



СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГРАНИТНЫХ ВАЛУНОВ В ДЕВОНСКИХ КОНГЛОМЕРАТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ШПИЦБЕРГЕНА

А.Н.СИРОТКИН¹, А.Н.ЕВДОКИМОВ²

¹ Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУП ПМГРЭ), г. Ломоносов, Россия

² Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Выделение комплексов раннепротерозойского возраста в составе кристаллического фундамента – важнейшая задача изучения докембрийских образований всего Шпицбергена и его северо-западной части. Территория этого района сложена тремя глубоко метаморфизованными комплексами, которые подверглись процессам мигматизации и гранитизации в среднем рифее и прорваны гранитоидами среднерифейского и среднепалеозойского возрастов. В свою очередь, выходы фундамента перекрыты терригенными породами девонского грабена Шпицбергена, среди которых значительный объем занимают конгломераты. В ходе исследования петрографического, химического составов, а также изотопных характеристик цирконов из валунов базальных конгломератов серии Ред Бей (D_1), свиты Вульфбергер на мысе Конгломератодден установлено наличие здесь окрашенных в красный цвет (мясо-красных) гранитов с изотопным возрастом 1631 ± 19 млн лет, что сопоставимо с позднекарельскими процессами, активно проявленными на архипелаге. Доказано также, что преобразования этих пород в интервале 380 ± 42 млн лет также хорошо сопоставляются со среднепалеозойскими событиями, с которыми связана значительная перестройка фундамента. Определенный нами возраст является еще одним доказательством проявления на северо-западе Шпицбергена раннедокембрийских (позднекарельских) процессов.

Ключевые слова: циркон, абсолютный возраст, валуны гранитоидов, фундамент, северо-западный Шпицберген.

Как цитировать эту статью: Сироткин А.Н. Состав, возраст и тектоническое значение гранитных валунов в девонских конгломератах северо-западной части Шпицбергена / А.Н.Сироткин, А.Н.Евдокимов // Записки Горного института. 2016. Т. 222. С. 789-797. DOI 10.18454/PMI.2016.6.789

Введение. Определение времени образования метаморфических комплексов северо-западного Шпицбергена (далее – СЗШ) – одна из главных проблем геологического изучения фундамента архипелага. Первоначальное предположение о каледонском возрасте регионального метаморфизма этих комплексов [2, 12] базировалось, в основном, на присутствии здесь красно-цветного орогенного комплекса девонского грабена, массивов среднепалеозойских гранитов и на редких калий-argonовых датировках. С.А.Абакумов, много лет посвятивший изучению этого района, выделил внутри метаморфического комплекса три серии: нижнепротерозойские Смеренбург-фиорд и Ричарддален и рифейскую Кросс-фиорд [1], основываясь на различиях в их составе и степени метаморфизма. Позже изотопными методами было доказано широкое проявление в этом районе процессов среднерифейского (grenvilleнского) ультратемпературного метаморфизма, проявившегося, в том числе, и в виде тел анатектических гранитоидов (рис.1) [8]. На сегодняшний день широкое применение цирконометрии позволило выделить в этом районе архипелага целый ряд этапов тектоно-магматической и тектоно-метаморфической активности ($AR_2 - PR_1 - R_2 - V - PZ_2$), но обнаружить при этом собственно раннепротерозойские породы не удалось [6]. Все зерна циркона, имеющие возраст 1900–1650 млн лет, идут в ассоциации с зернами (или каймами) других возрастов, что дает основания для отнесения их к детритовым или захваченным [10, 11].

Единственное исключение в этом ряду – определение возраста галек и валунов кварцевых порфиров в базальных конгломератах серии Сиктефьеллет ($S_2 - D_1$) из комплекса девонского грабена, залегающих на глубоко метаморфизованных породах серии Ричарддален. Фациально-литологические характеристики серии Сиктефьеллет и пространственное расположение ее выходов позволяют утверждать, что снос материала для образования конгломератов и песчаников шел с запада и северо-запада, т.е. со стороны антиклиниорного поднятия СЗШ, а минеральный состав этих пород указывает, по нашим данным, что их формирование проходило за счет разрушения глубоко метаморфизованных пород. Все это в совокупности указывает на то, что кварцевые порфиры являются местными по происхождению породами и относятся к этому району. Поэтому полученный по цирконам из этих пород возраст около 1740 млн лет [13] однозначно фиксирует карельский этап становления фундамента в этом районе. Это тем более важно, что в данном случае мы имеем дело не с гипотетическим протолитом, а с конкретным материалом.

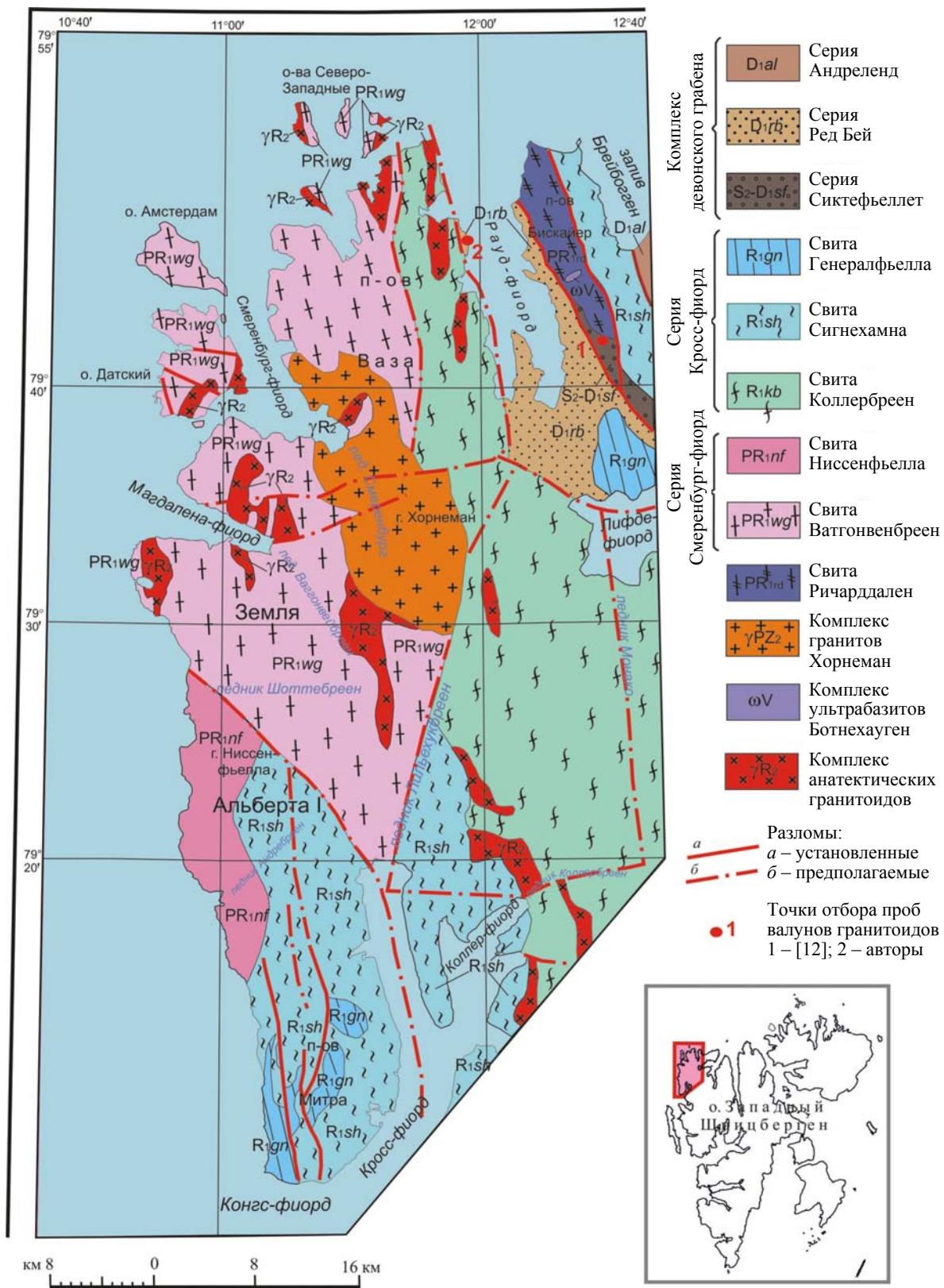


Рис.1. Схема геологического строения северо-западного Шпицбергена

Северо-западная часть архипелага в тектоническом плане характеризуется как зона тектонического сочленения двух структур I порядка: антиклиниорного выступа древнего кристаллического фундамента и девонского грабена Шпицбергена (рис.1). Северо-западный выступ кристаллического фундамента имеет ступенчатое сочленение со структурами грабена по системе субпараллельных разноамплитудных сбросов, которые формируют в борту грабена тектонические



ступени с выходами под девонскими отложениями докембрийских глубоко метаморфизованных пород. Основная часть северо-западного выступа сложена глубоко метаморфизованными породами, среди которых можно предполагать блоки раннепротерозойского (серия Смеренбург-фиорд) и раннерифейского (серия Кросс-фиорд) комплексов, интенсивно переработанных процессами среднерифейского (гренвильского) ультраметаморфизма. В южной части выступа закартированы крупные сопряженные синклинали и антиклинали субмеридионального простирания с шарнирами, полого погружающимися к югу, и углами падения пород на крыльях от 20 до 60°. В ядрах синклиналей выходят нижнерифейские породы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Магматические образования представлены двумя комплексами. Тела среднерифейских анатектических гранитоидов приурочены к зонам мигматизации нижнепротерозойских и нижнерифейских пород. Среднепалеозойский субщелочной комплекс представлен крупным многофазным гранитным массивом Хорнемантоппен и серией более мелких тел, сложенных гранитами, граносиенитами, монцонитами, диоритами и лампрофирами [1, 5, 9].

Структуры девонского грабена протягиваются в субмеридиональном направлении через всю центральную часть острова Западный Шпицберген. С запада по системе глубинных разломов Монакобреен – Брейбогенони граничат с северо-западным выступом кристаллического фундамента; с востока они ограничены Биллефьордской зоной глубинных разломов. Разрез девонского комплекса представлен тремя сериями [3], разделенными поверхностями несогласий. Нижняя – серия Сиктефьеллет (S_2-D_1), представлена конгломератами и песчаниками общей мощностью до 700 м. В ее базальных горизонтах, как упоминалось выше, присутствуют валуны глубоко метаморфизованных пород и валуны кварцевых порфиров, имеющие возраст около 1740 млн лет. Средняя – серия Ред Бей (D_1), представлена конгломератами, песчаниками и алевролитами (мощность более 2 км). Среди песчаников средней части серии описаны слои кислых вулканитов [4]. Две нижние серии известны только в западном борту грабена, в пределах западной тектонической ступени; в центральной части грабена они отсутствуют, но предполагается, что в пределах Биллефьордской зоны в основании девонского разреза присутствуют их аналоги. Верхняя серия Андре Ленд ($D_{1,3}$) имеет мощность около 3500-4000 м и представлена континентальными красноцветными и морскими сероцветными отложениями. С востока грабен граничит с антиклиниорием западного Ню Фрисланда, который сложен нижнепротерозойскими породами серии Атомфьелла и представляет выступ карельского кристаллического основания [2, 6].

К востоку от Рауд-фиорда, в пределах тектонической ступени в западном борту девонского грабена, выступают глубоко метаморфизованные, предположительно нижнепротерозойские породы серии Ричарддален [1] и зонально метаморфизованные породы серии Кросс-фиорд (рис.1). Эти породы обнажены в тектонических блоках и перекрыты с угловым несогласием девонскими конгломератами. В блоках докембрийских пород отмечены тела среднерифейских гранитоидов и вендских метагабброидов и метагипербазитов [6, 7].

В полевом сезоне 2013 г. нами были изучены самые западные выходы девонских пород, выявленные на западном берегу Рауд-фиорда. Они представлены полимиктовыми конгломератами серии Ред Бей (D_1), объединенными в свиту Вульфбергет [3]. На мысе Конгломератодден, где опробованы эти породы, описан блок конгломератов и гравелитов с прослойями песчаников, ограниченный с запада разломом Монакобреен, общей шириной до 300 м. Здесь фиксируются буровато-зеленовато-серые полимиктовые конгломераты, отчетливо слоистые, с крупными (до 2 м) прослойями бурых и зеленовато-серых песчаников и гравелитов. В конгломератах много валунов и гальки серых мраморов (1-1,5 м), но наряду с ними в большом количестве присутствуют обломки разнообразных метаморфических (сланцы, кварциты, гнейсы) и магматических пород. Среди магматитов преобладают серые биотитовые граниты; также встречаются валуны метабазитов и диоритов (рис.2). Все эти породы местного



Рис.2. Базальные конгломераты на мысе Конгломератодден, серия Ред Бей (D_1), свита Вульфбергет



происхождения. Наибольший интерес вызывают валуны (до 60 см) мясисто-красных (проба 3813-3) и зеленовато-серых (проба 3813-4) гранитоидов, так как выходы подобных пород на современную дневную поверхность не известны в этом районе.

Аналитические исследования. Возраст циркона определен локальным уран-свинцовым (U-Pb) методом на ионном микрозонде SHRIMP II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по стандартной методике [14]. Для выбора точек датирования в зернах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона. Тяжелые

Таблица 1

Химический состав гранитоидов из валунов в девонских конгломератах серии Ред Бей

| Элементы и показатели | Проба | | Элементы и показатели | Проба | | Элементы и показатели | Проба | | Элементы и показатели | Проба | |
|--------------------------------|--------|--------|-----------------------|--------|--------|-----------------------|--------|--------|-----------------------|--------|--------|
| | 3813-3 | 3813-4 | | 3813-3 | 3813-4 | | 3813-3 | 3813-4 | | 3813-3 | 3813-4 |
| SiO ₂ | 71,2 | 72,9 | Сумма | 99,99 | 100,07 | Zr | 357 | 214 | Gd | 6,83 | 7,05 |
| TiO ₂ | 0,45 | 0,34 | K _ф | 0,71 | 0,63 | Nb | 15,8 | 9,72 | Tb | 0,93 | 1,0 |
| Al ₂ O ₃ | 13,8 | 13,9 | al' | 2,96 | 3,79 | Ba | 1190 | 850 | Dy | 5,53 | 4,82 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,49 | 0,40 | V | 27,5 | 18,6 | Hf | 9,32 | 6,07 | Ho | 1,15 | 1,0 |
| FeO | 2,84 | 1,93 | Cr | 116 | 29,8 | Th | 13,9 | 22,2 | Er | 3,02 | 2,7 |
| MnO | 0,13 | 0,07 | Co | 4,4 | 4,08 | Sc | 3,03 | 3,0 | Tm | 0,53 | 0,43 |
| MgO | 1,33 | 1,34 | Ni | 16,7 | 6,49 | La | 53,7 | 60,2 | Yb | 3,68 | 2,77 |
| CaO | 0,8 | 0,34 | Cu | 12,9 | 9,82 | Ce | 108 | 131 | Lu | 0,55 | 0,43 |
| Na ₂ O | 2,48 | 2,52 | Ga | 15,3 | 12,7 | Pr | 13,9 | 16,2 | ΣTR | 250,34 | 291,4 |
| K ₂ O | 5,03 | 4,99 | Rb | 117 | 119 | Nd | 44 | 53,9 | Eu/Eu* | 0,59 | 0,66 |
| P ₂ O ₅ | 0,16 | 0,12 | Sr | 200 | 232 | Sm | 7,16 | 8,26 | | | |
| П.п.п | 1,28 | 1,22 | Y | 27,3 | 26,3 | Eu | 1,36 | 1,64 | | | |

Примечание. Пробы из коллекции А.Н.Сироткина. Анализ выполнен в центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ. Петрогенные оксиды приведены в процентах по массе, микроэлементы – в граммах на тонну. K_ф – коэффициент фракционирования; al' – коэффициент глиноземистости; ΣTR – сумма содержания редкоземельных элементов; Eu/Eu* – показатель европиевого минимума.

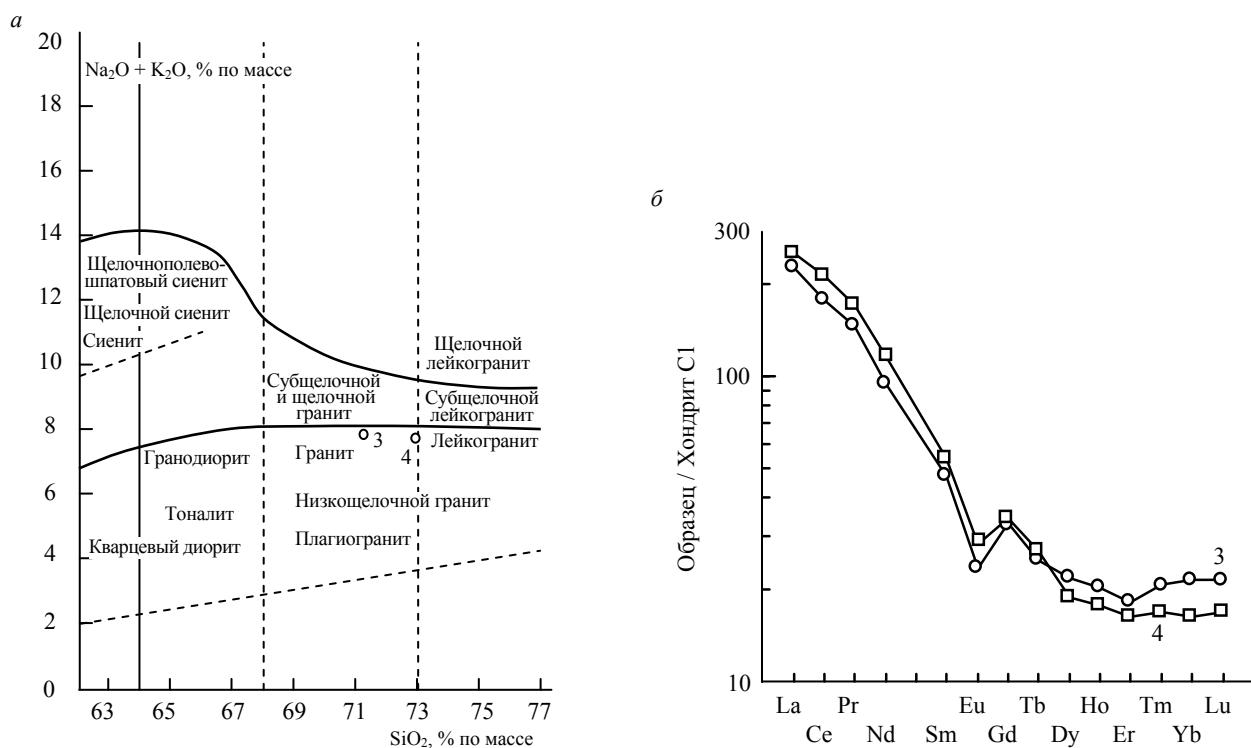
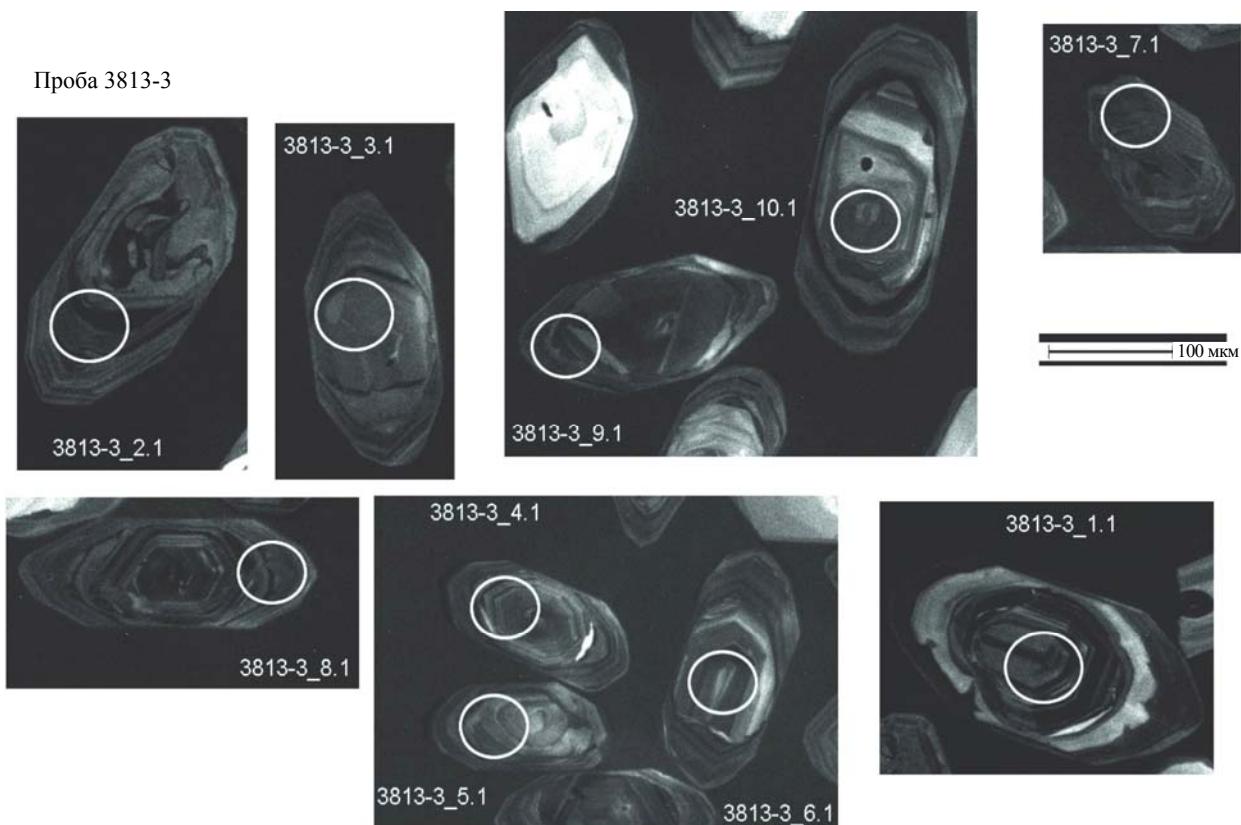


Рис.3. Диаграммы SiO₂ – Na₂O+K₂O (а) и распределения РЗЭ (б) в гранитоидах из валунов в девонских конгломератах
3 и 4 – пробы соответственно 3813-3 и 3813-4



Проба 3813-3



Проба 3813-4

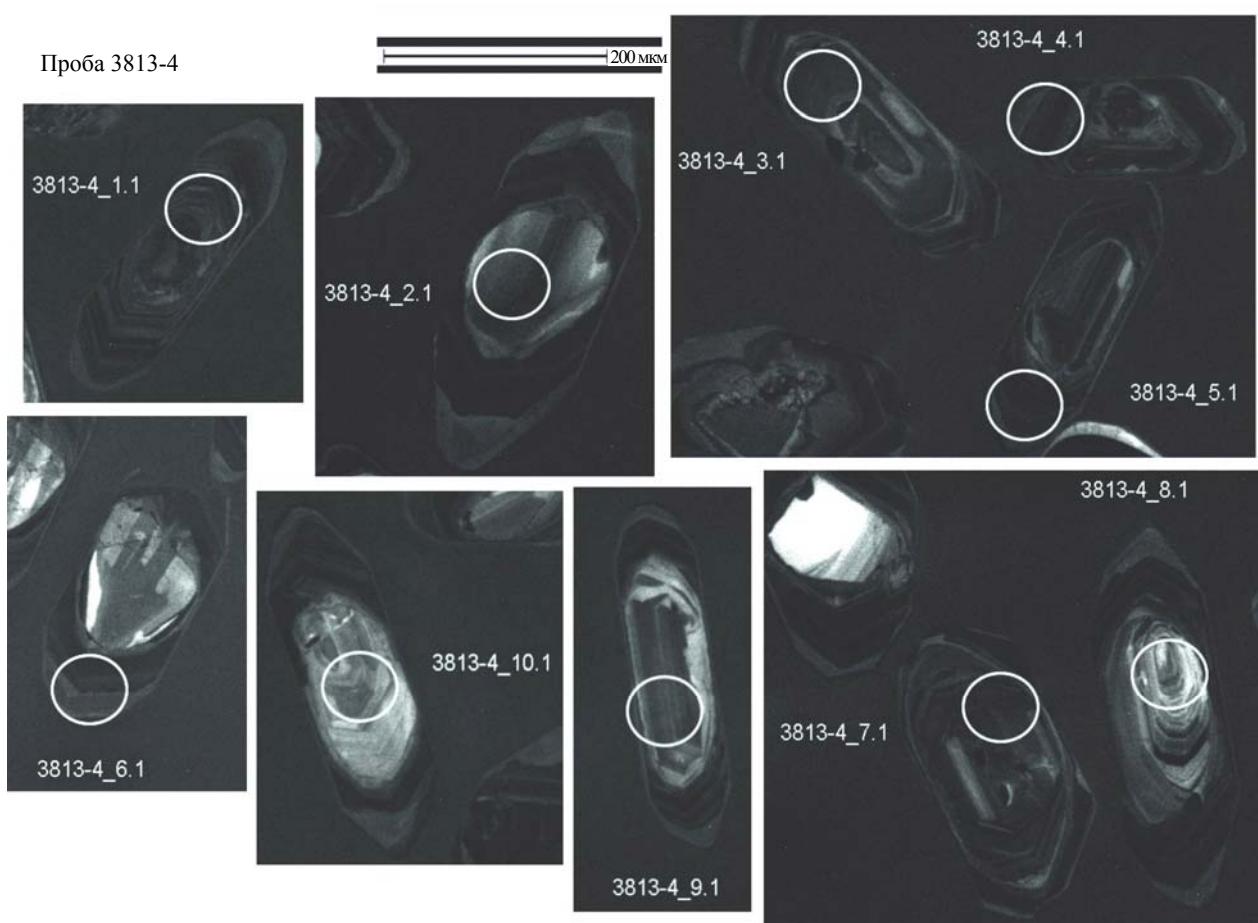


Рис.4. Зерна проанализированных цирконов с указанием точек определения составов



немагнитные фракции (100-200 г), в которых находился циркон, получены с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Силикатный анализ и ICP-MS-анализ гранитов также выполнялись в лабораториях ВСЕГЕИ.

Проба 3813-3. Гранит крупнозернистый, мясо-красного цвета. Структура гранитная, разнозернистая; минеральный состав – микроклин (55 %), олигоклаз (20 %), кварц (20 %), биотит (5 %), циркон, хлорит, рудный минерал. Кварц резко ксеноморфен, формирует агрегаты между крупными зернами микроклина; отдельные кварцевые зерна имеют вытянутую форму и зубчатые границы. Полевые шпаты и биотит в заметной степени изменены (пелитизация, соссюритизация, карбонатизация, хлоритизация).

Проба 3813-4. Гранитоид порфировидный, зеленовато-серого цвета. Структура порфировая, крупнозернистая; минеральный состав – микроклин (65 %), олигоклаз (10 %), кварц (15 %), биотит (10 %), циркон, флюорит, рудный минерал, хлорит. Микроклин формирует крупные вкрапленники; плагиоклаз встречается редко, всегда в виде небольших прямоугольников. Кварц присутствует в виде крупных, почти изометрических зерен. Вторичные изменения выражены хлоритизацией биотита.

Химический состав (табл.1) показывает близость пород: на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ фигурационные точки составов располагаются на линии разграничения гранитов нормальной и умеренной щелочности, но состав пробы 3813-4 фиксируется также на границе поля лейкогранитов (рис.3, a). Породы являются высококалиевыми, относятся к калиево-натриевой серии. Коэффициент фракционирования K_f у этих пород заметно различается; то же касается и коэффициента глиноземистости al' – соответственно 2,96 и 3,79, что указывает на заметные различия в количестве темноцветных минералов в этих породах. Пересчет химического состава на состав нормативных минералов показал их высокую глиноземистость (в обеих пробах присутствует нормативный корунд), а на диаграмме ($\text{Or} + \text{Ab}$) – $\text{An} - \text{Q}$ проба 3813-4 попадает в поле щелочнополевошпатового гранита, а проба 3813-3 – в поле нормального гранита.

По составу микроэлементов в гранитах намечаются заметные различия, в первую очередь, по содержаниям Cr и Ni (табл.1); также заметно различаются по концентрации V, Zr, Nb, Ba, Hf, Th. Распределение РЭЗ указывает на значительную степень дифференциации материнских магм, в пробе 3813-4 наблюдается более высокое содержание РЭЗ в целом и легких РЭЗ в особенности, тогда как в граните пробы 3813-3 больше тяжелых РЭЗ (рис.3). Все петро- и геохимические характеристики, вместе взятые, указывают как на разные источники исходных магм, так и на различия в механизмах их кристаллизации.

Подводя первый итог, можно говорить о заметных различиях в петрографических и петрохимических характеристиках этих пород, что позволяет рассматривать их как представителей разных, самостоятельных геологических объектов.

Результаты цирконометрии и интерпретация. *Проба 3813-3.* Из пробы валуна мясо-красного гранита выделена монофракция циркона, который представлен прозрачными и полупрозрачными субдиоморфными кристаллами призматического и короткопризматического облика. Они имеют размер 80-200 мкм при коэффициенте удлинения 2-3. Огранка кристаллов определяется сочетанием граней призмы и дипирамиды. В катодолюминесценции все зерна неоднородны: центральные и периферийные части зерен отличаются степенью просветления, центры всегда более светлые, характер зональности разный. В периферийных участках присутствует тонкая осцилляционная зональность, параллельная граням дипирамиды; к граням призмы она выклинивается. В центральных частях зерен осцилляционная зональность грубая и, как правило, дискордантна по отношению к зональности периферийных участков. Цирконы, представленные на рис.4, показали разброс индивидуальных значений возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) от 435 до 1713 млн лет (табл.2). При этом надо отметить, что точки по периферийным участкам цирконовых зерен (замеры 7.1, 8.1, 9.1) дали большой разброс в интервале 435-896 млн лет, тогда как точки по ядрам кристаллов (замеры 1.1, 2.1, 3.1, 4.1, 5.1, 6.1, 10.1) составляют более компактную выборку возрастов в интервале 918-1713 млн лет (табл.2). Диаграмма с дискордией для этой пробы (рис.5) дает верхнее (1631 ± 19 млн лет) и нижнее (380 ± 42 млн лет) пересечения, указывая на раннепротерозойский возраст магматического события и возможный позднекаледонский возраст преобразования изотопной системы зерен циркона.



Таблица 2

**Результаты локального U-Pb-анализа цирконов из гранитных валунов нижнедевонских конгломератов
(западный берег Рауд-фиорда, архипелаг Шпицберген)**

| Точка анализа | $^{206}\text{Pb}_{\text{c}}$, % | U, млн m^{-1} | Th, млн m^{-1} | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$, млн m^{-1} | Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет | Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет | D, % | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | Точность (\pm), % | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | Точность (\pm), % | K, отн. ед. |
|--|----------------------------------|------------------------|-------------------------|----------------------------------|---|--|---|------|----------------------------------|-----------------------|----------------------------------|-----------------------|-------------|
| Проба 3813-3, валун мясо-красного гранита | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 0,00 | 341 | 281 | 0,85 | 44,9 | 918±12 | 903±23 | -2 | 1,459 | 1,8 | 0,153 | 1,5 | 0,790 |
| 2.1 | 0,01 | 534 | 51 | 0,10 | 130 | 1604±21 | 1626±12 | 1 | 3,899 | 1,6 | 0,2825 | 1,5 | 0,922 |
| 3.1 | 0,04 | 197 | 76 | 0,40 | 34,1 | 1181±16 | 1131±26 | -4 | 2,146 | 2 | 0,2011 | 1,5 | 0,756 |
| 4.1 | 0,06 | 278 | 271 | 1,01 | 70,8 | 1637±22 | 1628±16 | -3 | 4,096 | 1,7 | 0,2964 | 1,5 | 0,868 |
| 5.1 | 0,00 | 136 | 79 | 0,60 | 31,5 | 1544±21 | 1495±23 | -3 | 3,483 | 2 | 0,2076 | 1,5 | 0,783 |
| 6.1 | 0,12 | 210 | 290 | 1,43 | 55,0 | 1713±22 | 1649±24 | -4 | 4,255 | 2 | 0,3044 | 1,5 | 0,749 |
| 7.1 | 0,40 | 443 | 52 | 0,12 | 43,5 | 695,3±9,7 | 1279±35 | 84 | 1,31 | 2,3 | 0,1139 | 1,5 | 0,636 |
| 8.1 | 0,17 | 405 | 18 | 0,05 | 24,3 | 435,8±6,3 | 434±54 | -1 | 0,535 | 2,8 | 0,0699 | 1,5 | 0,528 |
| 9.1 | 0,05 | 410 | 87 | 0,22 | 52,6 | 896±12 | 1376±20 | 54 | 1,804 | 1,8 | 0,1492 | 1,5 | 0,817 |
| 10.1 | 0,12 | 242 | 220 | 0,94 | 62,2 | 1683±22 | 1659±18 | -1 | 4,192 | 1,8 | 0,22984 | 1,5 | 0,838 |
| Проба 3813-4, валун зеленовато-серого гранитоида | | | | | | | | | | | | | |
| 1.1 | 0,20 | 725 | 247 | 0,35 | 85,1 | 824±11 | 1184±23 | 44 | 1,494 | 1,9 | 0,1363 | 1,4 | 0,744 |
| 2.1 | 0,16 | 349 | 214 | 0,63 | 69,7 | 1344±18 | 1377±19 | 2 | 2,804 | 1,8 | 0,2318 | 1,5 | 0,825 |
| 3.1 | 0,13 | 461 | 253 | 0,57 | 65,6 | 986±13 | 937±31 | -5 | 1,603 | 2,1 | 0,1654 | 1,5 | 0,690 |
| 4.1 | 0,15 | 1191 | 196 | 0,17 | 71,1 | 432,5±6 | 423±30 | -2 | 0,529 | 2 | 0,06939 | 1,4 | 0,729 |
| 5.1 | 0,07 | 1367 | 210 | 0,16 | 82,4 | 436,7±6,1 | 428±28 | -2 | 0,535 | 1,9 | 0,0701 | 1,4 | 0,749 |
| 6.1 | 0,03 | 990 | 56 | 0,06 | 58,5 | 428,9±6 | 417±27 | -3 | 0,5229 | 1,9 | 0,0688 | 1,4 | 0,766 |
| 7.1 | 0,01 | 609 | 532 | 0,90 | 159 | 1714±22 | 1673±11 | -2 | 4,312 | 1,6 | 0,3047 | 1,4 | 0,926 |
| 8.1 | 3,36 | 212 | 128 | 0,62 | 25,6 | 818±12 | 898±140 | 10 | 1,286 | 7 | 0,1352 | 1,6 | 0,230 |
| 9.1 | 0,13 | 285 | 155 | 0,56 | 62,6 | 1464±19 | 1442±27 | -2 | 3,192 | 2,1 | 0,255 | 1,5 | 0,723 |
| 10.1 | 0,12 | 140 | 138 | 1,02 | 34,4 | 1615±22 | 1599±25 | -1 | 3,875 | 2,1 | 0,2848 | 1,6 | 0,753 |

Примечание. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна. Ошибки для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – нерадиогенный и радиогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта для первой и второй пробы – по 0,44 % (1σ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb . D – дискордантность. K – коэффициент корреляции ошибок.

Проба 3813-4. Монофракция циркона, полученная из валуна зеленовато-серого гранитоида, представлена прозрачными и полупрозрачными кристаллами призматического и длинно-призматического облика, размер которых 150-250 мкм при коэффициенте удлинения до 5; редко отмечаются субизометричные кристаллы со слабо выраженным гранями призмы (см. рис.4). В КЛ-изображении кристаллы ведут себя по-разному, в частности, центральные участки характеризуются как темными, так и светлыми тонами. Осцилляционная зональность хорошо проявлена в периферийных участках, где может быть как тонко-, так и грубополосчатой. В центральных частях зерен такая зональность, как правило, выражена очень слабо. Изученные цирконы демонстрируют значительный разброс индивидуальных значений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста от 428 до 1714 млн лет (табл.2). На диаграмму Аренса – Везерилла (рис.6, a) вынесены конкордантные точки цирконов этого возрастного диапазона. Хорошо видно, что три точки (замеры 4.1, 5.1, 6.1) совпадают, показывая практически сходное значение возраста (~ 432 млн лет). Эти точки характеризуют внешнюю часть цирконовых кристаллов (см. рис.4). Три точки (замеры 2.1, 9.1, 10.1) описывают ядра кристаллов и дают значения возраста в интервале 1344-1615 млн лет. Еще три точки (замеры 1.1, 3.1, 7.1) имеют на конкордии большой разброс в интервале 818-1714 млн лет и характеризуются промежуточным положением в кристаллах циркона (при их анализе захватывался материал как ядер, так и внешних кайм). Три первые из рассмотренных точек на диаграмме с конкордией Тера – Вассербурга (рис.6, б) образуют компактный конкордантный кластер, соответствующий возрасту

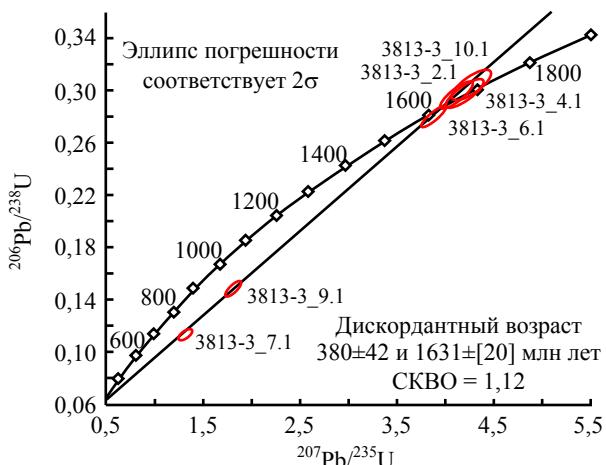


Рис.5. Диаграмма с дискордией для цирконов из гранита пробы 3813-3 для 6 замеров.
СКВО – среднеквадратичное отклонение

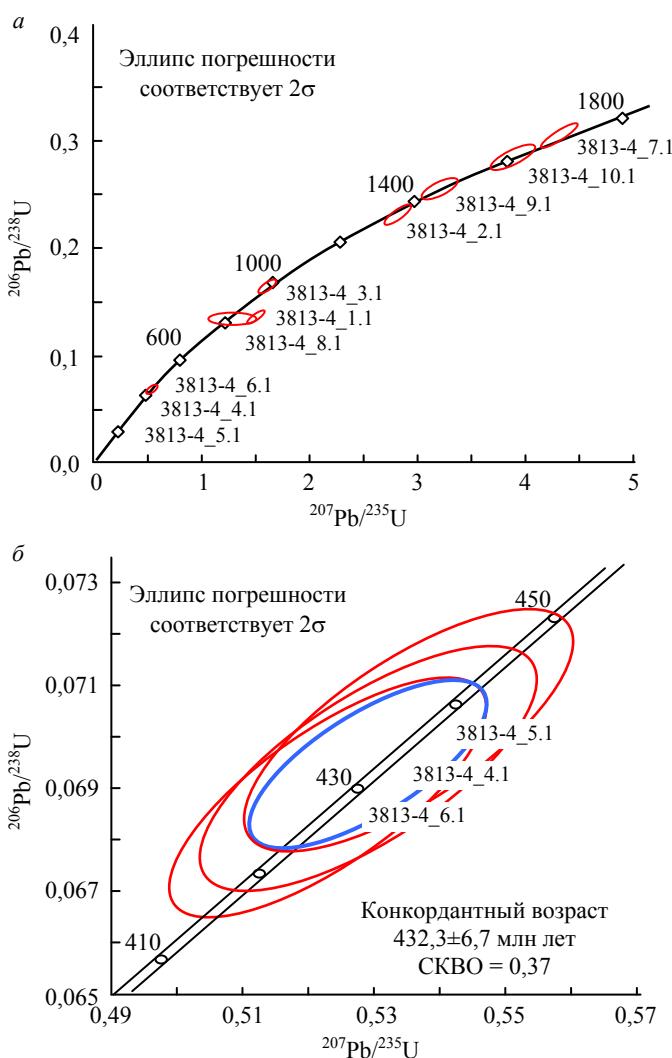


Рис.6. Проба 3813-4: а – диаграмма Арнесса – Везериля для 10 замеров; б – диаграмма с конкордией Тера – Вассербурга для 3 замеров; вероятность конкордии 0,55

преобразования этих пород в интервале 380±42 млн лет также хорошо сопоставляются со среднепалеозойскими событиями, с которыми связана значительная перестройка древнего основания архипелага.

432,3±6,7 млн лет, что указывает на каледонские процессы, в ходе которых происходила перекристаллизация циркона. В свою очередь, ядра этих цирконов можно рассматривать как фрагменты реликтовых, захваченных зерен, возраст которых может указывать на возраст древнего протолита.

Обсуждение полученных результатов.

Представленные петрографические и петрохимические материалы по гранитам из валунов девонских конгломератов серии Ред Бей позволяют рассматривать их как представителей разных и самостоятельных геологических объектов. Одновременно нужно отметить, что зеленовато-серые граниты пробы 3813-4 хорошо сопоставляются по своим характеристикам с гранитоидами среднепалеозойского комплекса, которые широко представлены на площади СЗШ. Структурно-минералогическая характеристика зеленовато-серых гранитов напрямую коррелируется с породами массива Хорнеман; петрохимические характеристики этих гранитов позволяют отнести их к субщелочным разностям, близким к лейкогранитам. Все это дает возможность сравнивать граниты пробы 3813-4 с гранитоидами среднепалеозойского комплекса [5]. Установленный нами возраст кристаллизации этих пород (432,3±6,7 млн лет) является веским аргументом в пользу этого предположения и позволяет отнести их к ранним fazам среднепалеозойского магматизма на СЗШ.

Граниты мясо-красного цвета (проба 3813-3) по своим характеристикам не могут быть сопоставлены с гранитоидами какого-либо конкретного комплекса или массива этого района архипелага. В то же время их петрографические характеристики указывают на серьезные постмагматические преобразования (например, метаморфизм), что предопределяет докаледонское происхождение этих пород. Возраст магматического события для этих гранитов, полученный нами, составляет 1631±19 млн лет, что сопоставимо с позднекарельскими процессами, активно проявленными на архипелаге. Возможные



Выводы

1. Мясо-красные граниты, присутствующие в виде валунов в конгломератах серии Ред Бей (D_1) и выявленные нами на западном берегу Рауд-фиорда, позволяют датировать возраст магматического события как 1631 ± 19 млн лет.

2. Характер изученных конгломератов указывает на местное происхождение валунного материала. Следовательно, определенный нами возраст является еще одним доказательством проявления на северо-западе Шпицбергена раннедокембрийских (позднекарельских) процессов.

3. Невозможность сопоставить данные граниты с каким-либо известным здесь комплексом не должна быть препятствием для вывода 2, так как выходы неизвестных пород могут быть перекрыты ледниками, которые широко развиты в этом районе, либо находиться в пределах морской акватории.

4. Валуны зеленовато-серых гранитов хорошо сопоставляются по своим характеристикам с гранитоидами среднепалеозойского комплекса. Полученный нами возраст кристаллизации этих пород ($432,3 \pm 6,7$ млн лет) является веским аргументом в пользу этого предположения и позволяет отнести их к ранним фазам среднепалеозойского магматизма на северо-западе архипелага Шпицберген.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абакумов С.А. Основные черты геологии и метаморфизма Северо-Запада Шпицбергена // Геология Сvalьбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 22-31.
2. Красильников А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембра – раннего палеозоя Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 120 с.
3. Мурашов Л.Г. Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген / Л.Г.Мурашов, Ю.И.Мокин // Геология Сvalьбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 78-92.
4. Мурашов Л.Г. Новые данные о проявлениях вулканизма в нижнедевонских и верхнетриасовых образованиях о. Западный Шпицберген / Л.Г.Мурашов, Т.М.Пчелина, Д.В.Семевский // Геология Шпицбергена. Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 96-101.
5. Сироткин А.Н. Среднепалеозойский гранитоидный магматизм архипелага Шпицберген // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Труды X Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во К&М, 2013. С. 99-103.
6. Сироткин А.Н. Эндогенные режимы и эволюция метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Ню Фрисланд) / А.Н.Сироткин, А.Н.Евдокимов. СПб: ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.
7. Сироткин А.Н. U-Pb возраст циркона из метабазитов кристаллического фундамента архипелага Шпицберген и история его формирования / А.Н.Сироткин, С.Г.Скублов // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 47-58.
8. Тебеньков А.М. Главные геохронологические рубежи и этапы формирования фундамента Шпицбергена / А.М.Тебеньков, А.А.Красильников, Ю.А.Балашов // Доклады Академии наук. 1996. Т. 346. № 6. С. 786-789.
9. Additional Rb-Sr and singl-grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, northwest Spitsbergen / Ju.A.Balashov, J.J.Peucat, A.M.Tebenkov, Y.Ohta, A.N.Larionov, A.N.Sirokin // Polar Research. 1996. 15(2). P. 153-165.
10. Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust-mantle relationships beneath NW Spitsbergen / W.L.Griffin, N.Nikolic, S.Y.O'Reilly, N.J.Pearson // LITHOS. 2012. Vol. 149. P. 115-135.
11. Gasser D. Caledonian terrane amalgamation in Svalbard: Detrital zircon provenance of Mesoproterozoic to Carboniferous strata from Oscar II Land, western Spitsbergen / D.Gasser, A.Andresen // Geophysical Research Abstracts. 2012. Vol. 14. P. 41-42.
12. Harland W.B. An outline structural history of Spitsbergen // Geol. Arctic. 1961. Vol. 1. P. 34-42.
13. Provenance and tectonic implications of Palaeoproterozoic (c. 1740 Ma) quartz porphyry clasts in the basal Old Red Sandstone (Lilljeborgfjellet Conglomerate Formation) of northwestern Svalbard's Caledonides / F.J.Hellmann, D.G.Gee, T.Gjelsvik, A.M.Tebenkov // Geol. Mag. 1998. Vol. 135 (6). P. 755-768.
14. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. in Econom. Geol. 1998. N 7. P. 1-35.

Авторы: А.Н.Сироткин, д-р геол.-минерал. наук, главн. геолог, sirfamily@front.ru (Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУП ПМГРЭ), г. Ломоносов, Россия), А.Н.Евдокимов, д-р геол.-минерал. наук, профессор, evdokimov48@list.ru (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Статья принята к публикации 27.09.2016.