементов-примесей – методом ICP MS (относительная погрешность – 5–10%) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

В семи пробах определены U-Pb возраст габброидов по циркону и бадделеиту, а также изотопный состав Sm и Nd. Бадделеит выделен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ с помощью методики на водной основе, первоначально разработанной в Швеции (Söderlund, 2002) с предварительным поиском бадделеита в прозрачно полированных шлифах. Там же выполнен изотопный анализ U и Pb в цирконе и бадделеите на ионном микрозонде SHRIMP-II. Обработка первичных данных производилась согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998) с использованием программ обработки SQUID (Ludwig, 2000) и Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). Pb/U отношения в цир-

коне нормализовались на величину 0.0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе TEMORA, соответствующем возрасту 416.7 ± 1.30 млн лет (2 σ) (Black et al., 2003). Для оценки содержания урана, тория и свинца использовался стандарт циркона 91500. Поправка на обыкновенный свинец вносилась в изотопные отношения по измеренному нерадиогенному изотопу ^{204}Pb . Для нормализации измеренных уран-свинцовых отношений в бадделеите использовался стандарт Phalaborwa (2060 млн лет) и применялся так называемый “208-метод” коррекции на обыкновенный свинец (Rodionov et al., 2012). Поэтому в бадделеите он не измерялся, коррекция осуществлялась в предположении конкордантности возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$.

Для выделения Nd и Sm использована методика, аналогичная (Richard et al., 1976). Изотопные составы Nd и Sm измерены на многоколлекторных масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON T1. Измеренные отношения $^{149}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ нормализованы к отношению $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.783079$, а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Точность определения концентраций Sm и Nd – 0.5%, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – 0.5%, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0.005% (2 σ). Уровень холостого опыта за время исследований составлял – 0.05 нг для Sm и 0.1 нг для Nd. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте La Jolla по результатам 25 измерений равно 0.511850 ± 5 (2 σ). При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

В продатированных зернах циркона и бадделеита определены содержания редкоземельных элементов на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике (Rodionov et al., 2012). В качестве опорного

пика измерялся изотоп ^{91}Zr , нормализация осуществлялась относительно стандарта NIST-611. Размер анализируемого участка циркона не превышал в диаметре 15–20 мкм при токе первичного пучка 1–2.5 нА, относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 5%.

Химический состав минералов определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Фотографии получены в режимах композиционного контраста (BEC) и вторичных электронов (SEI). Использованы стандартные образцы состава: Si, Mg, Fe – оливин, Al – керсутит, Ca – диопсид, Na – жадеит, K – ортоклаз, Mn – спессартин, а также чистые соединения и металлы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Габброиды Фенно-Карельского кратона

Базиты в целом имеют свежий облик и представляют собой полнокристаллические породы темно-зеленого, зеленовато-серого цвета, массивной текстуры. Маломощные дайки имеют относительно однородный состав и сложены мелкозернистыми породами. Более крупные тела представлены неравномернозернистыми разностями с постепенными (рис. 3а, 3б) и резкими (рис. 3в) переходами от мелко до среднезернистых. Присутствуют обособления пегматоидного облика мощностью от десятков сантиметров до первых метров, которые в большинстве случаев являются более кислыми по составу (рис. 3г–3е).

Из темноцветных минералов в породах преобладает амфибол (чаще обыкновенная роговая обманка, реже актинолит), представленный зернами изометричной и призматической формы (длиной 1–5 мм), на долю которых приходится 30–40 об. %, редко больше. Амфибол нередко присутствует в пойкилобластовом срастании с плагиоклазом. В единичных случаях в центральных частях зерен роговой обманки встречаются сильно измененные реликты более раннего магматического минерала (предположительно пироксена). Плагиоклаз (до 55–60 об. %) в разной степени сосюритизирован и присутствует в виде лейст. Иногда встречаются редкие мелкие пластинки биотита, неравномерно распределенные в породе. Отмечаются мелкие зерна эпидота в изометричных и удлиненных скоплениях (1–10 об. %). В редких случаях в наиболее измененных разностях присутствуют хлорит и карбонат. Из аксессуарных минералов характерны рудные – магнетит, титаномагнетит, пентландит, титанит, ильменит, пирит, халькопирит, пирротин, рутил, редко – цир-

кон и бадделеит. В габброидах сохраняются реликтовые магматические структуры (в большинстве случаев офитовые). Сильно рассланцованные разности, превращенные в амфиболиты, приобретают нематобластовые и лепидогранобластовые структуры. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Геохронологическими исследованиями в пределах Фенно-Карельского кратона нами были выявлены две возрастные группы габброидов: 2.09 млрд лет (на юге и в центре территории) и 1.93 млрд лет (на севере) (рис. 1). На классификационной диаграмме TAS (Шарпенко и др., 2013) составы обеих групп в большинстве своем соответствуют габбро нормальной щелочности, небольшое число анализов попадает в поля монцогаббро, габбро-диоритов и кварцевых диоритов (рис. 4, табл. 1). На диаграммах Харкера (MgO – петрогенные оксиды, мас. %) точки составов, выделенных возрастных групп, образуют поля неправильной формы с существенными перекрытиями (рис. 5, 6). В ранних дайках преобладают габброиды с более высокими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O . Более молодые обогащены TiO_2 , Fe_2O_3 , V, Zr, Y, Hf (рис. 5, 6). Обе возрастные группы имеют сходные тенденции вариации петрогенных и редких элементов. SiO_2 варьирует в относительно узких пределах от 46 до 53 мас. %, в крупнозернистых и пегматоидных разностях единичные значения SiO_2 достигают 58 и 62 мас. %. Наблюдаются значительные вариации содержания (мас. %) следующих оксидов элементов: TiO_2 (0.5–4), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ (10–24), MgO (2–13), Al_2O_3 (11–17), CaO (5–12), Na_2O (2–5), K_2O (0.1–6) (рис. 5).

Породы принадлежат толеитовой серии и имеют относительно невысокую варьирующую магнезиальность (Mg# 0.25–0.66) (рис. 7, табл. 1). Габброидам свойственна разная степень обогащения легкими РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0.8–11.4$) (табл. 1). По этому параметру в обеих возрастных группах породы условно можно разбить на три типа: не деплетированные и слабо обедненные (рис. 8, Ia; IIa), слабо и заметно обогащенные легкими лантаноидами (рис. 8, Ib, д; IIв, д).

На мультиэлементных спайдердиаграммах, нормированных к примитивной мантии, в базитах, обедненных легкими РЗЭ, Nb минимумы отсутствуют (рис. 8, Ib, IIб), но хорошо проявлены в обогащенных разностях (рис. 8, Ic, e; IIг, е).

Габброиды Раахе-Ладужской зоны

По внешнему виду породы ничем не отличаются от габбро-долеритов Фенно-Карельского кратона. Наряду с равномерно мелкозернистыми структурами в более мощных телах наблюдаются области постепенных и резких переходов в более крупнозернистые разности.

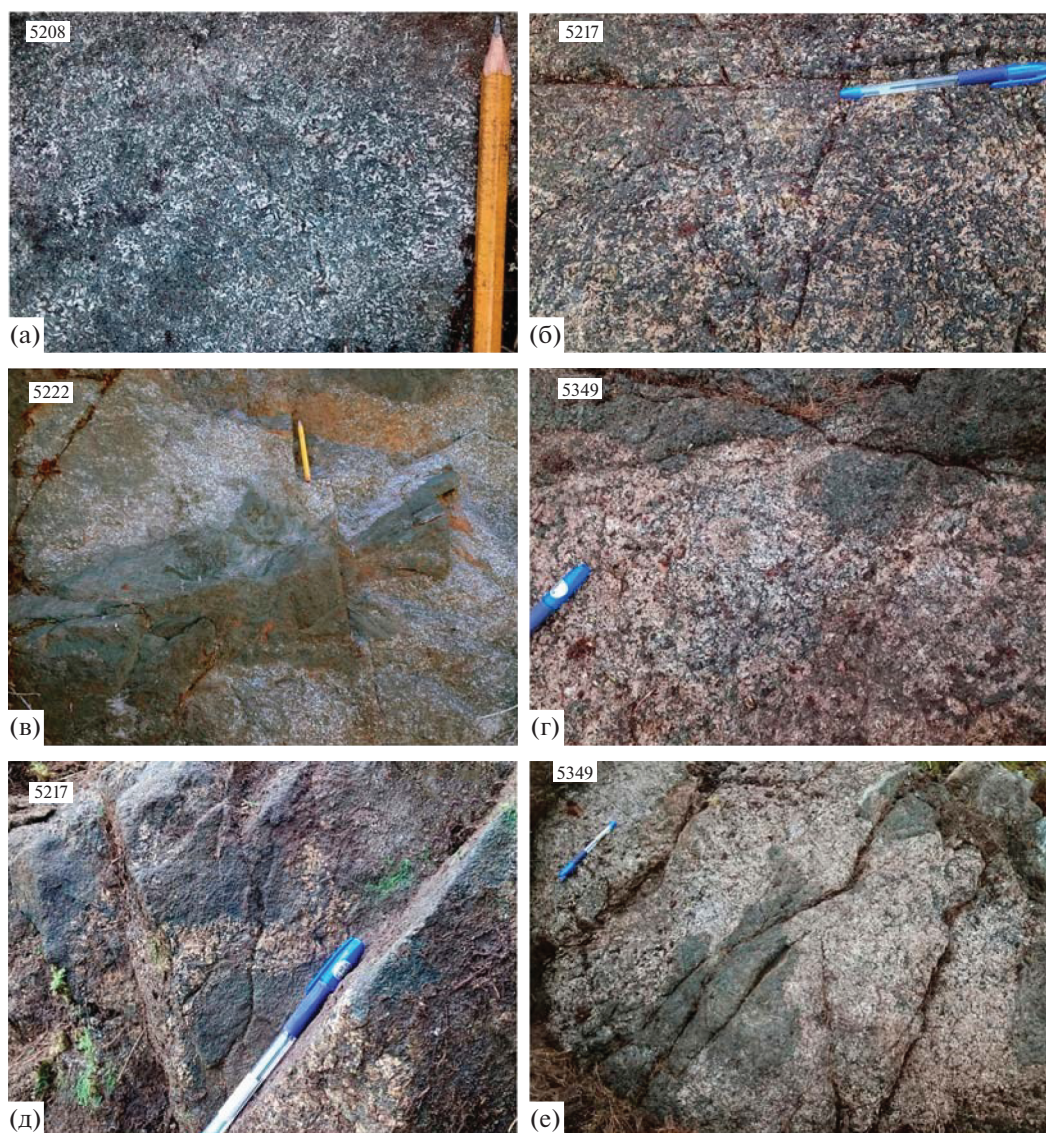


Рис. 3. Внутреннее строение даек габброидов Фенно-Карельского кратона (фотографии фрагментов обнажений и их номера). (а, б) – участки обнажений с постепенными переходами от мелко до крупнозернистых разновидей; (в) – участки с резкими границами; (г, д, е) – обособления пегматоидного облика (более светлые). Цифрами обозначены номера обнажений.

Породообразующими минералами габбро-диоритов являются амфибол (чаще обыкновенная роговая обманка, реже актинолит) (25–80 об. %) призматической и изометричной формы (размером от 1–2 до 5–7 мм) и плагиоклаз (15–70 об. %) в виде мелких лейст длиной 1–3 мм и мельче. Иногда присутствует биотит (от 1–3 до 7–10 об. %). Изредка в породах в небольших количествах встречаются вторичные минералы: группы эпидотацюзита (3–5 об. %), хлорит (до 5 об. %), карбонат (5–7 об. %) и кварц (1–3 об. %). Из аксессуарных минералов характерны рудные – магнетит, титанит, пентландит, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит, галенит, в редких случаях – мелкие (до 10–50 мкм) зерна циркона и бадделеита.

Структура пород в большинстве случаев офитовая. Интенсивно рассланцованные разновидности, превращенные в амфиболиты, утрачивают первично магматические структуры и приобретают нематогранобластовые, гранобластовые и гранонематобластовые структуры. Метаморфизованы породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Изученные базиты в большинстве своем относятся к группе габбро нормальной щелочности, за исключением двух анализов (обр. 66 и 3076), попадающих в поле габбро-диоритов (рис. 4, табл. 2). На диаграммах Харкера точки их составов по главным и редким элементам перекрываются с полями даек Фенно-Карельского кратона, но в

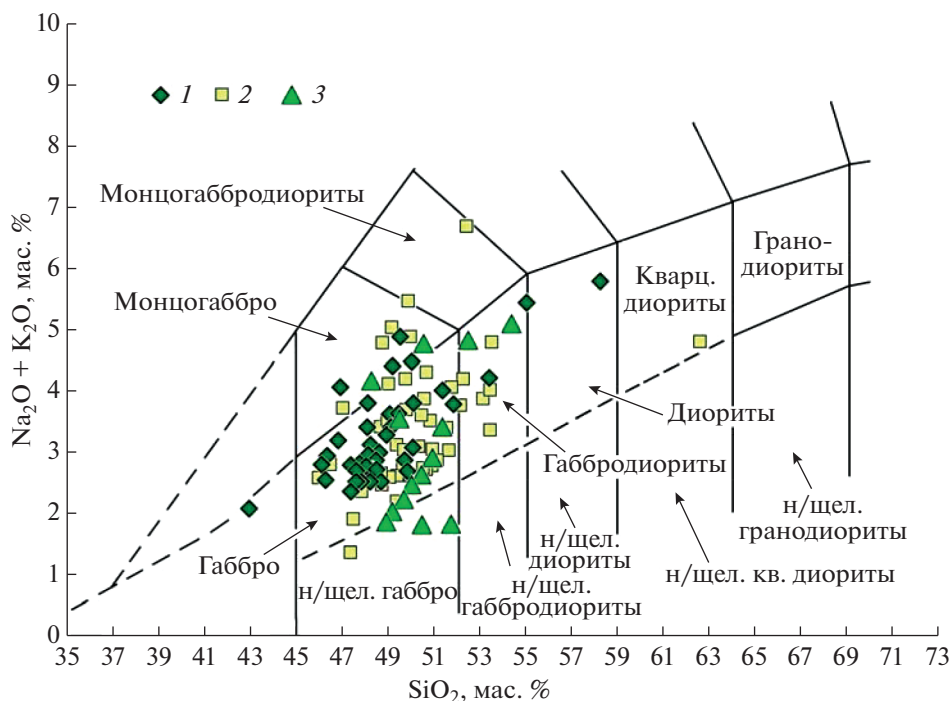


Рис. 4. Положение составов габброидов Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны на диаграмме TAS (Шарпенко и др., 2013). 1–2 – дайки и тела Фенно-Карельского кратона с возрастом 1.93 и 2.09 млрд лет соответственно, 3 – дайки и силлы Раахе-Ладожской зоны с возрастом 2.08 млрд лет.

отличие от последних по некоторым элементам (SiO_2 , TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, Y, Zr, Hf) выстраиваются в тренды (рис. 5, 6). По составу они ближе к дайкам более древней группы, характеризуясь, как и последние, повышенными концентрациями SiO_2 и пониженными TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, V, Y, Zr, Hf (рис. 5, 6). Габброиды принадлежат к толеитовой серии и имеют варьирующую магнезиальность ($\text{Mg}\#$ 0.26–0.70) (рис. 7, табл. 2), слабо дифференцированы по содержаниям SiO_2 (48–54 мас. %), заметно по TiO_2 (0.4–2.3 мас. %), $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ (9.7–18.5 мас. %) и MgO (3.3–11.3 мас. %) (рис. 5). Им в меньшей мере свойственна обогащенность легкими лантаноидами: большинство имеют горизонтальные и слабо деплетированные спектры распределения РЗЭ (рис. 8, IIIа) и лишь в немногих случаях обогащены легкими лантаноидами ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 0.5\text{--}7.5$) (рис. 8, IIIв). В отличие от даек Фенно-Карельского кратона, для рассматриваемых базитов не характерны Nb минимумы (рис. 8, IIIб, г).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Возраст получен для бадделеита и циркона из шести даек и тел габбро-долеритов Фенно-Карельского кратона и одного силла базитов Раахе-Ладожской зоны. Места отбора проб показаны на

рис. 1, а результаты изотопного анализа приведены в табл. 3.

Фенно-Карельский кратон

Проба 4017 (средне-мелкозернистый долерит, $62^\circ 02' 28.37''$ с.ш., $31^\circ 11' 52.34''$ в.д.): бадделеит (*Bdy*) и циркон (*Zrn*) в пробе пространственно ассоциируют с агрегатом, состоящим из мелких зерен амфибола и плагиоклаза, количество биотита (*Bt*), минералов гр. эпидота (*Ep*) и хлорита (*Chl*) варьирует. Сокращения названий минералов даны по (Whitney, Evans, 2010). Бадделеит, как правило, располагается в центре, замещая цирконом (ширина каймы сильно варьирует) (рис. 9а). Размер зерен бадделеита и циркона до 100 мкм (в единичных случаях более крупные). В режиме катодолуминесценции оба минерала имеют слабое свечение и однородное строение. Для бадделеита характерны варьирующие, но в целом низкие и умеренные содержания U (31–284 мкг/г) и Th (1–201 мкг/г), Th/U отношение колеблется от 0.04 до 0.38, для циркона – преимущественно высокие содержания U (242–2124 мкг/г) и Th (457–4375 мкг/г) и варьирующее Th/U отношение (1.37–8.48) (табл. 3). Бадделеит принято считать магматическим минералом, хотя известны единичные случаи его метаморфической природы как результата перекристаллизации циркона в условиях эклогитовой фации (Rubatto, Scambelluri, 2003) и метасома-

Таблица 1. Представительные составы габброидов из даек Фенно-Карельского кратона

Компо- ненты	Дайки с возрастом 2.09 млрд лет								
	5120	25	5040*	5104	4017*	5351	5077	5096*	5363
SiO ₂	45.92	47.06	48.76	48.96	49.21	49.23	49.89	50.36	51.67
TiO ₂	1.50	1.82	1.53	1.27	1.09	1.01	0.67	1.59	1.48
Al ₂ O ₃	15.85	13.86	13.28	14.84	14.94	15.17	15.05	13.70	13.57
Fe ₂ O ₃	17.06	18.01	17.44	14.23	13.71	14.27	13.43	16.01	14.98
MnO	0.25	0.22	0.27	0.22	0.25	0.25	0.20	0.24	0.25
MgO	5.81	5.80	6.03	6.86	7.95	6.28	7.15	5.44	5.13
CaO	11.00	9.54	7.90	11.20	8.79	10.35	10.60	9.60	9.50
Na ₂ O	2.30	2.21	3.28	2.05	2.91	2.68	2.31	2.38	2.48
K ₂ O	0.30	1.47	1.50	0.36	1.17	0.76	0.69	0.68	0.94
Mg#	0.40	0.39	0.41	0.49	0.53	0.47	0.51	0.40	0.40
Ba	39	335	330	40	140	147	91	160	150
Rb	4	72	69	5	43	31	17	21	53
Sr	107	166	84	113	186	232	154	164	192
Zr	64	52	50	47	46	51	41	113	95
Hf	1.93	1.47	1.45	1.36	1.35	1.5	1.25	3.65	2.94
Y	21	15	18	15	15	19	14	27	29
Nb	5	3	3	3	3	3	2	8	8
Ta	0.31	0.20	0.18	0.19	0.20	0.22	0.11	0.52	0.45
Cr	60	29	53	79	50	65	28	61	19
Ni	57	45	65	69	57	67	60	75	32
Co	54	54	57	52	53	50	42	47	43
V	243	511	402	295	256	279	215	224	333
La	5.58	3.43	3.74	3.16	3.73	4.46	4.11	9.96	11.2
Ce	12.60	7.57	9.37	7.80	8.14	11.2	9.01	22.70	26.2
Pr	2	1.3	1.4	1.3	1.3	1.6	1.3	3.3	3.4
Nd	9.83	6.27	6.90	5.81	6.48	7.91	5.92	14.50	14.9
Sm	2.8	2	2.2	1.9	1.9	2.5	1.6	4	3.8
Eu	0.98	0.84	0.76	0.73	0.80	0.81	0.64	1.24	1.18
Gd	3.2	2.3	2.5	2.1	2.2	2.7	1.9	4.7	4.3
Tb	0.61	0.39	0.44	0.39	0.40	0.47	0.36	0.79	0.74
Dy	3.7	2.5	3	2.6	2.6	3.3	2.3	5	4.9
Ho	0.76	0.52	0.65	0.57	0.59	0.75	0.53	1.05	1.21
Er	2.33	1.54	1.84	1.68	1.67	1.95	1.51	2.98	2.97
Tm	0.33	0.23	0.28	0.23	0.25	0.3	0.22	0.41	0.42
Yb	2	1.5	1.8	1.5	1.7	2.1	1.5	2.7	3.2
Lu	0.34	0.23	0.26	0.24	0.24	0.28	0.24	0.38	0.43
Th	0.5	0.3	0.6	0.4	0.3	0.6	0.6	1.5	1.5
U	0.10	0.05	0.12	0.34	0.05	0.15	0.21	0.36	0.49
ΣP3Э	47.07	30.56	35	29.93	32	40	31.16	74	78.78
(La/Lu) _N	1.8	1.6	2	1.4	2	1.7	1.8	3	2.8
Eu/Eu*	1.00	1.22	1.00	1.13	1.18	0.94	1.10	0.88	0.89
Nb/Nb*	0.97	1.09	0.70	1.00	0.90	0.72	0.39	0.70	0.61

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	Дайки с возрастом 2.09 млрд лет				Дайки и крупные тела с возрастом 1.93 млрд лет				
	5361	5362	одно тело		5222/2	5212	одно тело		2045/1
			5349/1 м/з	5349/2* перм			5217/2 м/з	5217/1* к/з	
SiO ₂	52.49	53.24	52.08	62.67	43.09	46.21	46.38	51.90	47.42
TiO ₂	2.08	1.27	1.46	1.24	4.12	3.58	2.99	2.42	2.27
Al ₂ O ₃	16.69	14.29	14.03	13.72	10.55	10.97	12.40	12.75	13.26
Fe ₂ O ₃	11.93	11.77	13.83	10.09	24.51	20.94	17.78	17.60	17.28
MnO	0.18	0.21	0.20	0.12	0.31	0.31	0.30	0.26	0.24
MgO	4.14	6.04	7.10	4.93	5.89	6.28	5.87	2.90	6.54
CaO	5.79	9.27	7.54	2.48	9.41	8.81	9.70	8.33	10.55
Na ₂ O	4.87	2.74	3.55	4.66	1.51	2.42	1.98	3.32	1.98
K ₂ O	1.82	1.18	0.20	0.10	0.62	0.46	0.63	0.52	0.45
Mg#	0.41	0.50	0.50	0.49	0.32	0.37	0.37	0.25	0.40
Ba	589	236	36	17	217	160	172	76	53
Rb	76	78	6	1	19	22	33	29	9
Sr	578	259	128	34	40	118	190	187	51
Zr	125	107	88	426	125	126	111	272	31
Hf	3.63	3.16	2.61	12.6	3.68	3.66	2.99	7.56	0.75
Y	21	19	33	47	38	40	35	77	15
Nb	12	5	6	17	10	8	8	16	1
Ta	0.58	0.32	0.38	1.35	0.67	0.59	0.56	1.22	0.1
Cr	27	196	75	3	38	2	3	1	35
Ni	32	127	61	12	129	33	82	5	117
Co	31	46	36	26	63	51	56	36	56
V	110	231	293	95	1130	768	870	84	200
La	22.3	16	6.23	12.5	7.75	9.07	10.4	22.1	5.97
Ce	51.9	33	16.2	31.1	18.4	22	24.9	55.9	12.4
Pr	7.6	4.1	2.6	4.7	2.7	3.3	3.6	8.4	1.7
Nd	31.8	16.4	12.3	22.9	12.8	16.2	16.3	40.5	7.33
Sm	7	3.7	3.7	6.2	4.2	4.8	4.7	11.7	1.9
Eu	2.12	1.33	1.72	2.13	1.35	1.73	1.87	3.47	0.6
Gd	6.2	4	4.4	7.7	5.2	6.1	5.6	13.4	2.2
Tb	0.85	0.63	0.84	1.24	0.93	1.03	0.9	2.15	0.41
Dy	4.2	3.6	5.5	8	6.8	7.3	6.2	14.1	2.5
Ho	0.86	0.79	1.26	1.88	1.43	1.6	1.34	3.01	0.49
Er	1.89	2.03	3.44	5	4	4.28	3.75	8.01	1.63
Tm	0.24	0.27	0.53	0.78	0.61	0.62	0.54	1.14	0.24
Yb	1.7	1.7	3.5	5.4	3.6	3.8	3.1	7	1.3
Lu	0.21	0.24	0.51	0.81	0.57	0.64	0.54	1.02	0.24
Th	1.7	4.4	0.8	12.5	1.3	1.5	1.4	3.4	0.8
U	0.44	0.44	0.19	1.76	0.28	0.31	0.34	0.67	0.16
ΣРЗЭ	139	88	63	110	70	82.55	84	192	39
(La/Lu) _N	11.4	7.1	1	2	1.5	1.5	2	2	2.7
Eu/Eu*	0.98	1.07	1.30	0.94	0.88	0.97	1.13	0.85	0.90
Nb/Nb*	0.67	0.21	0.86	0.87	0.99	0.76	0.67	0.63	0.15

Таблица 1. Окончание

Компо- ненты	Дайки и крупные тела с возрастом 1.93 млрд лет								
	5222/1	5236	одно тело		5166	5237	5243	5277	5219
			5206 м/з	5207* к/з					
SiO ₂	47.99	48.46	48.13	58.24	49.14	50.21	51.37	53.42	55.03
TiO ₂	3.12	2.97	2.76	1.55	2.41	2.69	1.68	0.64	1.21
Al ₂ O ₃	12.35	12.39	14.46	12.65	13.55	12.14	14.56	13.00	13.10
Fe ₂ O ₃	19.88	19.10	17.09	14.96	16.88	19.49	14.76	10.16	11.89
MnO	0.28	0.27	0.26	0.28	0.26	0.27	0.22	0.19	0.19
MgO	4.84	4.68	4.14	1.40	4.79	5.03	4.76	9.97	5.46
CaO	8.73	8.93	9.36	5.12	9.57	6.35	8.59	8.40	7.68
Na ₂ O	2.23	2.45	2.74	5.31	2.80	2.55	2.48	1.25	4.63
K ₂ O	0.58	0.74	1.05	0.48	0.60	1.27	1.58	2.98	0.80
Mg#	0.33	0.33	0.32	0.16	0.36	0.34	0.39	0.66	0.48
Ba	133	192	290	123	176	428	589	656	412
Rb	19	33	64	9	26	67	172	96	37
Sr	138	183	208	103	202	102	259	404	367
Zr	169	166	151	365	161	191	123	59	125
Hf	4.89	4.79	4.46	10.1	4.61	5.25	3.7	1.55	3.26
Y	49	48	45	94	46	54	31	13	19
Nb	13	11	10	25	11	12	9	2	9
Ta	0.89	0.75	0.83	1.85	0.75	0.88	0.64	0.14	0.61
Cr	31	1	4	0.5	63	1	93	1030	191
Ni	61	30	42	1	67	14	65	189	95
Co	50	49	43	14	43	45	43	46	45
V	652	511	485	5	482	284	334	191	197
La	13.6	16	15	35.2	14.2	16.5	17.3	11.1	17.2
Ce	32.9	37.1	34.6	79.7	33.8	39	37	21.5	41.5
Pr	4.8	5.4	5	11.4	5	5.7	5	2.6	5.6
Nd	22.2	24.6	22.6	53.6	23.4	26.7	21.4	11.3	24.6
Sm	6.15	6.45	6.3	13.8	6.41	7.18	4.86	2.19	5.44
Eu	2.09	2.4	2.23	3.37	2.11	2.23	1.59	0.69	1.53
Gd	7.5	7.8	7.3	16	7.2	8.6	5.3	2.3	4.8
Tb	1.15	1.31	1.23	2.61	1.31	1.43	0.86	0.43	0.62
Dy	8.9	8.7	8.2	17	8.3	9.4	5.5	2.2	3.9
Ho	1.9	1.83	1.74	3.63	1.82	2.04	1.19	0.49	0.73
Er	5.13	5.11	5.04	10.6	5.01	5.49	3.45	1.27	1.89
Tm	0.73	0.8	0.65	1.46	0.67	0.87	0.54	0.22	0.26
Yb	4.5	4.5	4.3	9	4.4	5.2	3	1.2	1.6
Lu	0.72	0.68	0.65	1.34	0.68	0.8	0.45	0.2	0.25
Th	2.1	2.2	2	5.4	2.1	2.5	3.4	1.4	2.2
U	0.38	0.43	0.48	0.89	0.44	0.5	0.81	0.17	0.52
ΣP3Э	112	123	115	259	114	131	108	58	110
(La/Lu) _N	2.0	2.5	2	3	2.2	2.2	4.1	5.9	7.4
Eu/Eu*	0.94	1.03	1.01	0.69	0.95	0.87	0.96	0.93	0.91
Nb/Nb*	0.81	0.60	0.63	0.61	0.65	0.62	0.39	0.20	0.48

Примечания. Концентрации петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток. Петрогенные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃. Mg# – магнезиальность. (*) – Пробы, в которых определен возраст циркона и бадделейта. м/з – мелкозернистый, к/з – крупнозернистый, пегм – пегматоидный.

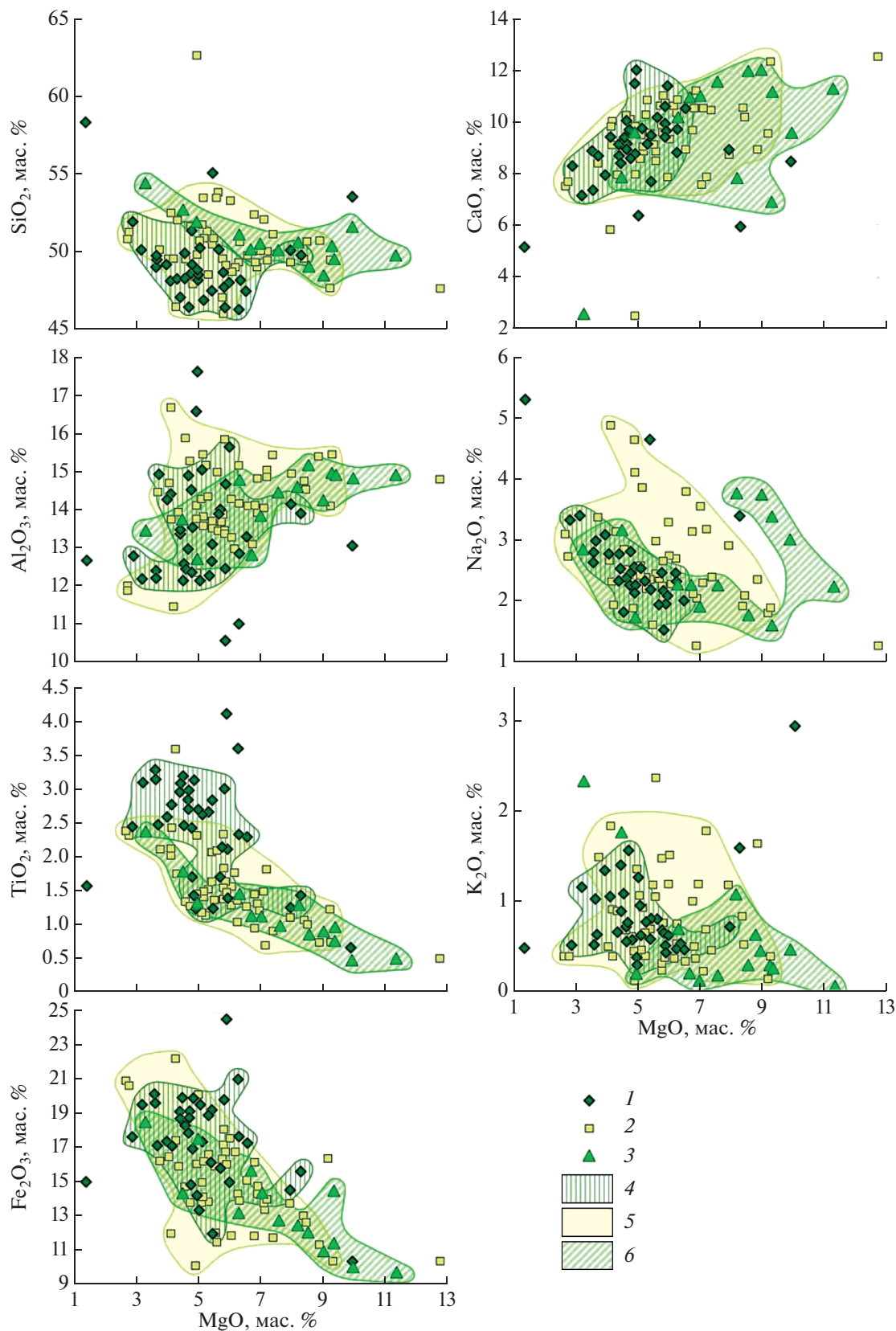


Рис. 5. Вариационные диаграммы (MgO – петрогенные оксиды, мас. %) для габброидов Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны. 1–3 – такие же, как на рис. 4. Полями околнурены составы даек: 4, 5 – Фенно-Карельского кратона с возрастом 1.93 и 2.09 млрд лет соответственно, 6 – Раахе-Ладожской зоны с возрастом 2.08 млрд лет.

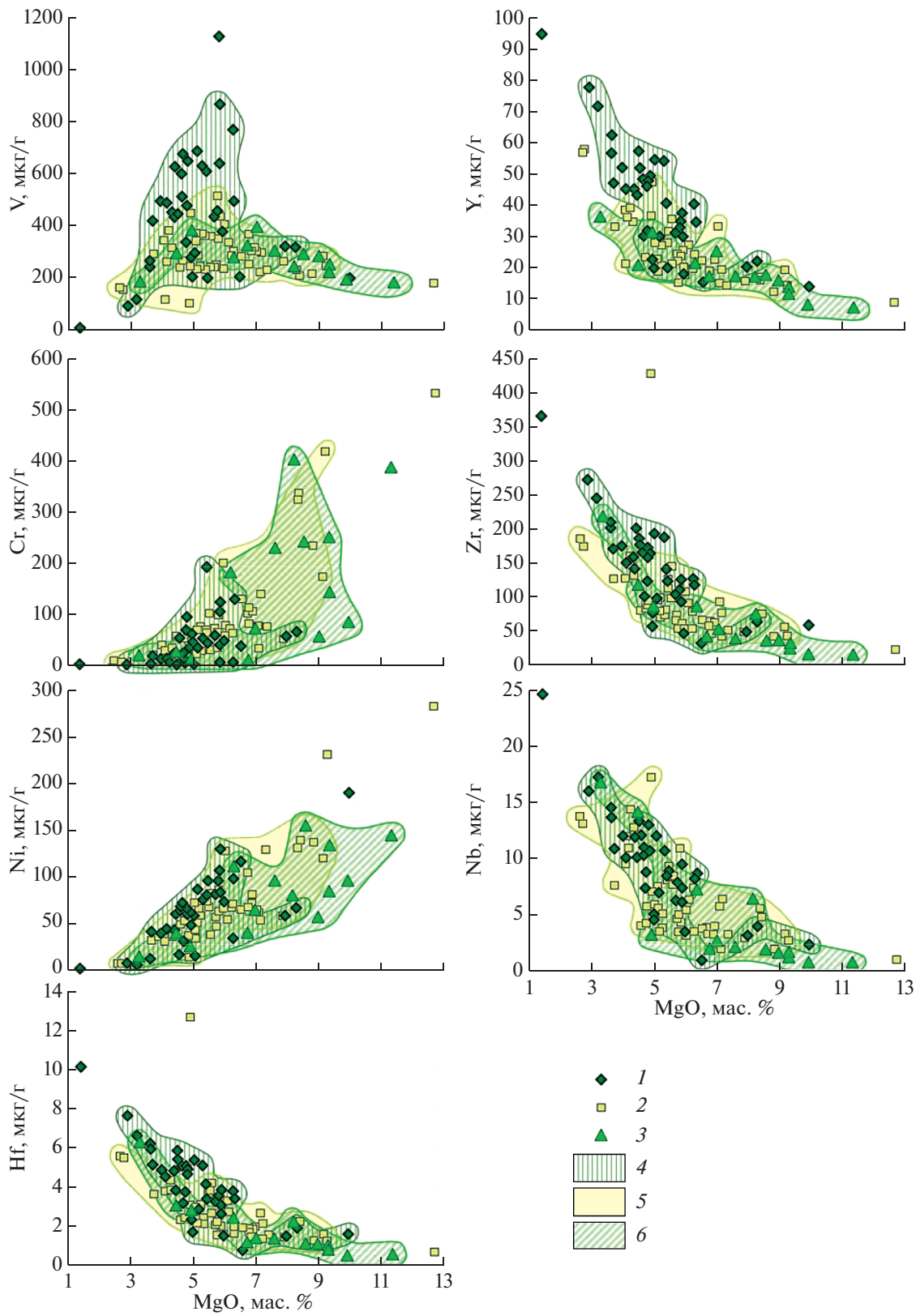


Рис. 6. Вариационные диаграммы (MgO, мас. % – редкие элементы, мкг/г) для габброидов Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны. 1–6 – см. рис. 5.

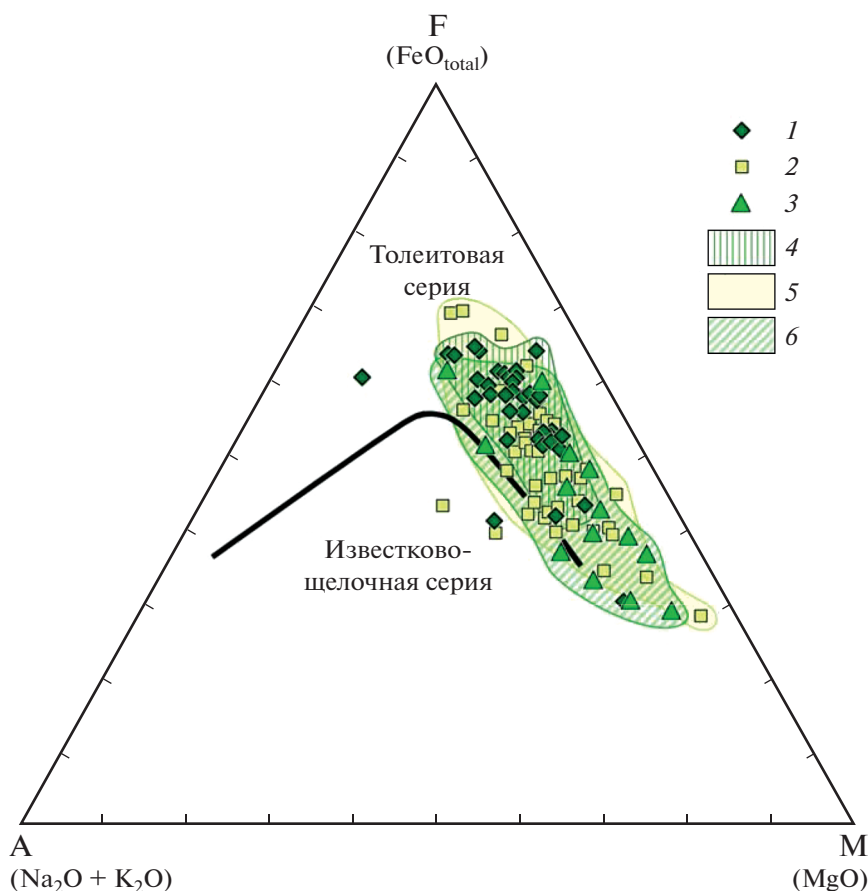


Рис. 7. Классификационная диаграмма AFM (Irvine, Baragar, 1971) для габброидов Фенно-Карельского кратона и Рахе-Ладужской зоны. 1–6 – см. рис. 5.

тического происхождения (Скублов и др., 2018). В нашем случае бадделеит имеет крутые спектры распределения РЗЭ с высокими $(Sm/La)_N$ и $(Lu/Gd)_N$ отношениями (154 и 37 соответственно), положительной $Ce/Ce^* = 9$ и отрицательной $Eu/Eu^* = 0.2$ аномалиями (рис. 9б). Циркон в спектрах распределения РЗЭ демонстрирует высокие $(Sm/La)_N$ и $(Lu/Gd)_N$ отношения (114 и 20 соответственно), положительную Ce (18) и отрицательную Eu (0.4) аномалии (рис. 9в), характерные для минерала магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003).

По бадделеиту и циркону получены близкие с учетом погрешности измерения значения возраста. Для 12 зерен бадделеита рассчитан конкордантный возраст 2076 ± 24 млн лет (СКВО = 0.89) (рис. 9г) и средневзвешенное значение $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов (СКВО = 0.93) 2092 ± 29 млн лет. Для циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией получен возраст 2091 ± 9 млн лет (рис. 9д). Возрасты бадделеита и циркона перекрываются в пределах аналитических погрешностей, но судя по последовательности кристаллизации и высоким содержаниям U и Th , циркон формировался позже бадделеита, когда магматический расплав был обогащен SiO_2 , U и Th .

Проба 5040 (средне-мелкозернистый монцогаббро-долерит, $62^{\circ}01'22.31''$ с.ш., $31^{\circ}13'03.33''$ в.д.). Зерна бадделеита и циркона присутствуют в виде мелких включений (размером 10–100 мкм) внутри породообразующих минералов (Pl , Hbl , Bt) и в интерстициях между ними. Циркон слагает каймы вокруг бадделеита шириной до 20 мкм, а также прожилки, “залечивающие” трещинки в бадделеите (рис. 10а). В режиме катодolumинесценции оба минерала имеют однородное строение и слабое свечение. Для бадделеита характерны в целом низкие содержания U (20–93 мкг/г), Th (1–65 мкг/г) и Th/U отношения (0.02–0.16) (табл. 3). Распределения РЗЭ с высоким $(Lu/Gd)_N$ отношением, равным 83 и положительной $Ce/Ce^* = 4$ позволяют предположить магматическую природу зерен бадделеита (рис. 10б). В качестве наилучшей оценки возраста бадделеита выступает средневзвешенное значение $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастов (2089 ± 40 млн лет), имеющее наименьшее СКВО (0.29) (рис. 10в). Для некоторых аналитических точек, полученных по бадделеиту, характерны значительные погрешности измерения, возможно, связанные с мелким размером зерен, что не позволяет рассматривать полученные значения

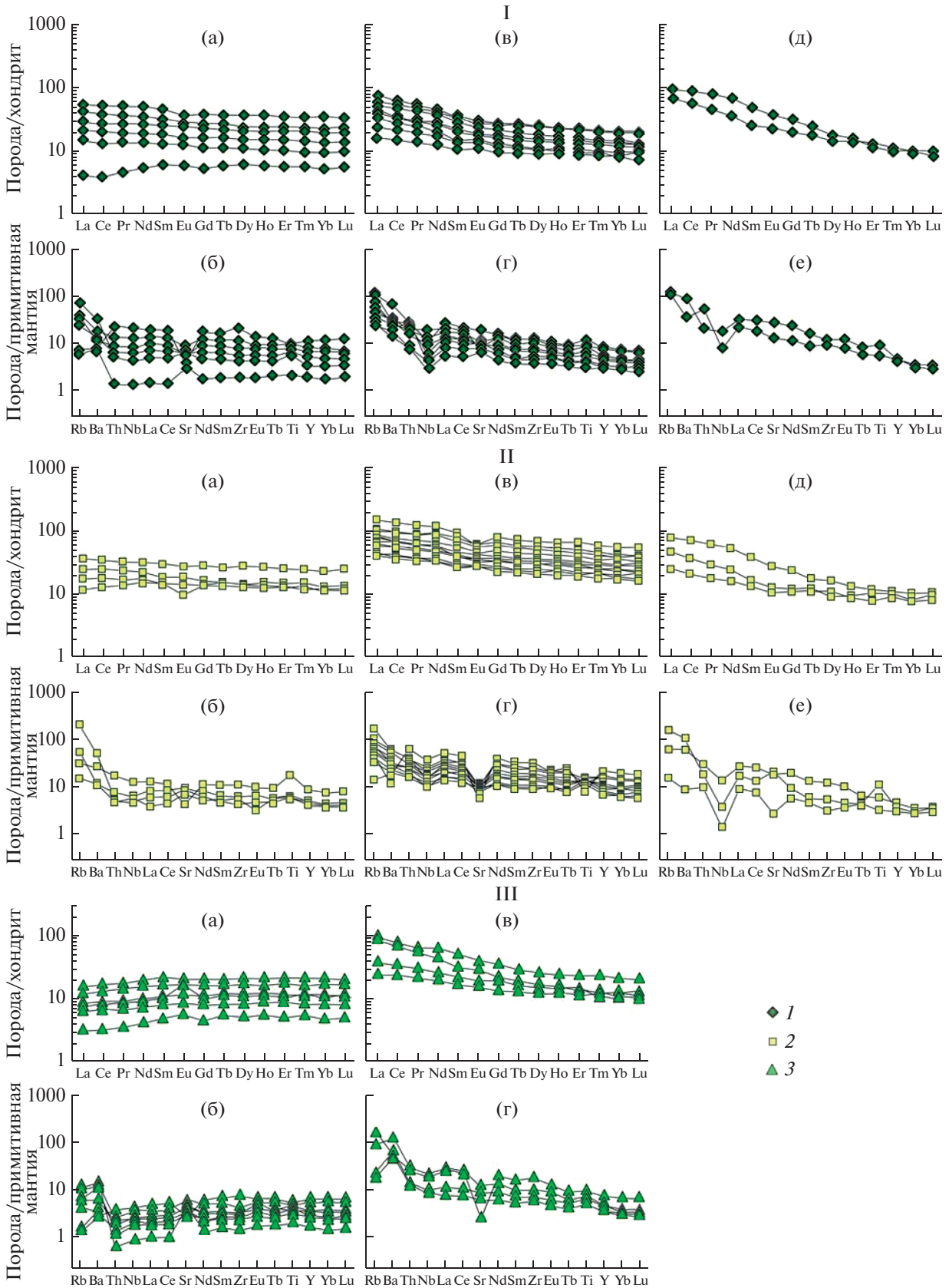


Рис. 8. Нормированное к хондриту и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) распределение редких и редкоземельных элементов для габбро-долеритов Фенно-Карельского кратона с возрастом 1.93 (I) и 2.09 (II) млрд лет и Раахеладожской зоны с возрастом 2.08 млрд лет (III). 1–3 – см. рис. 4.

Таблица 2. Представительные составы габброидов из даек Раахе-Ладужской зоны и комплекса офиолитов Йормуа

Компо- ненты	2010	2079/2	69	8170	103*	3096	66	3076	Габбро Йормуа N = 4
SiO ₂	48.47	49.08	49.76	50.03	51.08	51.93	52.67	54.45	51.23
TiO ₂	0.84	0.82	0.45	0.93	1.36	1.26	1.75	2.33	0.63
Al ₂ O ₃	14.27	15.20	14.92	14.45	14.83	12.68	13.75	13.44	16.22
Fe ₂ O ₃	10.93	12.04	9.73	12.73	13.10	17.45	14.36	18.52	7.60
MnO	0.23	0.19	0.17	0.21	0.21	0.25	0.19	0.20	0.15
MgO	9.01	8.56	11.34	7.59	6.33	4.95	4.47	3.30	9.02
CaO	12.04	12.04	11.34	11.62	10.12	9.59	7.85	2.58	11.75
Na ₂ O	3.76	1.78	2.22	2.25	2.25	1.70	3.17	2.84	2.94
K ₂ O	0.45	0.29	0.06	0.18	0.72	0.19	1.77	2.34	0.12
Mg#	0.62	0.58	0.70	0.54	0.49	0.36	0.38	0.26	0.70
Ba	129	74	60	43	445	20	414	976	—
Rb	8	8	3	3	11	1	112	65	—
Sr	92	210	95	104	193	56	268	53	143
Zr	35	35	15	36	83	87	118	219	20
Hf	1.04	1.01	0.45	1.21	2.31	2.73	3.01	6.29	—
Y	16	18	7	17	21	31	21	36	12
Nb	2	2	1	2	7	3	14	17	—
Ta	0.05	0.13	0.05	0.14	0.52	0.21	0.84	1.05	—
Cr	56	240	387	230	182	10	23	13	200
Ni	57	155	145	96	112	26	39	15	112
Co	42	49	40	47	45	51	43	38	—
V	282	288	184	298	284	383	291	180	208
La	1.59	1.78	0.69	2	8.67	3.42	19.70	21.20	1.97
Ce	4.81	5.24	1.58	5.43	19.2	9.84	42.40	45.80	4.47
Pr	0.8	0.9	0.3	0.9	2.9	1.6	5.2	6	—
Nd	4.03	4.73	1.68	4.62	11.80	8.73	19.80	28.50	4.07
Sm	1.5	1.6	0.7	1.6	3.3	3.2	4.6	7.5	1.7
Eu	0.88	0.96	0.31	0.67	1.06	1.14	1.60	2.22	0.74
Gd	1.8	2.2	0.8	2.3	4	3.9	4.4	7.1	—
Tb	0.41	0.42	0.19	0.42	0.59	0.72	0.69	1.04	0.38
Dy	2.6	2.8	1.2	2.9	1.7	5.1	4	6.6	—
Ho	0.62	0.64	0.27	0.65	0.81	1.11	0.86	1.35	—
Er	1.67	1.69	0.71	1.88	2.42	3.35	2.20	3.72	—
Tm	0.27	0.29	0.13	0.28	0.27	0.52	0.31	0.58	—
Yb	1.8	1.7	0.7	1.9	1.9	3.4	2	3.6	1.4
Lu	0.27	0.27	0.11	0.27	0.33	0.49	0.28	0.51	—
Th	0.1	0.3	0.1	0.2	1.2	0.3	2.4	2.7	0.2
U	0.05	0.12	0.05	0.10	0.30	0.29	0.42	3.83	—
ΣPЗЭ	23	25	9	26	61	46	108	136	—
(La/Lu) _N	0.6	0.7	0.7	0.8	2.8	0.7	7.5	4.5	—
Eu/Eu*	1.65	1.59	1.29	1.09	0.89	0.99	1.09	0.93	1.17
Nb/Nb*	1.31	0.89	1.11	1.10	0.75	1.01	0.70	0.76	—

Примечания. Концентрации петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток. Главные элементы приведены в мас. %, редкие элементы – в мкг/г, все железо в виде Fe₂O₃. Mg# – магнезиальность. (*) – Проба, в которой определен возраст циркона. Для габбро Йормуа данные взяты из работы (Kontinen, 1987). (–) – концентрации элементов не определялись.

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для циркона, бадделейта и титанита из габброидов Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны

Зерно Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержания			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Rho	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	U мкг/г	Th мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	
Фенно-Карельский кратон													
<i>Средне-мелкозернистый долерит (проба 4017)</i>													
Циркон													
3.1	1.34	239	1304	4375	3.47	0.1175 ± 1.2	4.748 ± 0.46	0.21062 ± 0.46	3.413 ± 1.3	0.349	1232 ± 5	1919 ± 22	56
8.1	1.25	401	2124	7672	3.73	0.11755 ± 0.81	4.609 ± 1	0.217 ± 1	3.517 ± 1.3	0.783	1266 ± 12	1919 ± 15	52
2.1	0.16	116	360	543	1.56	0.1272 ± 0.79	2.675 ± 0.52	0.3739 ± 0.52	6.559 ± 0.95	0.548	2048 ± 9	2060 ± 14	1
9.1	0.43	77.2	242	457	1.95	0.1291 ± 1.3	2.705 ± 0.67	0.3697 ± 0.67	6.582 ± 1.5	0.457	2028 ± 12	2086 ± 23	3
1.1	0.10	184	564	1478	2.71	0.12937 ± 0.6	2.629 ± 0.43	0.3804 ± 0.43	6.785 ± 0.74	0.582	2078 ± 8	2089 ± 11	1
13.1	0.13	135	404	535	1.37	0.12947 ± 0.74	2.583 ± 0.5	0.3871 ± 0.5	6.91 ± 0.89	0.563	2109 ± 9	2091 ± 13	-1
6.1	0.06	175	536	1067	2.06	0.12948 ± 0.6	2.636 ± 0.45	0.3794 ± 0.45	6.773 ± 0.75	0.602	2074 ± 8	2091 ± 10	1
15.1	0.10	143	423	705	1.72	0.12979 ± 0.68	2.549 ± 0.49	0.3923 ± 0.49	7.02 ± 0.84	0.583	2134 ± 9	2095 ± 12	-2
7.1	0.13	254	697	2288	3.39	0.13014 ± 0.67	2.359 ± 0.45	0.4239 ± 0.45	7.606 ± 0.8	0.555	2278 ± 9	2100 ± 12	-8
11.1	0.16	80.7	262	2150	8.48	0.1305 ± 0.89	2.795 ± 0.66	0.3578 ± 0.66	6.44 ± 1.1	0.594	1972 ± 11	2105 ± 16	7
14.1	0.68	235	695	1698	2.52	0.13118 ± 0.75	2.562 ± 0.45	0.3903 ± 0.45	7.06 ± 0.88	0.509	2124 ± 8	2114 ± 13	0
Бадделейт													
13.1	-	32.3	100	1	0.01	0.1246 ± 2.5	2.66 ± 3	0.376 ± 3	6.46 ± 3.9	0.777	2057 ± 53	2023 ± 44	-2
2.1	-	26.3	73	14	0.20	0.125 ± 13	2.57 ± 4.8	0.39 ± 4.8	6.7 ± 15	0.642	2120 ± 87	2017 ± 230	-4
12.1	-	10.6	32	5	0.15	0.1258 ± 5.5	2.74 ± 3.7	0.365 ± 3.7	6.33 ± 7.5	0.723	2005 ± 64	2035 ± 98	2
3.1	-	40.7	128	30	0.24	0.1266 ± 4	2.72 ± 3	0.368 ± 3	6.42 ± 5.7	0.753	2051 ± 70	2051 ± 70	2
7.1	-	11.3	31	11	0.38	0.127 ± 7.5	2.47 ± 4.5	0.405 ± 4.5	7.09 ± 10	0.736	2189 ± 83	2050 ± 130	-6
4.1	-	70.5	225	8	0.04	0.1277 ± 1.6	2.751 ± 2.8	0.364 ± 2.8	6.4 ± 3.3	0.882	1999 ± 49	2067 ± 28	3
10.1	-	64.5	194	7	0.04	0.1278 ± 3.8	2.62 ± 2.8	0.382 ± 2.8	6.73 ± 4.9	0.649	2084 ± 50	2067 ± 66	-1
11.1	-	19.1	59	3	0.05	0.1286 ± 3.2	2.702 ± 3.2	0.37 ± 3.2	6.56 ± 4.8	0.741	2030 ± 55	2079 ± 55	2
5.1	-	28.5	84	6	0.07	0.1294 ± 3.1	2.591 ± 3.1	0.386 ± 3.1	6.89 ± 4.8	0.765	2104 ± 56	2089 ± 55	-1
9.1	-	100	284	42	0.15	0.1328 ± 1.9	2.462 ± 2.8	0.406 ± 2.8	7.44 ± 3.9	0.880	2197 ± 53	2135 ± 34	-3
6.1	-	51.1	160	16	0.11	0.1346 ± 2	2.693 ± 2.9	0.371 ± 2.9	6.89 ± 3.7	0.843	2036 ± 50	2159 ± 35	6
8.1	-	32.3	94	16	0.18	0.143 ± 12	2.68 ± 5.7	0.374 ± 5.7	7.4 ± 15	0.567	2045 ± 100	2258 ± 220	11
<i>Средне-мелкозернистый моноклаббро-долерит (проба 5040)</i>													
Циркон													
3.2	3.44	11	37	22	0.60	0.1132 ± 4.7	3.008 ± 1.7	0.3324 ± 1.7	5.19 ± 5	0.343	1850 ± 27	1852 ± 84	0
2.2	3.62	22.7	74	54	0.75	0.1142 ± 3.5	2.91 ± 4	0.343 ± 4	5.4 ± 5.3	0.754	1903 ± 66	1867 ± 63	-2
2.1	1.41	57.5	197	79	0.41	0.1146 ± 2.2	2.987 ± 1.8	0.3348 ± 1.8	5.29 ± 2.9	0.624	1862 ± 29	1873 ± 40	1
5.2	2.96	5.86	20	10	0.53	0.1166 ± 6.9	3.046 ± 2.1	0.3283 ± 2.1	5.28 ± 7.2	0.287	1830 ± 33	1904 ± 120	4
1.1	3.11	4.46	15	13	0.92	0.1173 ± 7.4	2.936 ± 2.1	0.3406 ± 2.1	5.51 ± 7.7	0.277	1890 ± 35	1915 ± 130	1

Таблица 3. Продолжение

Зерно Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержания			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Rho	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	U мкг/г	Th мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	
<i>Средне-мелкозернистый моноклаббро-долерит (проба 5040)</i>													
3.1	4.55	8.45	28	15	0.55	0.1182 ± 7.8	2.96 ± 2.2	0.3379 ± 2.2	5.51 ± 8.1	0.267	1876 ± 35	1929 ± 140	3
3.3	2.32	10	33	4	0.13	0.1188 ± 4.1	2.905 ± 1.5	0.3442 ± 1.5	5.64 ± 4.3	0.336	1907 ± 24	1938 ± 73	2
<i>Средне-мелкозернистый моноклаббро-долерит (проба 5040)</i>													
Бадалейт													
4.1	—	20.6	42	3	0.08	0.097 ± 67	2.38 ± 10	0.42 ± 10	5.6 ± 75	0.882	2262 ± 190	1580 ± 200	—30
5.1	—	6.53	20	1	0.04	0.1 ± 21	2.95 ± 6.7	0.338 ± 6.7	4.7 ± 25	0.748	1879 ± 110	1628 ± 380	—13
3.1	—	17.2	56	65	1.21	0.12 ± 22	2.85 ± 7	0.35 ± 7	5.8 ± 28	0.809	1937 ± 120	1957 ± 400	1
8.1	—	15.6	45	3	0.07	0.12 ± 17	2.71 ± 12	0.369 ± 12	6.1 ± 26	0.838	2025 ± 200	1962 ± 300	—3
2.1	—	139	425	432	1.05	0.125 ± 15	2.63 ± 6.4	0.38 ± 6.4	6.6 ± 19	0.799	2078 ± 110	2029 ± 260	—2
6.2	—	11.8	40	2	0.06	0.1281 ± 2.5	2.95 ± 5.4	0.339 ± 5.4	5.99 ± 6.3	0.920	1883 ± 88	2071 ± 44	10
7.1	—	31.9	93	5	0.06	0.1295 ± 1.7	2.53 ± 5.3	0.395 ± 5.3	7.06 ± 6	0.962	2148 ± 98	2091 ± 30	—3
6.1	—	9.27	33	1	0.02	0.1301 ± 2.9	3.05 ± 5.5	0.328 ± 5.5	5.89 ± 6.7	0.901	1831 ± 88	2099 ± 52	15
1.1	—	24.6	77	12	0.16	0.1307y ± 2.6	2.69 ± 5.4	0.371 ± 5.4	6.69 ± 6.8	0.935	2035 ± 95	2107 ± 46	4
<i>Крупнозернистый долерит (проба 5096)</i>													
Циркон													
22.1	1.30	55.7	339	190	0.58	0.104 ± 1.3	5.305 ± 0.9	0.1885 ± 0.9	2.703 ± 1.6	0.562	1113 ± 9	1696 ± 24	52
1.2	2.45	52.5	241	71	0.30	0.1048 ± 7.5	4.044 ± 1.1	0.2473 ± 1.1	3.57 ± 7.6	0.140	1424 ± 14	1711 ± 140	20
3.1	0.18	56.3	407	134	0.34	0.1049 ± 1.4	6.222 ± 1.2	0.1607 ± 1.2	2.325 ± 1.9	0.652	961 ± 11	1713 ± 26	78
18.1	0.32	41.2	203	11	0.05	0.1057 ± 1.1	4.245 ± 0.95	0.2356 ± 0.95	3.434 ± 1.4	0.662	1364 ± 12	1727 ± 20	27
14.1	0.32	42.7	191	30	0.16	0.1066 ± 1.1	3.851 ± 0.97	0.2597 ± 0.97	3.817 ± 1.4	0.671	1488 ± 13	1742 ± 20	17
1.1	0.44	48.5	204	60	0.31	0.1068 ± 1.2	3.624 ± 1.9	0.2759 ± 1.9	4.062 ± 2.2	0.851	1571 ± 27	1745 ± 22	11
4.1	0.46	39.7	177	38	0.22	0.1071 ± 1.7	3.841 ± 1	0.2604 ± 1	3.847 ± 2	0.518	1492 ± 14	1751 ± 31	17
5.1	0.61	56.5	279	139	0.52	0.1075 ± 1.2	4.274 ± 0.94	0.234 ± 0.94	3.468 ± 1.5	0.616	1355 ± 11	1758 ± 22	30
22.2	0.37	44.8	193	86	0.46	0.1076 ± 1.1	3.715 ± 0.95	0.2692 ± 0.95	3.993 ± 1.5	0.652	1537 ± 13	1759 ± 20	14
17.1	0.25	45.3	192	28	0.15	0.1076 ± 1	3.658 ± 0.97	0.2733 ± 0.97	4.056 ± 1.4	0.679	1558 ± 13	1759 ± 19	13
19.1	0.74	50.8	239	36	0.16	0.1077 ± 1.3	4.07 ± 3	0.2454 ± 3	3.64 ± 3.3	0.919	1415 ± 38	1761 ± 23	24
10.2	0.53	52.6	243	91	0.38	0.1078 ± 1.2	3.993 ± 0.93	0.2505 ± 0.93	3.723 ± 1.5	0.613	1441 ± 12	1763 ± 22	22
6.1	0.39	47.3	178	17	0.10	0.1079 ± 1.2	3.255 ± 1	0.3073 ± 1	4.573 ± 1.5	0.649	1727 ± 15	1765 ± 21	2
8.1	0.39	54.3	217	56	0.27	0.1079 ± 1.1	3.454 ± 1.7	0.2895 ± 1.7	4.309 ± 2	0.841	1639 ± 25	1765 ± 20	8
10.1	0.37	54.2	212	50	0.24	0.1081 ± 1.2	3.368 ± 0.96	0.2969 ± 0.96	4.426 ± 1.5	0.630	1676 ± 14	1768 ± 22	5
16.1	0.45	62.7	277	36	0.13	0.1082 ± 1.1	3.816 ± 2.4	0.262 ± 2.4	3.91 ± 2.7	0.906	1500 ± 33	1770 ± 21	18
24.2	0.38	46.3	201	40	0.21	0.1082 ± 1	3.749 ± 0.94	0.2668 ± 0.94	3.981 ± 1.4	0.677	1524 ± 13	1770 ± 19	16
23.1	0.08	49.1	221	51	0.24	0.1084 ± 1.1	3.864 ± 0.94	0.2588 ± 0.94	3.869 ± 1.4	0.649	1484 ± 12	1773 ± 20	20

Таблица 3. Продолжение

Зерно Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержания			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				R_{Th}	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	U мкг/г	Th мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	
<i>Крутиозернистый долерит (проба 5096)</i>													
Циркон													
11.1	1.01	52.6	220	38	0.18	0.1085 ± 1.4	3.634 ± 1.4	0.2752 ± 1.4	4.118 ± 2	0.721	1567 ± 20	1775 ± 25	13
21.1	0.20	45.3	203	46	0.23	0.1092 ± 1.1	3.848 ± 1.3	0.2599 ± 1.3	3.913 ± 1.7	0.762	1489 ± 17	1786 ± 20	20
20.1	0.26	75.4	333	74	0.23	0.10959 ± 0.8	3.8 ± 0.89	0.2631 ± 0.89	3.976 ± 1.2	0.731	1506 ± 12	1793 ± 15	19
2.1	0.21	66.7	289	55	0.20	0.10973 ± 0.9	3.726 ± 0.91	0.2684 ± 0.91	4.06 ± 1.3	0.725	1533 ± 12	1795 ± 16	17
24.1	0.18	62.2	264	48	0.19	0.10988 ± 0.8	3.652 ± 0.9	0.2738 ± 0.9	4.148 ± 1.2	0.749	1560 ± 12	1797 ± 14	15
9.1	0.13	50.3	218	68	0.32	0.1099 ± 1	3.72 ± 0.96	0.2688 ± 0.96	4.075 ± 1.4	0.709	1535 ± 13	1798 ± 17	17
15.1	0.28	44.6	217	42	0.20	0.11 ± 1.1	4.193 ± 0.95	0.2385 ± 0.95	3.617 ± 1.4	0.664	1379 ± 12	1799 ± 19	30
7.1	0.37	51.3	210	27	0.13	0.1104 ± 1.1	3.527 ± 0.97	0.2835 ± 0.97	4.315 ± 1.5	0.649	1609 ± 14	1806 ± 21	12
9.2	0.12	47.8	187	20	0.11	0.1104 ± 1.3	3.361 ± 1	0.2975 ± 1	4.531 ± 1.6	0.611	1679 ± 15	1807 ± 23	8
1.3	0.14	67.5	272	61	0.23	0.11122 ± 0.9	3.46 ± 1.5	0.289 ± 1.5	4.432 ± 1.8	0.867	1636 ± 22	1819 ± 16	11
12.1	0.06	53.6	215	21	0.10	0.1115 ± 0.9	3.453 ± 0.9	0.2896 ± 0.9	4.453 ± 1.2	0.725	1640 ± 13	1824 ± 16	11
13.1	0.16	49	201	28	0.14	0.1117 ± 1	3.527 ± 2.3	0.2835 ± 2.3	4.37 ± 2.5	0.918	1609 ± 32	1828 ± 18	14
<i>Кварцевый диорит пегматитного облика (проба 5349/2)</i>													
Циркон													
12.1	0.58	80.5	467	307	0.68	0.1118 ± 0.9	5.011 ± 0.59	0.1996 ± 0.6	3.076 ± 1.1	0.533	1173 ± 6	1829 ± 17	56
15.1.re	0.03	121	394	304	0.80	0.12588 ± 0.5	2.791 ± 0.47	0.3583 ± 0.5	6.218 ± 0.7	0.658	1974 ± 8	2041 ± 10	3
2.1	0.05	96.4	309	201	0.67	0.12599 ± 0.7	2.753 ± 0.6	0.3633 ± 0.6	6.311 ± 0.9	0.648	1998 ± 10	2043 ± 12	2
7.1	1.30	110	388	466	1.24	0.1268 ± 1.7	3.077 ± 0.61	0.325 ± 0.6	5.68 ± 1.8	0.334	1814 ± 10	2055 ± 30	13
11.1	0.06	83.5	249	200	0.83	0.12794 ± 0.7	2.567 ± 0.58	0.3895 ± 0.6	6.871 ± 0.9	0.658	2120 ± 11	2070 ± 12	-2
8.1	0.10	137	428	387	0.93	0.128 ± 0.5	2.68 ± 0.46	0.3731 ± 0.5	6.585 ± 0.7	0.646	2044 ± 8	2071 ± 10	1
4.1	0.01	168	504	408	0.84	0.12858 ± 0.5	2.58 ± 0.42	0.3876 ± 0.4	6.871 ± 0.6	0.683	2112 ± 8	2079 ± 8	-2
10.1	0.47	64.1	204	162	0.82	0.129 ± 1	2.743 ± 0.72	0.3645 ± 0.7	6.481 ± 1.3	0.575	2004 ± 12	2084 ± 18	4
3.1	0.02	205	600	663	1.14	0.129 ± 0.4	2.515 ± 0.47	0.3976 ± 0.5	7.071 ± 0.6	0.742	2158 ± 9	2084 ± 8	-3
15.1	0.00	44.7	129	62	0.49	0.1291 ± 0.9	2.478 ± 0.78	0.4035 ± 0.8	7.181 ± 1.2	0.666	2185 ± 14	2085 ± 15	-5
1.1	0.02	161	472	464	1.01	0.12922 ± 0.5	2.52 ± 0.44	0.3968 ± 0.4	7.069 ± 0.7	0.680	2154 ± 8	2087.3 ± 8	-3
11.1.re	0.02	63.8	186	118	0.66	0.12931 ± 0.8	2.502 ± 0.66	0.3997 ± 0.7	7.126 ± 1	0.661	2168 ± 12	2089 ± 13	-4
6.1	0.04	75.4	225	155	0.71	0.12954 ± 0.7	2.567 ± 0.61	0.3895 ± 0.6	6.957 ± 0.9	0.658	2121 ± 11	2092 ± 12	-1
9.1	0.08	162	482	420	0.90	0.12967 ± 0.5	2.563 ± 0.51	0.3902 ± 0.5	6.977 ± 0.7	0.717	2124 ± 9	2094 ± 9	-1
14.1	0.02	73.1	218	157	0.74	0.1299 ± 0.9	2.566 ± 0.65	0.3897 ± 0.7	6.98 ± 1.1	0.608	2121 ± 12	2097 ± 15	-1
5.1	0.01	105	308	244	0.82	0.12994 ± 0.6	2.515 ± 0.54	0.3976 ± 0.5	7.124 ± 0.8	0.673	2158 ± 10	2097 ± 10	-3
13.1	0.01	140	405	377	0.96	0.13006 ± 0.5	2.487 ± 0.55	0.402 ± 0.6	7.209 ± 0.8	0.732	2178 ± 10	2099 ± 9	-4

Таблица 3. Продолжение

Зерно Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержания			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				<i>Rho</i>	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	U мкг/г	Th мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	
<i>Крупнозернистый габбро-диорит (проба 5217/1)</i>													
Циркон													
5.1	1.15	279	1080	1938	1.85	0.1176 ± 0.9	0.2976 ± 1.1	4.827 ± 1.4	0.776	1679 ± 16	1920 ± 16	14	
7.1	0.29	206	701	663	0.98	0.11819 ± 0.67	0.3419 ± 1.1	5.572 ± 1.3	0.862	1896 ± 19	1929 ± 12	2	
13.1	0.17	100	322	270	0.87	0.1185 ± 0.92	0.3618 ± 1.2	5.912 ± 1.5	0.791	1991 ± 20	1934 ± 16	-3	
14.1	0.29	361	1215	2940	2.50	0.11859 ± 0.52	0.3449 ± 1.3	5.64 ± 1.4	0.924	1910 ± 21	1935 ± 9	1	
11.1	0.34	312	1125	1573	1.45	0.11863 ± 0.67	0.3222 ± 1.1	5.271 ± 1.3	0.854	1801 ± 17	1936 ± 12	8	
9.1	1.64	251	967	1229	1.31	0.1187 ± 0.95	0.297 ± 1.1	4.86 ± 1.5	0.765	1676 ± 17	1937 ± 17	16	
10.1	0.15	200	649	914	1.45	0.11878 ± 0.66	0.3576 ± 1.2	5.857 ± 1.3	0.866	1971 ± 20	1938 ± 12	-2	
12.1	0.22	202	668	639	0.99	0.11904 ± 0.72	0.3513 ± 1.1	5.766 ± 1.4	0.845	1941 ± 19	1942 ± 13	0	
15.1	2.09	312	1687	5826	3.57	0.1191 ± 1.4	0.2107 ± 1.2	3.46 ± 1.8	0.676	1233 ± 14	1942 ± 24	58	
3.1	0.22	160	507	481	0.98	0.11915 ± 0.77	0.3662 ± 1.1	6.015 ± 1.4	0.832	2011 ± 20	1943 ± 14	-3	
4.1	0.10	218	727	1665	2.37	0.11952 ± 0.68	0.3493 ± 1.1	5.757 ± 1.3	0.857	1931 ± 19	1949 ± 12	1	
6.1	6.71	101	445	642	1.49	0.1197 ± 2.8	0.2468 ± 1.5	4.07 ± 3.2	0.486	1422 ± 20	1952 ± 49	37	
Бадделлит													
5.2	—	81.4	281	33	0.12	0.1169 ± 2.6	0.336 ± 5.8	5.41 ± 7	0.935	1867 ± 94	1909 ± 47	2	
7.1	—	64	223	25	0.12	0.1179 ± 2.8	0.333 ± 5.9	5.41 ± 7.3	0.928	1851 ± 94	1924 ± 51	4	
3.1	—	497	1691	133	0.08	0.1184 ± 1.3	0.341 ± 5.7	5.57 ± 6.3	0.981	1892 ± 93	1933 ± 24	2	
4.1	—	70.2	233	5	0.02	0.1186 ± 2.1	0.349 ± 5.8	5.71 ± 6.4	0.944	1931 ± 96	1935 ± 38	0	
5.1	—	104	333	40	0.12	0.1189 ± 2.5	0.364 ± 5.8	5.97 ± 7	0.942	2002 ± 100	1940 ± 44	-3	
2.1	—	50.4	178	4	0.02	0.1201 ± 2.4	0.329 ± 5.8	5.45 ± 6.4	0.925	1835 ± 92	1958 ± 43	7	
1.1	—	102	333	14	0.04	0.1205 ± 2.2	0.357 ± 5.8	5.93 ± 6.5	0.945	1968 ± 98	1963 ± 38	0	
<i>Крупнозернистый диорит (проба 5207)</i>													
Циркон													
1.1	0.06	238	770	432	0.58	0.12037 ± 0.5	0.3594 ± 1.1	5.966 ± 1.2	0.899	1980 ± 19	1962 ± 10	-1	
2.1	0.12	216	705	725	1.06	0.11864 ± 0.6	0.3562 ± 1.1	5.827 ± 1.3	0.883	1964 ± 19	1936 ± 11	-1	
3.1	0.14	193	766	404	0.54	0.11673 ± 0.6	0.293 ± 1.1	4.715 ± 1.3	0.871	1656 ± 17	1907 ± 12	15	
4.1	0.15	370	1109	900	0.84	0.11946 ± 0.5	0.3881 ± 1.1	6.393 ± 1.2	0.922	2114 ± 20	1948 ± 8	-8	
16.1	0.14	140	559	456	0.84	0.1149 ± 1.1	0.2918 ± 2.4	4.62 ± 2.6	0.914	1651 ± 35	1878 ± 19	4	
14.1	0.10	152	648	492	0.78	0.1155 ± 0.7	0.2724 ± 1.4	4.339 ± 1.6	0.911	1553 ± 20	1888 ± 12	-3	
11.1	0.40	266	956	412	0.45	0.11657 ± 0.6	0.3222 ± 1.1	5.179 ± 1.3	0.869	1801 ± 18	1904 ± 11	4	
9.1	0.86	218	769	471	0.63	0.1167 ± 0.9	0.3276 ± 1.1	5.272 ± 1.4	0.783	1827 ± 18	1906 ± 16	1	
12.1	0.20	187	618	810	1.35	0.11693 ± 0.7	0.3512 ± 1.1	5.662 ± 1.3	0.851	1940 ± 19	1910 ± 12	6	
19.1	0.21	406	1528	577	0.39	0.11767 ± 0.5	0.3087 ± 1.5	5.009 ± 1.5	0.956	1734 ± 22	1921 ± 8	-2	
6.1	0.07	293	1098	452	0.43	0.11815 ± 0.5	0.3102 ± 1.1	5.054 ± 1.2	0.922	1742 ± 17	1928 ± 8	-1	

Таблица 3. Окончание

Зерно Точка	$^{206}\text{Pb}_c$ %	Содержания			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения			Rho	Изотопный возраст с коррекцией на обыкновенный свинец		Disc, %
		$^{206}\text{Pb}^*$ мкг/г	U мкг/г	Th мкг/г		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	
<i>Крупнозернистый диорит (проба 5207)</i>												
Циркон												
10.1	0.08	278	943	928	1.02	0.1181 ± 0.5	2.91 ± 1.1	0.3436 ± 1.1	0.909	1904 ± 18	1928 ± 9	22
7.1	0.23	266	929	777	0.86	0.11827 ± 0.6	3.011 ± 1.3	0.3321 ± 1.3	0.911	1848 ± 21	1930 ± 10	25
20.1	0.03	173	600	461	0.79	0.11839 ± 0.6	2.989 ± 1.2	0.3346 ± 1.2	0.878	1861 ± 19	1932 ± 11	14
13.1	0.14	188	614	808	1.36	0.11885 ± 0.6	2.814 ± 1.1	0.3553 ± 1.1	0.875	1960 ± 19	1939 ± 11	26
5.1	0.10	294	956	812	0.88	0.11906 ± 0.5	2.798 ± 1.1	0.3575 ± 1.1	0.913	1970 ± 19	1942 ± 9	29
8.1	0.05	202	638	500	0.81	0.1203 ± 0.6	2.712 ± 1.1	0.3687 ± 1.1	0.886	2023 ± 19	1961 ± 10	11
Раахе-Ладожская зона												
<i>Среднезернистое габбро (проба 103)</i>												
Циркон												
4.1	3.94	81.6	376	306	0.84	0.1086 ± 3.7	4.12 ± 1.7	0.2427 ± 1.7	0.418	1401 ± 21	1776 ± 68	27
5.1	1.92	38	135	145	1.11	0.1096 ± 2.5	3.106 ± 1.8	0.3219 ± 1.8	0.575	1799 ± 28	1793 ± 46	0
13.1	0.43	27.6	102	23	0.23	0.1099 ± 1.9	3.191 ± 1.8	0.3134 ± 1.8	0.680	1757 ± 27	1798 ± 35	2
6.1	1.02	45.1	158	53	0.35	0.1099 ± 2.3	3.042 ± 1.7	0.3288 ± 1.7	0.600	1832 ± 28	1798 ± 42	-2
12.1	0.32	28.9	102	20	0.20	0.1104 ± 1.6	3.05 ± 1.8	0.3279 ± 1.8	0.749	1828 ± 28	1806 ± 28	-1
7.1	0.13	113	426	229	0.55	0.11072 ± 0.6	3.243 ± 1.7	0.3084 ± 1.7	0.938	1733 ± 25	1811 ± 11	5
14.1	3.59	37.1	149	56	0.39	0.1107 ± 2.7	3.584 ± 1.7	0.279 ± 1.7	0.540	1586 ± 24	1811 ± 49	14
15.2	2.12	21.7	72	4	0.05	0.1173 ± 3	2.914 ± 3.3	0.343 ± 3.3	0.743	1902 ± 54	1915 ± 53	1
3.1	0.00	130	395	509	1.33	0.12759 ± 0.74	2.6 ± 1.7	0.3846 ± 1.7	0.914	2098 ± 30	2065 ± 13	-2
10.1	0.05	214	644	1292	2.07	0.12808 ± 0.71	2.588 ± 1.8	0.3864 ± 1.8	0.931	2106 ± 33	2072 ± 12	-2
16.1	0.02	162	529	775	1.51	0.12808 ± 0.46	2.8 ± 1.6	0.3571 ± 1.6	0.962	1969 ± 27	2072 ± 8	5
11.1	0.10	155	374	523	1.45	0.1282 ± 0.78	2.075 ± 1.6	0.4818 ± 1.6	0.903	2535 ± 34	2074 ± 14	-18
1.1	0.03	214	760	1615	2.20	0.12887 ± 0.67	3.047 ± 1.6	0.3282 ± 1.6	0.922	1830 ± 25	2083 ± 12	14
2.1	0.06	132	391	546	1.44	0.12903 ± 0.57	2.55 ± 1.6	0.3922 ± 1.6	0.943	2133 ± 29	2085 ± 10	-2
8.1	0.14	156	521	693	1.38	0.12904 ± 0.51	2.866 ± 1.7	0.349 ± 1.7	0.960	1930 ± 29	2085 ± 9	8
17.1	0.11	159	481	720	1.55	0.12922 ± 0.53	2.604 ± 1.6	0.384 ± 1.6	0.950	2095 ± 29	2087 ± 9	0
9.1	0.12	207	677	1059	1.62	0.12966 ± 0.44	2.818 ± 1.6	0.3549 ± 1.6	0.965	1958 ± 27	2093 ± 7	7

Примечания. Погрешности приведены для интервала 1σ . Pb_c и Pb^* – обыкновенная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.22–1.05%. Коррекция на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb для циркона. Для балделагита поправка выполнена в предположении конкордантности возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Disc – дискордантность рассчитана по формуле $(\frac{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}} - 1) \times 100\%$.

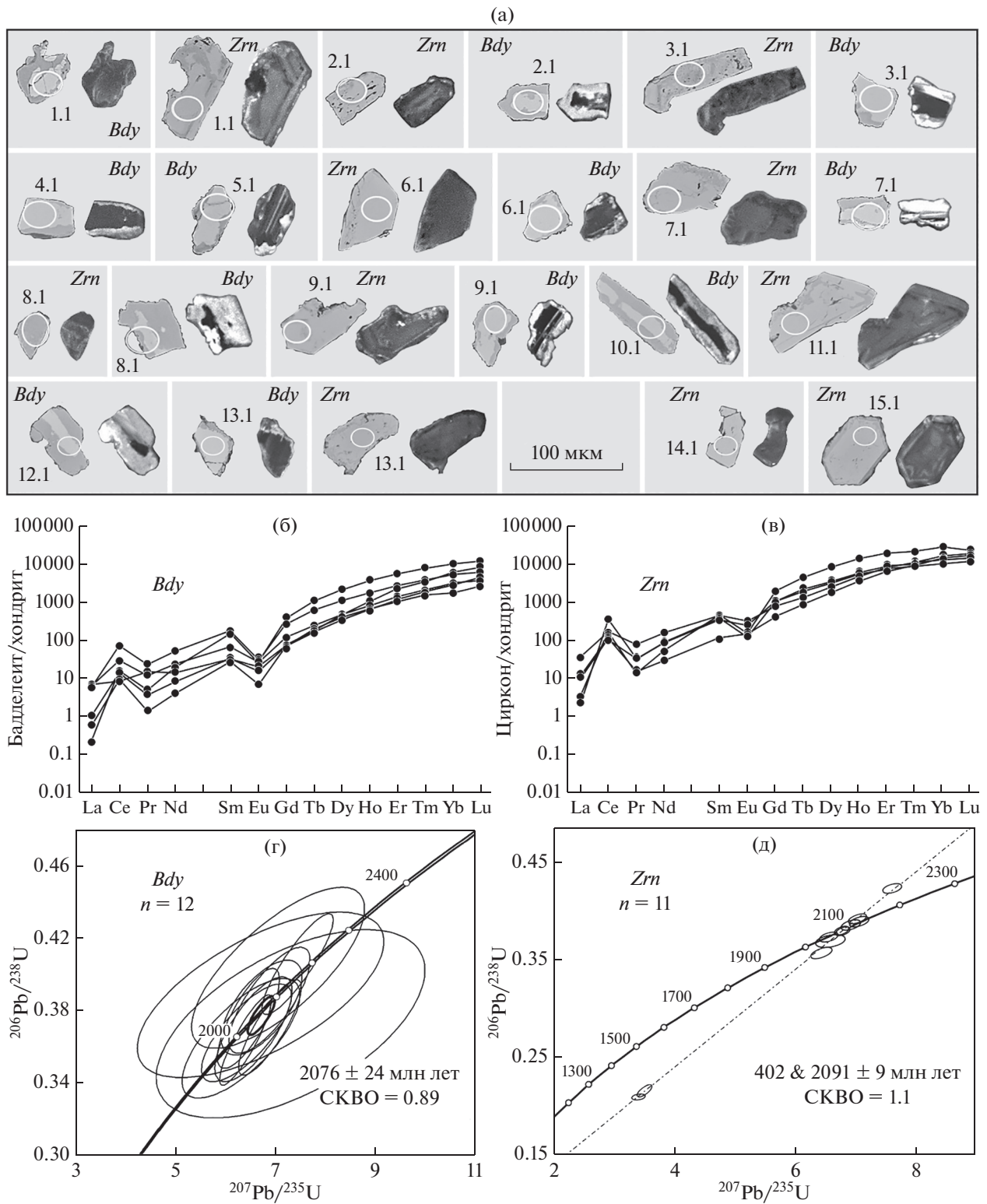


Рис. 9. (а) Внутреннее строение бадделейта (*Bdy*) и циркона (*Zrn*) из долеритов Фенно-Карельского кратона (проба 4017), изображения в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) (слева) и в катодолюминесценции (справа). (б, в) Спектры распределения РЗЭ и (г, д) графики с конкордией, для бадделейта и циркона.

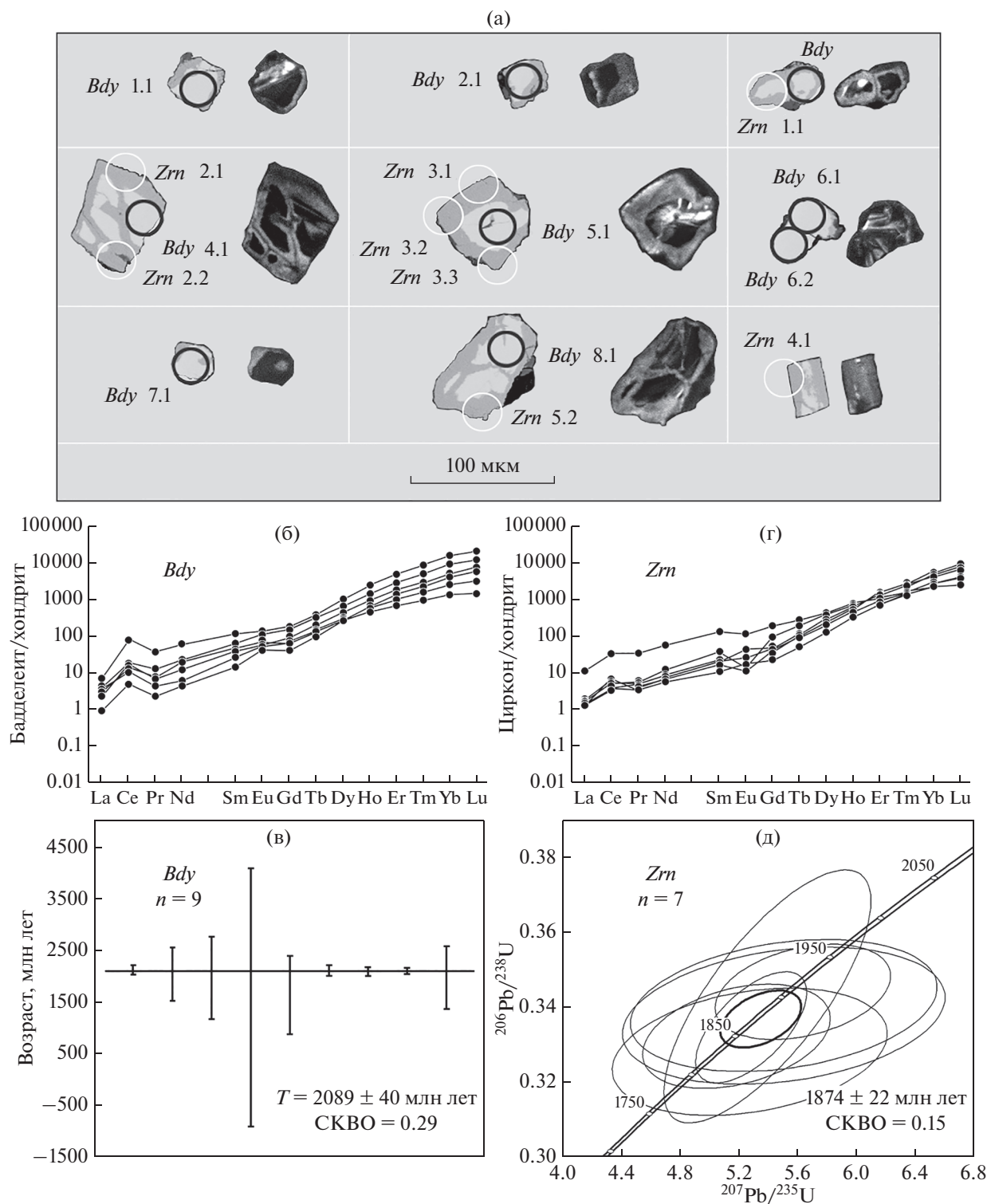


Рис. 10. (а) Внутреннее строение бадделеита (*Bdy*) и циркона (*Zrn*) из монзогаббро-долеритов Фенно-Карельского кратона (проба 5040). (б, г) Спектры распределения РЗЭ для зерен бадделеита и циркона. (в) Диаграмма средневзвешенного значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста бадделеита и (д) график с конкордией для зерен циркона.

возраста как надежную датировку. Полученный возраст может быть принят во внимание как близкий к рассчитанному для бадделеита и циркона из долерита 4017. Для циркона характерны низкие со-

держания U (15–74 мкг/г), Th (4–79 мкг/г) и Th/U отношения (0.12–0.92) (табл. 3). Циркон слагает внешние каймы и, скорее всего, является продуктом перекристаллизации бадделеита на стадии

метаморфизма в присутствии флюида, обогащенного SiO_2 , что подтверждается особенностями распределения РЗЭ. Он наследует магматические метки бадделеита: $(\text{Lu}/\text{La})_N$: 1500–4500, $(\text{Sm}/\text{La})_N$ 10–20, но аномалии Eu и Ce не выражены (рис. 10г). При трансформации бадделеита необходимое для образования циркона дополнительное количество SiO_2 могло “высвободиться” из породообразующих минералов в процессе их метаморфического преобразования (Beckman et al., 2017). Варьирующие значения возраста циркона ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) от 2122 ± 39 млн лет до 1801 ± 31 млн лет, скорее всего, отражают неполную перекристаллизацию зерен бадделеита (смесь бадделеита и циркона). Конкордантное значение (по 7 точкам) составляет 1874 ± 22 млн лет, и возможно, является промежуточным значением между временем магматической кристаллизации и метаморфизма (рис. 10д, табл. 3).

Проба 5096 (крупнозернистый долерит, $62^\circ 10' 47.3''$ с.ш., $31^\circ 01' 58.3''$ в.д.): в тяжелой фракции этой пробы установлены только зерна циркона, представленные обломками кристаллов преимущественно призматической формы размером около 50 мкм, реже до 100 мкм с коэффициентом удлинения 1–2 (рис. 11, 1а). Они имеют низкую интенсивность катодолюминесценции без признаков какой-либо зональности. Циркон характеризуется умеренными концентрациями U (177–407 мкг/г), Th (11–190 мкг/г) и, в целом, низкими и варьирующими Th/U отношениями (0.05–0.58) (табл. 3). Спектры распределения РЗЭ в цирконах (обогащенные легкими РЗЭ и без Eu и Ce аномалий) (рис. 11, 1б) предполагают рост циркона в присутствии флюидов, обязанных своим появлением процессам метаморфизма. По верхнему пересечению дискордии с конкордией определен возраст 1806 ± 17 млн лет (рис. 11, 1в), вероятнее всего отражающий возраст метаморфизма.

Проба 5349/2 (кварцевый диорит пегматоидного облика, $62^\circ 09' 18.52''$ с.ш., $30^\circ 54' 25.82''$ в.д.): циркон был выделен из обособления, имеющего пегматоидный облик (рис. 3г, 3е). Он представлен зернами призматической формы длиной от 100 до 350 мкм с коэффициентом удлинения 2–6 (рис. 12а), образующих своеобразные цепочки в виде дендритов в зернах кварца (рис. 12б, 12в). Зерна демонстрируют низкую интенсивность катодолюминесценции и однородное внутреннее строение, реже имеют грубую зональность. Циркон характеризуется умеренными концентрациями U (129–482 мкг/г), Th (62–466 мкг/г) и варьирующим Th/U отношением (0.49–1.24) (табл. 3). Распределения РЗЭ (высокие отношения $(\text{Sm}/\text{La})_N = 96$, $(\text{Lu}/\text{Gd})_N = 15$, наличие положительной Ce (27) и отрицательной Eu (0.3) аномалий (рис. 12г) соответствуют таковым в цирконах магматического происхождения (Hoskin, Schaltegger, 2003). По

верхнему пересечению дискордии с конкордией получен возраст 2076 ± 6 млн лет (рис. 12д). Средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 2086 ± 6 млн лет с наименьшим СКВО = 0.86 (рассчитанное по тем же 17 точкам) принимается за наилучшую оценку возраста кристаллизации пород.

Проба 5217/1 (крупнозернистый габбро-долерит, $62^\circ 30' 26.67''$ с.ш., $31^\circ 52' 36.11''$ в.д.): в данной пробе бадделеит и циркон образуют самостоятельные зерна неправильной формы (размером 50–100 мкм), иногда бадделеит обрастает цирконом (рис. 13а). В режиме катодолюминесценции они имеют неяркое свечение. Для бадделеита (за исключением одного зерна) характерны умеренное содержание U (178–522 мкг/г), низкая концентрация Th (4–40 мкг/г) и низкое Th/U отношение (0.02–0.12) (табл. 3). Циркон имеет варьирующие, но преимущественно высокие содержания U (87–1687 мкг/г) и Th (32–5826 мкг/г) и варьирующее Th/U отношение (0.51–3.57). Спектры распределения РЗЭ свидетельствуют о магматической природе минералов (рис. 13б, 13в): для бадделеита $(\text{Sm}/\text{La})_N = 52$, $(\text{Lu}/\text{Gd})_N = 44$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 18$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.1$, для циркона $(\text{Sm}/\text{La})_N = 39$, $(\text{Lu}/\text{Gd})_N = 27$, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 10$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2$. Получены сопоставимые значения возраста: конкордантный 1933 ± 26 млн лет для бадделеита и 1937 ± 8 млн лет по верхнему пересечению дискордии с конкордией для циркона (рис. 13г, 13д), которые отражают время кристаллизации габбро-долеритов.

Проба 5207 (крупнозернистый диорит, $62^\circ 31' 08.63''$ с.ш., $31^\circ 53' 08.89''$ в.д.) содержит только зерна циркона, представленные обломками неправильной формы размером 70–100 мкм (рис. 11, 1а). Интенсивность катодолюминесценции в зернах варьирует, но в большинстве случаев низкая. Циркон характеризуется высокими концентрациями U (569–1528 мкг/г) и Th (404–2493 мкг/г) и умеренным Th/U отношением (0.39–1.88) (табл. 3). Распределение РЗЭ в цирконе (рис. 11, 1б) демонстрирует высокое отношение $(\text{Lu}/\text{Gd})_N = 18$, присутствие положительной аномалии $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 3$, что характерно для минерала магматического генезиса. По верхнему пересечению дискордии с конкордией определен возраст 1938 ± 6 млн лет (близкий к полученному в пробе 5217/1) (рис. 11, 1в), при этом средневзвешенное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста с повышенным СКВО = 4 составляет 1930 ± 11 млн лет.

Раахе-Ладужской зона

Проба 103 (среднезернистое габбро, $62^\circ 05' 23.86''$ с.ш., $30^\circ 53' 01.52''$ в.д.): в данной пробе выделены две разновидности циркона. Обе представлены обломками кристаллов размером порядка 50 мкм (рис. 14). В цирконе первой разно-

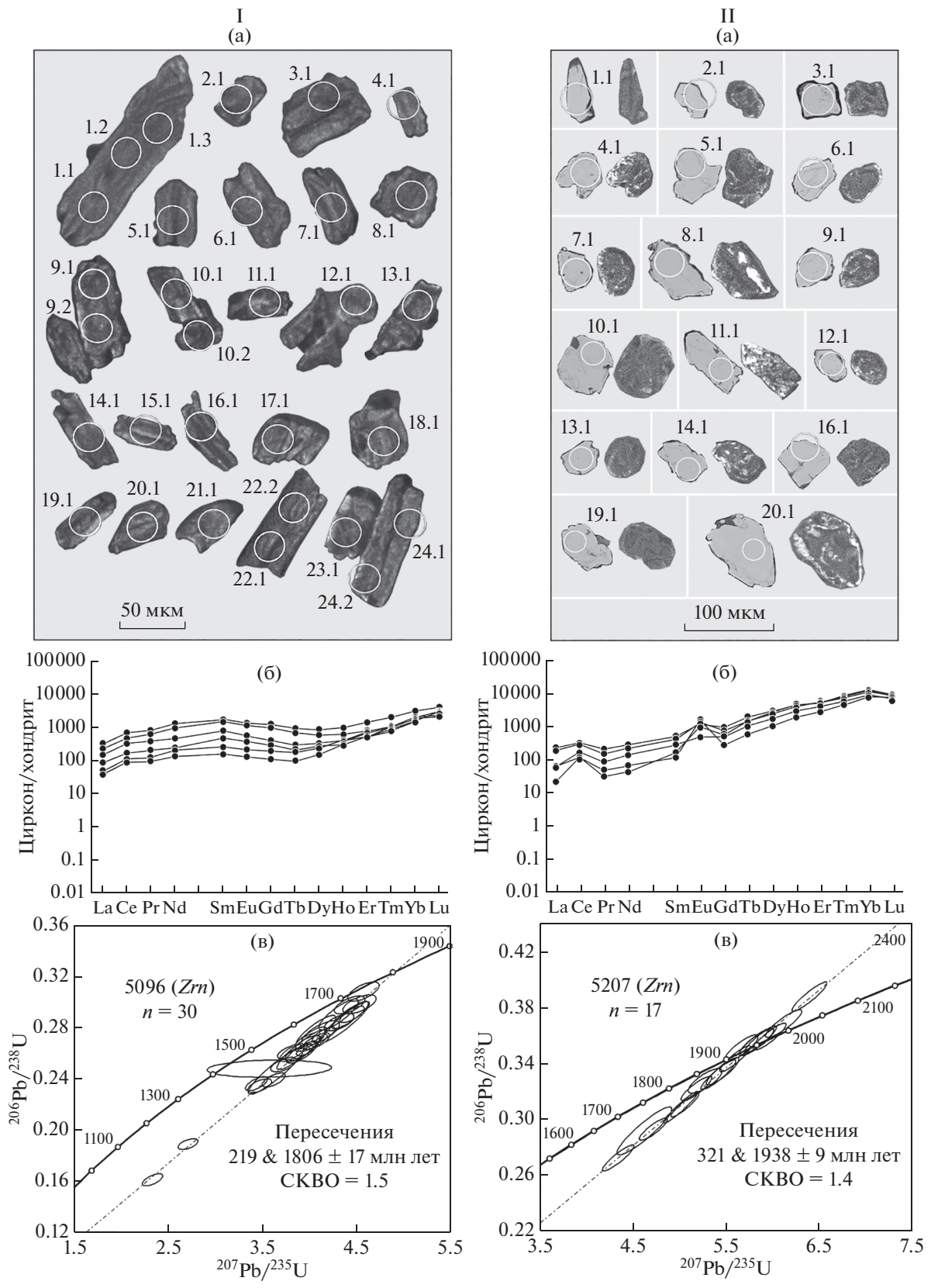


Рис. 11. (а) Внутреннее строение циркона из: I – долеритов (проба 5096) и II – диоритов (проба 5207) Фенно-Карельского кратона, изображения в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) (слева) и в катодолюминесценции (справа). (б) Спектры распределения РЗЭ и (в) графики с конкордией для зерен циркона.

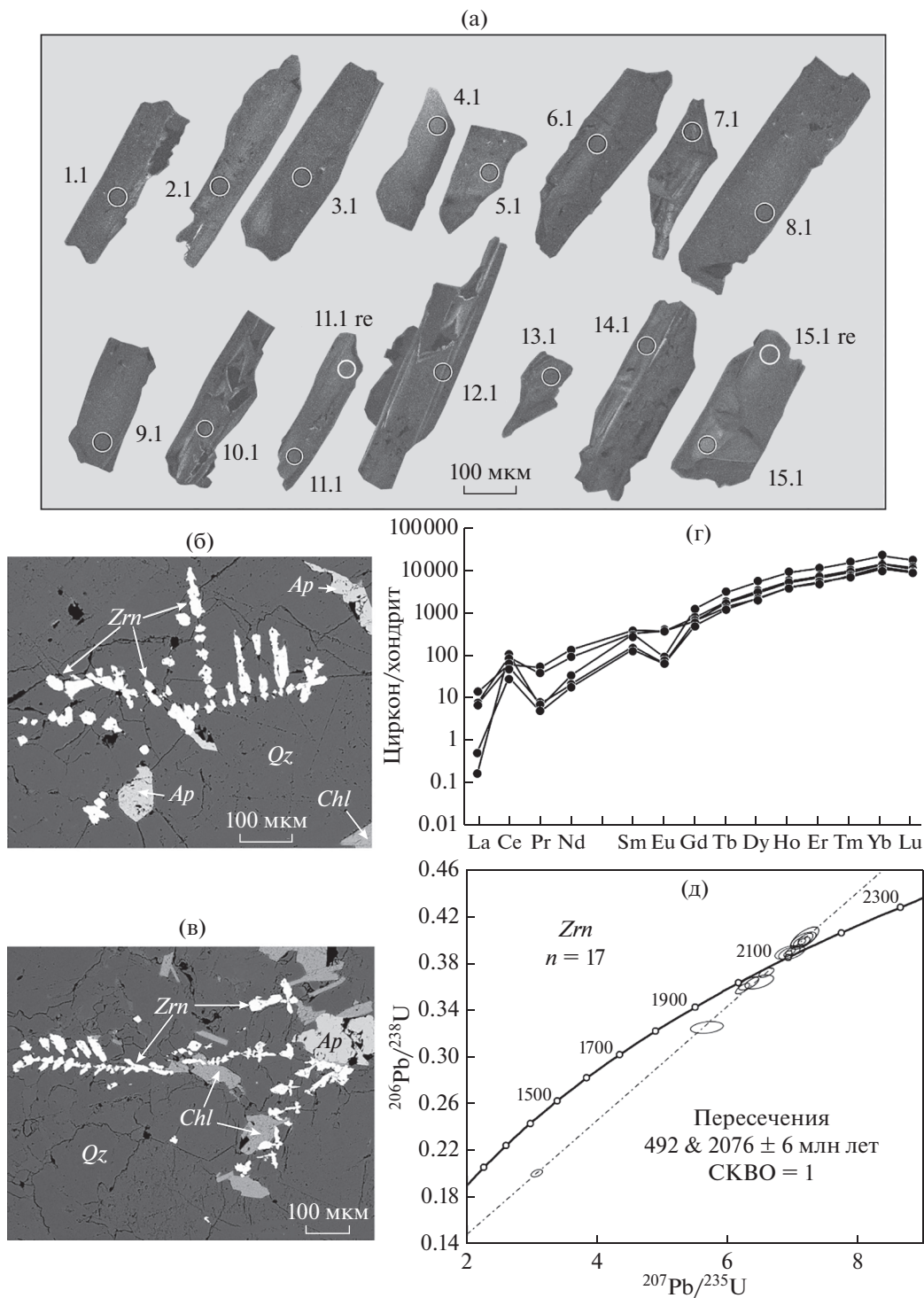


Рис. 12. (а) Внутреннее строение циркона из кварцевых диоритов Фенно-Карельского кратона (проба 5349/2). (б, в) Микрофотографии циркона (*Zrn* – циркон, *Qz* – кварц, *Chl* – хлорит, *Ap* – апатит). (г) Спектры распределения РЗЭ и (д) график с конкордией для зерен циркона.

видности интенсивность катодolumинесценции низкая (рис. 14, Ia). Циркон второй разновидности имеет варьирующую интенсивность свечения и содержит реликты бадделеита (не достаточно крупного размера для анализа) (рис. 14, IIa). Циркон

первой разновидности имеет средние и высокие содержания U (374–760 мкг/г) и Th (509–1615 мкг/г), Th/U отношение варьирует незначительно (1.33–2.20) (табл. 3). Для циркона второй разновидности характерны варьирующие и пре-

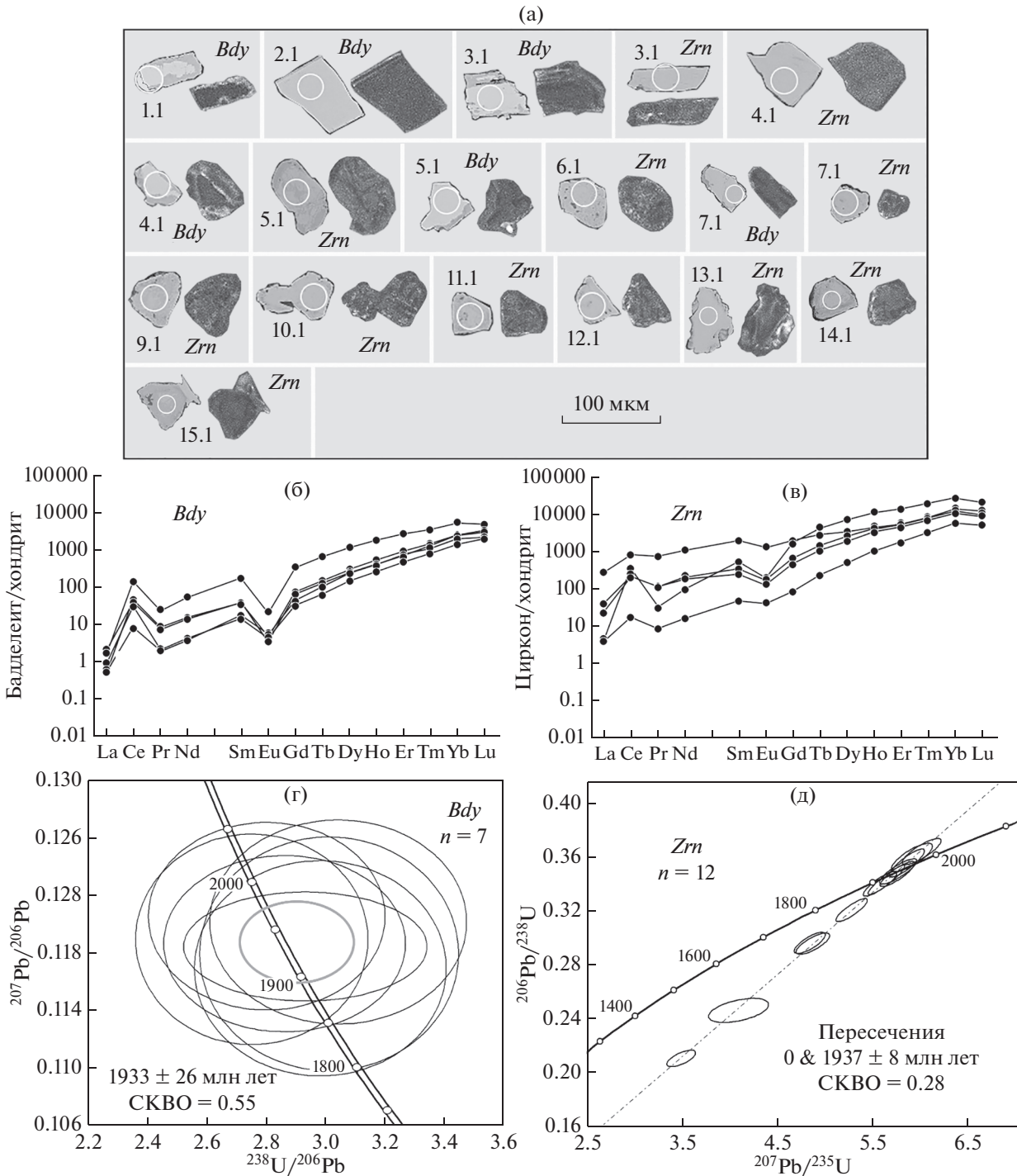


Рис. 13. (а) Внутреннее строение циркона (*Zrn*) и бадделеита (*Bdy*) из габбро-долеритов Фенно-Карельского кратона (проба 5217/1), изображения в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) (слева) и в катодоллюминесценции (справа). (б, в) Спектры распределения РЗЭ и (г, д) графики с конкордией для циркона и бадделеита.

имущественно невысокие концентрации U (56–426 мкг/г) и Th (4–229 мкг/г), Th/U отношение варьирует от 0.05 до 1.11. Циркон первой разновидности и реликтовый бадделеит вероятно сформировались на стадии кристаллизации пород.

Вторая разновидность циркона могла образоваться при замещении бадделеита за счет поступле-

ния дополнительного количества SiO₂, “высвободившегося” из породообразующих минералов во время метаморфизма (Beckman et al., 2017). Возраст циркона первой разновидности 2081 ± 7 млн лет, полученный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, близок к возрасту внедрения даек Фенно-Карельского кратона 2091 ± 9 – 2086 ± 6 млн лет

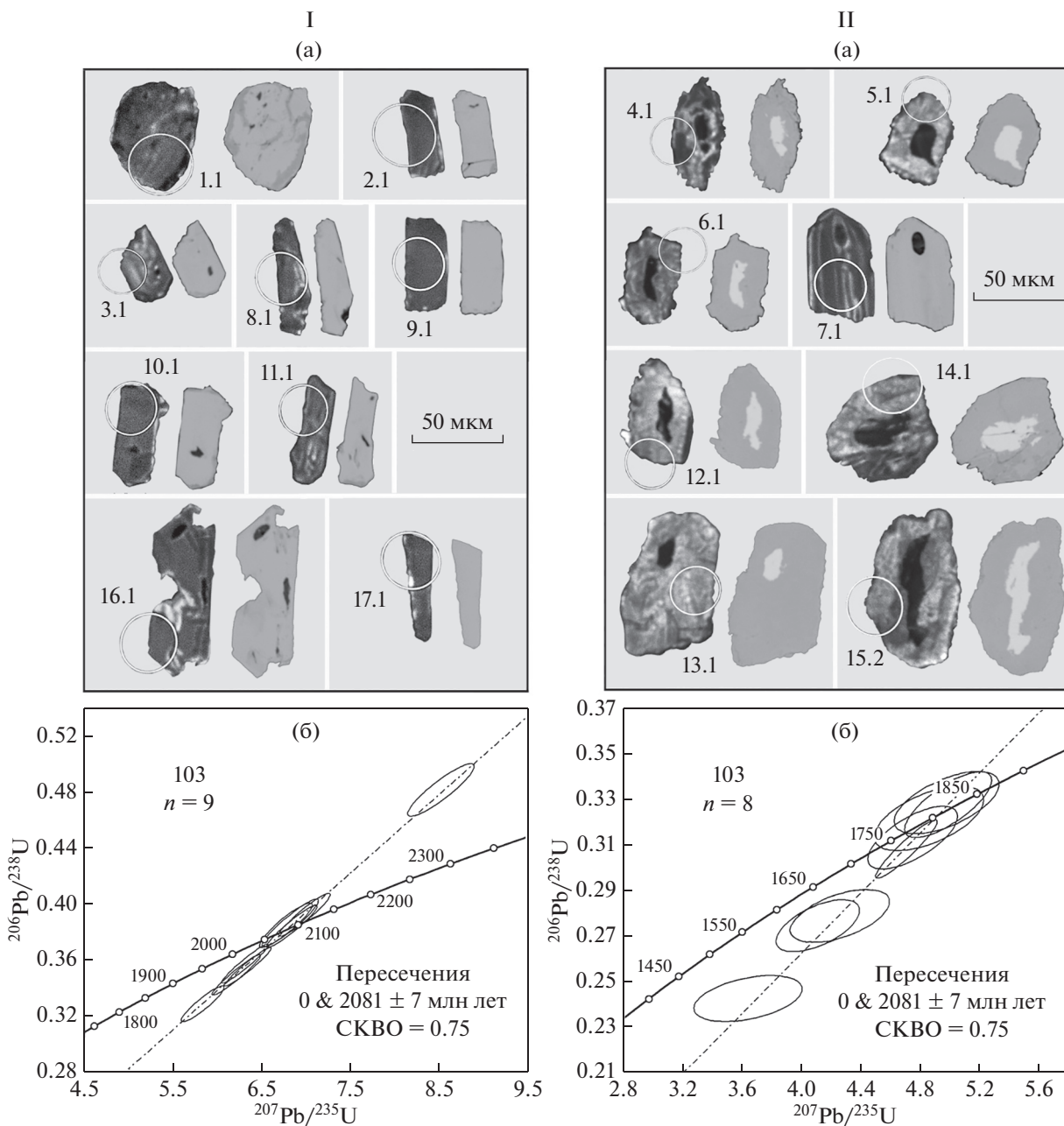


Рис. 14. (а) Внутреннее строение циркона первой (I) и второй (II) групп из габбро Раахе-Ладужской зоны (проба 103), изображения в катодолуминесценции (слева) и в режиме обратно рассеянных электронов (BSE) (справа), светлые участки в центре зерна – включения бадделлита. (б) Графики с конкордией для зерен циркона I и II групп.

и его можно принять за время кристаллизации габбро (табл. 3, рис. 14, Iб). Более молодое значение возраста второй популяции (1806 ± 18 млн лет) согласуется с возрастом метаморфического циркона из дайки Фенно-Карельского кратона (проба 5096) и, вероятнее всего, соответствует возрасту метаморфизма (рис. 14, IIб).

Sm-Nd изотопные данные приведены в табл. 4. Габброиды имеют сравнимые между собой низкие содержания Sm и Nd и высокие $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения, варьирующие от 0.1692 до 0.2077.

Первичный изотопный состав неодима, рассчитанный для возрастов 2090 и 1930 млн лет (время кристаллизации двух возрастных групп даек Фенно-Карельского кратона) и 2080 (для силлов Раахе-Ладужской зоны) характеризуется большим разбросом ϵNd в диапазоне от +2.7 до -3.4.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохронологическими исследованиями было выяснено, что дайки Фенно-Карельского кратона

Таблица 4. Sm-Nd изотопно-геохимические данные для габброидов Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны

№ пробы	U-Pb возраст (млн лет)	Sm (мкг/г)	Nd (мкг/г)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$
Фенно-Карельский кратон						
4017	2090	2.22	7.34	0.1832	0.512591 ± 8	2.7
5040	2090	2.40	8.01	0.1808	0.512429 ± 8	0.2
5096	2090	4.51	16.10	0.1692	0.512187 ± 5	-1.4
5349/2	2090	5.13	14.93	0.2077	0.512617 ± 8	-3.4
5217/1	1930	11.09	38.09	0.1760	0.512351 ± 4	-0.5
Раахе-Ладожская зона						
103	2080	2.94	10.63	0.1670	0.512218 ± 11	-0.2

на, ранее считавшиеся архейскими, являются палеопротерозойскими и представлены двумя возрастными группами. Более древние дайки развиты вблизи Раахе-Ладожской зоны и в центре исследованной территории (рис. 1). Их возраст был определен по имеющим магматическую природу бадделейту и циркону в трех пробах (4017, 5040 и 5349/2) (рис. 1). С учетом погрешностей измерения дайки формировались синхронно: 2091 ± 9 , 2086 ± 6 млн лет (по циркону) и 2092 ± 29 , 2089 ± 40 млн лет (по бадделейту) (табл. 5). Эти габброиды сопоставимы с дайками смежной территории Финляндии с возрастом 2.1 млрд лет (Vuollo, Nuhma, 2005). Более молодые тела присутствуют на севере изученной территории. В двух пробах (5207 и 5217/1), отобранных из крупного тела габбро-долеритов в районе оз. Ваксау-сьярви (рис. 1, табл. 5), получены U-Pb возрасты: 1937 ± 8 , 1938 ± 6 млн лет по циркону и 1933 ± 26 млн лет по бадделейту. В пределах Раахе-Ладожской зоны становление силлово-дайкового комплекса базитов происходило 2081 ± 7 млн лет назад (проба 103) приблизительно одновременно с более ранними дайками краевой части Фенно-Карельского кратона (2091 ± 9 и 2086 ± 6 млн лет) (рис. 1, табл. 5). В дальнейшем габброиды обеих региональных структур были метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации в одно и то же время. Возрасты метаморфического циркона из долерита Фенно-Карельского кратона (проба 5096) и из габбро Раахе-Ладожской зоны (проба 103) идентичны и составляют 1806 млн лет (табл. 5).

Родоначальные магмы габбро-долеритов обеих возрастных групп Фенно-Карельского кратона, скорее всего, обязаны своим происхождением вкладом различных источников, что отразилось на геохимических особенностях пород. На классификационных диаграммах точки их составов по главным и редким элементам образуют перекрывающиеся поля (рис. 5, 6), что может свидетельствовать о сложной истории формирования и

кристаллизации расплавов, возможно включающей дифференциацию, контаминацию и смешение магм. Это подтверждается и характером распределения Ti и Sr на мультиэлементных диаграммах, имеющих как положительные, так и отрицательные аномалии (рис 8, Ib, г, e, Пб, г, e). Такие вариации могут быть объяснены разными причинами: особенностями состава первичных расплавов, условиями их кристаллизации на разных глубинах в разных термодинамических условиях и различной степенью контаминации мантийных магм вмещающими породами. Смешение нескольких источников подтверждается и геологическими данными, в частности, встречающимися в них неоднородностями в виде крупнозернистых и пегматоидных обособлений, сложенных более лейкократовым материалом (рис. 3г–3е). Для таких обособлений характерны повышенные содержания SiO_2 , Na_2O , Zr, Hf, Th, U и всех РЗЭ, более низкие концентрации TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$, MgO и сидерофильных элементов по сравнению со смежными мелкозернистыми участками (табл. 1). Такая неоднородность могла быть результатом неполного или неравномерного смешения разных по составу расплавов.

Наиболее надежными индикаторами при восстановлении природы расплавов выступают содержания несовместимых немобильных микроэлементов, таких как РЗЭ, высокозарядные элементы и Th, и их отношения. С целью уточнения природы магм и глубины их формирования для изученных базитовых расплавов использована Nb–Zr–Y систематика, разработанная Дж. Г. Фиттоном с соавторами на основе сравнения геохимии лав срединно-океанических хребтов и производных Исландского плюма (Fitton et al., 1995). В дальнейшем эта методика была усовершенствована К. Конди (Condie, 2005). На дискриминационной диаграмме Zr/Y–Nb/Y габброиды Фенно-Карельского кратона попадают в поле базальтов океанических плато, имеющих плюмовый источник (рис. 15а). Составы базитов обеих возрастных

Таблица 5. Сводная таблица U-Pb возрастов (млн лет) по циркону и бадделейту, выделенных из габбро-долеритов Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны

Номер пробы, порода	U-Pb возраст циркона, млн лет	U-Pb Возраст бадделейта
Фенно-Карельский кратон		
<i>Ранние дайки</i>		
4017, долерит	2091 ± 9 (магматизм)	2092 ± 29 (магматизм)
5040, монцогаббро-долерит		2089 ± 40 (магматизм)
5349/2, кварцевый диорит	2086 ± 6 (магматизм)	
5096, крупнозернистый долерит	1806 ± 17 (метаморфизм)	
<i>Поздние дайки</i>		
5217/1, габбро-долерит	1937 ± 8 (магматизм)	1933 ± 26 (магматизм)
5207, диорит	1938 ± 6, магматизм	
Раахе-Ладожская зона		
103, габбро	2081 ± 7 (магматизм)	
	1806 ± 18 (метаморфизм)	

групп Фенно-Карельского кратона дают отчетливый тренд от примитивной мантии в сторону обогащенного источника – верхней коры и обогащенной мантии, что, вероятнее всего, обусловлено смешением расплавов из этих геохимически разных мантийных резервуаров. На смешанный источник магм указывают и другие геохимические параметры. Для мантийных источников (в частности для N-MORB) характерны низкие Th/Ta и La/Yb отношения, составляющие 0.5–1.3 и 0.8–2 соответственно, а высокие отношения могут быть показателями дополнительного источника в виде материала субконтинентальной литосферы (Condie, 1997). В габброидах Фенно-Карельского кратона эти отношения сильно варьируют от величин, характерных для примитивной мантии, до типичных для субдукционных базитов: в ранних дайках оба отношения варьируют в диапазоне от 2 до 13, в поздних – от 2 до 10.

Одним из важных диагностирующих признаков является распределение P3Э. Габброиды обеих возрастных групп Фенно-Карельского кратона в целом проявляют разнообразие спектров распределения редкоземельных элементов: от слабо деплетированных легкими лантаноидами и горизонтальных (рис. 8, Ia, IIa) до обогащенных этими элементами (рис. 8, Ib, d, Pв, d). В подавляющем большинстве тел базитов Фенно-Карельского кратона $(La/Lu)_N > 1$, а в отдельных случаях достигает 7–12 (табл. 1). Умеренное обогащение легкими P3Э допустимо в некоторых случаях для расплавов мантийных плюмов (Грачев, 2003; Schilling et al., 1992), в то время как малоглубинные толеитовые расплавы срединно-океанических хребтов (MORB) характеризуются горизонтальными или обедненными профилями распределения легких лантаноидов. Повышенные значения $(La/Lu)_N$ могут быть также показателями конта-

минации мантийных расплавов породами континентальной коры или вклада обогащенной литосферной мантии.

Важным параметром при выяснении природы расплавов выступает также величина Nb/Nb*. Родоначальные расплавы базитов, испытывавшие контаминацию корой или имеющие в качестве одного из источников метасоматизированную литосферную мантию, на нормированных к примитивной мантии спайдерграммах обычно демонстрируют отчетливые отрицательные аномалии Nb, что свойственно большинству габброидов Фенно-Карельского кратона ($Nb/Nb^* = 0.15–0.97$, в редких случаях > 1) (табл. 1, рис. 15б). Причем глубина ниобиевой аномалии в изученных породах увеличивается с повышением содержаний легких P3Э и $(La/Lu)_N$ отношений (рис. 8, Ig, e, Пг, e, табл. 1, 2). Чтобы оценить возможность коровой контаминации, составы габброидов были рассмотрены на диаграмме La–Nb/Nb*, на которой также приведены составы мантийных расплавов (предполагаемых источников магм) и возможного контаминанта (тоналитов и гранодиоритов архейского фундамента) (рис. 15б). Из рисунка видно, что большая часть даек Фенно-Карельского кратона должна была бы иметь значительный вклад кислого материала, что не согласуется с петрохимией базитов. Поэтому контаминация первичных магм гранитоидами фундамента маловероятна и ниобиевые минимумы своим происхождением, скорее всего, обязаны вкладу не коры, а метасоматизированной мантии. Присутствие корового компонента можно допустить только для двух проб диоритов (5349/2 и 5207), имеющих повышенные содержания SiO₂ (62.67 и 58.24 мас. % соответственно) (рис. 15б, 15в).

О вкладах различных источников в родоначальные магмы свидетельствуют и Sm-Nd данные: дайки Фенно-Карельского кратона имеют

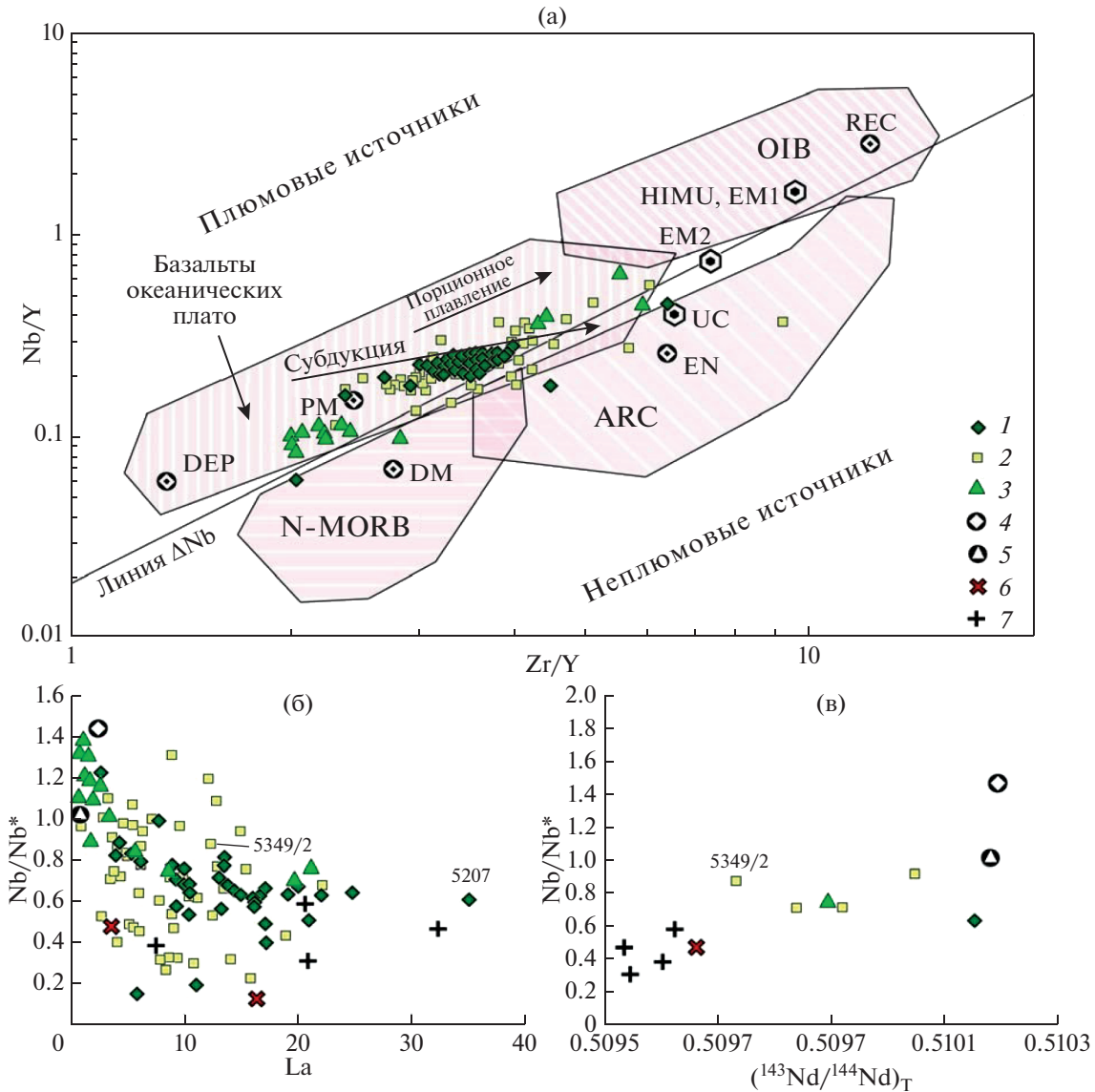


Рис. 15. (а) Дискриминационная Nb/Y–Zr/Y (Condie, 2005) и (б, в) бинарные Nb/Nb*–La, Nb/Nb*–($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_T диаграммы для микроэлементов (и их отношений) в габброидах Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладожской зоны. 1–3 – см. рис. 4; 4–5 – мантийные расплавы: 4 – примитивная мантия и 5 – N-MORB (Виноградов, 2004 и ссылки в публикации; Костицын, 2004; Goldstein, Jacobsen, 1988; Sun, McDonough, 1989); 6–7 – предполагаемые коровые контаминанты (тоналиты и гранодиориты архейского фундамента с возрастом 2.8 млрд лет юго-запада Центрально-Карельского блока); 6 – неопубликованные данные В.П. Чекулаева, 7 – провинции Иломанси (Финляндия) (O'Brien et al., 1993). ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_T рассчитано на возраст 2100 млн лет. OIB – базальты океанических островов, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов, ARC – базальты островных дуг, UC – верхняя кора, EN – литосферная мантия, PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия, EM1 и EM2 – обогащенная мантия, REC – рециклированный компонент, HIMU – обогащенная мантия, образовавшаяся в первые 1.5–2.0 млрд лет развития Земли.

разные значения ϵNd , варьирующие в диапазоне от +2.7 до –3.4 (в трех случаях отрицательные) (табл. 4). Такие вариации подразумевают либо коровую контаминацию, либо вклад метасоматизированной мантии. Для выяснения этого вопроса составы даек рассмотрены на диаграмме, построенной в координатах ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_T–Nb/Nb*. Фигуративные точки даек располагаются посере-

дине между составами PM, N-MORB и архейских тоналитов и гранодиоритов Фенно-Карельского кратона (рис. 15в). Такое положение предполагает значительный вклад кислых коровых пород, что противоречит петрохимии габброидов (исключением является проба 5349/2 с содержанием SiO_2 62.67 мас. %) и служит дополнительным аргументом в пользу вклада расплавов из обога-

щенной литосферной мантии, а не контаминации корой.

Большинство габбро-долеритов Раахе-Ладжской зоны отличается от габброидов Фенно-Карельского кратона составом родоначальных расплавов и на дискриминационной диаграмме $Zr/Y-Nb/Y$ их фигуративные точки располагаются между составами примитивной и деплетированной мантии, что предполагает взаимодействие этих мантийных резервуаров (рис. 15а). Но несколько даек обнаруживает сходство с породами Фенно-Карельского кратона, попадая между составами деплетированной и метасоматизированной мантий (рис. 15а). В базитах Раахе-Ладжской зоны, как и в габброидах Фенно-Карельского кратона, наблюдается большой разброс содержаний большинства элементов, но по TiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$ и MgO намечаются устойчивые тренды дифференциации при индифферентном поведении Al_2O_3 , Na_2O и K_2O (рис. 5, табл. 2). Такая магматическая дифференциация отвечает фракционной кристаллизации по феннеровскому типу, что не противоречит возможности связи магматизма с деятельностью мантийных плюмов (Грачев, 2003 и ссылки в статье). Габбро-долериты Раахе-Ладжской зоны с Th/Ta 1–2.40 и La/Yb 0.91–1 (в редких случаях до 5–9) в большинстве своем ближе к базальтам N-MORB (Condie, 1997). Большинство даек Раахе-Ладжской зоны в отличие от базитов Фенно-Карельского кратона имеет отношение $(La/Lu)_N \leq 1$ (рис. 8, IIIа, табл. 2), что согласуется с представлениями о деплетированном мантийном источнике. Лишь небольшая часть габбро-долеритов, состав которых согласно рисунку 15а предполагает вклад обогащенного мантийного источника, имеет повышенные содержания легких РЗЭ (рис. 8, IIIв). В Раахе-Ладжской зоне преобладают габброиды, не имеющие ниобиевых аномалий, в подчиненном количестве присутствуют разности, слабо обедненные ниобием (рис. 8, IIIб, г). Для части пород характерны положительные ниобиевые аномалии (рис. 15б). Их можно объяснить плавлением материала, близко к деплетированной мантии (для сравнения на диаграмме $La-Nb/Nb^*$ приведен состав характерных для DM выплавов в виде N-MORB). Изотопный состав неодама определен только для одной пробы базитов, имеющих повышенные содержания легких РЗЭ. Полученное значение ϵNd составляет –0.2 и свидетельствует о вкладе вещества метасоматизированной мантии (табл. 4).

Перечисленные геологические и геохимические особенности изученных пород не противоречат имеющимся представлениям о тектонических режимах территории в момент формирования даек габброидов. По мнению большинства исследователей Северное Приладожье в раннем палеопротерозое представляло собой рифтоген-

ную структуру, обязанную своим происхождением наличию гигантского мантийного плюма (Ладжская..., 2020; Малашин и др., 2003; Свириденко и др., 2017; Stepanova et al., 2014 и др.). Явное утонение континентальной коры и начало процесса рифтогенеза фиксируется исследователями и на смежной территории Финляндии (Vuollo, Nuhma, 2005). Считается, что заложение палеорифтовой зоны происходило северо-западнее площади исследований, выразилось во внедрении расслоенных массивов габбро и началось уже на этапе 2.4 млрд лет (Ладжская..., 2020). Дальнейшее развитие рифта продолжалось примерно до этапа 2.0 млрд лет и этот процесс прослеживается по накоплению супракрустальных пород (возраста 2.3–2.0 млрд лет) в узких рифтогенных структурах (например, пояс Перапохья в северной Финляндии) с одновременным внедрением многочисленных даек и силлов на российской и финской территориях (Vuollo, Nuhma, 2005; Степанова и др., 2017, 2018; Stepanova et al., 2014, 2015 и др.). Присутствие свекофеннского океанического бассейна доказано для смежных площадей Финляндии (офиолитовые комплексы Оутокумпу и Йормуа с возрастом даек габбро 1.96 млрд лет) (Kontinen, 1987). Изученные на российской территории дайковые поля габбро-долеритов Фенно-Карельского кратона и зоны его сочленения со Свекофенским орогеном находятся практически на продолжении этих структур. При сравнении геохимических параметров можно отметить в целом близость составов ранних даек Фенно-Карельского кратона и Раахе-Ладжской зоны и даек габбро из комплекса офиолитов Йормуа (Kontinen, 1987) (табл. 2), в то время как габбро-долериты Фенно-Карельского кратона с возрастом 1.93 млрд лет имеют более высокие содержания $Fe_2O_{3\text{общ}}$, TiO_2 , Zr , Y , Th и более низкую величину $Mg\#$.

ВЫВОДЫ

1. Тела и дайки габброидов, развитые в пределах Фенно-Карельского кратона и ранее считавшиеся архейскими, образуют две палеопротерозойские группы. На юге и в центре краевой части Фенно-Карельского кратона становление дайкового комплекса происходило на этапе 2091 ± 9 – 2086 ± 6 млн лет, на севере – в 1938 ± 6 – 1933 ± 26 млн лет. Поздние дайки в сравнении с ранними имеют более высокие содержания TiO_2 , $Fe_2O_{3\text{общ}}$, V , Y , Zr , Nb , Hf .

2. Геохимические особенности даек Фенно-Карельского кратона: обогащение легкими РЗЭ, отрицательные Nb/Nb^* , соотношения высокозарядных элементов $Nb/Y-Zr/Y$ и варьирующие ϵNd (от +2.7 до –3.4) позволяют предположить для них смешанный состав родоначальных расплавов с различными вкладами метасоматизиро-

ванной мантии и более примитивного мантийного источника.

3. Дайки и силлы габбро-долеритов Раахе-Ладожской зоны имеют возраст 2081 ± 7 млн лет и их внедрение осуществлялось синхронно с телами более ранних габброидов Фенно-Карельского кратона, с которыми они близки по минеральному составу, но отличаются геохимией. В Раахе-Ладожской зоне преобладают разности со слабо деплетированными и горизонтальными профилями легких РЗЭ, не имеющие отрицательных аномалий Nb/Nb* . По соотношениям Nb/Y–Zr/Y их родоначальные расплавы обязаны своим происхождением взаимодействию деплетированной мантии и более примитивного мантийного источника. Часть тел, подобно дайкам Фенно-Карельского кратона, обогащены легкими лантаноидами, имеет отрицательное значение $\epsilon Nd (-0.2)$ и формирование их родительских магм произошло при участии метасоматизированной литосферной мантии.

4. Изученные дайки габбро-долеритов, скорее всего, являются результатом деятельности одного или нескольких мантийных плюмов.

5. В качестве наиболее вероятной тектонической обстановки формирования дайковых полей предполагается рифтогенез.

Представленные в статье выводы базируются на впервые полученных для даек габбро-долеритов этой территории геохимических и геохронологических данных. Сложные по своему происхождению материнские расплавы габброидов нуждаются в дальнейшем изучении и для уточнения их природы требуются дополнительные данные по изотопной геохимии.

Работа выполнена в рамках темы НИР № FMUW-2022-0004. Уран-свинцовое датирование акцессорных минералов выполнено в рамках опытно-методических работ по развитию лабораторно-аналитического сопровождения мероприятий по государственному геологическому изучению недр, госконтракт № 049-00009-18-00 (Роснедра).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И. (2004) Значение Sm-Nd возраста в расшифровке геологической истории планеты. *Геотектоника*. (1), 87-94.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1000000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35), 36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2015. 400 с.
- Грачев А.Ф. (2003) Идентификация мантийных плюмов на основании изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик. *Петрология*. **11**(6), 618-654.
- Костицын Ю.А. (2004) Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? *Петрология*. **12**(5), 451-466.
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минералогия). (2020). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 435с.
- Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. (2003) Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс. *Вестник СПбГУ*. Сер. 7. **1**(7), 3-32.
- Мыскова Т.А., Львов П.А. (2022) Спракрустальные образования разновозрастных архейских зеленокаменных структур Карельского кратона Фенноскандинавского щита на границе со Свекофеннским блоком (состав, возраст, происхождение). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **30**(1), 3-32.
- Ранний докембрий Балтийского щита. (2005) СПб.: Наука. 711с.
- Решение III Всероссийского совещания “Общие вопросы расчленения докембрия”. (2001). *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **9**(3), 101-106.
- Свириденко Л.П., Исанина Э.В., Шаров Н.В. (2017) Глубинное строение, вулканоплутонизм и тектоника Приладожья. *Труды Карельского научного центра РАН*. (2), 73-85.
- Семихатов М.А. (1993) Новейшие шкалы общего расчленения докембрия: сравнение. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. **1**(1), 6-20.
- Скублов С.Г., Красоткина А.О., Макеев А.Б., Галанкина О.Л., Мельник А.Е. (2018) Уникальная находка преобразования циркона в баделлеит (рудопроявления Ичетью, Средний Тиман). *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. (1), 27-35.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Саватенков В.М. (2017) Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции. *ДАН*. **472**(1), 185191.
- Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. (2018) Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбродолеритов района Большозера. *Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология Докембрия*. (11), 3-16.
- Шарпенюк Л.Н., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. (2013) TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. *Региональная геология и металлогения*. (56), 40-50.
- Beckman V., Moller C., Soderlund U., Andersson J. (2017) Zircon Growth during Progressive Recrystallization of Gabbro to Garnet Amphibolite, Eastern Segment, Sveconorwegian Orogen. *J. Petrology*. **58** (1), 167–188.
- Black L.P., Kamo S.L., Alen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology. *Chemical Geology*. **200**(1–2), 155-170.
- Condie K.C. (1997) Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Precambrian Research*. **81**, 3-14.
- Condie K.C. (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*. **79**, 491-504.

- Fitton J.G., Saunders A.D., Larsen L.M., Fram M.S., Demant A., Sinton C. (1995) Magma sources and plumbing systems during break-up of the SE Greenland margin: preliminary results from ODP Leg 152. *J. Geological Society*. **152**, 985-990.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249-265.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger Urs. (2003) The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Published in Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **53**(1), 27-62.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian J. Earth Sciences*. **8**, 523-548.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137-150.
- Kontinen A. (1987) An early proterozoic ophiolite – the jormua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland *Precambrian Research*. **35**, 313-341.
- Ludwig K.P. (2000) SQUID 1.00. A User's Manual. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication*. (2), 17p.
- Ludwig K.P. (2001) Isoplot/Ex. A User's Manual. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication*. **1**, 56p.
- O'Brien H.E., Huhma H., Sorjonen-Ward P. (1993) Petrogenesis of the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. **17**, 147-184.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. (1976) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer: An application to oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* **31**, 269-278.
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. (2012) Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Research*. **21**, 728-744.
- Rubatto D., Scambelluri M. (2003) U-Pb dating of magmatic zircon and metamorphic baddeleyite in the Ligurian eclogites (Voltri Massif, Western Alps). *Contrib Mineral Petrol.* **146**, 341-355.
- Schilling J.G., Kingsley R.H., Hanan B.B., McCully B.L. (1992) Nd-Sr-Pb Isotopic Variations Along the Gulf of Aden: Evidence for Afar Mantle Plume-Continental Lithosphere Interaction. *J. Geophys. Res.* **97**, 10927-10966.
- Söderlund U., Johansson L. (2002) A simple way to extract baddeleyite (ZrO_2). *Geochem. Geophys. Geosyst.* **3**(2), 1-7.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N., Stepanov V.S., Shapovalov Y.B., Egorova S.V. (2014) Paleoproterozoic continental MORBtype tholeiites in the Karelian Craton: petrology, geochronology, and tectonic setting. *J. Petrolog.* **55**, 1719-1751.
- Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Yu.O., Stepanov V.S. (2015) The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U-Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes. *Precambrian Research*. **259**, 43-57.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publication*. **42**, 313-345.
- Vuollo J., Huhma H. (2005) Precambrian Geology of Finland: key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. *Precambrian Geology*. **14**, 195-236.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In *Rev. Econ. Geol.* (Eds. McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I.). **7**, 1-35.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. **95**, 185-187.