

А. Н. СИРОТКИН (АО «ПМГРЭ»),  
А. Н. ЕВДОКИМОВ (СПГУ)

## Новые данные по U-Pb датированию метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного составов северной части полуострова Нью-Фрисланд (остров Западный Шпицберген)

На материалах геологосъемочных работ масштаба 1 : 100 000 рассмотрены особенности геологического строения северной части полуострова Нью-Фрисланд (архипелаг Шпицберген). Предложены новые данные по двум комплексам метамагматитов: ультрабазитов и габброидов, многочисленные тела которых прорывают раннепротерозойские гнейсы, кварциты и амфиболиты серии Атомфьелла. Впервые определены U-Pb методом по цирконам возрасты этих метамагматитов ( $1471 \pm 13$  и  $1349 \pm 11$  млн лет соответственно), указывающие на эндогенные процессы более поздних этапов термальной активизации древнего кратона.

*Ключевые слова:* Шпицберген, кристаллический фундамент, ультрабазиты, габброиды, метаморфизм, циркон, U-Pb метод.

A. N. SIROTKIN (STOCK VENTURE «PMGE»),  
A. N. EVDOKIMOV (SPMU)

## New data on U-Pb dating of basic and ultrabasic metamorphosed intrusions in the north Ny-Friesland Peninsula (West Spitsbergen)

Geology of the north Ny-Friesland Peninsula (Spitsbergen Archipelago) are discussed based on data of geological surveys at a scale of 1:100,000. In the paper presented are new data on two metamagmatite complexes: ultrabasic and gabbroid, whose numerous bodies intrude the Early Proterozoic gneiss, quartzite, and amphibolite of the Atomfjella series. The ages of these metamagmatites ( $1471 \pm 13$  and  $1349 \pm 11$  Ma, respectively) were first determined by the U-Pb zircon method that indicates endogenous processes of later stages of the old craton thermal activation.

*Keywords:* Spitsbergen, crystalline basement, ultrabasic rock, gabbro, metamorphism, zircon, U-Pb method.

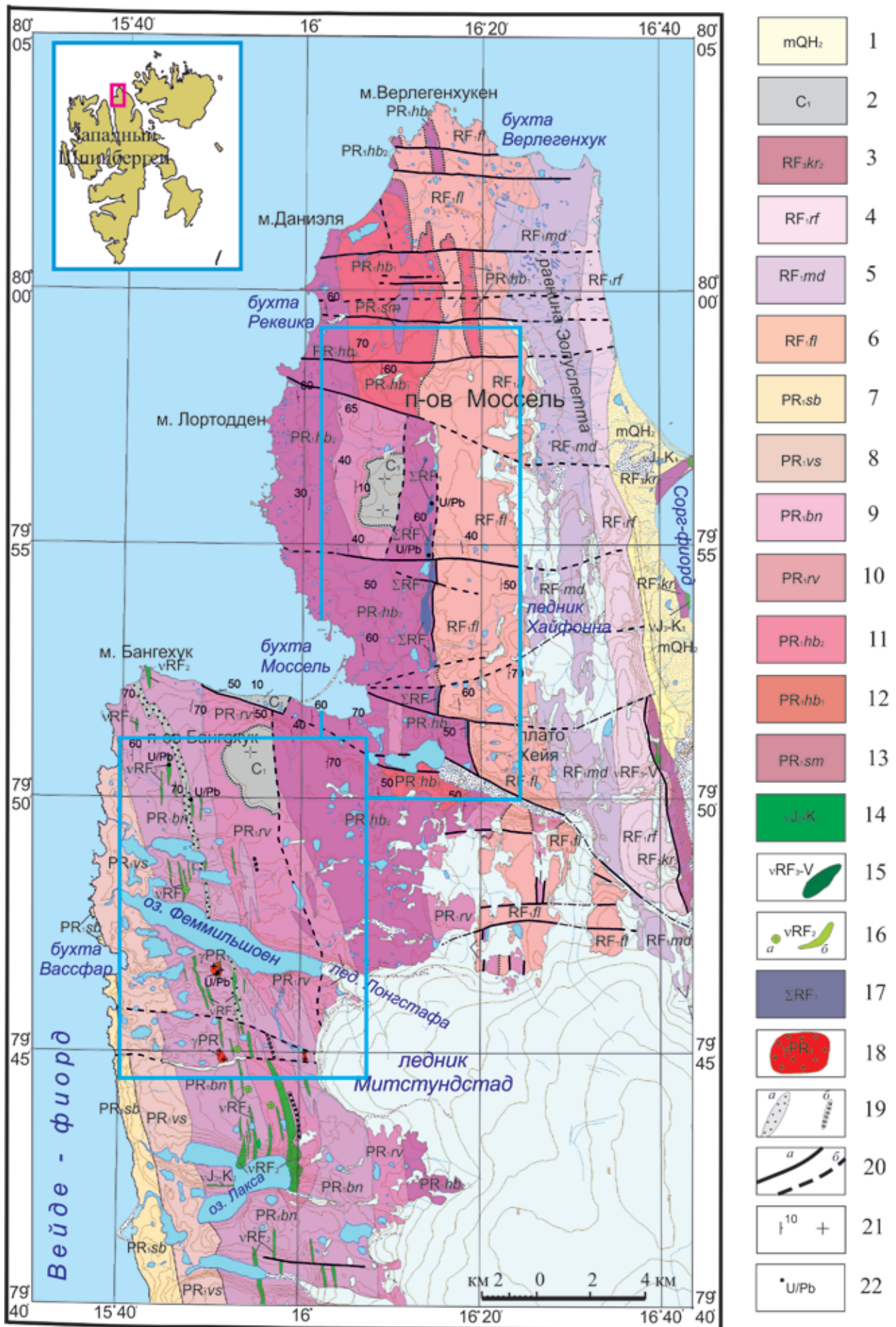
*Для цитирования:* Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Новые данные по U-Pb датированию метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного составов северной части полуострова Нью-Фрисланд (остров Западный Шпицберген) // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 45–59.

**Введение.** Полуостров Нью-Фрисланд – ключевой эталонный район докембрия Шпицбергена, являющийся признанным тектонотипом раннепротерозойского фундамента в этом районе Арктики [2; 4; 10]. Его изучение дает информацию для региональной корреляции разновозрастных комплексов и реконструкции тектонических событий как в пределах архипелага, так и в масштабах Западно-Арктического региона. Полуостров находится на северо-востоке о-ва Западный Шпицберген и сложен породами складчатого основания раннепротерозойского – раннепалеозойского и осадочными образованиями чехла позднепалеозойского возрастов. В современном эрозионном срезе складчатого основания выделяются две структуры первого порядка [2]: антиклинорий Западного Нью-Фрисланда и Хинлопенский синклиний.

Хинлопенский синклиний образован верхнерифейскими – нижнепалеозойскими породами,

своей осевой частью приурочен к проливу Хинлопен, а его западное крыло располагается в пределах Нью-Фрисланда. Ось синклиория совпадает с длительно развивающимся разломом глубокого заложения. Для западного крыла синклиория характерно северо-северо-западное простираение на севере и меридиональное с небольшими отклонениями к востоку – на юге. Крыло осложнено серией складок второго порядка, размах крыльев которых достигает 7–8 км. Шарниры складок полого погружаются в северных румбах, углы падений на крыльях меняются в пределах  $30^{\circ}$ – $70^{\circ}$ .

Антиклинорий Западного Нью-Фрисланда сложен в большей части породами нижнепротерозойской серии Атомфьелла и представляет выступ карельского кристаллического основания, что надежно подтверждено целой серией изотопных датировок. Его восточная граница совпадает с тектоническим контактом между породами верхнерифейского комплекса Лумфьорд



и нижнерифейской серии Моссель. Западная граница структуры проходит по Билле-фьордской зоне разломов. В пределах северной части полуострова (рис. 1) ядро антиклинория обнажается в районе долины Моссель и на крайнем севере, в районе оз. Флотан. Это антиклинали Флотан и Инструментбергет, которые осложнены более мелкими структурами.

Между первично осадочно-вулканогенной серией Атомфьелла (нижний протерозой) и первично осадочной песчано-глинистой серией Моссель (нижний рифей) наблюдается структурное несогласие. Также оно предполагается между серией Моссель и осадочными толщами верхнерифейской серии Лумфьорд [4]. Интрузивные комплексы представлены докембрийскими анатектическими гранитоидами и метаморфизованными ультрабазитами, метагабброидами, метабазами. Раннепалеозойские граносиениты обнажаются на юге Нью-Фрисланда [4; 14].

Выполненные ранее геохронологические исследования позволили установить возрастной спектр термальных событий, запечатленных в породах Нью-Фрисланда. Изотопные датировки (U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar, Sm-Nd) отражают основные этапы магматизма и метаморфизма [3; 4; 7; 9; 11; 14]. Самые древние возрасты по цирконам (U-Pb и Pb-Pb) отвечают интервалам 2700–2400 и 1770–1730 млн лет: первые указывают возможные возрасты архейского протолита (детритовые цирконы), вторые маркируют региональный метаморфизм позднекарельского возраста и связанные с ним анатектические граниты. Молодые возрасты, полученные в основном по слюдам (K-Ar и Rb-Sr), соответствуют интервалу 470–380 млн лет и указывают на каледонский этап перестройки фундамента. Промежуточные цифры (Pb-Pb метод по обломочным цирконам либо внешним каймам метаморфогенных цирконов) могут отражать рифейский этап становления комплексов фундамента. При этом надо отметить, что отсутствуют надежные датировки по главным магматическим объектам полуострова – метаультрабазитам района Моссельдален и метагабброидам района оз. Феммильшоен. Тем не менее на основе имеющихся данных можно выделить позднеархейский, раннепротерозойский, среднерифейский и раннепалеозойский этапы тектонического развития фундамента Нью-Фрисланда [6]. На сегодняшний день остаются неясными события среднего рифея (гренильские) на Нью-Фрисланде, хорошо

проявленные в других районах архипелага (Северо-Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля), а также позднерифейско-вендские, хотя в осевой части полуострова присутствуют тела метабазитов, условно отнесенные к этому возрасту.

Для более объективной реконструкции каждого этапа и корректного сопоставления со сходными по возрасту тектоно-термальными событиями в фундаменте других районов Шпицбергена рассмотрим новые данные по изотопным характеристикам метаморфизованных интрузивных образований северной части полуострова.

**Методы исследования.** Возраст цирконов определялся локальным U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике [15]. Для выбора точек датирования в зернах циркона использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона. Выделение монофракции циркона проводилось в ЦАЛ ВСЕГЕИ. Тяжелые немагнитные фракции, в которых находился циркон, получены с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Составы изученных пород (породообразующие и малые элементы) получены в ЦАЛ ВСЕГЕИ. При построении спектров распределения РЗЭ состав пород нормировался на состав хондрита CI [12]. В работе использованы символы породообразующих минералов по [17].

**Характеристика изученных объектов.** В ходе геологосъемочных работ масштаба 1 : 100 000 в 2014–2015 гг. геологами ПМГРЭ были детально закартированы два участка в северной части полуострова (рис. 1), где выходят на поверхность тела метаморфизованных интрузий. Участок Моссельдален расположен в западной части п-ова Моссель к северу от бухты Моссель и занимает окрестности оз. Моссель, нижнее течение долины Моссельдален, большую часть равнины Полхем и горный массив к востоку от нее. Второй участок – Феммильшоен – расположен южнее бухты Моссель в пределах окрестностей крупного оз. Феммильшоен (по-русски – оз. Пятимильное) от истока вытекающей из озера речки на западе и до ледника Лонгстафа на востоке. В структурном плане оба участка приурочены к антиклинорию Западного Нью-Фрисланда, но их геологические характеристики заметно различаются.

**Рис. 1.** Геологическая карта северной части полуострова Нью-Фрисланд (синим контуром показаны участки работ)

1 – четвертичные морские отложения; 2 – нижний карбон (конгломераты, песчаники); 3 – верхний рифей, серия Лумфьорд (подсвита верхняя Кортбреен); 4–6 – нижний рифей, серия Моссель (свиты: 4 – Ризефьеллет, 5 – Моссельдален, 6 – Флоен); 7–13 – нижний протерозой, серия Атомфьелла (свиты: 7 – Сёрбреен, 8 – Вассфарет, 9 – Бангенхук, 10 – Риттерватнет, 11 и 12 – подсвиты верхняя и нижняя Харкербреен соответственно, 13 – Смутсбреен); 14–18 – магматические комплексы (14 – мезозойских долеритов, 15 – позднерифейско-вендских метабазитов, 16 – среднерифейских метагабброидов (а – штоки, б – силлы), 17 – раннерифейских ультрабазитов, 18 – раннепротерозойских анатектических гранитоидов); 19 – прослой некоторых типов метаосадочных пород в разрезах серии Атомфьелла (а – микрогнейсы, кварциты, сланцы, б – метаконгломераты); 20 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые); 21 – элементы залегания (наклонные, горизонтальные); 22 – точки отбора проб на абсолютный возраст



**Участок Моссельдален** сложен в основном породами свиты Харкербреен (серия Атомфьелла) и свиты Флоен (серия Моссель). Свита Харкербреен образована кварцитами, гнейсами и амфиболитами. В составе свиты Флоен присутствуют слюдястые гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и кварциты. В пределах участка хорошо фиксируется тектонический контакт между этими сериями, а в центре участка выведен на поверхность тектонический клин, внутри которого в обнажениях наблюдаются нормальные геологические взаимоотношения пород обеих серий. На северо-западе участка Моссельдален и в центре присутствуют выходы пород свиты Риттерватнет (кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, амфиболиты, кварциты, гнейсы и микрогнейсы, метаконгломераты); кроме того, в пределах участка установлен крупный останец нижнекарбонных конгломератов. Участок располагается в периклинальной зоне антиклинория Западного Нью-Фрисланда. Здесь ядро антиклинория осложнено большим количеством разрывных нарушений разного простирания и складками II порядка. Поэтому ядро антиклинория на разных участках представлено породами разных свит (подсвит) серии Атомфьелла. Разрывные нарушения субширотные и субмеридиональные; самое крупное разделяет выходы толщ серий Атомфьелла и Моссель. Такие же нарушения ограничивают локальные блоки пород нижнего карбона. Полевые наблюдения свидетельствуют о том, что эти разломы самые древние в этом районе, но их омоложение произошло в послекарбонное время.

Важной чертой геологического строения участка Моссельдален является наличие здесь группы тел докембрийских метаморфизованных ультрабазитов, которые вытягиваются в субмеридиональном направлении через осевую часть этой площади вдоль тектонического контакта между двумя упомянутыми сериями, образуя горный массив Полхемхёгда. Это субвертикально залегающие линзовидные тела мощностью от 20–50 до 200–400 м и протяженностью до 4–5 км [13]. Их детальное описание и структурно-геологическая характеристика до сих пор не были сделаны. Возраст ультрабазитов определялся ранее как раннепротерозойский из общегеологических соображений, а также на основании датировки, полученной К-Аг методом [1].

**Участок Феммильшоен** сложен породами нескольких свит серии Атомфьелла: уже упомянутых свит Харкербреен и Риттерватнет, свиты Бангенхук, представленной гнейсами, амфиболитами, реже микрогнейсами и кварцитами. Последние формируют выдержанный горизонт в средней части свиты. На участке также присутствуют породы свиты Вассфарет, в составе которой микрогнейсы, сланцы, амфиболиты и кварциты. Толща метаморфитов отличается интенсивной складчатостью; на юго-востоке участка зафиксированы проявления послонной мигматизации. Участок Феммильшоен располагается на западном крыле

антиклинория Западного Нью-Фрисланда. Это крыло осложнено разрывными нарушениями разного простирания и складками II порядка.

Антиклиналь Инструментбергет, ядро которой сложено породами нижней подсвиты свиты Харкербреен, располагается к северо-востоку от участка Феммильшоен. Фактически участок Феммильшоен расположен на западном крыле антиклиналя, где породы имеют генеральное падение на запад с углами до 80°. Крыло осложнено более мелкими складками, которые хорошо видны на схеме в районе оз. Феммильшоен (рис. 1). Это сопряженные антиклинали и синклинали обычно изоклинальные, часто запрокинутые, шириной до 2 км. В ядрах синклиналей чаще всего выходят породы свиты Бангенхук, а антиклиналей – породы свит Риттерватнет и Харкербреен. Углы падения на крыльях этих складок меняются от 20°–30° до 60°–70°. В свою очередь крылья этих складок осложнены пликативными структурами более высоких порядков. Разрывные структуры на изученной площади представлены двумя крупными нарушениями – субмеридиональным и субширотным, но их выделение затруднено из-за слабой обнаженности территории.

В пределах участка закартированы выходы магматических тел двух комплексов: раннепротерозойских анатектических гранитоидов и среднерифейских метагабброидов. Комплекс анатектических гранитоидов п-ова Нью-Фрисланд включает мелкие тела гранитов и гранодиоритов, приуроченных в основном к образованиям свиты Бангенхук. Самое известное и наиболее крупное тело расположено на участке горы Бреннколлен, на южном берегу оз. Феммильшоен. Мощность тел достигает 100 м; они прослеживаются по простиранию до 400–700 м. Гранитоиды имеют с вмещающими гнейсами как постепенные переходы, так и резко секущие контакты. Возраст гранитоидов (U-Pb) определен как раннепротерозойский –  $1754 \pm 6$  млн лет [4], т. е. соответствует периоду пика позднекарельского ультраметаморфизма.

Комплекс метагабброидов п-ова Нью-Фрисланд [8; 13] представлен телами метаморфизованных габброидов, встречающихся чаще всего в полосе выходов гнейсов свиты Бангенхук, реже свиты Риттерватнет. Полоса выходов тел метагабброидов протягивается от северо-западного угла участка до самого юга. По наблюдениям Р. Гайера [8], согласные тела метагабброидов в западной части Нью-Фрисланда представлены метадолеритами и метамикроноритами; наряду с гиперстеном в породах может присутствовать и оливин. Автор указывает на существование двух фаз внедрения габброидов, описывает рвущий контакт между породами обеих фаз, но не дает их отдельной характеристики. Для пород характерны широкие метаморфические изменения; для крупных тел описана метаморфическая зональность. В целом автор выделяет пять таких зон: первая центральная (только в наиболее мощных телах) представлена неизменным габброидом с офитовой или субофитовой структурой; пятая

краевая зона — рассланцованными амфиболитами мощностью до 3–5 м. По мнению Р. Гайера [8], внедрение основной магмы происходило в холодные вмещающие гнейсы (подтверждено наличием ксенолитов) без воздействия высоких давлений. Более поздние деформации и метаморфизм накладывались на уже остывшие раскристаллизованные породы.

Единственная датировка, сделанная по цирконам из амфиболитов (возможно, из тела метагабброидов) U-Pb методом, дала результат  $1302 \pm 25$  млн лет [16], что отвечает среднему рифею. Известно также, что в районе горы Бреннколлен (к югу от оз. Феммильшоен) тело метагабброидов прорывает анатектические гранитоиды раннего протерозоя [4], что указывает на их более молодой возраст по сравнению с карельскими образованиями.

**Комплекс докембрийских ультрабазитов в районе долины Моссельдален.** Гипербазитовый комплекс п-ова Моссель представлен серией вытянутых в одну линию субвертикально залегающих линзовидных тел протяженностью до 1000 м и более. Все тела приурочены к тектоническому контакту между сериями Атомфьелла и Моссель, всегда оставаясь в поле развития пород первой. От пород серии Моссель их всегда отделяет полоса шириной 100–150 м рассланцованных кварцитов и амфиболитов свиты Харкербреен. Гипербазиты серпентинизированы, первичные минералы отмечаются очень редко в центральных частях тел. Возраст гипербазитов был определен ранее K-Ar методом по породе (вал) и отдельным минералам и составил  $1870 \pm 52$  млн лет [1], что противоречит геологической ситуации, так как в этом случае метаматиты являются более древними, чем вмещающие их породы (при этом уровень их метаморфизма намного ниже метаморфизма вмещающих кварцитов, амфиболитов и кристаллосланцев).

В ходе геолого-геофизических работ было проведено изучение формы тел ультрабазитов, характер их контактов, петрографо-петрохимические и петрофизические (магнитная характеристика) особенности этих пород. В общей сложности в ходе картирования участка Моссельдален нами было выделено семь самостоятельных, изолированных друг от друга тел, обычно представляющих скальные выходы иногда до 100–150 м высотой. Все тела вытянуты в субмеридиональную цепочку, за исключением самого южного, смещенного по субширотному разлому на восток почти на один километр. Отметим, что два южных тела, имеющих почти равную мощность (примерно 50–80 м) и другие схожие параметры, являются фрагментами одного более крупного и разбитого серией субширотных разломов. На дневной поверхности эти фрагменты (рис. 1) обладают протяженностью 600 и 1000 м; самый южный выклинивается к югу, а второй ограничен с юга и севера тектоническими нарушениями. В целом мощность линзовидных тел меняется от

20–50 до 200–400 м при максимальной протяженности до 4–5 км. Исключение — самое северное тело, впервые выявленное в ходе наших работ: оно имеет форму субвертикального штока диаметром до 15 м.

Макроскопически ультрабазиты представлены бурыми и темно-бурими с ячеистой текстурой поверхности породами; в свежем сколе это темно-серые мелкозернистые породы с хорошо видной магматической структурой. В шлифах первичные минералы (Ol, Орх, Срх) встречаются в виде небольших неправильной формы фрагментов (до 5–10 % объема шлифа) среди измененной массы породы. В результате выяснилось, что первоначально породы имели крупнозернистую структуру и были сложены Орх и Ol; Срх встречается очень редко. Еще одним минералом I генерации является хроммагнетит, который хорошо сохранился в породах, где формирует правильные изометричные зерна размером до одного миллиметра. Основную массу шлифов составляют вторичные (метаморфогенные) минералы (иногда до 90–95 %): Act, Chl, Srp, Carb, Tlc. Рудные минералы, кроме уже описанного хроммагнетита, представлены магнетитом (тончайшие выделения неправильной формы), ильменитом, пирротитом, пентландитом.

Текстурно-структурные характеристики пород не предполагают сильного воздействия на них процессов регионального метаморфизма. На это же указывает и минеральный состав пород: ассоциация вторичных минералов — низкотемпературная, что резко контрастирует с ассоциациями породообразующих минералов вмещающих метаморфических пород серии Атомфьелла. В то же время высокие вариации в содержании новообразованных минералов могут указывать на присутствие в массиве ультрабазитов магматических пород разного типа.

Химические составы ультрабазитов представлены в табл. 1. Для этих пород характерны высокие потери при прокаливании (п.п.п.), а также высокие содержания MgO и низкие — SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и щелочей. Вынесение фигуративных точек проанализированных пород (совместно с материалами предшественников [4]) на диаграмму SiO<sub>2</sub> — Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O показало, что в выборке могут присутствовать породы, соответствующие по своему составу дунитам, перидотитам и пироксенитам, при этом аналоги пироксенитов заметно преобладают (рис. 2).

Содержания микроэлементов и РЗЭ в ультрабазитах (табл. 1) близки к кларкам для ультраосновных пород. Исключение составляют хром, а также галлий, ниобий, торий, цирконий, концентрация которых в 1,5–4 раза выше кларка, и никель, медь, барий, присутствующие в породах в пониженных количествах. Сумма содержаний РЗЭ (TR) находится в пределах 10,69–26,13 г/т, что характерно для ультраосновных пород лерцолитового состава. Европейская аномалия имеет в целом слабовыраженный положительный характер. Распределение РЗЭ, нормированных

Представительные химические составы метаультрабазитов полуострова Моссель

Компо- ненты	3892-1	3924-1	3929-1	3930-1	3965-2	3969-1	3971-3	3995-1	3997-1
SiO <sub>2</sub>	40,30	43,70	43,00	39,00	40,60	44,20	42,00	42,70	38,80
TiO <sub>2</sub>	0,37	0,50	0,28	0,30	0,29	0,50	0,29	0,37	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,90	4,48	3,42	3,19	4,04	6,73	3,40	3,94	3,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,39	6,29	6,85	8,88	6,37	3,95	7,53	8,24	9,25
FeO	7,31	7,98	7,07	5,82	5,32	9,97	5,40	5,65	5,65
MnO	0,20	0,20	0,28	0,24	0,19	0,19	0,22	0,24	0,21
MgO	29,50	27,00	27,70	29,30	30,10	21,00	28,00	25,60	30,00
CaO	1,47	2,40	2,21	2,99	2,41	7,99	4,10	4,18	1,65
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,23	0,05
K <sub>2</sub> O	0,019	0,051	0,13	0,01	0,058	0,048	0,058	0,08	0,025
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,015	0,04	0,04	0,053	0,04	0,053	0,04	0,04	0,04
п.п.п.	8,57	5,88	7,72	8,86	9,23	4,22	7,84	7,13	8,94
<b>Сумма</b>	<b>98,13</b>	<b>98,57</b>	<b>98,75</b>	<b>98,69</b>	<b>98,70</b>	<b>98,90</b>	<b>98,93</b>	<b>98,40</b>	<b>98,53</b>
Ba	17,2	11,9	20,1	4,43	5,51	4,5	6,92	11,1	6,42
Sr	22,2	11,9	48,5	46,9	20,1	24,1	37,8	53,1	18,3
Rb	1	2,44	5,7	1	1	1	1	1	1
Nb	1,8	3,29	2,8	1,41	2,28	5,35	2,19	1,61	1,29
Zr	30,8	44,2	36,1	33,3	29,8	36,7	33	30,8	27,4
Hf	0,84	1,34	1,02	0,71	0,84	1,02	0,61	0,74	0,66
Th	0,47	0,67	0,79	0,49	0,26	0,32	0,25	0,43	0,28
Ga	4,96	5,94	4,92	4,36	4,99	7,19	4,38	4,7	4,26
La	3,77	4,28	3,57	4,98	1,29	3,78	1,97	3,97	2,51
Ce	6,86	8,91	7,21	10,1	3,08	8,58	5,08	8,1	4,99
Pr	0,88	1,11	0,94	1,24	0,45	1,17	0,59	0,92	0,61
Nd	3,26	4,64	3,64	4,95	2,17	5,16	2,85	4,76	2,87
Sm	0,71	0,9	0,82	1,01	0,56	1,14	0,8	0,97	0,59
Eu	0,27	0,33	0,25	0,39	0,28	0,48	0,35	0,38	0,2
Gd	0,72	0,94	0,93	1,02	0,64	1,13	0,87	1,06	0,66
Tb	0,11	0,17	0,14	0,15	0,11	0,16	0,14	0,17	0,092
Dy	0,72	1,1	0,8	0,89	0,73	1,16	1,02	1,14	0,65
Ho	0,16	0,23	0,17	0,18	0,18	0,24	0,21	0,23	0,16
Er	0,46	0,6	0,52	0,49	0,48	0,62	0,6	0,68	0,41
Tm	0,062	0,12	0,1	0,076	0,093	0,097	0,095	0,093	0,085
Yb	0,41	0,69	0,55	0,59	0,55	0,52	0,56	0,6	0,41
Lu	0,059	0,089	0,087	0,065	0,073	0,096	0,082	0,092	0,061
Y	5,03	7,43	6,04	6,03	5,99	7,27	6,8	6,59	4,99
V	87,7	144	89,2	88,4	92,2	124	97,9	119	85
Cr	3740	3210	3150	3320	3860	1580	3170	3710	3360
Co	90,3	93,5	88,4	105	94,6	90,3	89,3	115	108
Ni	868	905	888	977	1070	470	922	785	993
Cu	27	40,7	36,4	53,5	55,4	15,1	43,5	36,8	26,4
Sc	13,4	15,6	12,8	11,8	14,8	22,9	13,3	14,2	13
TR	18,45	24,11	19,73	26,13	10,69	24,33	15,22	23,17	14,30
Eu/Eu*	1,15	1,1	0,88	1,18	1,43	1,29	1,28	1,14	0,98

Примечание. Пробы А. Н. Сироткина (лаборатория ВСЕГЕИ), макрокомпоненты в масс. %, микроэлементы в г/т.

к хондриту, указывает на геохимическую неоднородность этих пород, что может быть связано либо с их дифференциацией, либо неравномерностью метаморфогенных изменений. В целом же, наряду с заметным накоплением РЗЭ в породах, необходимо указать на значительное обогащение пород легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми. По этим показателям породы можно соотнести с лерцолитами, формировавшимися в зонах обогащенной мантии под континентами. Колебания  $Eu/Eu^*$  показывают, что данные породы, не являясь результатом значительной кристаллизационной дифференциации ультраосновной магмы, не могут быть просто мантийным реститом, на что указывает обогащение пород одновременно суммой РЗЭ и легкими РЗЭ. Следовательно, эти породы (лерцолиты) – результат мантийного анатексиса под континентом и средних (но добазальтовых) этапов фракционирования образовавшейся ультраосновной магмы.

Работа с дискриминационными диаграммами показала, что породы по своему химизму могут соответствовать коматиитам, т. е. ультрабазитам, образовавшимся при анатексисе примитивной мантии или близкой к ней по составу, и по обстановкам формирования близки внутриплитным образованиям [4].

Зерна циркона, отобранные из ультрабазитов, изучены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Среди них были выделены индивиды двух резко различающихся типов (рис. 3).

К первому типу, генезис которого мы определяем как магматический, относятся прозрачные и полупрозрачные с темной окраской субидiomорфные кристаллы и их обломки призматического и короткопризматического обликов, размеры которых в пределах 40–150 мкм при коэффициенте удлинения 1,5–4. Огранка кристаллов определяется гранями призмы; реже – сочетанием граней призмы и дипирамиды. Все кристаллы и их обломки неоднородны в КЛ изображении: здесь всегда четко выделяются центральные и периферийные части, которые различаются степенью просветления (центры в целом светлее). Осцилляционная зональность в кристаллах проявлена нечетко: она более широкая в центральных частях зерен и более тонкая – в периферийных. В отдельных кристаллах можно наблюдать несогласные (дискордантные) соотношения между зональностью центральных и периферийных частей кристаллов. Ко второму типу (генезис наложенный, метаморфогенно-метасоматический) относятся обломки светлых прозрачных зерен неправильной формы с размерами в пределах 50–100 мкм, которые характеризуются отсутствием более или менее выраженного удлинения. Их неправильная форма характеризуется остроугольными краями, часто с входящими углами; первоначальный облик кристаллов не поддается реконструкции. Видимо, это обломки крупных кристаллов, разрушенных при дроблении пробы. В КЛ изображении они однородны, какой-либо зональности не наблюдается. От

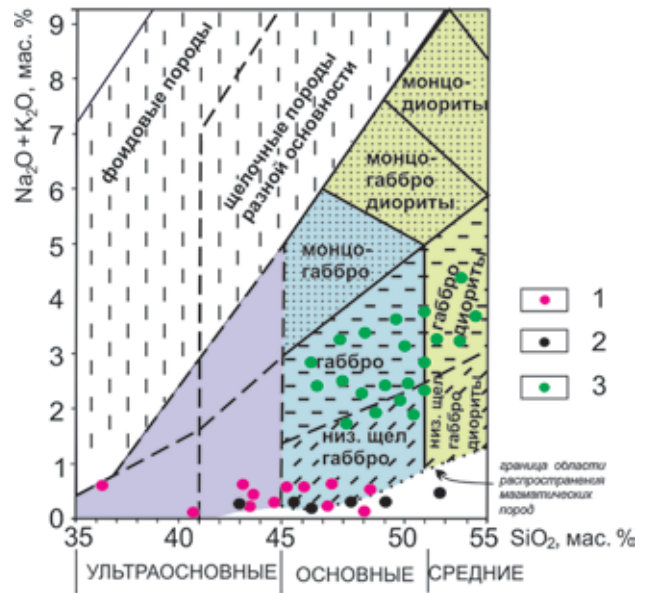


Рис. 2. Диаграмма  $SiO_2 - Na_2O + K_2O$  для ультрабазитов и габброидов полуострова Нью-Фрисланд

1, 2 – пробы ультрабазитов (1 – сборов 2014 г.; 2 – из [4]); 3 – пробы габброидов (сборы 2014–2015 гг.). Все анализы пересчитаны на сухой остаток

цирконов первой группы они резко отличаются по степени прозрачности.

Цирконы, изученные в лаборатории и представленные на рис. 3, показали большой разброс индивидуальных значений возраста ( $^{206}Pb/^{238}U$ ) от 427 до 1698 млн лет. Эти значения, вынесенные на диаграмму с конкордией (рис. 4, табл. 2), продемонстрировали, что четыре точки легли очень компактно на дискордию в районе отметки 1500 млн лет; три так же плотно сели на конкордию у отметки 400 млн лет; два значения возраста с небольшими отклонениями от конкордии попали в возрастной интервал 1700–1600 млн лет; еще два с небольшими отклонениями от конкордии – в интервале 1000–900 млн лет. Обзор этих возрастов по группам выделенных нами цирконов позволил прийти к следующим результатам:

– цирконы первого типа показали заметный разброс значений возрастов, при этом надо отметить, что цифры по разным частям изученных кристаллов дали отличающиеся результаты. Так, возрасты по центральному зонам кристаллов (точки 1.1; 7.1; 8.1) продемонстрировали значения в узком интервале 1581–1458 млн лет; цифры по периферийным участкам (2.1; 3.1; 4.1) – большой разброс в интервале 1487–859 млн лет; промежуточные зоны (5.1 и 6.1) – также большой разброс в интервале 1698–1017 млн лет. Четыре возрастных значения, чьи фигуративные точки попадают на конкордию (рис. 4), были вынесены на диаграмму, где они образуют компактный кластер, соответствующий возрасту  $1471 \pm 13$  млн лет;

– цирконы второго типа (точки 9.1; 10.1; 11.1) дают значения возраста в узком интервале 427–434 млн лет. На диаграмме они соответствуют конкордантному возрасту  $430,6 \pm 7,3$  млн лет.



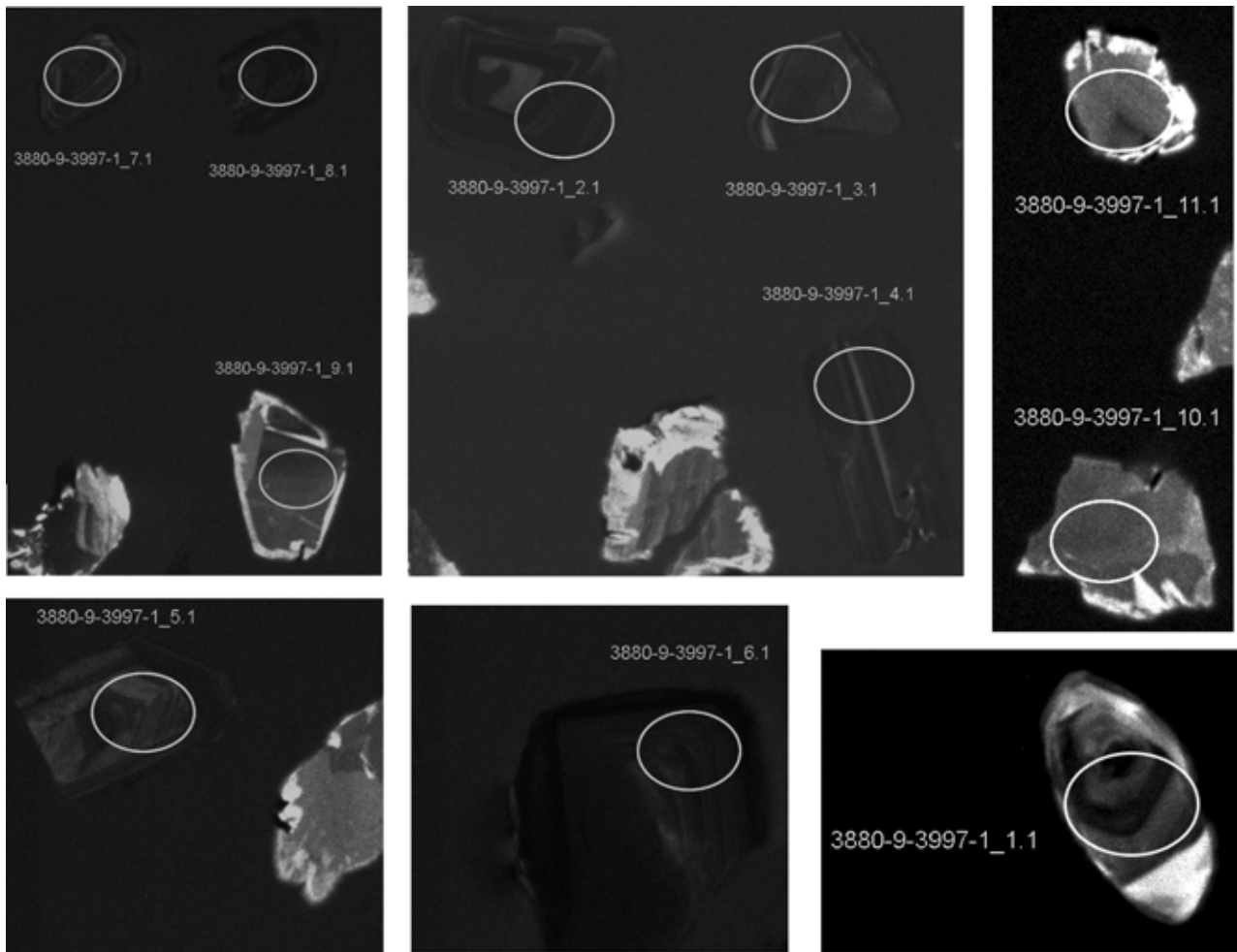


Рис. 3. Цирконы (катодолуминесцентное изображение) из пробы ультрабазитов с указанием точек измерения состава изотопов

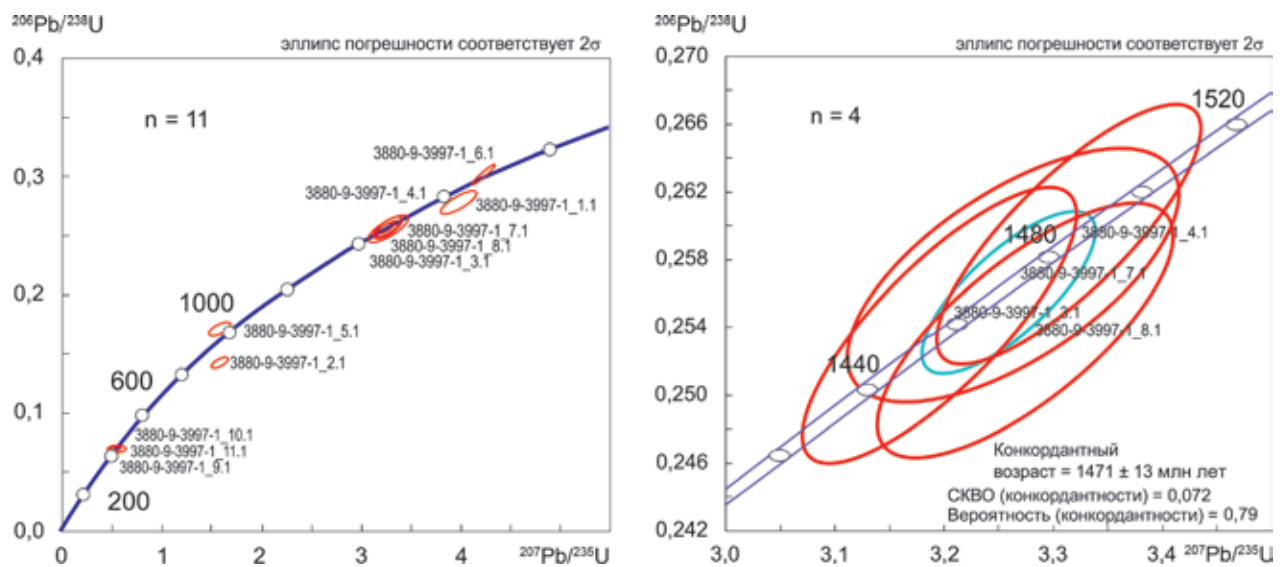


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из метабазитов полуострова Моссель (проба 3880-9/3997-1)



Результаты U-Pb локального анализа цирконов (проба 3880-9/3997-1, массивный метакальцит из ультрабазитов участка Моссельдален (полуостров Моссель, архипелаг Шпицберген)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , млн лет	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн лет	D, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$ , %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$ , %	Rho
9.1	0,00	170	202	1,23	9,99	427 ± 5,9	424 ± 60	-1	0,522	3	0,06848	1,4	0,467
10.1	0,19	137	75	0,56	8,16	431,9 ± 6,6	408 ± 78	-5	0,525	3,8	0,0693	1,6	0,414
11.1	0,68	110	93	0,87	6,63	434,2 ± 6,8	471 ± 150	8	0,542	6,9	0,0697	1,6	0,234
2.1	0,59	826	268	0,33	102	859,1 ± 9,9	1210 ± 31	41	1,583	2	0,1426	1,2	0,612
5.1	0,50	204	70	0,35	30,1	1017 ± 12	840 ± 48	-17	1,581	2,7	0,1709	1,3	0,490
8.1	0,28	368	167	0,47	80,4	1458 ± 16	1499 ± 21	3	3,273	1,7	0,2538	1,2	0,744
3.1	0,19	336	122	0,37	73,5	1460 ± 17	1450 ± 18	-1	3,195	1,6	0,2542	1,3	0,799
7.1	0,27	297	115	0,40	65,9	1475 ± 16	1469 ± 28	0	3,263	1,9	0,2571	1,2	0,646
4.1	0,14	284	207	0,75	63,4	1487 ± 17	1480 ± 17	0	3,314	1,5	0,2595	1,2	0,805
1.1	0,00	182	214	1,22	43,5	1581 ± 19	1692 ± 21	7	3,975	1,8	0,2779	1,4	0,765
6.1	0,27	2006	74	0,04	521	1698 ± 18	1651,6 ± 7,1	-3	4,217	1,2	0,3013	1,2	0,950

Примечание. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна. Ошибки для интервала  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  — нерадиоогенный и радиоогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта для первой и второй проб — по 0,44 % ( $1\sigma$ ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . D, % — дискордантность.

**Комплекс среднерифейских метагабброидов в районе озера Феммильшоеен.** При геологическом картировании п-ова Нью-Фрисланд авторами были описаны многие десятки тел: от мыса Бангенхук на севере до окрестностей оз. Лакса на юге. Наиболее насыщенным этими телами является участок между озерами Феммильшоеен и Лакса, где они встречаются в полосе шириной до трех километров. Севернее оз. Феммильшоеен, в полосе шириной до 1–1,5 км, тела встречаются значительно реже. К югу от оз. Лакса встречаются единичные тела небольшой мощности.

Интрузии метагабброидов имеют форму субсогласных линз (силлов) с локальными рвуцими контактами, которые обычно располагаются группами в виде кулис, реже этажами; мощности тел колеблются от 3–5 до 300 м при протяженности от первых десятков метров до 3–5 км. Группы всегда включают одно и реже два крупных тела и серию мелких. Крупные тела могут иметь асимметричную форму: максимальный раздув приурочен не к центру тела, а к одному из флангов. Самое крупное тело описано в восточной части оз. Лакса, его мощность достигает 300 м. Тела с мощностью более 100 м описаны на северном берегу оз. Лакса, а также к северу и югу от оз. Феммильшоеен. Как правило, вмещающими породами являются гнейсы свиты Бангенхук, а на участке оз. Лакса метагабброиды встречаются и среди микрогнейсов свиты Риттерватнет. В соответствии с общей структурой района тела имеют субмеридиональное простирание ( $340^\circ$ – $360^\circ$ , редко до  $10^\circ$ ) и погружаются к западу под углами  $50^\circ$ – $70^\circ$ . Контакты тел ровные резкие; редко встречаются контакты волнистые или даже с глубокими заливами и карманами. Вмещающие гнейсы в зоне экзоконтакта часто меняют цветовую окраску и становятся грубозернистыми, что можно расценивать как результат термального

воздействия интрузивного тела. В зоне эндоконтакта наблюдаются ксенолиты вмещающих гнейсов, во вмещающих породах — тонкие инъекции (последные либо кососекущие) габброидного материала. Наряду с согласными телами (силлами) авторы впервые описали тела, имеющие форму штоков (вертикальные столбчатые тела с субизометричным сечением). Один из описанных штоков соединяется с силлом габброидов дайкой мощностью в первые метры и протяженностью 100–150 м. Его диаметр до 60 м, остальные из описанных нами столбчатых тел этого типа обладают размером в сечении порядка 10–20 м. Можно расценивать эти тела как корневые части силлов и пути транспортировки базальтовой магмы.

Среди метагабброидов нами выделены две основные разновидности пород: габбродолериты и габбронориты; микронориты обнаружены не были. Все изученные тела габброидов в той или иной степени метаморфизованы, однако наличие в телах пяти зон, описанных Р. Гайером, нами не подтверждено. Общую для всех тел метаморфическую зональность надо представлять как трехчленную: габброиды — амфиболизованные габброиды — амфиболиты.

В габброидах нередко присутствует Grt в виде мелких изометричных зерен (до 0,1–0,2 мм, редко больше), одиночных либо формирующих агрегаты разного размера и формы. Иногда мы можем наблюдать фрагменты коронарных (друзитовых) структур, когда цепочки мелких зерен Grt располагаются вдоль границ Pl I и Crx, обволакивая отдельные зерна этих минералов наподобие короны. Такие явления были описаны нами ранее в юго-западной части Нью-Фрисланда [4]; процессы, с которыми связано появление подобных структур, обусловлены прогрессивным метаморфизмом. Состав Grt отвечает

## Представительные химические составы метагабброидов участка озера Феммильшоен

Компо- ненты	3876-2	3908-1	3910-1	4050-1	4071-2	4115-3	4115-10	4115-17	4139-2
SiO <sub>2</sub>	50,1	49,3	51,4	49,6	47,9	48,9	48,7	48,4	49,0
TiO <sub>2</sub>	1,6	2,53	1,39	1,91	1,77	0,77	0,88	0,77	1,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	13,4	14,5	13,5	14,5	15,9	15,1	15,9	17,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,26	2,79	2,05	6,83	8,67	5,51	5,37	5,79	5,57
FeO	9,97	12,9	9,81	7,2	6,39	6,57	6,64	5,51	5,26
MnO	0,22	0,26	0,25	0,25	0,19	0,2	0,2	0,21	0,18
MgO	6,83	5,31	5,67	6,47	7,2	8,2	8,04	8,13	6,54
CaO	10,8	9,74	9,61	10,2	9,47	9,18	11,2	11,6	11,0
Na <sub>2</sub> O	1,89	1,94	2,49	1,83	2,49	1,9	1,68	1,79	2,1
K <sub>2</sub> O	0,66	0,7	1,12	0,82	0,61	0,99	0,38	0,64	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,23	0,19	0,17	0,21	0,05	0,05	0,05	0,086
п.п.п.	0,5	0,1	0,67	0,45	0,1	1,21	1,08	0,64	0,61
<b>Сумма</b>	<b>99,03</b>	<b>99,2</b>	<b>99,15</b>	<b>99,23</b>	<b>99,5</b>	<b>99,38</b>	<b>99,32</b>	<b>99,43</b>	<b>99,47</b>
Ba	165	211	250	196	232	390	73,8	108	157
Sr	173	149	210	195	266	137	155	184	298
Rb	13,8	17,4	42	51,2	11,3	22,4	12,2	9,56	5,11
Nb	6,52	18,7	13,7	16,2	6,69	2,3	1,1	1,35	6,09
Zr	69,9	179	144	118	72,7	28,7	33,2	29	46,8
Hf	1,86	4,58	3,99	3,86	2,37	1,03	1,14	0,82	1,05
Th	0,59	2,21	2,43	1,8	1,79	0,28	0,23	0,24	0,51
Ga	14,9	17,6	16,9	18,2	21,7	16,3	15,5	17	18
La	7	19,5	18	14,8	13,2	2,58	2,5	1,95	9,19
Ce	14,8	41,8	37,3	36,3	30,2	6,13	6,39	5,77	16,4
Pr	2,15	5,5	4,93	4,89	3,85	0,94	1,07	0,84	2,55
Nd	8,68	21,5	19,5	20,4	18,9	4,78	5,4	4,28	10,7
Sm	2,47	5,61	4,5	4,58	4,28	1,57	1,75	1,96	2,39
Eu	0,94	1,71	1,59	1,53	1,53	0,75	0,69	0,63	1,02
Gd	2,21	5,73	4,46	4,98	4,6	1,95	2,21	2,05	2,69
Tb	0,4	0,91	0,71	0,86	0,76	0,38	0,41	0,41	0,38
Dy	2,51	5,7	4,51	5,89	4,63	2,68	3,07	2,96	2,77
Ho	0,48	1,2	0,83	1,13	0,88	0,57	0,6	0,62	0,55
Er	1,42	3,58	2,66	3,23	2,57	1,63	1,81	1,64	1,51
Tm	0,22	0,54	0,38	0,46	0,33	0,25	0,25	0,27	0,21
Yb	1,52	3,25	2,41	3,38	2,26	1,72	1,57	1,77	1,6
Lu	0,21	0,5	0,36	0,53	0,37	0,26	0,24	0,26	0,22
Y	15,6	35,1	26	31,9	24,2	15,7	17,1	17,1	15,7
V	352	305	247	344	377	271	298	284	445
Cr	114	87,6	122	279	1070	322	291	309	256
Co	40,6	39,6	35,1	53,8	60,6	52,5	55	52,1	48,2
Ni	78,5	53,5	65	97,1	152	126	139	160	128
Cu	112	172	64,4	87	66,1	24,2	39	24	55,1
Sc	37,4	35,5	28,7	29	17,8	21,2	22,2	21,9	17
TR	45,01	117,03	102,14	102,96	88,36	26,19	27,96	25,41	52,18
Eu/Eu*	1,23	0,92	1,09	0,98	1,05	1,31	1,07	0,96	1,23

Примечание. Пробы А. Н. Сироткина (лаборатория ВСЕГЕИ), макрокомпоненты в масс. %, микроэлементы в г/т.

гроссуляр-альмандинам (количество гроссулярового минерала – 25–35 %) при значительной доли пироповой составляющей (до 10–15 %).

Среди породообразующих минералов габброидов выделяются разновременные парагенезисы, появление которых вызвано разными условиями кристаллизации минералов. Их последовательность (от ранних к поздним) следующая: а – Pl I (57–73), Crx, Орх, Ol (магматический парагенезис); б – Grt (метаморфический прогрессивный парагенезис); в – Hbl, Pl II (42–53), Qz, Bt, Mag (метаморфический регрессивный парагенезис); г – Act, Spr, Ms (метаморфический диафорический парагенезис). В качестве акцессорных минералов в габброидах присутствуют нерудные (апатит, циркон, барит) и рудные (ильменит, магнетит и титаномагнетит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит). Рудные минералы могут присутствовать и в значимых количествах (до 10–20 %).

Отдельно следует описать амфиболиты, формирующие внешние зоны тел метагабброидов и по структурным и минерально-вещественным характеристикам резко отличающиеся от собственно метагабброидов. По минеральному составу – это плагиоклазовые, биотитовые, эпидотовые либо гранатовые амфиболиты. В них не встречаются реликты офитовой структуры; новообразованная структура мелко- и среднезернистая лепидонематобластовая либо гранонематобластовая. Ее характерная особенность – слабовыраженная ориентировка минеральных зерен. Этой особенностью своей структуры данные амфиболиты отличаются от амфиболитов вмещающей толщи серии Атомфьелла, для которых характерна крупнозернистая структура с упорядоченной ориентировкой удлинённых минеральных зерен. Минеральный состав описываемых амфиболитов – Hbl (40–75 %), Pl 23–28 (до 20 %), Qz (5–15 %), Bt (до 10–15 %), Ep (до 20 %), Grt (до 10 %), апатит, сфен; рудный минерал чаще отсутствует.

Химический состав габброидов представлен в табл. 3; также при работе использовались материалы [4]. По содержанию макроэлементов изученные породы относятся к классу основных, характеризуются в основном следующими вариациями петрогенных окислов (%): SiO<sub>2</sub> 45,3–52,27; TiO<sub>2</sub> 0,5–3,41; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 11,09–18,63; MgO 4,64–8,2; CaO 6,16–12,6; Na<sub>2</sub>O 1,66–3,61; K<sub>2</sub>O 0,25–3,04 – и редко выходят за эти границы. На диаграмме SiO<sub>2</sub> – Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O фигуративные точки этих составов попадают в поле основных пород (габброидов) низкощелочного ряда (рис. 2). По отношению Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O (от 0,97 до 9,45) породы можно отнести к натриевой и калиево-натриевой сериям в примерно равной пропорции; по содержанию калия габброиды – умеренно- и высококалиевые; по характеру магнезиальности – в основном низко- и умеренно магнезиальные; по содержанию титана – за редким исключением умеренно- и высокотитанистые. На диаграмме FeO\*/MgO – SiO<sub>2</sub> точки составов этих пород попадают исключительно в поле толеитовой серии [4].

Таким образом, по своему химизму метагабброиды представляют компактную группу без резкой дифференциации составов; заметные различия можно установить только по содержанию Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от низко- до высокоглиноземистых), TiO<sub>2</sub> (0,5–3,41 %) и типу щелочности (натриевая и калиево-натриевая серии). Петрохимические особенности интрузивного комплекса указывают на его связь с исходной толеит-базальтовой магмой.

В отличие от макроэлементов, содержание в метагабброидах микроэлементов обладает значительными вариациями, иногда на порядок и больше. Максимальным разбросом значений характеризуется концентрация хрома – от 86 до 2520 г/т, большими вариациями содержания – медь (24–280 г/т), никель (4,27–210 г/т) и ниобий (1,1–26,7 г/т). В то же время элементы V, Co, Ba, Rb, Sr, Zr, Sc и др. характеризуются большим или меньшим постоянством значений и по своим содержаниям отвечают кларкам основных пород.

Остановимся на характеристике РЗЭ. На рис. 5 показаны распределения этих элементов в метагабброидах, а в табл. 3 приведены их абсолютные значения [4]. По сумме РЗЭ породы четко распадаются на две группы: с минимальной концентрацией РЗЭ (19,96–57,48 г/т) и с повышенной концентрацией РЗЭ (73,69–177,37 г/т). При этом надо отметить, что первая группа характеризуется низкими концентрациями легких РЗЭ (и одновременно повышенными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и пониженными K<sub>2</sub>O), а вторая группа – повышенными концентрациями легких РЗЭ, что сочетается здесь с пониженными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и повышенными K<sub>2</sub>O. Эти две группы хорошо видны на графиках распределения

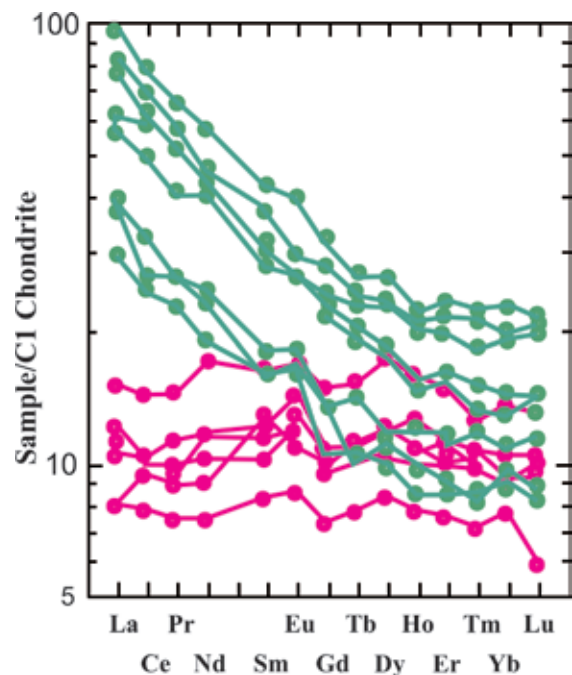


Рис. 5. Распределение РЗЭ в метагабброидах первой (красные) и второй (зеленые) группы



РЗЭ (рис. 5). Анализ графиков демонстрирует, что первая группа габброидов характеризуется слабой дифференциацией РЗЭ в целом; можно лишь говорить о чуть повышенной концентрации средних РЗЭ. Вторая группа габброидов отмечается резким обогащением легкими РЗЭ. Распределение европия в обеих группах одинаковое ( $Eu/Eu^* = 0,92-1,31$ ), что указывает на отсутствие процессов значительной кристаллизационной дифференциации и близость материнской магмы первичному мантийному анатектическому расплаву. Характер графиков распределения РЗЭ в габброидах первой группы соответствует таким же графикам РЗЭ для толеитовых базальтов СОХ, источником магмы для которых были мантийные породы зоны плагиоклазовых ассоциаций. Ранее было показано [4], что составы метагабброидов соответствуют условиям образования этих пород во внутриплитных обстановках.

Для определения возраста тел метагабброидов была отобрана серия специальных крупнообъемных проб на цирконы, из которых мономинеральная фракция этого минерала была выделена только в трех пробах.

*Проба 3908-1* отобрана из центральной части тела метагабброидов (мощность до 100 м), располагающегося в 4 км к югу от мыса Бангенхук. Здесь породы представлены габбродолеритами с габбро-офитовой структурой и слабой степенью метаморфогенных изменений. Из пробы было извлечено два зерна циркона размером 60–70 и 150–170 мкм. Зерна имеют неправильную форму, судя по которой они являются обломками или реликтами захваченных магмой зерен циркона из протолита. Исследования этих цирконов в ЦИИ ВСЕГЕИ позволили получить пять значений возраста; результирующий возраст для этой пробы соответствует  $2725 \pm 15$  млн лет. Таким образом, возраст полученных цирконов можно оценивать

как позднеархейский, а их природу – как фрагменты нижнекорового (или верхнемантийного) вещества, захваченные материнской магмой габброидов при ее перемещении в верхние части коры.

*Проба 4050-1* отобрана в районе горы Бреннколлен из тела, которое прорывает раннепротерозойские граниты с ранее определенным возрастом  $1754 \pm 6$  млн лет [4]. Из этой пробы была получена многочисленная навеска однотипных цирконов, 10 точек по которым дали дискордантный возраст  $1752 \pm 25$  млн лет. С большой уверенностью можно утверждать, что это захваченные цирконы, принадлежащие прорванному телу гранитоидов и попавшие в габброиды в результате ассимиляции гранитных ксенолитов.

*Проба 775-2* отобрана на участке к северу от оз. Феммильшоеен; из пробы была выделена представительная выборка цирконов. Зерна циркона представлены обломками прозрачных кристаллов желтого цвета и призматического габитуса. Размер изученных зерен находится в пределах от 96 до 280 мкм; коэффициент удлинения – 1,5–4,0, иногда доходя до 6–7. Из кристаллографических граней отмечаются только грани призмы (до длиннопризматического облика). В КЛ изображении зерна обычно однородные светлые; в редких случаях отмечается осцилляционная зональность разной ширины, обычно параллельная граням призмы. Различий между центрами обломков и их периферийными частями не отмечается.

Изученные зерна представлены на рис. 6, а результаты анализа – в табл. 4. Значения возрастов по U-Pb и Pb-Pb возрасту близки и укладываются в узкий интервал. Конкордантные значения возраста (рис. 7) составили  $1349 \pm 11$  и  $1350 \pm 11$  млн лет, что вполне соответствует нашим представлениям и коррелируется с ранее полученными возрастными по этому объекту.

Таблица 4

**Результаты U-Pb локального анализа цирконов из метагабброидов (проба 775-2) участка Феммильшоеен (полуостров Нью-Фрисланд, архипелаг Шпицберген)**

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$ , %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , млн лет	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , млн лет	D, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$ , %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$ , %	Rho
1.1	0,24	265	233	0,91	54,4	$1376 \pm 22$	$1327 \pm 26$	-4	2,805	2,2	0,2379	1,7	0,791
2.1	0,14	239	233	1,01	47,2	$1334 \pm 21$	$1375 \pm 24$	3	2,779	2,1	0,2299	1,8	0,816
3.1	0,03	620	670	1,12	127	$1380 \pm 21$	$1348 \pm 26$	-2	2,845	2,1	0,2387	1,7	0,779
4.1	0,10	324	340	1,08	65,3	$1357 \pm 21$	$1364 \pm 23$	1	2,815	2,1	0,2342	1,7	0,811
5.1	0,15	272	205	0,78	52,4	$1305 \pm 20$	$1327 \pm 27$	2	2,646	2,2	0,2244	1,7	0,780
6.1	0,22	196	143	0,76	39,6	$1363 \pm 22$	$1378 \pm 34$	1	2,851	2,5	0,2355	1,8	0,714
7.1	0,20	171	120	0,73	33,2	$1311 \pm 21$	$1327 \pm 36$	1	2,659	2,6	0,2256	1,8	0,685
8.1	0,21	414	331	0,83	83,3	$1354 \pm 20$	$1329 \pm 22$	-2	2,758	2,0	0,2338	1,7	0,825
9.1	0,32	150	104	0,72	30,2	$1353 \pm 22$	$1388 \pm 39$	3	2,841	2,7	0,2335	1,8	0,659
10.1	0,11	309	280	0,94	61,9	$1349 \pm 21$	$1373 \pm 24$	2	2,809	2,1	0,2327	1,7	0,805

Примечание. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна. Ошибки для интервала  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_c$  и  $\text{Pb}^*$  – нерадиогеенный и радиогеенный свинец. Ошибка калибровки стандарта для первой и второй проб – по 0,63 % ( $1\sigma$ ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ . D, % – дискордантность.

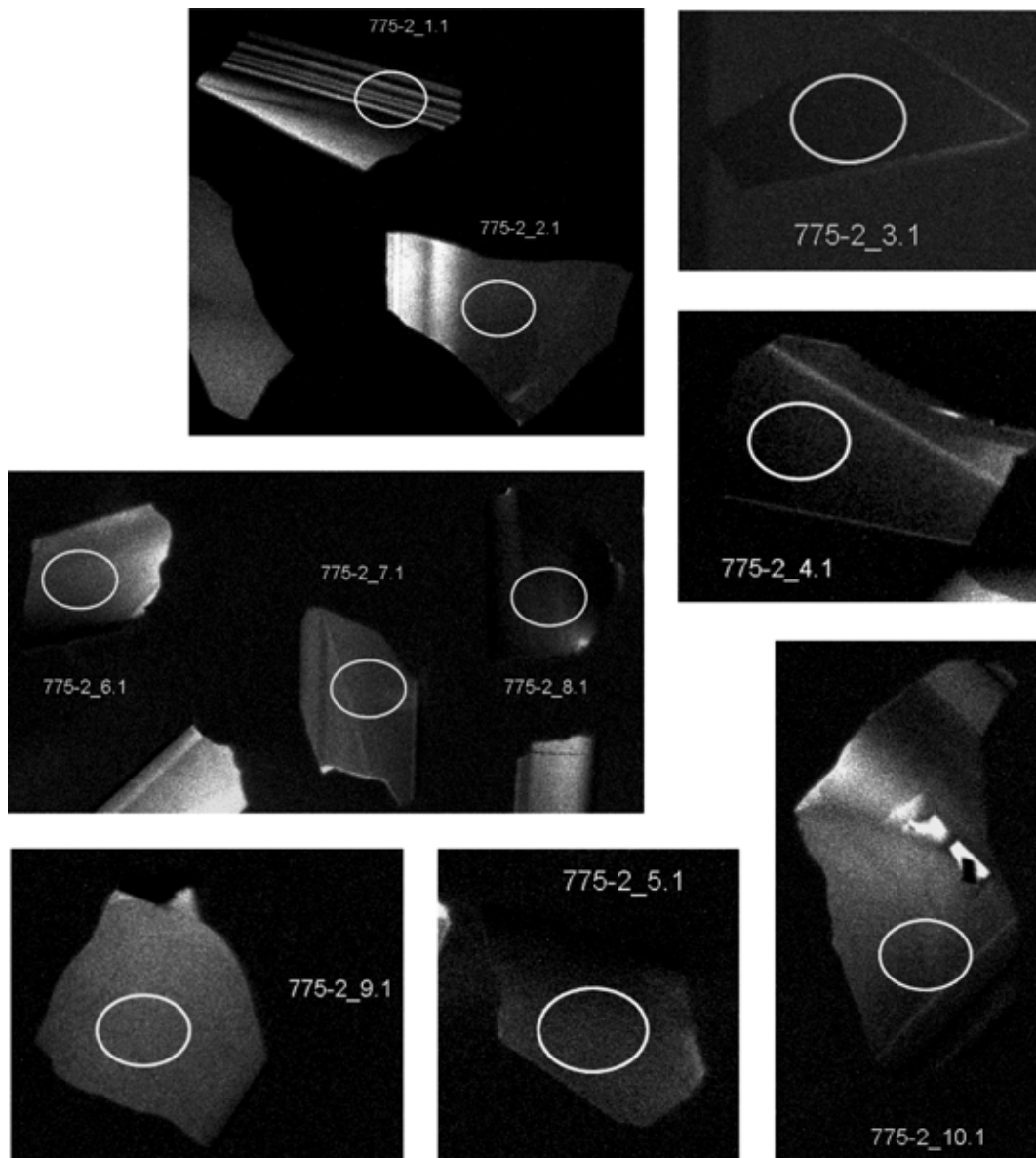


Рис. 6. Фото зерен циркона (катодолуминесцентное изображение) из метагабброида пробы 775-2 с участками измерения состава изотопов

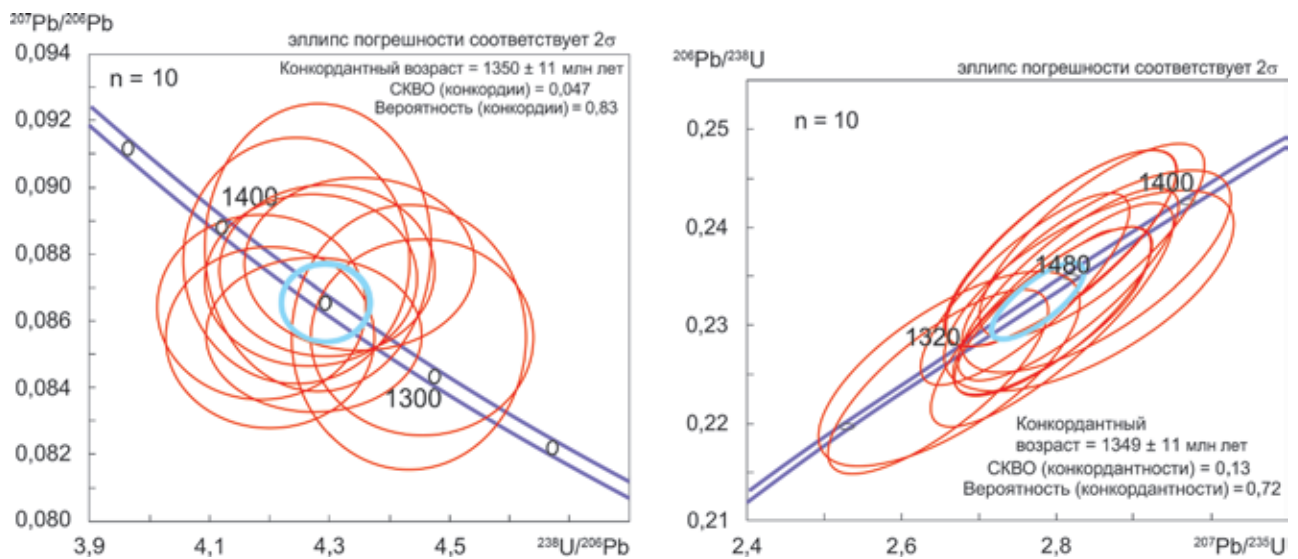


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из метагабброидов (проба 775-2)

**Обсуждение результатов и выводы.** По своим характеристикам и геологическому положению комплекс метаультрабазитов наиболее близок к пироксенит-перидотитовой формации, магматические проявления которой характерны для геантиклинальных поднятий и окраин срединных массивов. Важное значение имеет хромовая специализация этого объекта. Подводя итог этому исследованию, мы должны отметить факт выявления в фундаменте Нью-Фрисланда магматического события с возрастом  $1471 \pm 13$  млн лет, что соответствует раннему рифею. Такой возраст впервые отмечен как на Нью-Фрисланде, так и Шпицбергене в целом. Учитывая петрохимическую характеристику ультрабазитов как внутриплитных образований, а ранний рифей для формирования коры Шпицбергена как протоплатформенный этап [4], можно говорить о внутриплитных магматических процессах в этом регионе в раннем рифее.

Возраст  $430,6 \pm 7,3$  млн лет для архипелага – период тектонической и магматической активизации. В частности, комплекс субщелочных гранитоидов Ньютонтоппен, чьи породы выведены на поверхность в южной части Нью-Фрисланда, имеет близкий к этому значению возраст [14]. Возраст 1698 млн лет может коррелироваться с возрастом регионального метаморфизма вмещающих ультрабазиты толщ серии Атомфьелла и также принадлежать захваченному циркону. Значения возраста 859 и 1017 млн лет могут отражать события среднерифейского тектогенеза, широко проявленные во всех регионах архипелага. Таким образом, наши исследования подтверждают раннерифейский возраст комплекса ультрабазитов п-ова Нью-Фрисланд –  $1471 \pm 13$  млн лет.

Полученные датировки возраста пород габбродолеритовой формации ( $1349 \pm 11$  и  $1350 \pm 11$  млн лет) позволяют отнести время формирования этих пород к среднему рифею, а становление всего комплекса – к этапам формирования среднего структурно-формационного комплекса фундамента архипелага: моменту заложения на посткарельской протоплатформе зон долгоживущих глубинных разломов, сформировавших среднерифейскую рифтогенную структуру архипелага [5].

Региональный высоко- и среднетемпературный метаморфизм пород связан с перестройкой этой структуры на рубеже среднего и позднего рифея. Характер наложенных минеральных парагенезисов и метаморфогенных структур (гранат, Са амфибол повышенной натриевости, биотит, коронарные структуры) указывает на то, что эти процессы шли в условиях повышенных давлений (с последующей декомпрессией) на фоне спада температур и с привнесом глубинного вещества.

1. Гавриленко Б. В., Каменский И. Л. Изохронный К-Аг возраст и изотопы гелия в гипербазитовой дайке на полуострове Моссель, Нью Фрисланд (Шпицберген)// Геохимия. – 1993. – № 4. – С. 584–589.

2. Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена. – Л.: Недра, 1973. – 120 с.

3. Сироткин А. Н. Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс полуострова Нью Фрисланд (арх. Шпицберген) // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. – Петрозаводск, 2001. – С. 87–88.

4. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Эндогенные режимы и эволюция метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью Фрисланд). – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. – 270 с.

5. Сироткин А. Н., Никитин Д. В. Особенности геодинамического развития девонского грабена Шпицбергена // Записки Горного института. – 2011. – Т. 194. – С. 104–111.

6. Тебенков А. М. История тектонического развития фундамента Шпицбергена (по геохронологическим данным) / А. М. Тебенков, Д. Г. Джи, У. Йоханссен, А. Н. Ларионов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4 – Апатиты: КНЦ РАН, 2004. – С. 90–100.

7. Balashov Ju. A. An Early Proterozoic U-Pb zircon age from an Eskolabreen Formation gneiss in southern Ny Friesland, Spitsbergen / Ju. A. Balashov, A. N. Larionov, L. F. Ganibal, A. N. Sirotkin, A. M. Tebenkov, G. I. Ryungenen, Y. Ohta // Polar Research. – 1993. – Vol. 12, No. 2. – Pp. 147–152.

8. Gayer R. A. The geology of the Femmilsjoen region of the north-west of Ny Friesland, Spitsbergen. – Norsk Polarinstittut Skriffter, 1969. – Vol. 145. – 45 p.

9. Gee D. G. New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites / D. G. Gee, B. Schouenborg, J. J. Peucat, S. A. Abakumov, A. A. Krasil'shchikov, A. M. Tebenkov // Norsk Geologisk Tidsskrift. – 1992. – Vol. 72. – Pp. 181–190.

10. Harland W. B. The geology of Svalbard // Geological Society, London, Memoirs. – 1997. – No. 17. – 521 p.

11. Larionov A. N., Johansson A., Tebenkov A. M. & Sirotkin A. N. U-Pb ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard // Norsk Geologisk Tidsskrift. – Vol. 75. – 1995. – Pp. 247–257.

12. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. – 1995. – Vol. 120. – Pp. 223–253.

13. Soviet geological research in Svalbard 1962–1992 // Extended abstracts of unpublished reports. Meddelelser NR 139. – Oslo, 1996. – 103 p.

14. Tebenkov A. M., Ohta Y., Balashov Ju. A., Sirotkin A. N. Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age // Polar Research. – 1996. – Vol. 15 (1). – Pp. 67–80.

15. Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M. A. McKibbe, W. C. Shanks, W. I. Ridley // Reviews in Economic Geology. – 1998. – Vol. 7. – Pp. 1–35.

16. Witt-Nilsson P. The West Ny Friesland Terrane: an exhumed mid-crustal obliquely convergent orogen. – Doctoral Thesis, Uppsala University, 1998. – 28 p.

17. Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. – 2010. – Vol. 95. – Pp. 185–187.

1. Gavrilenco B. V., Kamenskiy I. L. Isochronous K-Ar age and Helium isotopes in a hyperbasite dike on the Mos-sel Peninsula, Ny Friesland (Spitsbergen). *Geokhimiya*. 1993. No. 4, pp. 584–589 (In Russian).

2. Krasil'shchikov A. A. Stratigrafiya i paleotektonika dokembriya – rannego paleozoya Shpitsbergena [Stratigraphy and paleotectonics of the Precambrian – Early Paleozoic of Spitsbergen]. Leningrad: Nedra. 1973. 120 p.

3. Sirotkin A. N. Early Proterozoic sedimentary and volcanogenic complexes of Ny Frisland Peninsula (Spitsbergen Archipelago). *Paleovulkanologiya, volcanogenic and*



*sedimentary lithogenesis, hydrothermal metamorphism and ore formation of the Precambrian*. Petrozavodsk. 2001. Pp. 87–88. (In Russian).

4. Sirotkin A. N., Evdokimov A. N. Endogennyye rezhimy i evolyutsiya metamorfizma skladchatykh kompleksov fundamenta arhipelaga Shpitsbergen (na primere poluoostrova Nyu Friesland) [Endogenous regimes and evolution of metamorphism of folded complexes of the Spitsbergen Archipelago basement (on the example of the Ny Friesland Peninsula)]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2011. 270 p.

5. Sirotkin A. N., Nikitin D. V. Features of geodynamic development of the Devonian graben of Spitsbergen. *Zapiski Gornogo instituta*. 2011. Vol. 194. Pp. 104–111. (In Russian).

6. Teben'kov A. M., Dzhi D. G., Yokhanssen U. et al. A History of tectonic development of the base of Spitsbergen (according to geochronological data). *Complex researches of the nature of Spitsbergen*. Apatity. 2004. Iss. 4. Pp. 90–100. (In Russian).

7. Balashov, Ju. A. 1993: An Early Proterozoic U-Pb zircon age from an Eskolabreen Formation gneiss in southern Ny Friesland, Spitsbergen. In Balashov, Ju. A., Larionov, A. N., Gannibal, L. F., Sirotkin, A. N., Tebenkov, A. M., Ryungenen, G. I., Ohta, Y. (eds.): *Polar Research*. 12. 2. 147–152.

8. Gayer, R. A. 1969: The geology of the Femmilsjoen region of the north-west of Ny Friesland, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*. 145. 45.

9. Gee, D. G. 1992: New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites. In Gee, D. G., Schouenborg, B., Peucat, J. J., Abakumov, S. A., Krasil'shchikov, A. A., Tebenkov, A. M. (eds.): *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 72. 81–190.

10. Harland, W. B. 1997: The geology of Svalbard. *Geological Society, London, Memoirs*. 17. 521.

11. Larionov, A. N., Johansson, A., Tebenkov, A. M. & Sirotkin, A. N. 1995: U-Pb ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 75. 247–257.

12. McDonough, W. F., Sun, S.-S. 1995: The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 120. 223–253.

13. Soviet geological research in Svalbard 1962–1992. 1996: *Extended abstracts of unpublished reports*. Meddelelser NR 139. Oslo. 103.

14. Tebenkov, A. M., Ohta, Y., Balashov, Ju. A., Sirotkin, A. N. 1996: Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age. *Polar Research*. 15. 1. 67–80.

15. Williams, I. S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In McKibbe, M. A., Shanks, W. C., Ridley, W. I. (eds.): *Reviews in Economic Geology*. 7. 1–35.

16. Witt-Nilsson, P. 1998: *The West Ny Friesland Terrane: an exhumed mid-crustal obliquely convergent orogen*. Doctoral Thesis, Uppsala Universit. 28.

17. Whitney, D. L., Evans, B. W. 2010: Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. 95. 185–187.

---

*Сироткин Александр Николаевич* – доктор геол.-минерал. наук, гл. геолог, Шпицбергенская поисково-съёмочная партия АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (АО «ПМГРЭ»). Ул. Победы, 24, г. Ломоносов, Санкт-Петербург, 198412, Россия. <pechenga-67@yandex.ru>.

*Евдокимов Александр Николаевич* – доктор геол.-минерал. наук, профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, д. 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <evdokimov48@list.ru>.

*Sirotkin Alexander Nikolaevich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Geologist, Spitsbergen exploration party Stock Venture «Polar Marine Geosurvey Expedition» (Stock Venture «PMGE»). 24 Pobedy str., St. Petersburg – Lomonosov, 198412, Russia. <pechenga-67@yandex.ru>.

*Evdokimov Alexander Nikolaevich* – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, St.-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <evdokimov48@list.ru>.