

УДК 551.21+551.24(99-11)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, U–Th–Pb ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ ФИЛЛА (ОСТРОВА РЁУЕР, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА)¹

© 2020 г. Е. В. Михальский^{1, *}, Н. Л. Алексеев^{2, 6}, И. А. Каменев³,
А. Н. Ларионов², М. А. Гоголев⁴, С. А. Светов⁴, Е. Л. Кунаккузин⁵

¹ВНИИОкеангеология,

Английский пр., д. 1, 190121, Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ),

Средний проспект, д. 74, 199106, Санкт-Петербург, Россия

³АО Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ),
ул. Победы, д. 24, 198412, Санкт-Петербург – Ломоносов, Россия

⁴Институт геологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, д. 11,
185910, Республика Карелия, Петрозаводск, Россия

⁵Геологический институт КНЦ РАН, ул. Фермана, д. 14,
184209, Мурманская обл., Апатиты, Россия

⁶Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, д. 2, 199034, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: emikhalsky@mail.ru

Поступила в редакцию 20.11.2019 г.

После доработки 02.02.2020 г.

Принята к публикации 04.02.2020 г.

На островах Рёуер (восточное побережье залива Прюдс) развита ассоциация горных пород, сложенная гранулитам основного состава (кристаллическими сланцами), плагиогнейсами и метаосадочными породами, выделяемая как серия Филла. Авторами статьи охарактеризован вещественный и изотопный (Nd) состав кристаллических сланцев, интерпретированных как первично вулканогенные образования, представлены результаты U–Th–Pb датирования (SHRIMP) циркона из этих пород. Полученные данные показывают, что протолит этих пород кристаллизовался около 1500 млн лет назад, а в дальнейшем породы испытали термальное воздействие на рубежах около 1000 млн лет и 545–515 млн лет назад. Относительно высокие значения параметра $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$, для большинства образцов варьирующие от 2 до 4.5, указывают на примитивный характер мантийного источника и ограниченное влияние коровой контаминации. Особенности химического состава пород позволяют предполагать, что формирование серии Филла происходило в конвергентных (задуговых(?)) условиях с участием как плюмовых, так и литосферных источников. Вместе с тем, наблюдаемая гетерогенная ассоциация пород может представлять результат тектонического взаимодействия образований активной континентальной окраины и океанического плато. Полученный раннемезопротерозойский возраст базитов серии Филла служит аргументом в пользу корреляции района островов Рёуер, с одной стороны, с долгоживущей протерозойской (супер) провинцией Масгрейв–Олбани–Фрейзер–Уилкс в Австралии и Антарктиде, с другой стороны, – с провинцией Восточные Гаты в Индии. Образование ранне-мезопротерозойской серии Филла указывает на то, что развитие гипотетического палеоокеана (его конвергентных окраин) не завершилось в палеопротерозойское время, а продолжилось в мезопротерозое. Корреляция с (супер)провинцией Масгрейв–Олбани–Фрейзер–Уилкс позволяет предполагать, что крупные блоки земной коры, представленные побережьем залива Прюдс и Австрало-Антарктическим блоком, испытывали совместное геологическое развитие, начиная с раннего мезопротерозоя.

Ключевые слова: метавулканиды, протерозой, SHRIMP, геодинамика, Антарктида, суперконтиненты докембрия

DOI: 10.31857/S0016853X20030078

ВВЕДЕНИЕ

Острова Рёуер (восточное побережье залива Прюдс) находятся в пределах докембрийского Ан-

тарктического щита, история формирования которого охватывает интервал времени, по крайней мере, от 3.5 до 0.8 млрд лет. Его отдельные фрагменты испытали тектонотермальную переработку в интервалах времени 1200–1000 и 600–500 млн лет назад (рис. 1, а) [4, 28]. Многочисленные исследова-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X20030078 для авторизованных пользователей.

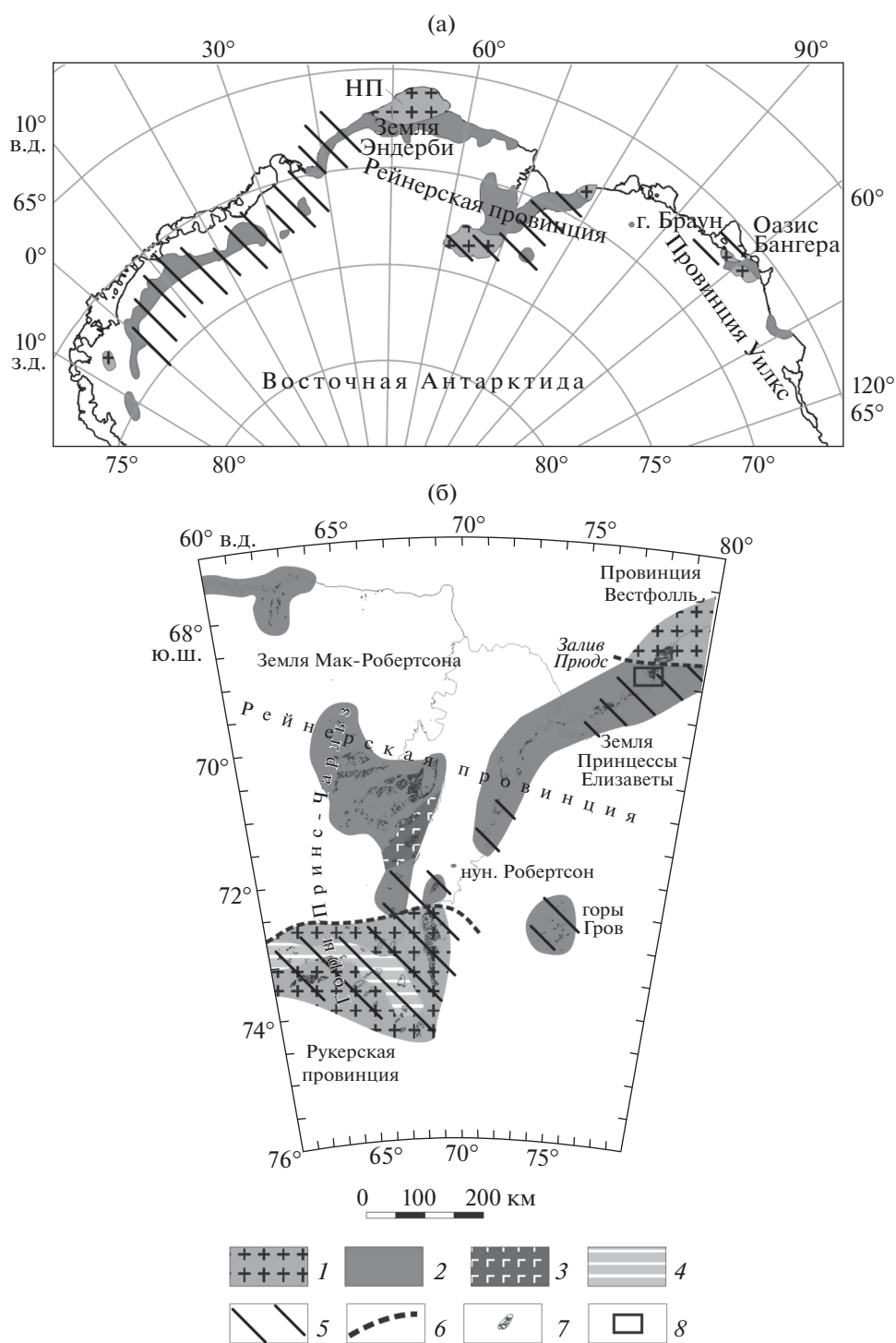


Рис. 1. Тектоническая схема Восточной Антарктиды (а) и гор Принс-Чарльз — побережья залива Прюдс (б).
Обозначена: НП — Нейпирская провинция.

1 — раннедокембрийские (архейские и архейско-палеопротерозойские) блоки; 2 — мезопротерозойско-раннепротерозойские подвижные пояса, на некоторых участках включающие переработанные фрагменты раннедокембрийских блоков; 3 — Фишерская зона Рейнерской провинции; 4 — неопротерозойские отложения; 5 — область тектонотермальной переработки в позднем неопротерозое — кембрии (орогения Прюдс); 6 — граница тектонических провинций; 7 — выходы горных пород; 8 — район исследований

ния посвящены определению рубежей кратонизации и характеру эндогенной эволюции земной коры отдельных частей Антарктического щита [5, 25, 27, 58], в то время как проблемам возникновения протолитов метаморфических пород, — их возрасту и геодинамическим условиям формирования, — уделялось гораздо меньше внимания, что, в значительной мере, обусловлено резким преобладанием в составе Антарктического щита продуктов тектономагматической переработки (анатектических гранитоидов, мигматитов) и парагнейсов при ограниченном развитии мафических комплексов.

В районе островов Рёуер развиты разнообразные структурно-вещественные комплексы, в составе которых преобладают мафические породы, по геохимическим особенностям которых можно реконструировать характер их петрогенеза и геодинамические условия формирования. Авторами проведено изучение фрагмента одного из таких комплексов, структурно-геологическая позиция которого указывает на его формирование на ранней стадии геологического развития.

Целью статьи является анализ U–Th–Pb данных по циркону из этих пород, полученных высокоточным, локальным методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SHRIMP), а также данных по их вещественному и изотопному Nd составу, что позволяет впервые сделать предположения о времени и геодинамическом режиме формирования земной коры исследуемого района. В статье также обсуждаются позднепалеопротерозойские и раннемезопротерозойские геологические образования мантийного (в конвергентных условиях) происхождения, установленные в Индии и Австралии, что позволяет рассматривать район исследования в контексте развития протерозойских подвижных поясов и становления/эволюции мезопротерозойского суперконтинента.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемый сектор Антарктического щита, к которому относится район островов Рёуер, включает три тектонические провинции (рис. 1, б), выделенные на основе специфики истории их геологического развития. В число этих провинций входят:

- Рузерская провинция в южной части гор Принс-Чарльз;
- провинция Вестфолль в восточной части побережья залива Прюдс;
- Рейнерская провинция, занимающая пространство между ними.

Рузерская провинция имеет двухъярусное строение и сложена структурно-вещественными комплексами гранито-гнейсового фундамента, сформированными в интервалах 3500–2800 и 2500–2100 млн лет назад, а также в различной степени метаморфизованными протерозойскими

осадочными толщами. Провинция Вестфолль преимущественно сложена ортогнейсами, протолиты которых были внедрены и метаморфизованы в интервале времени 2520–2450 млн лет назад. Рейнерская провинция на большей части сложена разнообразными гранито-гнейсами, парагнейсами и интрузивными чарнокитами при ограниченной роли мафических пород [58]. Значения модельных возрастов t_{DM}^{Nd} для пород Рейнерской провинции находятся в диапазоне 1.6–2.4 млрд лет. Она испытала полифазную геологическую историю в интервале от 1400 до 800 млн лет назад [37]. Наиболее древние (с возрастом 1400–1200 млн лет) породы установлены в центральной части гор Принс-Чарльз (см. рис. 1, б, Фишерская зона). В пределах Рейнерской провинции выделяются три периода тектоно-метаморфической активности:

- 1200–1100 млн лет,
- 1000–950 млн лет,
- 900–800 млн лет.

Данные периоды могут рассматриваться в качестве фаз Рейнерского орогенического цикла — Фишерская, Биверская и фаза Болинген, соответственно. Значения возраста реликтовых ядер зерен циркона в метаморфических породах Рейнерской провинции дают значения 1500–1400 млн лет, что указывает на достаточно широкое распространение раннемезопротерозойских протолитов пород, интенсивно переработанных 1000–800 млн лет назад [36].

Значительные по площади участки земной коры Земли Принцессы Елизаветы (в частности, острова Рёуер) были подвергнуты тектонотермальной переработке (высокотемпературный метаморфизм и деформации различного характера) в интервале времени 580–500 млн лет назад [29].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Район островов Рёуер (см. рис. 1, б) включает как протерозойские, так и архейские фрагменты коры [31]. Архейские фрагменты коры были выделены в архейский террейн Мазе [28], в котором преобладают тоналитовые ортогнейсы с возрастом более 3270 и 2820–2800 млн лет [31]. В северо-западной части архипелага (рис. 2, о. Филла, о. Ефремова), которую в нашем исследовании мы выделяем как мезо-неопротерозойский террейн Филла, широко развиты ортогнейсы с возрастом кристаллизации магматического протолита в интервале 1150–950 млн лет назад [31] и сопоставимые с ними по возрасту метагаббро. Эти ортогнейсы и габброиды интродировали до сих пор практически не изученную ассоциацию пород, преимущественно сложенную гранулитам основного состава (мафическими кристаллическими сланцами), плагиогнейсами и метаосадочными породами, в данной работе выделяемую как серия Филла.

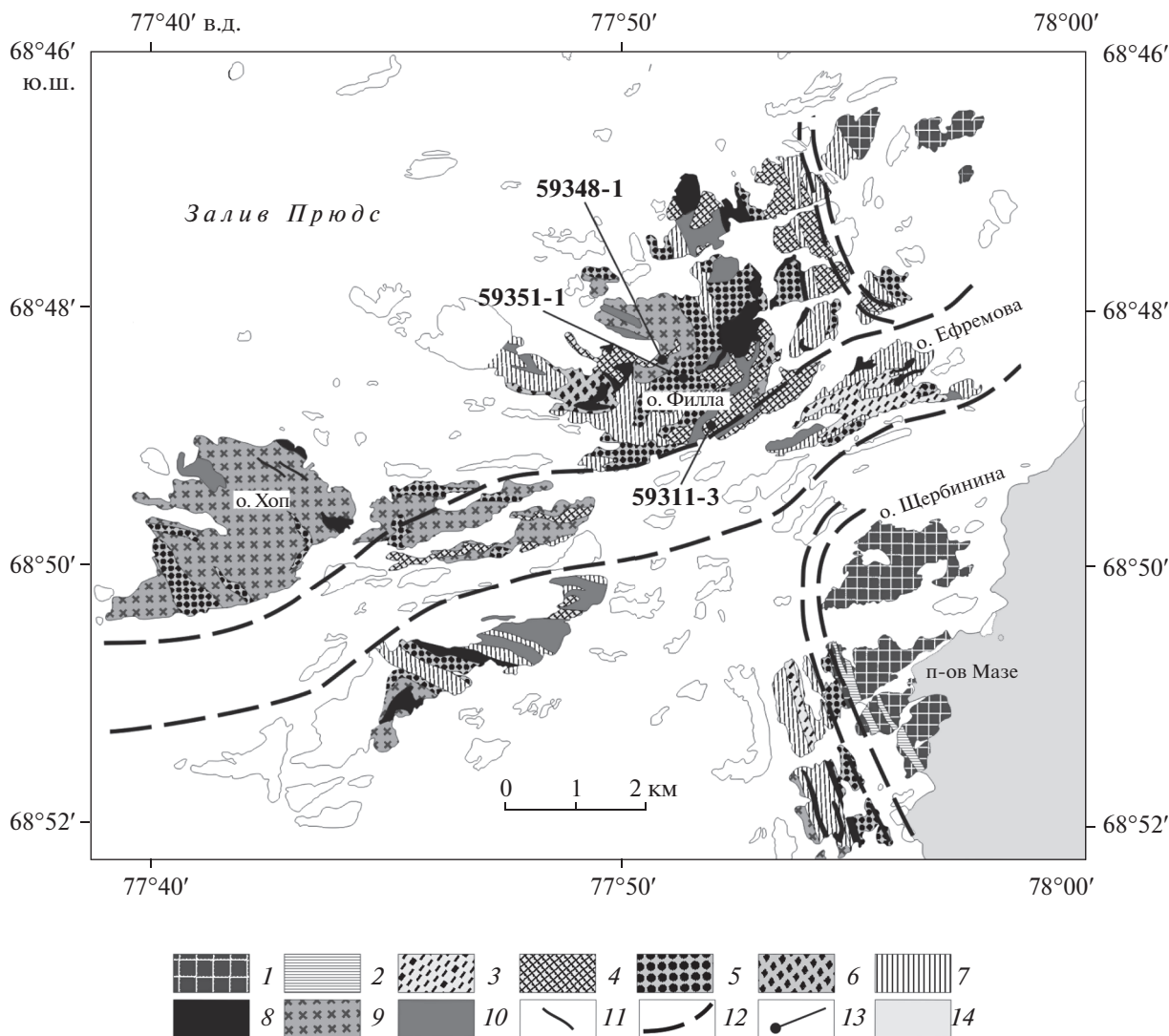


Рис. 2. Геологическая схема северной части островов Рёер.

1 – ортогнейсы и мафические гранулиты архейского возраста; 2 – парагнейсы Мазе; 3 – гранат–биотитовые ортогнейсы; 4–6 – серия Филла: 4 – двупироксеновые кристаллические сланцы (толща I), 5 – гранат–биотитовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы (толща II); 6 – силлиманит–гранатовые гнейсы и кварциты (толща III); 7 – метагранит–гранодиорит–плагиогранитовая ассоциация; 8 – метагаббронорит–диоритовая ассоциация; 9 – порфировидные метагранодиориты и метадiorиты; 10 – интрузивные чарнокитоиды; 11 – метаморфизованные и деформированные мафические дайки; 12 – зоны бластомилонитов; 13 – место отбора образца; 14 – ледниковый покров

Серия Филла

Серия Филла по литологическим признакам подразделяется на три толщи (I, II и III, см. рис. 2). Преимущественно породы интенсивно мигматизированы и рассланцованы, жильный материал представлен гранат- или ортопироксеносодержащими гранитами.

Толща I. Толща I сложена чередующимися мелкозернистыми гомогенными или тонкополосчатыми амфибол-двупироксеновыми, двупироксен-биотитовыми и гранат-пироксен-роговообманковыми мафическими кристаллическими сланцами

(рис. 3). Мощность отдельных пластов и пачек составляет от 2 до 10 м. В подчиненном количестве в виде узких прослоев и линз присутствуют лейкократовые биотит-ортопироксеновые и меланократовые клинопироксеновые или двупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы, а также гранат-ортопироксеновые плагиогнейсы, ортопироксен-гранат-биотитовые сланцы и силлиманит-гранатовые кварциты. Видимая мощность толщи достигает 300 м.

Толща II. Толща II сложена чередующимися гранат-биотитовыми, двупироксеновыми ($\pm$ рого-

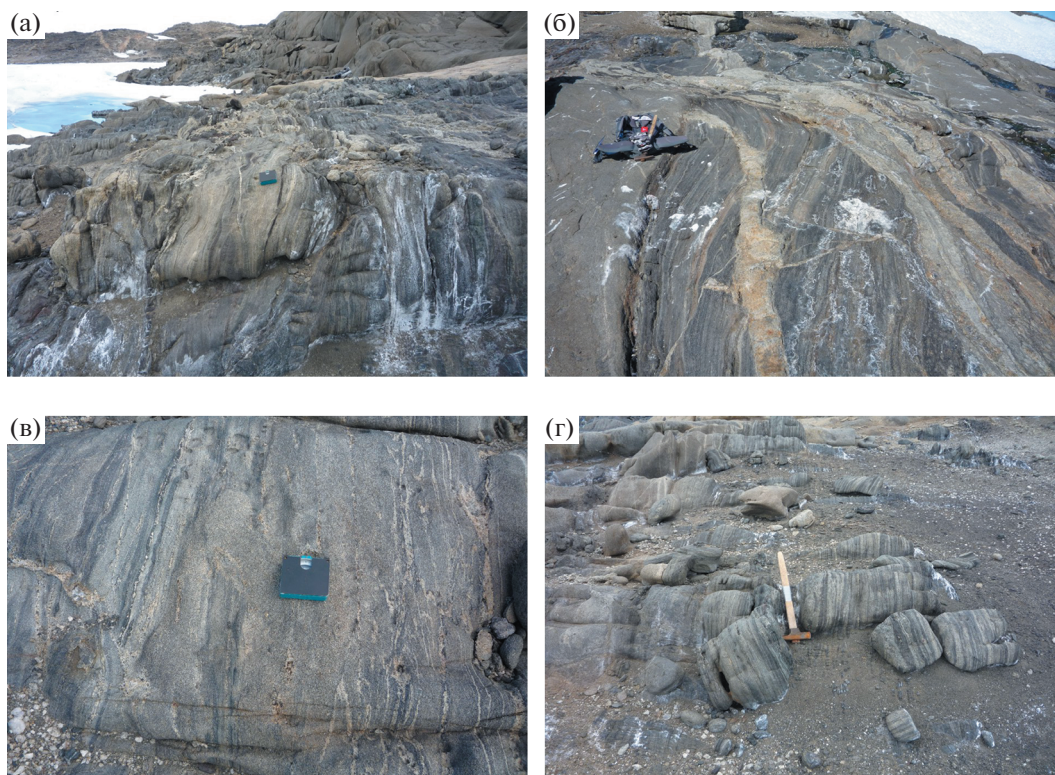


Рис. 3. Коренные выходы полосчатых кристаллических сланцев толщи I на о. Филла (а–г). Кристаллические сланцы интродуцированы жилами ортопироксеновых метагранитов (б).

вая обманка), ортопироксеновыми ($\pm$ биотит) и биотит-гранат-ортопироксеновыми кристаллическими сланцами или лейкократовыми кристаллическими сланцами. Мощность отдельных пластов и пачек составляет от 0.5 до 7 м. Гранат-биотитовые сланцы содержат вытянутые по сланцеватости линзы лейкократовых сланцев, возможно, представляющих собой деформированную гальку конгломератов. Видимая мощность толщи достигает 250 м.

Толща III. Толща III представлена силлиманит-гранатовыми гнейсами и кварцитами с редкими маломощными прослоями кристаллических сланцев, гранат-биотитовых и ортопироксен-гранатовых гнейсов. Редко отмечаются прослои ортопироксен-кордиеритовых пород. В нашей статье породы толщи III не рассматриваются.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изотопные U–Th–Pb исследования циркона

Изотопный анализ циркона был выполнен на ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II (Australian Scientific Instruments, Фишвик, Австралия) в Центре изотопных исследований (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия). Внутреннее строение зерен циркона было предварительно изучено в ЦИИ методом катодолюминесценции с помощью цифрового сканирующего электронного

микроскопа CamScan MX 2500S (CamScan Electron Optics, Великобритания). Методика измерений, по [62]. Диаметр пучка при локальных измерениях составлял 18–20 μm , первичный ток – около 4 нА. Pb/U соотношения нормализовались к стандарту TEMORA-2, имеющего $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.0668$, что соответствует возрасту 416.75 млн лет [11]. Содержание обыкновенного свинца (Pb_c) скорректировано по измеренному содержанию ^{204}Pb . Если не оговорено особо, то все приводимые значения возраста соответствуют конкордному возрасту, по [38], приводимые погрешности соответствуют 2σ .

Анализ изотопного состава Nd

Sm–Nd изотопные исследования выполнены в Лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН (г. Апатиты, Мурманская обл., Россия) с применением методики химического разложения проб для проведения масс-спектрометрических измерений [1]. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT 262, оснащенном квадрупольной установкой (RPQ) (Finnigan MAT, г. Сан-Хосе, Калифорния, США) в статическом двухленточном режиме. Среднее

значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla за период измерений составило $0.511828 \pm \pm 0.000022$ ($n = 10$). Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношения составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR-2. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.003–0.004%. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Точность определения концентраций Sm и Nd $\pm 0.5\%$. Изотопные отношения были нормализованы по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, затем пересчитаны на принятое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860.

При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов t_{DM} использованы современные значения:

- CHUR, по [14], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$);
- DM, по [26], ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

Химический состав пород

Химический состав пород (макроэлементы) определялся рентгено-флуоресцентным методом во ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия). Содержания редких, редкоземельных и транзитных элементов (V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, Hf, Ta, Pb, Th, U; элементы V, Cr, Co, Ni, Rb, Ta и Pb определены для части образцов) определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Содержания элементов измерялись на квадрупольном масс-спектрометре X-SERIES 2 Terhmo scientific (Thermo Scientific, Уолсам, Массачусетс, США) с использованием методики, по [6] в Аналитическом центре Института геологии КарНЦ РАН (г. Петрозаводск, Карелия, Россия). Для анализа использовалась навеска массой 100 мг. Разложение образцов горных пород проводилось путем кислотного вскрытия в открытой системе. Для разложения проб использовались особо чистые кислоты, дополнительно очищенные путем перегонки в дистилляторе для кислот “PTFE/PFASubboilingEcoIR” компании High-purity Standards (Северный Чарльстон, Южная Каролина, США), и деионизированная вода. Калибровка ICP-MS проводилась с использованием 68-элементного (ICP-MS-68A-A) и 13-элементного (ICP-MS-68A-B) стандартных растворов компании High-purity Standards (Северный Чарльстон, Южная Каролина, США). Измерение исследуемых образцов, контрольных образцов и холостых образцов выполнялось группами по 15–20 шт., с промежуточным промером калибровочных блоков, для фиксации дрейфа чувствительности прибора. В качестве аттестованных контрольных образцов использовались стандартные образцы горных пород СГД-2А,

С-1412, ВНВО2. Измеренные значения концентраций характеризуются низкими значениями относительного стандартного отклонения (RSD) и для большинства элементов процентные соотношения составляют менее 7%, для Co, Ni, Y и Ta составляют 7–12%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучено 3 образца мафических кристаллических сланцев толщи I (обр. 59348-1 и 59311-3) и толщи II (обр. 59351-1). Полученные данные приведены в Приложении 1. Образцы представлены мелкозернистыми амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами с незначительным содержанием биотита.

Образец 59351-1. В этой породе содержатся преимущественно удлиненно-призматические (отношение длина/ширина, $l = 2-4$) крупные (150–300 мкм по удлинению) кристаллы практически без граней дипирамиды (рис. 4). Грани призмы в большинстве кристаллов неровные и несут следы перекристаллизации. В зернах развита отчетливая планарная зональность, выраженная чередованием более светлых и более темных в катодолюминесценции полос. Предполагается магматическое происхождение этих зерен. Реже встречаются овальные или скругленные зерна с гомогенным внутренним строением, но иногда они содержат ядра с зональностью. Округлые зерна характеризуются темными тонами катодолюминесценции и обычно не имеют зональности, предполагается их метаморфогенное происхождение. Было выполнено 49 анализов по 47 зернам, из них проведен 31 анализ по призматическим зернам или ядрам, 16 по округлым зернам и 2 по оболочкам. Призматические зерна имеют невысокие концентрации U (в основном 150–400 ppm), отношение Th/U = 0.5–1.4. Округлые зерна имеют более высокие концентрации U (700–1400 ppm), Th/U = 0.1–0.5.

Большинство анализов призматических зерен оказались в различной степени дискордантными, но девять анализов являются конкордантными или близконкордантными ($D \leq 3$). По всем анализам призматических зерен можно построить линию регрессии с верхним пересечением в значении 1505 ± 13 млн лет и нижним пересечением – 570 ± 43 млн лет (см. рис. 4). Десять анализов метаморфогенных округлых зерен с относительно низким отношением Th/U являются практически конкордантными и образуют группу с возрастом 525 ± 3 млн лет.

Образец 59348-1. В породе содержатся мелкие (50–100 мкм) округлые зерна циркона. В катодолюминесценции большинство зерен имеет двух- или трехфазное строение (рис. 5) – темную или с

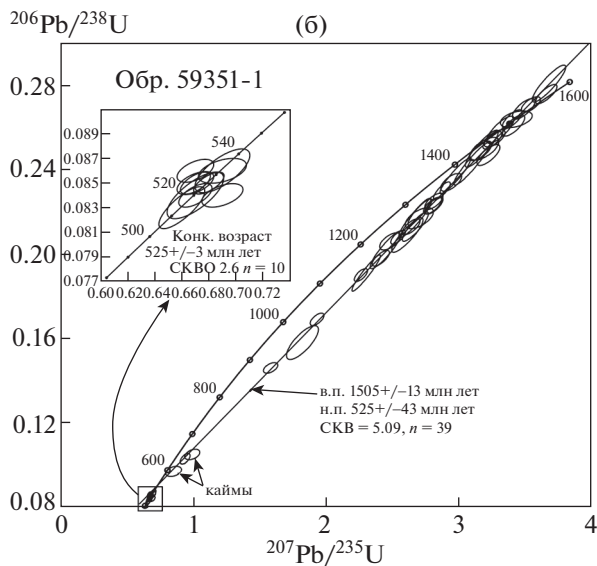


Рис. 4. Катодолуминесцентные снимки зерен циркона (а) и U–Pb диаграмма с конкордией (б) для образца 59351-1.

пятнистой зональностью центральную часть, окруженную светлой оболочкой, в большинстве случаев слишком тонкую для анализа, некоторые темные зерна содержат яркие в катодолуминесценции ядра. Было выполнено 26 анализов по 21 зерну, из них 2 анализа — по внешним оболочкам. Содержания U в проанализированных зернах находятся в пределах от 100 до 400 ppm, а в некоторых зернах — до 9000 ppm. Отношение Th/U = 0.05–0.20. Большая часть анализов в той

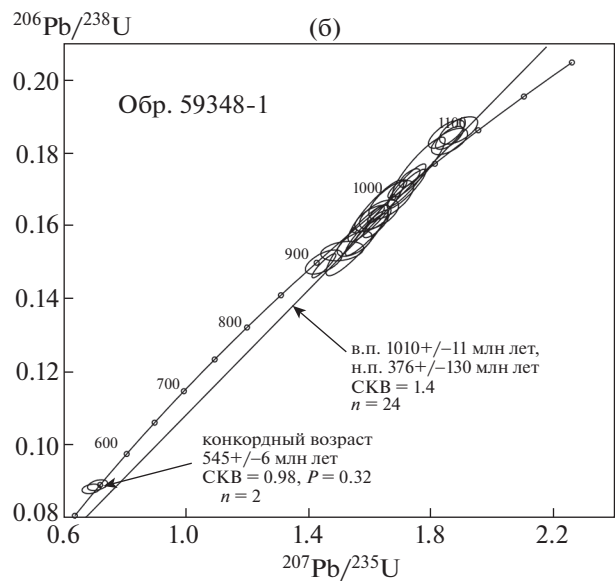
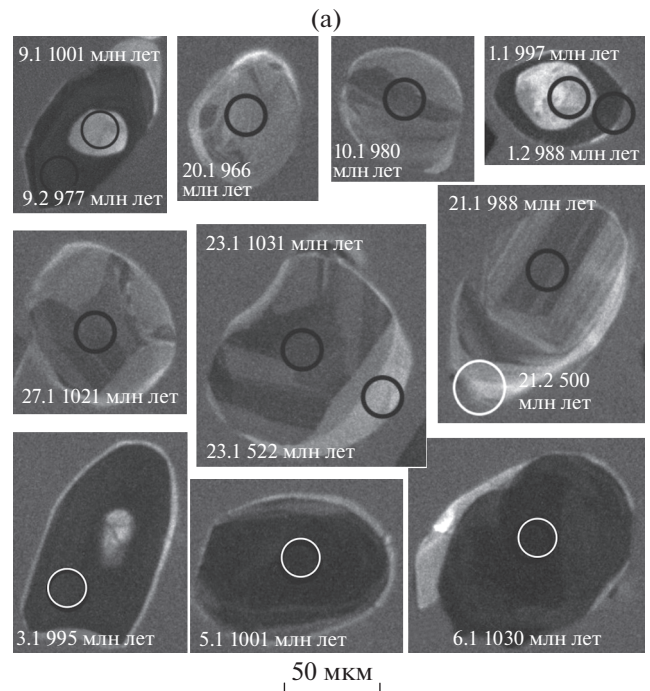


Рис. 5. Катодолуминесцентные снимки зерен циркона (а) и U–Pb диаграмма с конкордией (б) для образца 59348-1.

или иной степени дискордантны ($D < 10$), 9 анализов практически конкордантны ($D < 4$). Значения возраста анализов центральных частей зерен, рассчитанные по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ или $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, варьируют в пределах 900–1050 млн лет, и по ним (24 анализа) можно построить линию регрессии с верхним пересечением в значении 1010 ± 11 млн лет и нижним пересечением в значении 374 ± 130 млн лет (см. рис. 5). По двум

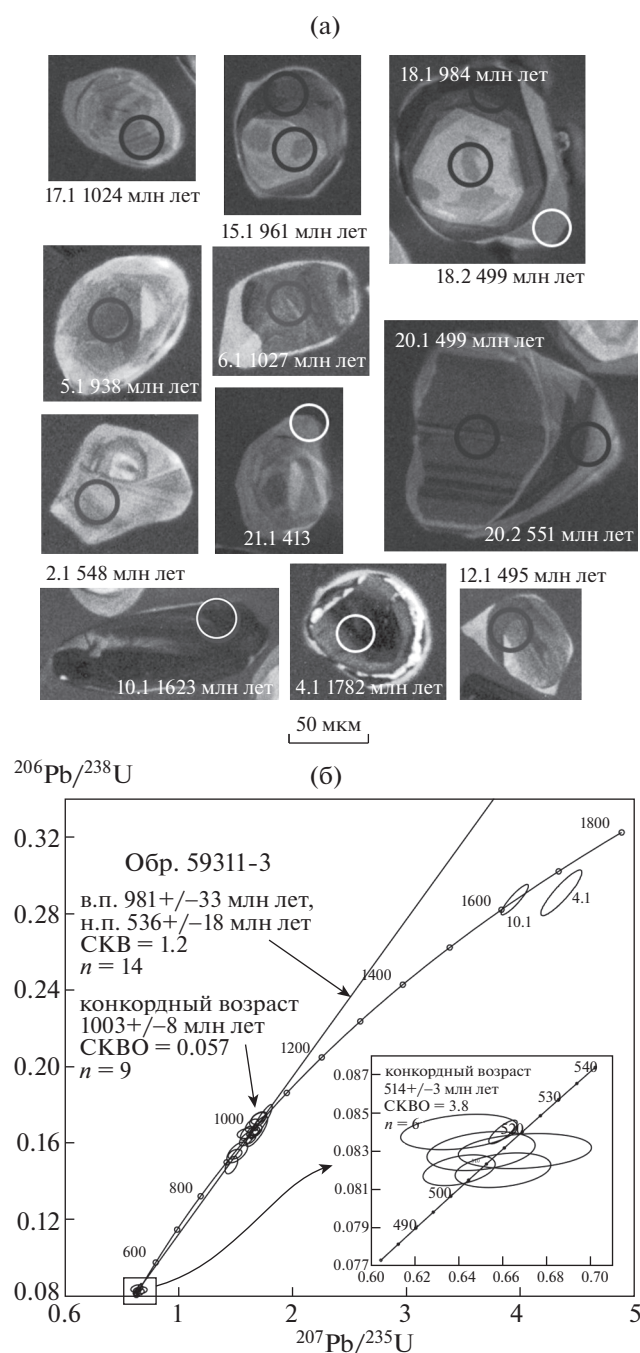


Рис. 6. Катодолюминесцентные снимки зерен циркона (а) и U—Pb диаграмма с конкордией (б) для образца 59311-3.

анализам ярких оболочек рассчитан возраст 545 ± 6 млн лет.

Образец 59311-3. В породе содержатся мелкие (50–100 мкм) округлые зерна, преимущественно светлые в катодолюминесценции (рис. 6). В некоторых зернах отмечаются ядра с секторной зональностью. Вокруг ядер часто образуется светлая оболочка, которая формирует новые грани зерен. Содержание U как в центральных частях

зерен, так и в оболочках обычно варьирует в пределах 100–300 ppm, в отдельных анализах оно достигает 2000 ppm. Величина Th/U отношения в центральных частях зерен составляет 0.2–0.3, в оболочках составляет 0.1–0.2. Большая часть анализов слабо дискордантны ($D \leq 8$), 5 анализов конкордантны ($D < 4$). Было выполнено 20 анализов по 19 зернам. Девять анализов центральных частей зерен образуют группу с возрастом 1003 ± 8 млн лет, а пять анализов оболочек образуют группу с возрастом 514 ± 3 млн лет. Линия регрессии, построенная по 18 анализам, за исключением двух анализов с высоким содержанием U, образует верхнее пересечение с конкордией, отвечающее возрасту 981 ± 33 млн лет и нижнее пересечение — 536 ± 18 млн лет (см. рис. 6). Два анализа с высоким содержанием U характеризуются $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 1623 ± 6 и 1782 ± 4 млн лет.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd ПОРОД СЕРИИ ФИЛЛА

Было выполнено 8 Sm—Nd анализов кристаллических сланцев серии Филла (табл. 1). Породы имеют сопоставимые концентрации Sm и Nd в диапазонах 2.5–7 и 9–35 ppm соответственно. Значения отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ варьируют в больших пределах: от 0.11 до 0.18. Величина параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ также широко варьирует от –13.8 до –1.0, но при этом значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t = 1.5)$ (рассчитанные на время $t = 1.5$ млрд лет и отвечающее возрасту призматических цирконов в обр. 59351-1) варьируют от –1.7 до 4.5. Для пяти образцов значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t = 1.5)$ близки и находятся в диапазоне 2.2–4.5. Значения модельного возраста ($t_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$) варьируют в пределах 1.76–2.83 млрд лет. Значительный разброс модельного возраста обусловлен вариациями Sm/Nd отношения.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД СЕРИИ ФИЛЛА

Химический состав пород серии Филла охарактеризован 57 анализами на главные и микрокомпоненты. Анализировались лишь те породы, вещественный состав которых позволяет предполагать их вулканогенное происхождение; породы осадочного происхождения не анализировались. Представительные анализы кристаллических сланцев приведены в табл. 2. Содержание кремнезема в породах варьирует в широких пределах от 37 до 67% (здесь и далее — вес. %), но в большинстве пород содержание SiO_2 составляет 45–51% (рис. 7, а). Это определяет унимодальный характер распределения содержания кремнезема. Большая часть пород с повышенным содержанием SiO_2 относится к толще II. Таким образом,

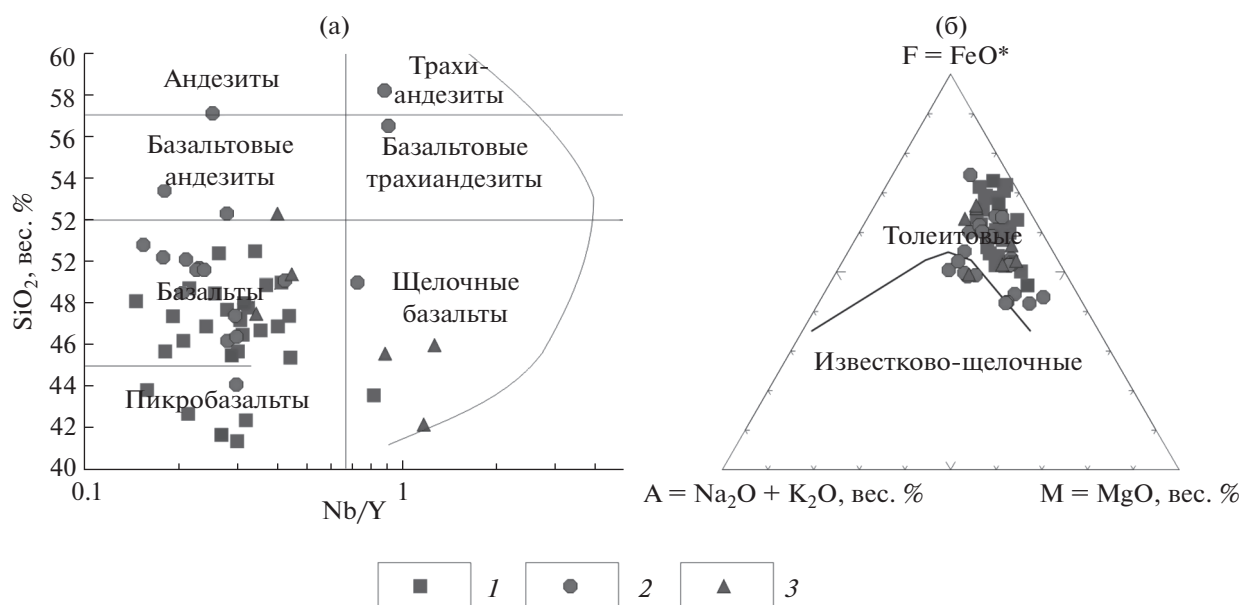


Рис. 7. Классификационная диаграмма в координатах Nb/Y – SiO₂, по [64] (а), диаграмма в координатах АFМ для пород серии Филла, по [30] (б).
1 – группа 1; 2 – группа 2; 3 – группа 3

кристаллические сланцы толщи I могут рассматриваться как преимущественно метаморфизованные базальтоиды и, в резко подчиненном количестве, пикробазальты, а породы толщи II – как метаморфизованные базальты и базальтовые андезиты. По величине отношения Nb/Y очень малая часть пород отвечает базальтоидам повышенной щелочности. Содержание Al₂O₃ не превышает 17%, что указывает на низкоглиноземистый характер серии. Индекс магнезиальности #mg (#mg = 100 × MgO/(MgO + FeO*), мол. %) варьирует в пределах 35–65. Содержания TiO₂ и

P₂O₅ варьируют преимущественно в пределах 0.8–3.5 и 0.1–0.7%, соответственно. На диаграмме АFМ все проанализированные породы серии Филла отвечают слабо дифференцированной толеитовой серии (см. рис. 7, б).

Содержание микроэлементов варьирует в широких пределах, а концентрации К, Rb, Ва могут различаться на порядок. Очевидно, эта изменчивость может определяться метаморфическими процессами, поэтому при дальнейшем рассмотрении эти элементы учитываться не будут. Менее значимая вариативность отмечается в концентрации вы-

Таблица 1. Sm–Nd данные для пород серии Филла.

Образец	Группа	[Sm]	[Nd]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	2σ	ε(0)	ε(1.5)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd, млн лет
59571-5	1	3.528	12.972	0.16440	0.512550	17	–1.7	4.5	1857
59578-2	1	5.263	18.997	0.16746	0.512559	7	–1.5	4.1	1949
59348-1	1	2.747	9.227	0.18002	0.512588	6	–1.0	2.2	2541
59311-3	1	2.619	8.844	0.17900	0.512504	5	–2.6	0.8	2833
59578-11	3	3.813	16.063	0.14347	0.512338	9	–5.9	4.4	1762
59351-1	2	2.656	11.55	0.13899	0.511981	6	–12.8	–1.7	2379
59573	2	8.229	35.286	0.14097	0.511997	12	–12.5	–1.8	2410
59589-1	2	4.911	26.952	0.11014	0.511928	10	–13.8	2.8	1797

Таблица 2. Химический состав пород серии Филла.

Обр. №	59 571-5	59 578-2	59 578-4	59 578-7	59 579-5	59 579-10	59 589-2	59 589-3	
толща	I	I	I	I	I	I	I	I	
группа	1	1	1	1	1	1	1	1	
SiO ₂	46.70	47.40	47.20	45.70	46.90	46.50	47.70	46.90	
TiO ₂	1.83	1.99	2.25	2.34	2.29	2.38	2.42	2.98	
Al ₂ O ₃	14.90	15.00	13.60	14.10	13.70	13.80	12.80	12.20	
Fe ₂ O ₃ *	14.60	13.20	15.70	17.70	15.40	16.20	16.60	17.90	
MnO	0.22	0.19	0.21	0.26	0.28	0.25	0.24	0.44	
MgO	7.49	4.91	6.69	8.75	7.71	7.13	7.33	5.43	
CaO	10.30	14.60	11.60	9.49	11.80	11.30	9.61	12.50	
Na ₂ O	2.48	2.04	2.21	1.42	1.72	1.90	2.42	1.55	
K ₂ O	0.90	0.32	0.64	0.48	0.56	0.44	0.79	0.37	
P ₂ O ₅	0.19	0.26	0.19	0.20	0.20	0.22	0.20	0.31	
ппп	0.42	0.31	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	
#mg	50.40	42.42	45.77	49.47	49.79	46.57	46.65	37.53	
V	323	316	362	424	344	389	340	387	
Cr	164	77	117	74	241	213	129	53	
Co	54	35	52	55	46	51	46	41	
Ni	68	36	60	60	64	78	51	35	
Rb	9	2	4	5	3	2	8	2	
Sr	220	289	244	109	188	154	150	106	
Y	25	23	27	34	30	36	29	45	
Zr	57	75	91	81	105	110	95	85	
Nb	9	10.2	8.4	10.4	7.3	11.4	8.2	18.4	
Ba	203	86	43	27	145	61	74	94	
La	8.34	9.26	7.46	9.24	9.75	9.22	6.45	10.57	
Ce	20.51	23.88	20.31	34.04	23.87	24.96	18.42	30.86	
Pr	2.83	3.5	3.09	3.53	3.26	3.7	2.94	4.92	
Nd	13.06	16.87	14.79	17.96	15.18	17.97	14.32	23.52	
Sm	3.76	5.01	4.66	5.67	4.89	5.73	4.62	7.55	
Eu	1.34	1.69	1.59	1.76	1.65	1.79	1.44	1.90	
Gd	4.52	5.43	5.57	6.68	5.77	6.91	5.62	8.88	
Tb	0.76	0.86	0.93	1.09	0.98	1.14	0.98	1.50	
Dy	4.64	5.09	5.53	6.7	6.12	7.27	6.04	9.42	
Ho	0.96	0.97	1.10	1.35	1.25	1.50	1.23	1.95	
Er	2.85	2.72	3.16	3.88	3.62	4.26	3.59	5.54	
Tm	0.42	0.38	0.41	0.52	0.51	0.58	0.47	0.73	
Yb	2.69	2.33	2.70	3.24	3.23	3.89	3.17	4.79	
Lu	0.39	0.34	0.39	0.5	0.47	0.57	0.48	0.70	
Hf	1.92	2.89	3.31	2.52	3.12	3.44	3.51	2.65	
Ta	0.77	1.05	0.64	0.85	0.51	1.08	0.62	1.37	
Pb	4	5	4	13	3	4	3	3	
Th	0.77	0.68	0.46	1.02	1.22	0.7	0.22	0.19	
U	0.16	0.23	0.16	0.35	0.14	0.21	0.1	0.08	

Таблица 2. (Продолжение)

Обр.	59595-7	59311-3	59348-1	59584-12	59585	59578-14	59579-12	59585-2	
толща	I	I	I	II	II	I	I	II	
группа	1	1	1	1	1	1	1	1	
SiO ₂	48.50	48.69	47.38	50.40	48.10	45.50	36.50	48.00	
TiO ₂	1.17	1.10	1.16	0.82	1.76	0.94	3.18	2.26	
Al ₂ O ₃	13.60	14.59	14.79	16.00	13.80	13.60	16.90	13.80	
Fe ₂ O ₃	13.80	12.52	13.28	12.10	15.00	11.50	23.60	17.00	
MnO	0.22	0.20	0.25	0.24	0.23	0.22	0.33	0.23	
MgO	8.71	7.92	8.02	8.77	7.08	9.66	8.49	6.88	
CaO	10.60	10.80	10.70	9.83	12.90	14.60	8.35	11.00	
Na ₂ O	2.11	2.60	2.51	1.44	1.26	1.26	1.17	1.20	
K ₂ O	0.85	0.74	0.50	0.63	0.16	0.92	0.67	0.45	
P ₂ O ₅	0.08	0.28	0.15	0.07	0.13	0.07	0.26	0.21	
ппп	0.53	0.91	1.08	0.05	0.05	1.75	0.68	0.05	
#mg	55.55	54.00	52.43	58.94	48.31	62.46	41.60	44.49	
V	213	330	314	189	341	174	524	330	
Cr	209	188	186	177	130	489	150	64	
Co	44	49	54	49	51	43	64	47	
Ni	77	90	91	58	57	114	58	36	
Rb	15	3	5	18	1	14	24	4	
Sr	150	109	119	152	138	344	106	61	
Y	17	21	23	15	28	14	45	30	
Zr	41	95	63	43	70	47	90	113	
Nb	4.4	4.5	4.4	4	4.1	4.1	10.2	9.6	
Ba	97	43	37	61	22	285	39	25	
La	6.21	5.48	5.46	5.79	5.8	6.99	14.99	9.75	
Ce	15.52	13.4	13.1	13.8	14.1	15.14	38.23	24.1	
Pr	2.2	1.95	1.99	1.75	2.23	1.97	5.64	3.39	
Nd	10.03	8.41	9.15	7.08	11.1	8.76	27.1	15.2	
Sm	2.95	2.55	2.52	1.81	3.00	2.51	7.94	4.14	
Eu	1.01	0.9	0.82	0.84	1.20	0.83	2.39	1.46	
Gd	3.39	2.96	2.94	2.17	4.06	2.81	8.92	4.86	
Tb	0.59	0.57	0.56	0.36	0.69	0.47	1.48	0.86	
Dy	3.68	3.83	3.76	2.63	4.60	2.85	8.91	5.41	
Ho	0.77	0.73	0.83	0.56	1.01	0.58	1.85	1.10	
Er	2.24	2.35	2.43	1.57	2.98	1.70	5.43	3.11	
Tm	0.31	0.30	0.35	0.25	0.41	0.24	0.77	0.44	
Yb	2.06	2.03	2.27	1.43	2.40	1.60	5.12	2.70	
Lu	0.31	0.33	0.32	0.22	0.37	0.25	0.80	0.35	
Hf	1.61	2.19	1.93	1.13	1.9	1.37	3.15	2.93	
Ta	0.45	0.2	0.63	0.45	0.3	0.38	0.79	0.73	
Pb	5	8	4	6	5	23	5	5	
Th	0.80	0.21	0.44	0.32	0.55	2.70	2.11	1.89	
U	0.41	0.16	0.25	0.26	0.29	0.76	0.52	0.90	

Таблица 2. (Продолжение)

Обр.	59364-1	59376-2	59584	59584-9	59584-10	59585-4	59585-5	59572-5	
толща	II	II	II	II	II	II	II	I	
группа	2	2	2	2	2	2	2	2	
SiO ₂	60.00	57.10	50.80	52.30	66.20	53.40	62.90	46.20	
TiO ₂	1.71	1.31	1.79	0.96	1.08	1.55	1.31	1.56	
Al ₂ O ₃	13.00	15.10	13.60	16.50	12.90	14.40	12.90	13.70	
Fe ₂ O ₃	14.00	13.30	16.00	11.90	8.67	15.30	10.50	15.20	
MnO	0.18	0.34	0.21	0.14	0.09	0.22	0.12	0.23	
MgO	5.04	5.52	6.26	7.66	3.75	6.33	4.21	9.38	
CaO	2.75	3.36	9.41	8.52	3.94	8.03	5.62	11.20	
Na ₂ O	1.51	2.12	1.45	1.89	1.96	1.29	1.43	1.38	
K ₂ O	1.83	2.08	0.38	0.45	1.30	0.18	0.61	1.18	
P ₂ O ₅	0.11	0.11	0.14	0.09	0.11	0.13	0.25	0.08	
ппп	0.05	0.05	0.14	0.05	0.05	0.05	0.35	0.11	
#mg	41.62	45.11	43.66	56.04	46.14	45.04	44.26	55.00	
V	284	217	305	200	152	280	231	360	
Cr	179	166	82	136	105	74	83	253	
Co	36	37	47	44	26	46	32	59	
Ni	44	72	47	52	44	26	44	88	
Rb	98	101	5	10	64	2	27	50	
Sr	72	102	60	58	62	42	84	300	
Y	32	31	33	17	21	25	24	12	
Zr	175	117	89	65	128	79	133	40	
Nb	10.1	7.9	5.1	4.8	8.2	4.5	7.7	3.4	
Ba	225	396	38	57	177	15	120	269	
La	18.8	19.5	11.3	10.7	20.4	9.76	24.7	16.05	
Ce	34.9	35	28	19.3	40.7	24.3	51.8	34.59	
Pr	4.33	4.18	4.23	2.55	4.60	2.98	5.71	4.03	
Nd	16.4	16.1	18.2	10.6	17.8	14	24.1	15.8	
Sm	3.88	3.73	4.92	2.28	3.66	3.80	5.94	3.24	
Eu	0.96	1.05	1.17	0.94	0.93	1.01	1.01	0.94	
Gd	4.59	3.85	5.18	2.33	3.66	4.40	5.59	2.89	
Tb	0.78	0.67	0.88	0.39	0.57	0.67	0.76	0.43	
Dy	5.57	4.76	5.63	2.80	3.79	4.53	4.59	2.50	
Ho	1.16	1.06	1.19	0.58	0.71	0.95	0.82	0.50	
Er	3.39	3.28	3.45	1.78	2.25	2.76	2.52	1.39	
Tm	0.49	0.51	0.48	0.25	0.34	0.42	0.36	0.17	
Yb	3.09	3.24	3.00	1.71	2.22	2.46	1.97	1.24	
Lu	0.43	0.47	0.39	0.24	0.31	0.32	0.33	0.18	
Hf	4.7	3.05	2.42	1.66	3.51	2.27	3.7	1.33	
Ta	0.81	0.8	0.34	0.45	0.93	0.4	0.56	0.32	
Pb	6	8	6	7	10	7	5	6	
Th	5.79	4.93	2.33	3.61	11.4	1.25	7.82	1.53	
U	0.71	0.34	0.94	0.51	1.34	0.86	1.44	0.31	

Таблица 2. (Окончание)

Обр.	59573	59589	59589-1	59351-1	59578-9	59578-10	59578-11	59578-12	59579-7
толща	I	I	I	II	I	I	I	I	I
группа	2	2	2	2	3	3	3	3	3
SiO ₂	50.20	46.40	49.70	49.60	38.6	45.6	46	42.20	52.30
TiO ₂	0.89	2.35	0.80	0.70	3.35	1.9	2.34	2.14	2.41
Al ₂ O ₃	9.36	13.60	14.90	14.38	13	15.3	15.3	16.80	16.10
Fe ₂ O ₃	10.30	16.90	10.20	10.11	17.70	8.21	14.70	19.80	15.10
MnO	0.22	0.24	0.17	0.18	0.24	0.21	0.18	0.33	0.82
MgO	10.30	7.57	8.64	10.62	5.44	5.32	9.03	11.00	4.52
CaO	16.00	10.10	11.50	10.59	17.2	20.5	8.71	5.08	6.79
Na ₂ O	1.28	2.08	2.32	2.23	0.59	0.64	1.23	0.86	1.61
K ₂ O	0.39	0.87	0.52	0.46	2.12	0.65	2.02	1.74	0.62
P ₂ O ₅	0.08	0.20	0.16	0.14	0.68	0.23	0.21	0.17	0.32
ппп	1.28	0.10	1.16	1.04	0.87	1.19	0.2	0.05	0.05
#mg	66.45	47.01	62.65	66.23	37.84	56.20	54.88	52.39	37.22
V	259	365	171	232	180	168	222	—	—
Cr	124	155	511	677	30	96	135	—	—
Co	38	52	35	50	46	41	64	—	—
Ni	39	63	87	191	27	62	115	—	—
Rb	9	9	4	5	47	22	81	121	17
Sr	234	206	187	96	426	353	103	111	124
Y	23	34	16	15	29	15	16	48	57
Zr	29	129	114	98	241	103	89	488	165
Nb	4.1	10.3	3.7	3.4	36.7	13.3	20.3	56.3	23.2
Ba	112	237	321	43	2100	1377	1545	570	1840
La	15.11	22.03	21.57	11.00	44.91	16.37	11.56	71.1	35.2
Ce	44.44	50.29	44.98	24.2	80.16	32.66	25.69	143	65.8
Pr	6.69	6.13	5.39	2.93	9.52	4.19	3.43	18.30	8.73
Nd	31.21	25.12	20.0	11.00	39.75	17.91	14.91	64.5	35.1
Sm	7.82	6.67	3.97	2.64	9.05	4.47	3.93	14.50	8.22
Eu	1.24	1.86	1.15	0.59	2.85	1.69	1.51	4.69	2.00
Gd	6.50	7.10	3.59	2.83	8.32	4.20	3.97	11.40	7.90
Tb	1.01	1.14	0.55	0.44	1.17	0.61	0.63	1.87	1.42
Dy	5.50	6.95	3.39	2.50	6.12	3.54	3.55	9.73	8.31
Ho	1.06	1.42	0.69	0.57	1.17	0.65	0.67	2.04	1.74
Er	2.77	4.05	2.05	1.67	3.04	1.84	1.93	5.07	5.23
Tm	0.38	0.58	0.29	0.20	0.40	0.25	0.25	0.70	0.85
Yb	2.34	3.49	1.86	1.36	2.54	1.57	1.69	5.21	5.36
Lu	0.34	0.54	0.27	0.20	0.35	0.21	0.24	0.63	0.69
Hf	1.3	3.62	2.7	1.34	5.88	2.82	1.81	10.5	4.45
Ta	0.3	0.71	0.33	0.19	2.63	1.01	1.78		
Pb	3	6	6	10	65	48	5		
Th	1.06	1.66	4.41	0.62	2.88	1.47	0.52	7.91	6.61
U	0.15	0.15	0.45	0.17	3.81	3.34	0.44	1.22	0.94

* Железо суммарное в форме Fe₂O₃.

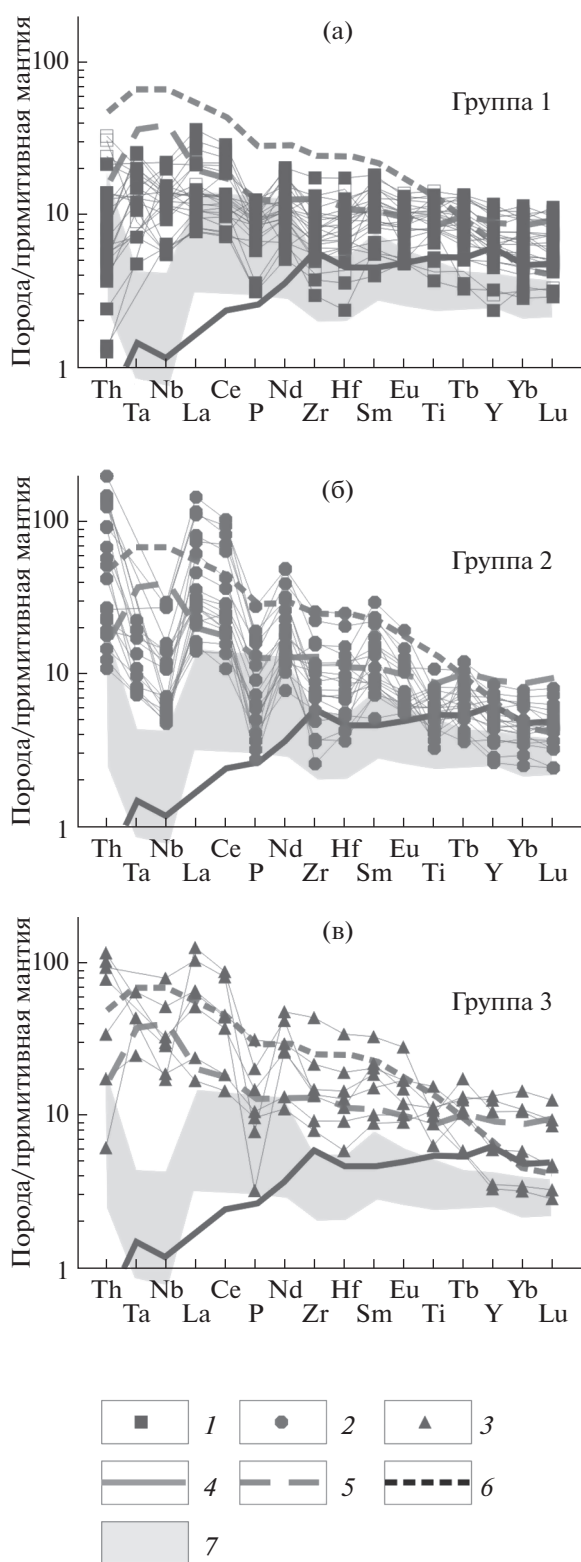


Рис. 8. Мультиэлементная диаграмма нормированных к примитивной мантии содержаний микроэлементов в породах: группы 1 (а), группы 2 (б), группы 3 (в). 1 – группа 1; 2 – группа 2; 3 – группа 3; 4 – N-MORB; 5 – E-MORB; 6 – OIB; 7 – породы вулканических дуг, по [57, 66]

сокозарядных литофильных элементов (ВЗЛЭ) (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P), редкоземельных элементов (РЗЭ) и некоторых других элементов, в частности:

- Ni в большинстве образцов не превышает 100 г/т (в отдельных образцах – до 190 г/т);
- Cr составляет 100–200 г/т (до 600 г/т);
- La составляет 5–20 г/т (до 80 г/т);
- Ce составляет 15–45 г/т (до 150 г/т).

По характеру соотношения концентраций микроэлементов, нормированных к содержаниям в примитивной мантии [57], большая часть пород образуют сглаженные вариационные линии с незначительным обогащением легкими РЗЭ. Породы с таким спектром распределения микроэлементов выделяются как группа 1 (рис. 8, а, $n = 30$).

Другую группу (группа 2) (см. рис. 8, б, $n = 20$) составляют породы, для которых характерно более фракционированное распределение РЗЭ с большим обогащением легкими РЗЭ и Th, что выражается значительными отрицательными аномалиями Nb и Ta и незначительными отрицательными аномалиями Ti в спектрах распределения нормированных содержаний микроэлементов (см. рис. 8, б). Образцы этой, как и предыдущей, группы представляют отдельные пласты и пачки кристаллических сланцев в разрезе метаморфических пород (как толщи I, так и толщи II). Индексы магнетиальности пород 1 и 2 групп в значительной степени перекрываются.

Наконец, еще одну группу (группа 3) (см. рис. 8, в, $n = 7$) формируют образцы, отобранные из четырех относительно маломощных пластов кристаллических сланцев, характеризующиеся повышенными концентрациями как РЗЭ, так и ВЗЛЭ, что придает более крутой наклон вариационным линиям на диаграмме нормированных содержаний микроэлементов.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЮВЕНИЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

Практически одновозрастные с серией Филла ювенильные образования установлены на г. Браун, расположенной в 330 км к востоку от островов Рёуер [37] (см. рис. 1, а). На этом участке преобладают ортогнейсы кислого состава с подчиненными мафическими гранулитам и мигматизированными парагнейсами. Внедрение протолита ортогнейсов и мафических гранулитов произошло в интервале от 1490–1480 до 1400 млн лет назад [37, 40]. Геохимические особенности пород, включая известково-щелочной характер ортогнейсов, позволяют предполагать происхождение их протолита в конвергентных условиях (магматическая дуга на активной окраине континента) [40].

В оазисе Бангера, расположенном далее к востоку вдоль антарктического побережья в пределах провинции Уилкс [25] (см. рис. 1, а) развиты

ортогнейсы тоналитового и гранодиритового состава и пространственно ассоциирующиеся с ними парагнейсы [54, 59]. Возраст ортогнейсов определен U–Pb датировками порядка 1700 и 1500 млн лет [53, 59]. Происхождение этих пород связывалось с конвергентным геодинамическим режимом [53, 54], однако недавние исследования предполагают условия растяжения, возникшие, впрочем, в ходе развития активной континентальной окраины с расположением предполагаемой сутуры еще восточнее, на подледном пространстве Земли Уилкса [59]. В районе островов Уиндмилл, также расположенном в пределах провинции Уилкс (см. рис. 1, а), метаморфические и магматические породы с возрастом 1350–1150 млн лет, а также материал современных морен содержат унаследованные зерна циркона с возрастом 1500–1400 и 1800–1700 млн лет [67]. На существенное участие мантийного вещества в генезисе пород этого участка указывают высокие величины $\epsilon_{\text{Hf}}(1.5)$ в цирконах, преимущественно, в диапазоне 3–7 [43, 67].

Более молодые, чем серия Филла, образования мантийного происхождения известны в центральной части гор Принс-Чарльз (см. рис. 1, б, Фишерская зона), где развиты метавулканы с возрастом кристаллизации 1300–1240 млн лет [7, 32], тоналитовые ортогнейсы, а также метаморфизованные интрузивные тела габбро, диоритов и тоналитов с возрастом 1400–1200 млн лет (Фишерский вулcano-плутонический комплекс). Породы Фишерского комплекса имели надсубдукционное происхождение в условиях активной континентальной окраины. Некоторые авторы предполагают развитие еще более молодых (1380–1020 млн лет) магматических дуг в южной части восточного борта шельфового ледника Эймери и, соответственно, значительно больший временной интервал существования этой системы [36].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

U–Th–Pb датирование

Образец 59351-1 (геохимическая группа 2) содержит как удлиненно-призматические кристаллы с планарной зональностью, которые предположительно являются первично магматическими, так и округлые зерна, в которых зональность проявлена слабо или не проявлена. Округлые зерна имеют низкое отношение Th/U, что типично для метаморфогенного циркона. Анализы призматических зерен образуют линию регрессии с верхним пересечением с конкордией, отвечающим возрасту 1505 ± 13 млн лет, что интерпретируется как время кристаллизации магматического протолита. Анализы округлых зерен дают возраст 525 ± 5 млн лет, который рассматривается как время метаморфизма породы.

Морфология, внутреннее строение и низкое Th/U соотношение в зернах циркона из образцов 59348-1 и 59311-3 (оба представляют геохимическую группу 1), позволяют рассматривать их как метаморфогенные или перекристаллизованные. Верхние пересечения линий регрессии с конкордией для этих образцов отвечают значениям возраста 1010 ± 11 и 1003 ± 8 млн лет, что является статистически неотличимым. Таким образом, значение возраста около 1000 млн лет может рассматриваться как время проявления наложенного термального события/метаморфизма. Значения возраста 545 ± 6 и 514 ± 3 млн лет, полученные по новообразованным оболочкам зерен, интерпретируются как рост нового материала циркона при метаморфизме пород. Высокоурановые зерна циркона со значением $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста 1620 и 1780 млн лет рассматриваются как ксеногенные, захваченные расплавом при его подъеме к поверхности.

Датировки порядка 1500 млн лет в районе островов Рёуер, как и всех других участках побережья Залива Прюдс и Земли Принцессы Елизаветы (см. рис. 1, б), ранее не были получены. Однако, были представлены оценки возраста порядка 1000 и 580–500 млн лет [31, 35], но при этом возраст 1000 млн лет относился к внедрению гранитоидов, но не к метаморфизму.

Петрогенетическая интерпретация серии Филла

Значительные вариации содержаний, как макро, так и микроэлементов, а также в целом низкие величины $\#mg$ указывают на существенную фракционированность магматической ассоциации. Для пород группы 1 с уменьшением значения $\#mg$ падает и содержание Al_2O_3 , Ni, Cr, в меньшей мере SiO_2 , а содержания TiO_2 , Zr, Y повышается (рис. 9). Это указывает на влияние фракционной кристаллизации железомagneзильных фаз при участии плагиоклаза.

Породы группы 2 также образуют определенные тренды на бинарных диаграммах главных и микроэлементов, но фракционирование этой группы пород происходило с накоплением SiO_2 и TiO_2 и с уменьшением содержания CaO (см. рис. 9), что указывает на более существенную роль оливина и моноклинного пироксена. Ограниченный набор образцов не позволяет рассматривать характер фракционирования пород группы 3.

Сопоставление отношений содержаний микроэлементов в наименее фракционированных ($\#mg > 55$) породах групп 1 и 2 указывает на сохранение установленных отличий между этими группами. При этом средняя величина отношения Nb/La в таких породах группы 2 составляет 0.23 (табл. 3, по всей выборке – 0.33), т.е. в процессе фракционирования величина этого отно-

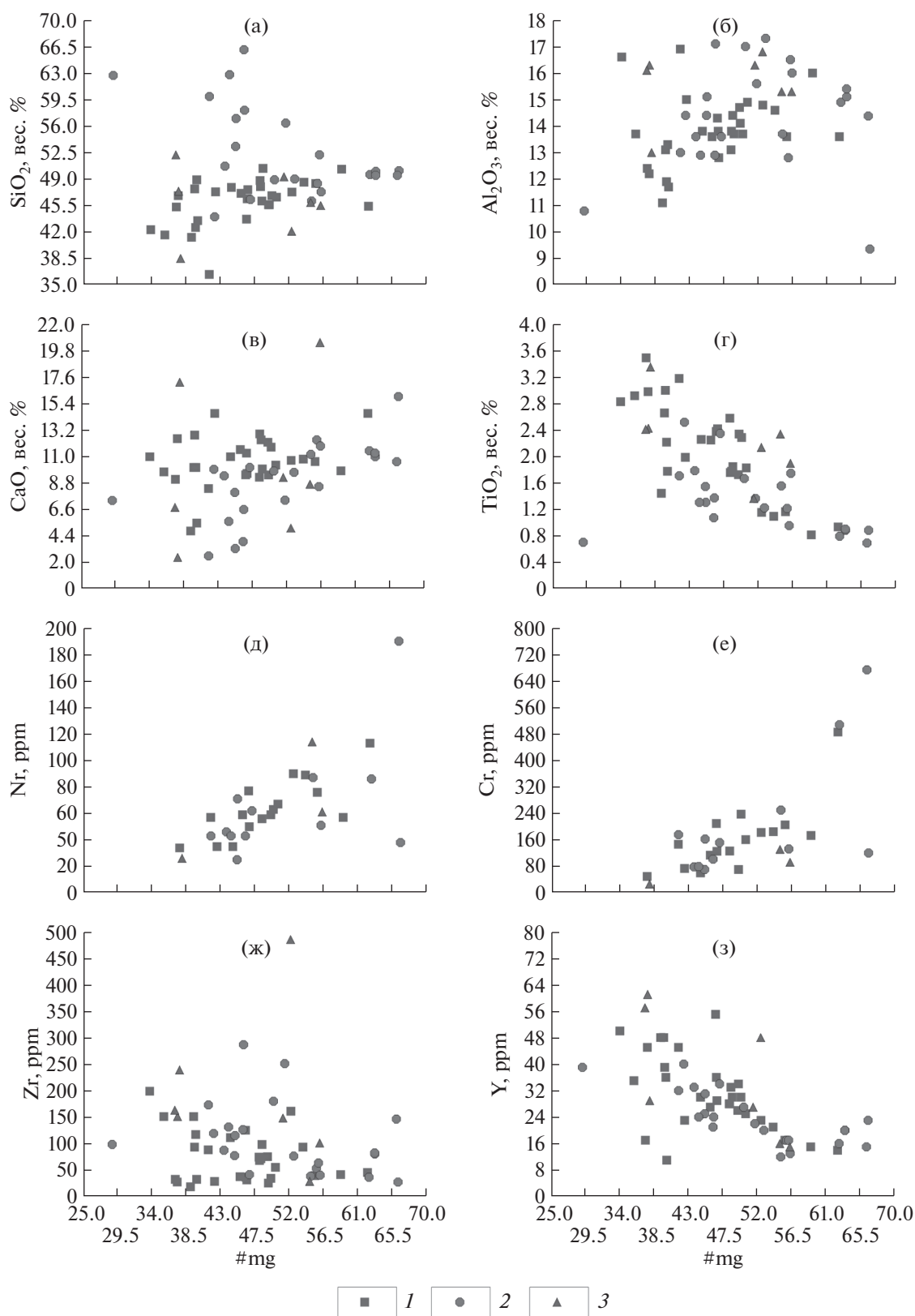


Рис. 9. Бинарные диаграммы содержаний главных и микроэлементов в породах серии Филла.
1 – группа 1; 2 – группа 2; 3 – группа 3

шения не уменьшается. Из этого следует, что наблюдаемые отрицательные Nb-аномалии не являются следствием фракционирования, а, скорее всего, отражают особенности процессов петрогенеза магм. Одним из определяющих факторов может быть ассимиляция корового вещества при подъеме магмы к поверхности. Содержания La и Ce в архейских породах на островах Рёуер (комплекс Мазе) составляют 40–100 и 70–170 г/т, соответственно, по [52], что значительно превышает содержания этих элементов в изученных породах и вполне допускает влияние контаминации. К числу других микроэлементов, которые могут указывать на контаминацию веществом земной коры, являются Rb, Ba, K, Sr, по [57] – химические элементы, не являющиеся неподвижными в процессе метаморфизма, поэтому в данном случае их распределение не может рассматриваться в качестве индикаторного. Дополнительным показателем влияния контаминации рассматривается отношение Nb/La [63]. В породах группы 2 эта величина не превышает 0.55, что обычно рассматривается как фактор, свидетельствующий в пользу влияния коровой контаминации. Величина этого параметра в применении к породам группы 1 ($Nb/La = 0.6–1.2$), наоборот, указывает на слабое влияние контаминации веществом земной коры. Сопоставление химических составов пород группы 1 и группы 2 также не позволяет предполагать, что породы группы 2 связаны с расплавами группы 1 процессами фракционирования. Против этого свидетельствуют значительные систематические различия величин отношений микроэлементов (см. табл. 3). В частности, породы группы 1 отличаются более высокими, по сравнению с породами группы 2, значениями Nb/Th, Ti/Zr, Nb/La и низкими значениями Th/Yb, Zr/Nb, Ce/Y, La_N/Nb_N . Породы группы 3 отличаются от пород других групп более высокими величинами $\Sigma LРЗЭ$, Zr/Y, Nb/Y, Nb/Yb. Эти различия указывают на происхождение родоначальных расплавов этих групп из различных мантийных источников, а также на различный характер фракционирования расплавов.

Геодинамические условия генерации магматических серий, составляющих в совокупности серию Филла, могут быть оценены на основе анализа мультиэлементных диаграмм нормированных содержаний микроэлементов (см. рис. 8) и некоторых дискриминационных диаграмм (рис. 10), обоснованность которых подкреплена исследованиями [66]. Характер линий, соответствующих породам группы 1 на мультиэлементной диаграмме, наилучшим образом отвечает базальтоидам океанических плато и резко отличается от рифтогенных базитов. Типу базальтоидов океанических плато породы группы 1 отвечают также по соотношению

$Nb/Th–Zr/Nb$ и $Zr/Y–Nb/Y$ [16] (см. рис. 10).

Таблица 3. Усредненные величины отношений микроэлементов в породах различных геохимических групп серии Филла.

Элемент	Группа 1	Группа 2	Группа 3
Zr/Y	3.1	3.8	6.1
Nb/Y	0.3	0.3	0.8
Th/Yb	0.3	1.9	1.5
Nb/Yb	3.0	2.6	7.6
TiO ₂ /Yb	0.7	0.6	0.7
Nb/Th	22.7	3.0	6.0
Zr/Nb	10.4	14.8	8.3
Sm/Nd	0.3	0.2	0.2
TiO ₂ /P ₂ O ₅	11.9	10.7	11.9
Ti/P	16.3	14.6	16.3
K/Rb	1056	445	260
K/Nb	620	1223	608
K/Zr	62	88	71
Ti/Zr	168	105	76
Ce/Y	1.0	2.1	2.7
Rb/Sr	0.1	0.3	0.4
P/Zr	10.8	8.7	7.8
Nb/La	0.9	0.3	0.6
La_N/Yb_N	2.8	7.1	10.1
$\Sigma LРЗЭ$	63	99	194
n	30	20	7

Соотношения

$Nb/Yb–Th/Yb$, $Nb/Yb–TiO_2/Yb$ и $Ta/Yb–Th/Yb$ [45, 46]

указывают на происхождение материнских расплавов из мантийного источника, сопоставимого по составу с обогащенной субокеанической мантией (E-MORB). Полям базальтоидов E-MORB эти породы также отвечают на тройных дискриминационных диаграммах в координатах Th–3Tb–2Ta (см. рис. 10) [66] и Th–Hf/3–Nb/16 [65].

Породы 2 группы на мультиэлементной диаграмме нормированных содержаний микроэлементов наилучшим образом отвечают базальтоидам континентальных магматических дуг. Эта же геодинамическая обстановка может быть реконструирована на базе дискриминационных диаграмм в координатах

$Nb/Yb–Th/Yb$ и $Th–3Tb–2Ta$ (см. рис. 10).

Близкий к линейному тренд составов пород группы 2 на диаграмме в координатах $Nb/Yb–Th/Yb$ (см. рис. 10) указывает на определяющую роль

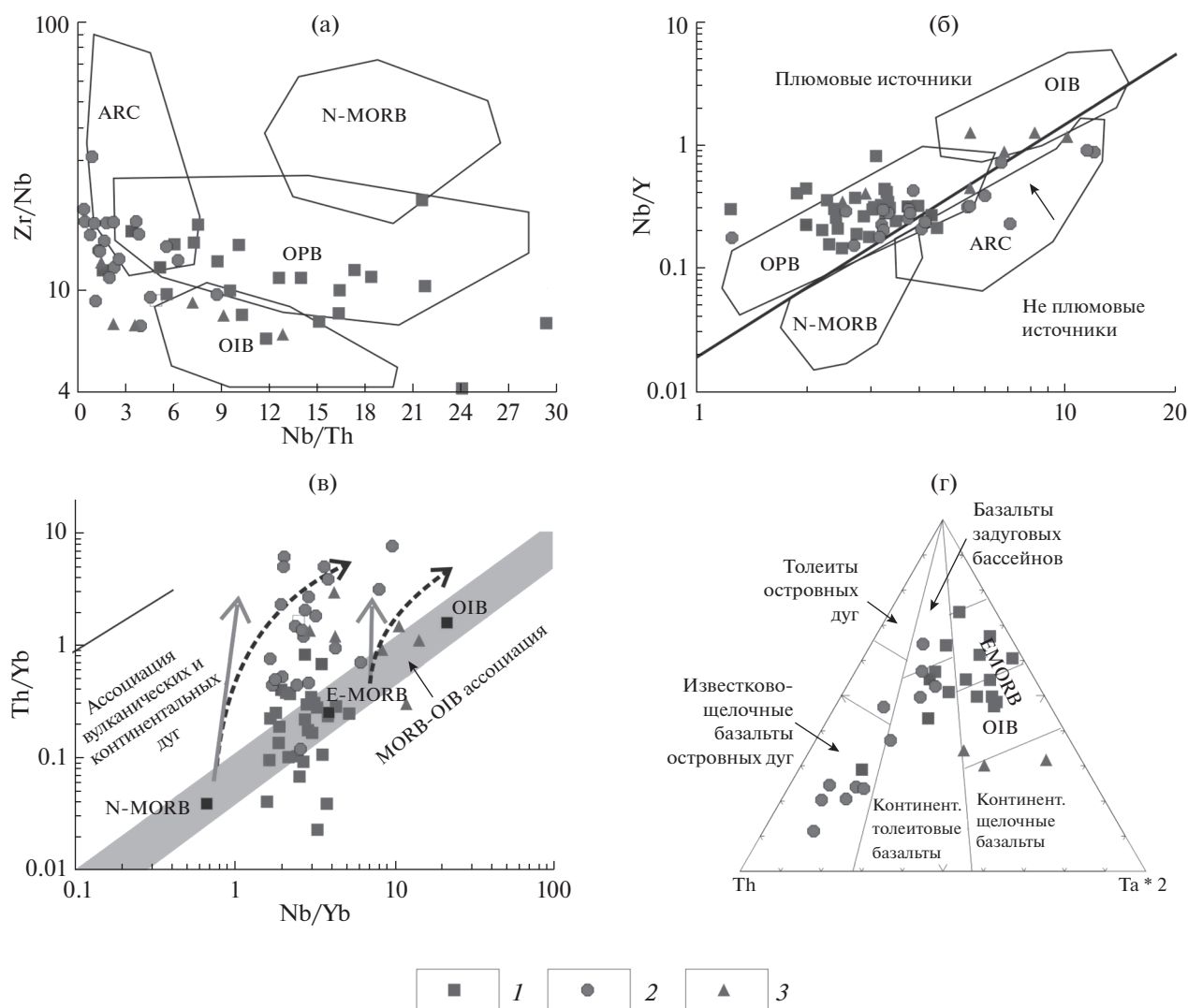


Рис. 10. Дискриминационные диаграммы для пород серии Филла в координатах: (а) Nb/Th–Zr/Nb, по [16]; (б) Zr/Y–Nb/Y, по [16]; (в) Nb/Yb–Th/Yb, по [46]; (г) Th–3 · Tb–2 · Ta, по [66].

На (в) показаны: тренд влияния (сплошные серые стрелки) субдущированного компонента при плавлении деплетированной (левая стрелка) и обогащенной (правая стрелка) мантии; аналогичный тренд влияния (черные пунктирные стрелки) коровой контаминации, по [46].

1 – группа 1; 2 – группа 2; 3 – группа 3

субдущированного компонента в составе материнского субстрата в альтернативе участия коровой контаминации в петрогенезе этих пород [46]. При этом материнским субстратом должна была служить умеренно обогащенная мантия.

Породы группы 3 характером линий на мультиэлементной диаграмме (см. рис. 8, в) и на большинстве дискриминационных диаграмм отвечают базальтоидам океанических островов (OIB).

Очевидно, что породы различных групп, залегающие в виде переслаивающихся пластов и пачек, могли быть сформированы одновозрастны-

ми магматическими сериями, поскольку полевые наблюдения не указывают на внедренный, т.е. силлобразный или дайковый характер залегания пород. Учитывая особенности химического состава пород группы 2, характеризующихся существенными отрицательными Nb–Ta-аномалиями и отсутствием зависимости Th/Yb от Nb/Yb, можно предполагать влияние субдущированного вещества при магмогенерации в верхнемантийном источнике. Одновозрастная магмогенерация пород группы 1 и группы 3, источником которых служила мантия типа E-MORB или океанических островов или плато, могла осуществляться из

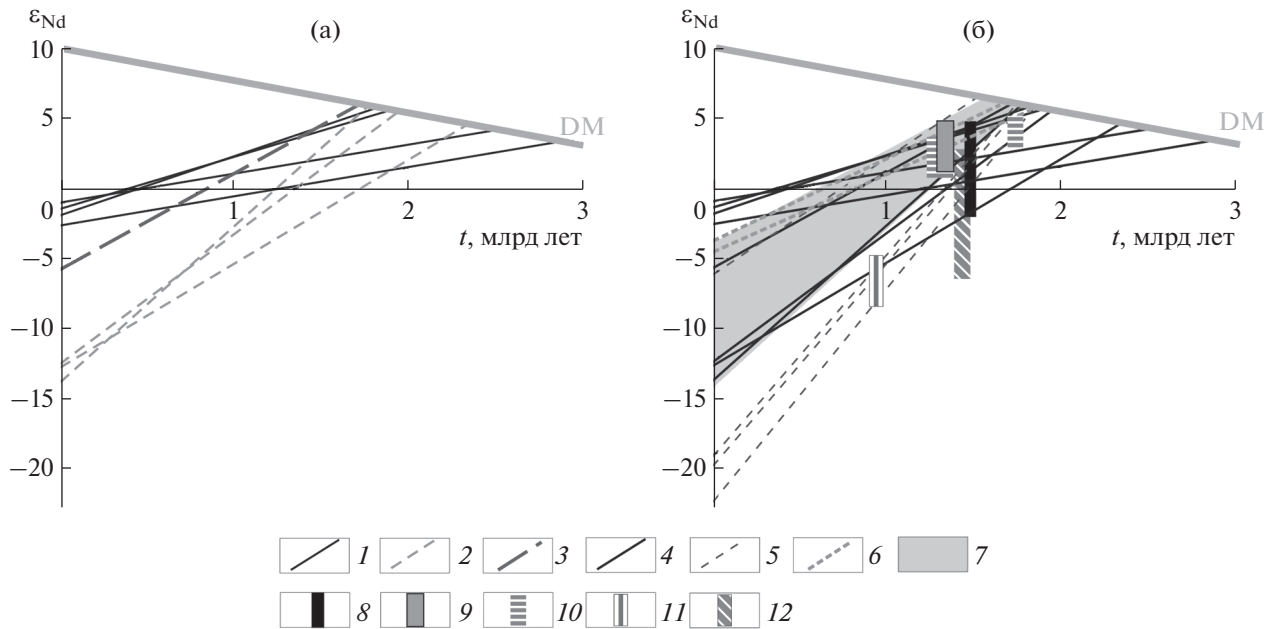


Рис. 11. Эволюционные диаграммы изотопного состава Nd для пород серии Филла (а) и других пород региона в сравнении с породами серии Филла (б).

1 – группа 1; 2 – группа 2; 3 – группа 3; 4 – породы серии Филла, не разделенные на группы; 5 – дайковые породы о-вов Рёуер, внедренные после 1000 млн лет, по [41]; 6 – мафические гранулиты нунатака Робертсон; 7 – поле, отвечающее породам Фишерской зоны; 8–12 – составы мантийных источников: 8 – серия Филла, 9 – Фишерская зона, 10 – дайковые породы провинции Вестфолль, по [41], 11 – дайковые породы островов Рёуер, внедренные после 1000 млн лет, 12 – мафические и фельзитические породы г. Браун, по [37]

иных по глубинности частей мантийного клина (или плюма). Внутриплитные по характеру породы групп 1 и 3 могли происходить из “тектонического окна”, образовавшегося в результате отрыва субдуцированного слэба океанической коры на завершающем этапе развития конвергентной окраины. Возможно, процесс обогащения мантийного клина произошел несколько ранее, чем собственно магматическая деятельность, связанная с формированием серии Филла. Мы предполагаем, что подобное развитие может быть реализовано в условиях задугового бассейна. Вместе с тем, наблюдаемая гетерогенная ассоциация пород может представлять собой тектоническое “скупивание” толщ, представляющих фрагменты континентальной окраины и океанического плато. Альтернативным сценарием развития магматической серии могло быть варьирующее взаимодействие плюмовых расплавов и литосферных субстратов в пределах рифтогенной структуры.

Состав мантийных источников

Полученные Sm–Nd данные для пород серии Филла указывают на примитивный характер мантийных источников с $\epsilon_{Nd}(t=1.5) = 2.2–4.5$. Значения модельного возраста t_{DM}^{Nd} , находящиеся для большинства образцов в пределах 1.8–2.5 млрд лет,

указывают на относительно недолгую предысторию существования мантийного резервуара [21]. При этом породы группы 2, по сравнению с породами групп 1 и 3, имеют более низкие Sm/Nd отношения, что согласуется с предположением об их происхождении в надсубдукционных условиях. Впрочем, они характеризуются практически неотличимыми значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ от пород группы 2 (рис. 11, а). Последнее обстоятельство указывает, с одной стороны, на сходный изотопный состав мантийных источников, а с другой стороны – на ограниченное влияние контаминации силикатных расплавов веществом коры.

Сопоставимые изотопные характеристики имеют мафические комплексы в сопредельных районах Антарктиды. Так, значения t_{DM}^{Nd} пород г. Браун находятся в пределах 2.4–1.7 млрд лет, а рассчитанные значения параметра $\epsilon_{Nd}(1.5) = -6.6–2.8$, что частично перекрывается с характеристиками мантийных субстратов, установленных в районе островов Рёуер [40] (см. рис. 11, б). Значения t_{DM}^{Nd} пород Фишерского комплекса находятся в пределах 1.8–1.6 млрд лет, а рассчитанные значения параметра $\epsilon_{Nd}(1.5) = 2.5–5.5$ (см. рис. 11, б), что практически совпадает с полученными значениями для пород серии Филла. Это обстоятельство позволяет предполагать, что образования

Фишерского комплекса и метавулканы серии Филла происходили из весьма схожих по изотопному составу Nd мантийных источников. Существенно, что изотопный состав Nd мафических пород, которые развиты на изолированном нуна-таке Робертсон (см. рис. 1, б), близок изотопному составу как пород серии Филла, так и пород Фишерского комплекса (см. рис. 11, б). Это указывает на продолжение мезопротерозойской Фишерской зоны на восток под ледником и возможное развитие разновозрастных магматических комплексов в пределах единой, крупной геодинамической системы.

Сходный с породами серии Филла изотопный состав Nd имеют также дайки долеритов в провинции Вестфолль [41], внедренные в раннепалеопротерозойский фундамент 1750 и 1380–1250 млн лет назад (см. рис. 11, б), что указывает на длительный период существования и повторного магматического возбуждения мантийного резервуара типа E-MORB. Вместе с тем, на островах Рёуер развиты дайки базитов, интрузирующие гранитоиды с возрастом около 1000 млн лет, в которых $\epsilon_{Nd}(t = 1.5)$ находится в пределах 0–2.5 [41]. Эти породы имеют сопоставимые изотопные Nd характеристики с породами группы 2 (в частности, значения модельного возраста t_{DM}^{Nd} для этих даек составляют 1.75–1.85 млрд лет) (см. рис. 11, б). Это позволяет предполагать, что в данном секторе литосферы (острова Рёуер) был развит интенсивно обогащенный мантийный резервуар, существовавший параллельно с более примитивным резервуаром.

Палеогеодинамическая интерпретация серии Филла в контексте развития суперконтинента Колумбия

Интервал 1.8–2.0 млрд лет, выраженный на островах Рёуер значениями t_{DM}^{Nd} части исследованных пород, рассматривается многими исследователями как время образования суперконтинента Колумбия [24, 47, 68, 69]. На окраинах этого суперконтинента вплоть до рубежа 1.3 млрд лет назад развивались продолжительные аккреционные процессы с добавлением ювенильного вещества [69]; некоторые авторы считают, что кульминация этих процессов произошла 1.54 млрд лет назад [19]. К числу долгоживущих аккреционно-коллизионных систем относятся, в частности, ороген Олбани-Фрейзер, Центрально-Индийская Тектоническая Зона и пояс Восточные Гаты, — структуры, которые могли иметь пространственную связь с Антарктическими протерозойскими образованиями (рис. 12). Проявленное на островах Рёуер событие на рубеже 1500 млн лет назад практически совпадает с завершением конвер-

гентной фазы суперконтинентального цикла, выделяемого в интервале 1920–1520 млн лет, и становлением суперконтинента Готия [2, 3].

Палео-мезопротерозойский ороген Олбани-Фрейзер развит на южной (в современных координатах) окраине австралийского кратона Йилгарн. В его составе выделяются различные тектонические области и зоны, такие как зоны Бирануп и Фрейзер. Зона Бирануп сложена ювенильными магматическими породами и одновозрастными осадочными толщами, сформированными в интервале 1800–1600 млн лет в условиях задугового бассейна [33, 44, 55]. Считается, что эти образования были присоединены к кратону Йилгарн в интервале 1345–1260 млн лет назад [56]. Развитие зоны Фрейзер в конвергентной обстановке привело к формированию комплекса Фрейзер в среднем мезопротерозое (1300 млн лет [17]), но большая часть магматических образований, связанных с конвергентными условиями, предположительно сконцентрирована в пределах погребенной провинции Мадуга, где, в частности, была развита дуга Лунгана с возрастом около 1410 млн лет [34], а также в пределах провинции Кумпана, где возраст ювенильных образований составляет от 1610 до 1500 млн лет [22, 55]. Геологические комплексы провинции Олбани-Фрейзер имеют сопоставимые по возрасту аналоги в пределах провинции Уилкс в Восточной Антарктиде [25] (см. рис. 1, а). Схожая история геологического развития орогена Олбани-Фрейзер и провинции Уилкс позволяет выделять единую орогеническую систему Мастрейв-Олбани-Фрейзер-Уилкс [43], развивавшуюся в конвергентных условиях с субдукцией океанической коры, направленной на запад (в современных координатах). Предполагается, что позднепалеопротерозойско-мезопротерозойская сутура в пределах современной Антарктиды проходила восточнее островов Уиндмилл [59, 67].

Центрально-Индийская Тектоническая Зона имеет сложное строение и длительную геологическую историю, формирование новообразованной коры происходило на палеопротерозойско-мезопротерозойской конвергентной окраине кратонов Бастар и Сингхбхум в интервале времени 1800–1420 млн лет назад [8–10, 15, 20]. В частности, в пределах этой зоны выделяется вулканическая дуга Далма с возрастом около 1640 млн лет, а последующая тектонотермальная активность отмечается, на разных участках, вплоть до 1300 или 1000–900 млн лет назад [48].

Протерозойский подвижный пояс Восточные Гаты (Индия), обрамляющий с востока раннедокембрийские кратоны Дарвар и Бастар и включающий провинцию Кришна и провинцию Восточные Гаты (см. рис. 12), является основой для

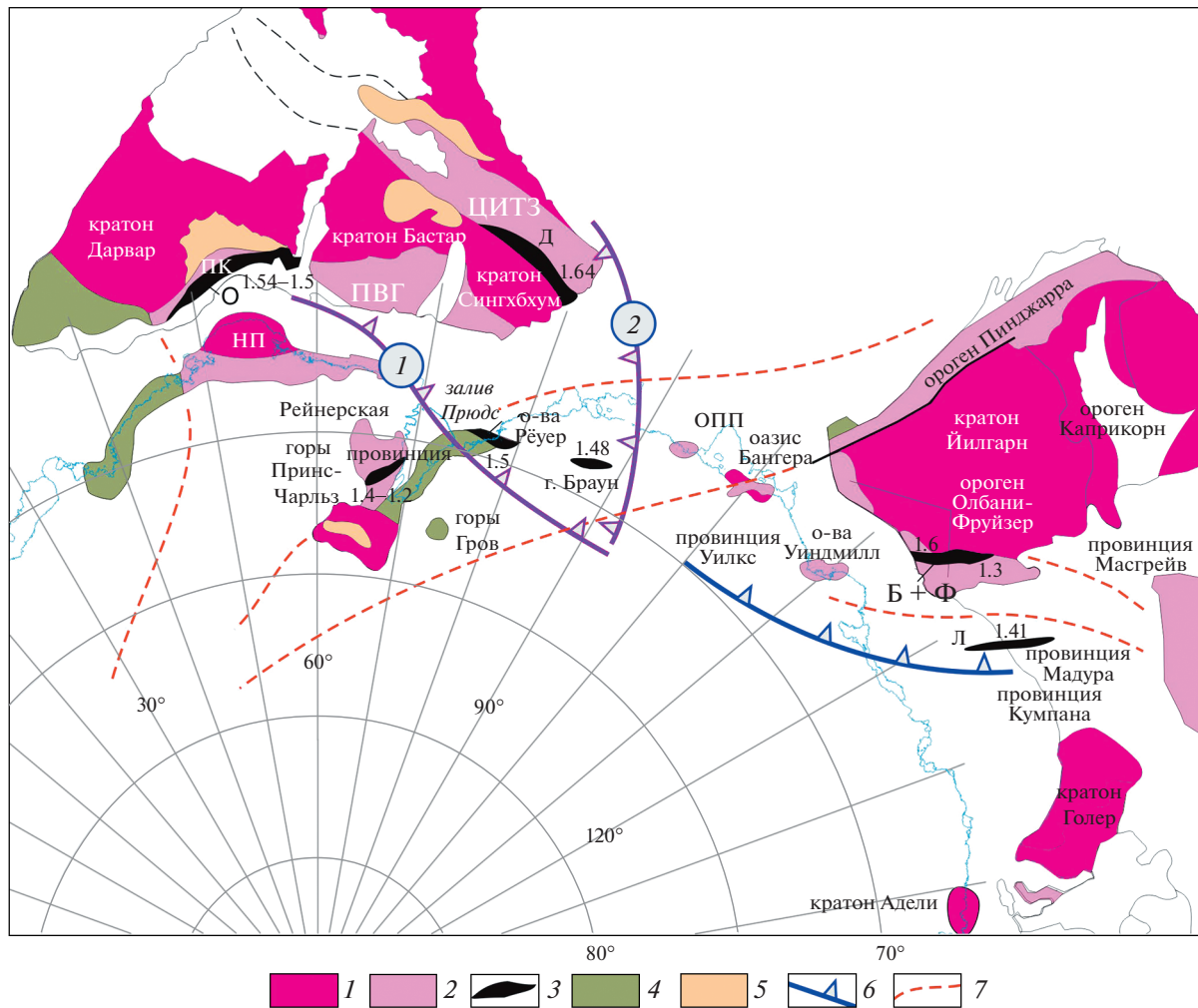


Рис. 12. Палеопротерозойско-мезопротерозойские орогенические пояса на реконструкции Гондваны.

Показано: сочленение Австралии и Антарктиды, по [43].

Обозначено: Б + Ф – зона Бирануп и зона Фрейзер, В – провинция Вестфолль, Д – дуга Далма, Л – дуга Лунгана, НП – Нейпирская провинция, ПВГ – провинция Восточные Гаты, ПК – провинция Кришна, О – зона Онголе, ОПП – ороген Пинджарра–Приодс, ЦИТЗ – Центрально-Индийская Тектоническая Зона.

Показан (цифры) возраст ювенильных образований, млрд лет.

1 – архей и ранний палеопротерозой, нерасчисленные; 2 – средний палеопротерозой–мезопротерозой; 3 – мантийные дериваты в конвергентных условиях; 4 – область наложенного позднепротерозойско-кембрийского метаморфизма; 5 – протерозойские осадочные образования в пределах раннекембрийских блоков; 6 – гипотетическая сутура; 7 – перекрытое (фанерозойскими образованиями или льдом) продолжение границы структурных подразделений

построения тектонических моделей взаимодействия данных кратонов с блоками раннекембрийской коры провинции Нейпир и Вестфолль в Восточной Антарктиде. Этот пояс представляет собой коллаж различных тектонических провинций и зон (доменов), западная часть которого (зона Онголе) была сформирована в процессах аккреции и коллизии в интервале 1800–1540 млн лет назад [13, 19, 51], на что указывает присутствие ультрамафит-мафической ассоциации и известково-щелочных энтербитов [19, 50, 60, 61]. Вместе с тем, в развитии пояса Восточные Гаты пред-

полагается формирование задугового бассейна около 1500 млн лет назад [18].

По некоторым оценкам, амальгамация блока Земли Эндерби (Нейпирская провинция) и южно-индийского кратона Дарвар произошла на рубеже около 1600 млн лет назад [18, 29, 42], хотя убедительные свидетельства этого процесса практически отсутствуют. Более вероятно, что окончательное закрытие палео-мезопротерозойского океанического бассейна и сочленение блоков раннекембрийской коры восточной Антарктиды и Индии произошло только на рубеже 1000–960 млн лет назад [12, 35].

На внутриматериковом пространстве Земли Принцессы Елизаветы и в горах Принс-Чарльз (см. рис. 1, б) развиты геологические комплексы, происхождение которых связывается с конвергентными палеогеодинамическими обстановками в интервале от 1400 до 1100 млн лет [36, 39], что указывает на существование океанического бассейна к югу (в современных координатах) от района островов Рёуер. При этом сопоставимые геодинамические условия в относительно близком (к возрасту серии Филла) временном диапазоне известны на востоке (зона Онголе) и северо-востоке Индии (дуга Далма), что позволяет предполагать развитие единой континентальной окраины в одном из этих направлений (см. рис. 12, сутуры 1 и 2). Поскольку между геологическими образованиями Рейнерской провинции и провинции Уилкс существуют некоторые корреляционные связи [40], сутура 2 представляется на данной стадии исследований менее вероятной. Сутура 1 имеет предполагаемую вергентность, совпадающую с вергентностью в австралийском секторе (см. рис. 12). Близость по возрасту корообразующих процессов в австралийском и индийском секторах позволяет предполагать развитие единого долгоживущего подвижного пояса, включающего австралийские, антарктические и индийские провинции.

Интервал 1.6–1.3 млрд лет рассматривается как этап трансформации суперконтинента Колумбия в суперконтинент Готия с неполным распадом Колумбии, но значительным развитием внутриплитных, рифтогенных образований [3, 49]. Действительно, крупные изверженные провинции, в том числе рои базитовых даек, имели широкое развитие на интервале времени 1.6–1.2 млрд лет назад [23]. В соответствии с нашими данными происхождение серии Филла, содержащей дериваты примитивной мантии типа ОИВ в условиях растяжения может отражать эпизод распада, а не аккреционного роста Колумбии. Однако, одновозрастные с серией Филла дайковые рои встречаются редко и неизвестны в сопредельных блоках в составе палеоконтинентов Колумбия или Родиния.

ВЫВОДЫ

1. Протолит кристаллических сланцев основного состава осадочно-вулканогенной серии Филла образовался около 1500 млн лет назад и испытал тектонотермальное воздействие на рубежах около 1000 и 545–515 млн лет назад. Присутствие ксеногенных зерен с возрастом в диапазоне 1780–1600 млн лет указывает на влияние палеопротерозойской коры. Однако, относительно высокие значения параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(1.5) = 2.0\text{--}4.5$ свидетельствуют о примитивном характере ман-

тийного источника и ограниченном влиянии коровой контаминации.

2. Особенности химического состава пород позволяют предполагать развитие магматических серий, мантийные источники которых различались между собой. Мы полагаем, что формирование серии Филла происходило в конвергентном геодинамическом режиме, возможно в условиях задугового бассейна, с варьирующим взаимодействием плюмовых и литосферных субстратов. Наблюдаемая гетерогенная ассоциация пород также может быть тектоническим “скупиванием” толщ, представляющих фрагменты активной континентальной окраины и океанического плато.

3. Присутствие магматических пород с возрастом 1500 млн лет подтверждает корреляцию района островов Рёуер с (супер)провинцией Масгрейв–Олбани–Фрейзер–Уилкс. Полученные данные показали, что развитие гипотетического палеоокеана не завершилось в палеопротерозойское время и продолжилось в мезопротерозое. Корреляция с (супер)провинцией Масгрейв–Олбани–Фрейзер–Уилкс позволяет предполагать, что крупные блоки земной коры, установленные на побережье залива Прюдс и в провинции Уилкс, развивались совместно, начиная с раннего мезопротерозоя.

Благодарности. Авторы искренне признательны рецензенту д. г.-м. н. А.А. Щипанскому и анонимному рецензенту за комментарии, которые позволили улучшить статью, и редакции за высокий уровень подготовки оригинала нашей статьи.

Финансирование. Исследование проведено в рамках государственных заданий следующих организаций: ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, Полярной морской геологоразведочной экспедиции, Института геологии КарНЦ РАН и Геологического института КНЦ РАН, при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-05-02761).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. МГУ. 2009. Сер. 4. № 2. С. 13–28.
3. Божко Н.А. О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. МГУ. 2011. Сер. 4. № 5. С. 15–24.
4. Иванов В.Л., Каменев Е.Н. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М.: Недра, 1990. 232 с.
5. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 659 с.
6. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Михайлова А.И., Рыбникова З.П., Па-

- рамонов А.С., Утицина В.Л., Колодей В.С., Эхова М.В. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов / А.Ф. Титов (ред.). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 54–73. (Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7).
7. *Belitsky B.V., Laiba A.A., Mikhalsky E.V.* U–Pb zircon age of the metavolcanic rocks of Fisher Massif (Prince Charles Mountains, East Antarctica) // *Antarctic Sci.* 1994. Vol. 6. P. 355–358.
 8. *Bhandari A., Pant N.C., Bhowmik S.K., Goswami S.* 1.6 Ga ultrahigh-temperature granulite metamorphism in the Central Indian Tectonic Zone: insights from metamorphic reaction history, geothermobarometry and monazite chemical ages // *Geol. J.* 2011. Vol. 46. P. 198–216.
 9. *Bhowmik S.K., Wilde S.A., Bhandari A.* Zircon U–Pb/Lu–Hf and monazite chemical dating of the Tirodi biotite gneiss: implication for Latest Paleoproterozoic to Early Mesoproterozoic Orogenesis in the Central Indian Tectonic Zone // *Geol. J.* 2011. Vol. 46. P. 574–596.
 10. *Bhowmik S.K., Wilde S.A., Bhandari A., Pal T., Pant N.C.* Growth of the greater Indian landmass and its assembly in Rodinia: geochronological evidence from the Central Indian Tectonic Zone // *Gondwana Research.* 2012. Vol. 22. P. 54–72.
 11. *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. Vol. 200. P. 155–170.
 12. *Bose S., Dasgupta S.* Eastern Ghats Belt, Grenvillian-age tectonics and the evolution of the Greater Indian Landmass: a critical perspective // *J. Indian Inst. Sci.* 2018. Vol. 98. № 4. P. 345–363.
 13. *Bose S., Dunkley D.J., Dasgupta S., Das K., Arima M.* India-Antarctica-Australia-Laurentia connection in the Paleo-Mesoproterozoic revisited: evidence from new zircon U–Pb and monazite chemical age data from the Eastern Ghats Belt, India // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2011. Vol. 123. P. 2031–2049.
 14. *Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 273. № 1–2. P. 48–57.
 15. *Chakraborty T., Upadhyay D., Ranjan S., Pruseth K.L., Nanda J.K.* The geological evolution of the Gangpur Schist Belt, eastern India: constraints on the formation of the Greater Indian Landmass in the Proterozoic // *J. Metamorph. Geol.* 2019. Vol. 37. P. 113–151.
 16. *Condie K.C.* High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 491–504.
 17. *De Waele B., Pisarevsky S.A.* Geochronology, paleomagnetism and magnetic fabric of metamorphic rocks in the northeast Fraser Belt, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 2008. Vol. 55. P. 605–621.
 18. *Dasgupta S., Bose S., Das K.* Tectonic evolution of the Eastern Ghats Belt, India // *Precambrian Research.* 2013. Vol. 227. P. 247–258.
 19. *Dasgupta S., Bose S., Bhowmik S.K., Sengupta P.* The Eastern Ghats Belt, India, in the context of supercontinent assembly, In: *Crustal evolution of India and Antarctica: the supercontinent connection*, Ed. by S. Dasgupta, N.C. Pant (Geol. Soc. London Spec. Publ. 2017. Vol. 457), pp. 87–104.
 20. *Desmhmukh T., Prabhakar N., Bhattacharya A., Madhavan K.* Late Paleoproterozoic clockwise P–T history in the Mahakoshal Belt, Central Indian Tectonic Zone: Implications for Columbia supercontinent assembly // *Precambrian Research.* 2017. Vol. 298. P. 56–78.
 21. *DePaolo D.J.* Neodymium isotope geochemistry: an introduction. N.Y.: Springer, 1989 187 p.
 22. *Dutch R.A., Pawley M.J., Wise T.W.* What lies beneath the western Gawler Craton?, In: *13GA-EG1E seismic and magnetotelluric workshop 2015*. Rep. Book 2015/00029, (Departm. State Developm., Adelaide, South Australia, 2015). 104 p.
 23. *Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X.* Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // *Precambrian Research.* 2008. Vol. 160. P. 159–178.
 24. *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // *Geology.* 2011. Vol. 39. P. 443–446.
 25. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica, In: *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*, Ed. by M. Yoshida, B.F. Windley, S. Dasgupta, (Geol. Soc. London Spec. Publ., 2003. Vol. 206). P. 93–130.
 26. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.
 27. *Harley S.L.* Archean–Cambrian development of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications, In: *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*, Ed. by M. Yoshida, B.F. Windley, (Geol. Soc. London Spec. Publ., 2003. Vol. 206). P. 203–230.
 28. *Harley S.L., Kelly N.M.* Ancient Antarctica: the Archean of the East Antarctic shield, In: *Earth's oldest rock*, Ed. by M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithies, V.C. Bennett (Developm. Precamb. Geol. 2007. Vol. 15). P. 149–186.
 29. *Harley S.L., Fitzsimons I.C.W., Zhao Y.* Antarctica and supercontinent evolution: historical perspectives, recent advances and unresolved issues // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2013. Vol. 383. P. 1–34.
 30. *Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.

31. *Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W.* Zircon ages and distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands // *Antarctic Sci.* 1993. Vol. 5. P. 193–206.
32. *Kinny P. D., Black L. P., Sheraton J. W.* Zircon U–Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains // *AGSO – J. Austral. Geol. Geophys.* 1997. Vol. 16. P. 637–654.
33. *Kirkland C.L., Spaggiari C.V., Pawley M.J., Wingate M.T.D., Smithies R.H., Howard H.M., Tyler I.M., Belousova E.A., Poujol M.* On the edge: U–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd data suggests reworking of the Yilgarn Craton margin during formation of the Albany–Fraser Orogen // *Precambrian Research.* 2011. Vol. 187. P. 223–247.
34. *Kirkland C.L., Smithies R.H., Spaggiari C.V.* Foreign contemporaries – unraveling disparate isotopic signatures from Mesoproterozoic Central and Western Australia // *Precambrian Research.* 2015. Vol. 265. P. 218–231.
35. *Liu X.C., Zhao Y., Hu J.* Multiple tectonothermal events in the Prydz Belt, East Antarctica, and their relations to assembly of Rodinia and Gondwana, In: *Antarctica and supercontinent evolution*, Ed. by *S.L. Harley, I.C.W. Fitzsimons, Y. Zhao*, (Geol. Soc. London Spec. Publ. 2013. Vol. 383). P. 95–112.
36. *Liu X.C., Jang B.-M., Zhao Y., Liu J., Ren L.D.* Geochemistry and geochronology of Mesoproterozoic basement rocks from the eastern Amery Ice Shelf and south-western Prydz Bay, East Antarctica: implications for a long-lived magmatic accretion in a continental arc // *Am. J. Sci.* 2014. Vol. 314. P. 508–547.
37. *Liu X., Wang W., Zhao Y., Liu J., Chen H., Cui Y., Song B.* Early Mesozoic arc magmatism followed by early Neoproterozoic granulite facies metamorphism with near-isobaric cooling path at Mount Brown, East Antarctica // *Precambrian Research.* 2016. Vol. 284. P. 30–48.
38. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot/Ex, Version 3.00, A geochronological toolkit for Microsoft Excel, (Berkeley Geochron. Center Sp. Publ., Berkeley, USA, 2003) URL: http://bgc.org/isoplot_etc/isoplot.html
39. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V.* Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // *AGSO – Geosci. Austral. Bull.* 2001. Vol. 247. 209 p.
40. *Mikhalsky E.V., Belyatsky B.V., Presnyakov S.L., Skublov S.G., Kovach V.P., Rodionov N.V., Antonov A.V., Saltykova A.K., Sergeev S.A.* The geological composition of the hidden Wilhelm II Land in East Antarctica: SHRIMP zircon, Nd isotopic and geochemical studies with implications for Proterozoic supercontinent reconstructions // *Precambrian Research.* 2015. Vol. 258. P. 171–185.
41. *Mikhalsky E.V., Alexeev N.L., Kamenev I.A., Egorov M.S., Kunakkuzin E.L.* Mafic dykes in the Rauer Islands and Vestfold Hills (East Antarctica): a chemical and Nd isotopic comparison // *Precambrian Research.* 2019. Vol. 329. P. 273–293.
42. *Mohanty S.* Precambrian continent assembly and dispersal events of South Indian and East Antarctic Shields // *Int. Geol. Rev.* 2015. Vol. 57. P. 1992–2027. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1048751>
43. *Morrissey L.J., Hand M., Kelsey D.E.* A curious case of agreement between conventional thermobarometry and phase equilibria modeling in granulites: new constraints on P–T estimates in the Antarctica segment of the Musgrave–Albany–Fraser–Wilkes Orogen // *J. Metamorph. Geol.* 2017. Vol. 35. P. 1023–1050.
44. *Nelson D.R., Myers J.S., Nutman A.* Chronology and evolution of the middle Proterozoic Albany–Fraser Orogen, Western Australia // *Austral. J. Earth Sci.* 1995. Vol. 42. P. 481–495.
45. *Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: *Andesites*, Ed. by *R.S. Thorps*, (N.Y.: John Wiley & Sons, 1982). P. 525–548.
46. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Vol. 100. P. 14–48.
47. *Pesonen L.J., Mertanen S., Veikkolainen T.* Paleo-Mesoproterozoic supercontinents – a paleomagnetic view // *Geophysica.* 2012. Vol. 48. № 1–2. P. 5–47.
48. *Rekha S., Upaghyay D., Bhattacharya A., Kooijman E., Goon S., Mahato S., Pant N.C.* Lithostructural and chronological constraints for tectonic restoration of Proterozoic accretion in the eastern Indian Precambrian shield // *Precambrian Research.* 2011. Vol. 187. P. 313–333.
49. *Roberts N.M.W.* The boring billion? – Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // *Geosci. Frontiers.* 2013. V. 4. P. 681–691.
50. *Sarkar T., Schenk V.* Two-stage granulite formation in a Proterozoic magmatic arc (Ongole domain of the Eastern Ghats Belt, India): part I. Petrology and pressure-temperature evolution // *Precambrian Research.* 2014. Vol. 255. P. 485–509.
51. *Sarkar T., Schenk V., Berndt J.* Formation and evolution of a Proterozoic magmatic arc geochemical and geochronological constraints from meta-igneous rocks of the Ongole domain, Eastern Ghats Belt, India // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. Vol. 169. № 5. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1096-1>
52. *Sheraton J.W., Ellis D.J., Kuehner S.M.N.* Rare-earth element geochemistry of Archaean orthogneisses and evolution of the East Antarctic shield // *BMR – J. Austral. Geol. Geophys.* 1985. Vol. 9. P. 207–218.
53. *Sheraton J.W., Black, L.P., Tindle A.G.* Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane – the Bungar Hills, East Antarctica // *Chem. Geol.* 1992. Vol. 97. P. 163–198.
54. *Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P.* Geology of the Bungar Hills–Denman Glacier region, East Antarctica // *Austral. Geol. Surv. Organisat. Bull.* 1995. Vol. 244. 124 p.

55. *Spaggiari C.V., Smithies R.H.* Eucla basement stratigraphic drilling results release workshop: extended abstracts. (Geol. Soc. West. Austral., record 2015/10), 70 p. URL: <http://dmpbookshop.eruditetechnologies.com.au/product/Eucla-basement-stratigraphic-drilling-results-release-workshop-extended-abstracts.do>
56. *Spaggiari C.V., Bodorkos S., Barquero-Molina M., Tyler I.M., Wingate M.T.D.* Interpreted bedrock geology of the South Yilgarn and central Alban-Fraser Orogen, Western Australia // *Geol. Surv. West. Austral. Rec.* 2009. Vol. 10. 84 p.
57. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: *Magmatism in the ocean basins*, Ed. by *A.D. Saunders, M.J. Norry*, (Geol. Soc. London Spec. Publ., 1989. Vol. 42). P. 313–345.
58. *Tingey R.J.* The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica, In: *The geology of Antarctica*, Ed. by *R.J. Tingey*, (Oxford, Clarendon Press, 1991). P. 1–58.
59. *Tucker N.M., Payne J.P., Clark C., Hand M., Taylor R.J.M., Kylander-Clark A.R.C., Martin L.* Proterozoic reworking of Archaean (Yilgarn) basement in the Bunger Hills, East Antarctica // *Precambrian Research*. 2017. Vol. 298. P. 16–38.
60. *Vijaya Kumar K., Ernst W.G., Leelanandam C., Wooden J.L., Grove N.J.* First Paleoproterozoic ophiolite from Gondwana: geochronologic–geochemical documentation of ancient oceanic crust from Kandra, SE India // *Tectonophysics*. 2010. Vol. 487. P. 22–32.
61. *Vijaya Kumar K., Leelanandam C., Ernst W.G.* Formation and fragmentation of the Paleoproterozoic supercontinent Columbia: evidence from the Eastern Ghats Granulite Belt, Southeast India // *Int. Geol. Rev.* 2011. Vol. 53. P. 1297–1311.
62. *Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion-microprobe // *Rev. Econom. Geol.* 1998. Vol. 7. P. 1–35.
63. *Wilson M.* Igneous petrogenesis, (London: Chapman & Hall, 1989,) 466 p.
64. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. Vol. 20. P. 325–343.
65. *Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 11–30.
66. *Xia L., Li X.* Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting // *Gondwana Research*. 2019. Vol. 65. P. 43–67.
67. *Zhang S.-H., Zhao Y., Liu X.-C., Liu Y.-S., Hou K.-J., Li C.-F., Ye H.* U–Pb geochronology and geochemistry of the bedrock and moraine sediments from the Windmill Islands: implications for proterozoic evolution of East Antarctica // *Precambrian Research*. 2012a. Vol. 206–207. P. 52–71.
68. *Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J.* Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: a global synthesis with new paleomagnetic results from North China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012b. Vol. 353–354. P. 145–155.
69. *Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.* A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.* 2004. Vol. 67. P. 91–123.

Рецензент: А.А. Щипанский

The Chemical Composition, U–Th–Pb Age and Geodynamic Setting of the Metavolcanic Filla Series (the Rauer Islands, East Antarctica)

E. V. Mikhalsky^{a,*}, N. L. Alexeev^{b,f}, I. A. Kamenev^c, A. N. Larionov^b,
M. A. Gogolev^d, S. A. Svetov^d, E. L. Kunakkuzin^e

^aVNIIOkeangeologia, Angliysky Pr., 1, 190121, St. Petersburg, Russia

^bRussian Geological Research Institute (VSEGEI), Sredny Pr., 74, 199106, St. Petersburg, Russia

^cPolar Marine Georesearch Expedition (PMGE), Pobedy Str., 24, 198412, St. Petersburg, Lomonosov, Russia

^dInstitute of Geology Karelian Research Centre RAS, Pushkinskaya Str., 11, 185910, Karelia, Petrozavodsk, Russia

^eInstitute of Geology Kola Research Centre RAS, Fersmana Str., 14, 184209, Murmansk District, Apatity, Russia

^fInstitute of Precambrian geology and geochronology RAS, Makarova Emb., 2, 199034, St. Petersburg, Russia

*e-mail: emikhalsky@mail.ru

In the Rauer Islands (eastern Prydz Bay coast) a poorly studied association of mafic granulites, plagiogneisses and metasediments crops out. We distinguish this association as the Filla Series. We present the chemical and isotopic (Nd) compositions and U–Th–Pb (SHRIMP) zircon ages of mafic granulites, which are considered to be primary mafic volcanic rocks. These data indicate protolith crystallization at ca 1500 Ma and subsequent thermal reworking events at ca 1000 Ma and ca 545–515 Ma. Relatively high $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (mostly between 2–4.5) indicate a primitive mantle source with only minor crustal contamination. The chemical compositions of these rocks suggest derivation in convergent (back-arc(?)) geodynamic settings with involvement of both plume and lithospheric sources. Alternatively the observed heterogenic rock association may repre-

sent tectonic intercalation of active continental margin products and oceanic plateau basalts. The early Mesoproterozoic age of the Filla Series suggests correlations between the Rauer Islands area with, on one hand, the long-lived Proterozoic Musgrave–Albany–Fraser–Wilkes (super)province in Australia and Antarctica and, on the other hand, with the East Ghats Province in India. Formation of the early Mesoproterozoic Filla Series show that development of the hypothetic paleo-ocean (particularly its convergent margins) had not terminated in the Palaeoproterozoic, but went on during the Mesoproterozoic. A correlation with the Musgrave–Albany–Fraser–Wilkes (super)province suggests that large crustal terranes represented by the Prydz Bay coast and the Australo-Antarctic block experienced coherent geological evolution since the early Mesoproterozoic.

Keywords: metavolcanics, Proterozoic, SHRIMP, geodynamics, Antarctic, Precambrian supercontinents