



Научная статья

УДК 550.93: 551.72 (481-922.1)

Вендинский возраст магматических пород района долины Чемберлена (северная часть Земли Веделя Ярлсберга, архипелаг Шпицберген)

А.Н.СИРОТКИН¹, А.Н.ЕВДОКИМОВ²✉

¹ ВНИИ Океангеология, Санкт-Петербург, Россия

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

Как цитировать эту статью: Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Вендинский возраст магматических пород района долины Чемберлена (северная часть Земли Веделя Ярлсберга, архипелаг Шпицберген) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 419-434. DOI: 10.31897/PMI.2022.20

Аннотация. Рассмотрены геологическое строение, структурные соотношения с подстилающими комплексами, вещественный состав, возраст и происхождение осадочно-вулканогенных и интрузивных образований района долины Чемберлена (северная часть Земли Веделя Ярлсберга, архипелаг Шпицберген). В результате проведенных исследований выявлены два этапа позднедокембрийской эндогенной активности этого района. Впервые для архипелага Шпицберген U-Pb-методом (SHRIMP-II) определены вендинские возраста (593-559 млн лет) интрузивных (долериты) и эфузивных (базальты, андезиты, туфы) пород. Одновременно впервые для этого района определены гренвильские возраста для крупных тел габбро-диоритов, метадолеритов (1152-967 млн лет) и метагранитов (936 млн лет), что хорошо коррелируется с возрастами магматических образований, полученных ранее в южной части Земли Веделя Ярлсберга. Составлена подробная петрографическая и петрохимическая характеристики всех описанных объектов и реконструированы палеотектонические обстановки их формирования. На основании этих данных выделены: серия Чемберлендален, датируемая поздним венном, и серия Речёрчбреен, которую авторы относят к среднему рифею и проводят корреляцию с нижней частью серии Нордбухта. Полученные данные указывают на двухэтапный докембрийский магматизм в этом районе архипелага и, что особенно важно, впервые представляют доказательства эндогенной активности на Шпицбергене в вендинское время. Этот факт позволяет пересмотреть в будущем историю становления складчатого основания архипелага и характер геодинамических обстановок, в которых шло его формирование.

Ключевые слова: Шпицберген; осадочно-вулканогенный комплекс; основной магматизм; перидотиты; габброиды; метавулканиты; венд; средний рифей; циркон; абсолютный возраст

Поступила: 04.04.2021

Принята: 26.04.2022

Онлайн: 26.07.2022

Опубликована: 26.07.2022

Введение. На протяжении многих десятков лет возраст формирования складчатого основания Шпицбергена считается каледонским и увязывается со временем и процессами образования скандинавских каледонид [1-3]. Тем не менее, постоянно, начиная с последней трети XX в., некоторыми авторами на основании разных материалов высказывалось мнение о более ранних процессах консолидации этого блока коры [4-6]. В последнее время [7, 8] было показано, что структурные парагенезисы, зафиксированные в верхнедокембрийских комплексах Земли Веделя Ярлсберга (ЗВЯ) и смежных с ней районов архипелага, имеют большое сходство со структурными парагенезисами, характерными дляprotoуралид-тиманид Полярного Урала и юга Новой Земли. Отчетливое несовпадение пространственной ориентировки этих парагенезисов с простирианием предполагаемого продолжения фронта скандинавских каледонид на шельфе Баренцева моря [9, 10] позволило предположить, что комплексы пород складчатого основания Шпицбергена не являются каледонскими, а представляют собой северо-западное продолжение protoуралид-тиманид. Таким образом, имеются веские основания утверждать, что в строении древнего основания Шпицбергена присутствуют как разновозрастные раннедокембрийские и гренвильские структурно-вещественные комплексы [11, 12], так и более поздние байкальские (или protoуральско-тиманские). В то же время, отсутствие на архипелаге конкретных геологических тел этого возраста, прежде



Рис.1. Архипелаг Шпицберген и участок работ – район долины Чемберлена на севере Земли Веделя Ярлсберга

этого района (рис.1) на дневную поверхность выведены позднедокембрийские вулканогенно-осадочные образования, вмещающие комагматичные им интрузии, и перекрывающие их со структурным несогласием позднепалеозойские и более молодые отложения [17-19]. Позднедокембрийские комплексы дислоцированы в серию крупных сопряженных складчатых форм (рис.2).

Внутри складчатого основания ранее были выделены толщи среднерифейского комплекса Венреншельдбреен (мощность > 3 км), верхнерифейской серии Софиебоген (> 3 км) и вендской серии Кап-Лайель (4 км). Между средне- и верхнерифейскими стратонами описано структурное несогласие [20], также существует несогласие между верхнерифейскими и вендскими горизонтами. Возраст толщ подтверждается палеонтологическими находками [21] и исследованиями детритовых цирконов [22-24]. Важной спецификой района является то обстоятельство, что полученная здесь структурно-геологическая информация позволяет в верхнедокембрийских комплексах выделять мезоструктурные парагенезисы, ориентированные под большим углом к структурам докембрийских блоков, которые известны на севере архипелага и определяются как каледонские. Данные материалы позволили ряду исследователей выделить здесь позднедокембрийский этап тектогенеза – байкальский или тиманско-protoуральский [7, 17], но он не был подтвержден изотопными датировками по магматическим или метаморфическим объектам.

Магматические образования района долины Чемберлена С.И.Турченко с соавторами [17] отнесли к единой базальт-трахиандезитовой формации раннего рифея. На геологической карте [19] эти породы показаны как позднепротерозойские. Этого же мнения придерживался А.М.Тебеньков [2]. Позже были получены среднерифейские изотопные датировки по магматическим комплексам южной части ЗВЯ [25-27], и, соответственно, их период образования был отнесен к среднему рифею [11]. Определение абсолютных возрастов по магматическим породам северной части ЗВЯ до недавнего времени никем не проводилось. В то же время необходимо отметить данные по возрастам, полученные при датировании магматических пород в других районах Шпицбергена: граниты, слагающие валуны в вендских конгломератах Земли Норденшельда (50 км к северу от ЗВЯ), по извлеченным из них цирконам имеют возраст 656 млн лет [28]; пегматиты из нижнерифейских пород в южной части ЗВЯ содержат цирконы с датировками 615 млн лет [24]. До настоящего времени это наиболее надежные данные, доказывающие возможность проявления вендских эндогенных процессов на Шпицбергене. Важно отметить, что в работе польских геологов [29] высказывается предположение, что возраст магматических событий на севере ЗВЯ может составлять около 600 млн лет.

всего магматических, не позволяет выстраивать законченных тектонических схем. При этом необходимо отметить, что в главных районах развития позднедокембрийских комплексов Шпицбергена присутствуют толщи конгломератов, датируемые вендским возрастом и идентифицированные как метатиллиты [13-15]. Именно наличие этой формации позволило Б.П.Бархатову [16] впервые описать Шпицберген как эпабайкальскую орогеническую область.

Постановка проблемы. Геологическое строение, петрологические особенности и возраст магматических образований района долины Чемберлена на севере ЗВЯ архипелага Шпицберген до сегодняшнего времени остаются малоизученными. Данная работа является новой попыткой определения общей последовательности позднедокембрийского магматизма этого района и уточнение его геологического строения.

Земля Веделя Ярлсберга – один из ключевых районов архипелага Шпицберген, на примере которого сформированы современные представления о геологическом строении складчатого основания региона. На севере

Земли Веделя Ярлсберга – один из ключевых районов архипелага Шпицберген, на примере которого сформированы современные представления о геологическом строении складчатого основания региона. На севере

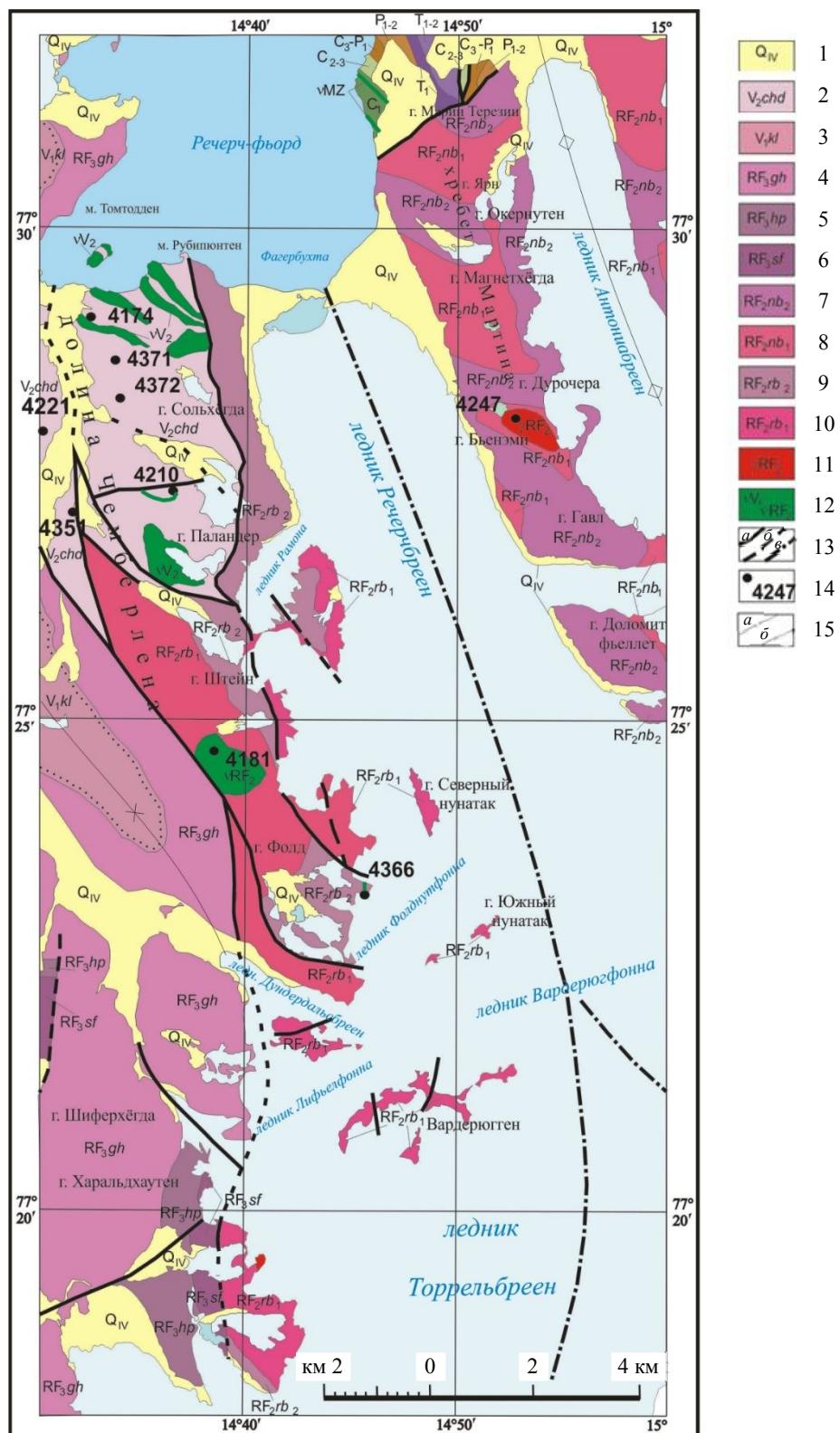


Рис.2. Схема геологического строения района Чемберлены и ее окрестностей

1 – четвертичные отложения; 2 – вендские серии (2 – Чемберлендален (метавулканиты, филлиты, кварциты, известняки), 3 – Кап-Лайель (конгломераты, песчаники, известняки); 4–6 – верхний рифей, серия Софиебоген (свиты: 4 – Госхамна (филлиты, кварциты), 5 – Хеферпонтен (мраморизованные известняки и доломиты), 6 – Слонгфьеллет (конгломераты, песчаники, известняки); 7–11 – средний рифей, комплекс Вереншельдбреен (верхняя (7 – мраморы, кварциты, сланцы) и нижняя (8 – кварциты, сланцы) толщи серии Нордбукта, карбонатная (9 – мраморы, зеленокаменные породы) и терригенная (10 – конгломераты, сланцы, зеленокаменные породы) толщи серии Речёрчбреен); 11 – граниты хребта Мартина (RF₂); 12 – метагабброиды (RF₂) и долериты, ультрабазиты Чемберлендален (V₂); 13 – тектонические нарушения (a – достоверные, б – предполагаемые, в – предполагаемые под ледниками); 14 – точки отбора проб на датирование; 15 – оси основных структур района (a – антиклинали, б – синклинали). Породы платформенного чехла в северной части схемы показаны общепринятыми индексами

В результате нашей работы появились первые изотопные датировки вулканических и интрузивных пород долины Чемберлена и ее окрестностей, на основании которых была составлена новая схема стратиграфического расчленения докембрийских комплексов этого района.

Общая структура позднедокембрийских комплексов на севере ЗВЯ характеризуется сочетанием трех крупных складчатых форм – антиклиналей Нордбухты и Антониабреен, и разделяющей их синклинали мыса Лайель (рис.2); структуры имеют простиранье шарниров в СЗ румбах. Это указывает на формирование структуры позднедокембрийских комплексов в условиях сжатия в направлении ЮЗ-СВ при общем направлении тектонического движения на СВ [7].

На участке синклинали мыса Лайель расположена мульда, в которой залегают вендские конгломераты. Восточнее мульды, в долине Чемберлендален, вскрывается осадочно-вулканогенный комплекс с интрузиями базит-гипербазитовой формации. Район Чемберлендален и смежных участков ледников Речёрбреен и Антониабреен представляют собой сочленение антиклинали и синклинали (рис. 2). Наиболее древними породами здесь являются отложения комплекса Вереншельдреен, представленные на севере ЗВЯ сериями Речёрбреен ($> 1,5$ км) и Нордбухта (> 2 км). Выходы серии Речёрбреен наблюдаются в западном борту одноименного ледника, а также в южной части долины Чемберлена. Серия сложена внизу конгломератами, гравелитами, *Ser-Chl* сланцами и пачками зеленокаменных пород; вверху – мраморами с прослоями сланцев и метавулканитов. Борта ледника Антониабреен сложены отложениями серии Нордбухта (филлиты, кварциты, микрогнейсы, зеленокаменные породы и доломиты). Возраст пород комплекса Вереншельдреен на севере ЗВЯ определяется, в том числе, возрастом интрудирующих их метамагматитов (1187-936 млн лет), а с привлечением материалов по южной части ЗВЯ моложе – 1150-950 млн лет [26, 27].

Отложения серии Софиебоген (RF_3) выведены на поверхность в основании западного борта долины Чемберлена. Здесь они представлены верхней свитой Госхамна (~2 км), которая сложена филлитами с прослоями кварцитов; нижние свиты этой серии – Слюнгфьеллет (конгломераты, до 600 м) и Хеферпюнтен (мраморы, 500 м – с угловым несогласием перекрывают выходы пород серии Нордбухта. Между вендскими конгломератами серии Кап-Лайель и нижележащими филлитами свиты Госхамна отчетливо проявлено структурное несогласие.

Северная часть долины Чемберлена сложена мощной осадочно-вулканогенной толщей серии Чемберлендален (~2 км), в составе которой присутствуют вулканогенные породы, филлиты, кварциты, известняки с согласными телами перидотитов и долеритов. Толща формирует синклиналь северо-западного простириания, опрокинутую к северо-востоку. Она отделена разрывными нарушениями от пород серии Речёрбреен на востоке и юге, а от свиты Госхамна – на западе. Возраст магматических пород серии Чемберлендален на основании абсолютных датировок определен авторами статьи как поздневендский (593-559 млн лет).

Методы. Изучены магматические образования в долине Чемберлена и на смежных участках. По этим породам было отобрано 10 геохронологических проб (рис.2) массой около 5 кг каждая. После дробления и рассыпки проб, тяжелые немагнитные фракции, в которых находился циркон, были выделены с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Отбор монофракций циркона проводился в ЦАЛ ВСЕГЕИ, а анализы их изотопного состава выполнялись в ЦИИ ВСЕГЕИ. Возраст цирконов определялся локальным U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP II по стандартной методике [30]. Для выбора точек датирования в зернах циркона использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона. Содержания элементов в породах и минералах из отобранных авторами проб были получены в ЦАЛ ВСЕГЕИ по результатам рентгеноспектрального флюоресцентного, микрозондового, и ICP-MS-анализов. При построении спектров распределения РЭ их количество нормировалось к содержаниям в хондрите CI [31]. В работе использованы символы пордообразующих минералов по материалам [32].

Результаты работ. Изучены составы магматитов долины Чемберлена, западного борта ледника Речерч и хребта Мартина (рис.2, табл.1-6).

Впервые обнаружена и закартирована гранитная интрузия хребта Мартина [21] на горе Бьенэми. Здесь располагается тектонический останец гранитоидов общей площадью около 2 км² и мощностью 150-200 м, залегающий полого (15-20°) с наклоном к западу и СЗ. Пластина надвинута на складчатую толщу филлитов с прослоями кварцитов и зеленокаменных пород, которая



имеет С3 простирание и углы падения пород до 30-40°. В зоне контакта граниты милонитизированы и представлены мелкозернистыми сланцеватыми породами *Bt-Ms-Qz-Kfs* состава с мелкими розовыми порфиробластами. Среди пород зоны милонитизации постоянно встречаются реликты гранитоидов в виде линз различного размера.

Таблица 1

Химические составы среднерифейских магматических пород, мас. %

Компоненты	Габброиды горы Фолд и ее окрестностей					Граниты хребта Мартина	
	4181-3	4181-4	4366-5	4352-4	4355-4	4247-1	4332-1
SiO ₂	43,20	52,10	44,10	46,80	47,10	59,10	68,60
TiO ₂	4,26	2,14	2,89	5,62	5,47	0,92	0,46
Al ₂ O ₃	13,60	18,20	9,05	13,70	13,60	15,50	14,20
Fe ₂ O ₃	2,26	3,26	3,10	4,10	4,12	2,58	1,70
FeO	11,10	6,94	11,20	10,20	9,28	3,84	1,64
MnO	0,18	0,15	0,19	0,22	0,17	0,09	0,081
MgO	4,64	2,60	14,20	5,45	4,36	3,25	1,10
CaO	8,84	2,56	10,10	5,55	7,28	4,43	2,13
Na ₂ O	3,01	5,49	1,04	3,45	4,28	3,44	4,12
K ₂ O	0,061	2,69	1,59	1,52	1,39	3,14	3,66
P ₂ O ₅	0,71	0,59	0,45	0,68	0,54	0,17	0,11
ппп	6,96	2,43	2,09	2,75	2,51	2,94	2,44
Сумма	98,821	99,15	100,00	100,00	100,00	99,40	100,00
CI	12,6	9,50	3,12	7,54	9,11		
K _Ф	77,2	79,7	50,2	72,41	75,44		
F	0,17	0,32	0,22	0,29	0,31		
MgO*	0,26	0,21	0,50	0,28	0,25		
SI	22,0	12,4	45,6	22,04	18,62		

Примечание. CI – индекс контаминации; K_Ф – коэффициент фракционирования; F – коэффициент окисленности железа; MgO* – коэффициент магнезиальности; SI – индекс затвердевания Куно.

Таблица 2

Составы микрокомпонентов среднерифейских магматических пород, г/т

Компоненты	4181-3	4181-4	4366-5	4352-4	4355-4	4247-1	4332-1
Ba	48,7	1130	383	792	638	827	586
Sr	332	242	134	314	551	304	123
Rb	1	47,6	34,6	13	15,7	128	100
Nb	42,8	101	24,7	31,5	22,6	12,5	17,2
Zr	267	544	230	309	278	216	248
Hf	3,52	12,3	6,01	8,86	7,79	5,37	6,92
Th	0,92	8,08	1,36	1,06	0,92	8,62	19,3
Ga	22,5	29	15,4	20,9	21,1	19,5	18,2
La	31,9	98,5	20,5	20,1	17,6	41,2	71,6
Ce	76,4	192	48,9	58,3	47	80,2	132
Pr	11,1	23,6	6,65	8,57	6,77	9,94	12,6
Nd	52,3	87,8	33,1	43,2	35,7	35,4	42,1
Sm	11	15	7,46	10,1	9,14	6,87	5,92
Eu	3,86	5,6	2,48	3,59	2,9	1,6	1,33
Gd	10,5	12,9	5,96	9	8,23	6,59	4,92
Tb	1,53	1,83	0,88	1,46	1,32	1,01	0,78
Dy	7,63	9,28	4,37	7,24	6,75	5,58	3,7
Ho	1,41	1,85	0,8	1,24	1,25	1,18	0,68
Er	3,64	4,76	1,84	3,23	3,22	3,27	2,14
Tm	0,45	0,71	0,25	0,42	0,45	0,53	0,32

Окончание табл.2

Компоненты	4181-3	4181-4	4366-5	4352-4	4355-4	4247-1	4332-1
Yb	2,48	3,81	1,53	2,58	2,77	2,79	2,38
Lu	0,39	0,58	0,19	0,36	0,35	0,47	0,3
Y	36	45,9	20,8	35	34,3	32,1	20,8
V	303	30,6	210	333	298	136	39,1
Cr	115	57,1	749	90,1	43,3	105	47,6
Co	86,2	35,1	73,5	67,9	34,1	27,7	5,94
Ni	39,6	4,31	436	47,7	24,9	21,4	11,2
Cu	31,2	5,06	98,5	34,8	13,3	37,5	6,34
Sc	25,9	9,57	31,6	50,1	26,6	15,9	6,17
U	0,32	3,95	н.о.	н.о.	н.о.	2,01	н.о.
TR	214,59	458,20	134,91	169,39	143,45	196,63	280,77
(La/Sm) _n	1,87	4,24	1,78	1,29	1,24	3,87	7,81
(Gd/Yb) _n	3,51	2,81	3,23	2,89	2,47	1,96	1,71
(La/Yb) _n	9,22	18,55	9,61	5,37	4,56	10,59	21,58
Eu/Eu*	1,10	1,23	1,14	1,15	1,02	0,5	0,51

По своим характеристикам (табл.1-2) гранитоиды соответствуют умереннощелочным гранодиоритам и диоритам (рис.3). Петрохимические коэффициенты позволяют их отнести к группе умереннощелочных и частично высокоглиноземистых пород. Суммы РЗЭ невысокие, степень дифференциации легких РЗЭ выше по сравнению с тяжелыми РЗЭ. Отчетливо проявляется заметный европиевый минимум. Такие тенденции распределений РЗЭ характерны для материнских магм глубинного происхождения, связанных с магматическими очагами в нижней коре. Состав пород свидетельствует о слабой дифференциации исходной магмы, что отражается в обогащении ее легкими РЗЭ и обеднением Eu. Умереннощелочной тип расплава и другие характеристики предполагают его формирование во внутриплитных обстановках в интервале пограничных с мантией горизонтов нижней коры.

Проба 4247-1 – катаkläзированный гранитоид на горе Бъенэми. Девять из двенадцати полученных точек дали конкордантный возраст 937 ± 7 млн лет. Также получен дискордантный возраст (верхнее пересечение) 936 ± 13 млн лет (гренвильский этап). Этот возраст может быть отнесен к магматическому этапу становления интрузии.

Группа габброидов (RF_2) выделена авторами статьи на основании петрографических характеристик [33, 34] и полученных изотопных датировок. Породы этой группы слагают согласные тела различной мощности (от 10-15 до 60 м) среди *Ser-Chl* сланцев и доломитов серии Речёрбреен (см. рис.2). Все они локализованы в южной части долины Чемберлена и на западном борту ледника Речёрбреен. На склонах горы Фолд были опробованы два тела. Одно в обнажении 4181 имеет мощность более 40 м и согласно залегает среди сланцев, с зонами закалки до 1-1,5 м в нижнем экзоконтакте. Наблюдаются отчетливая дифференциация

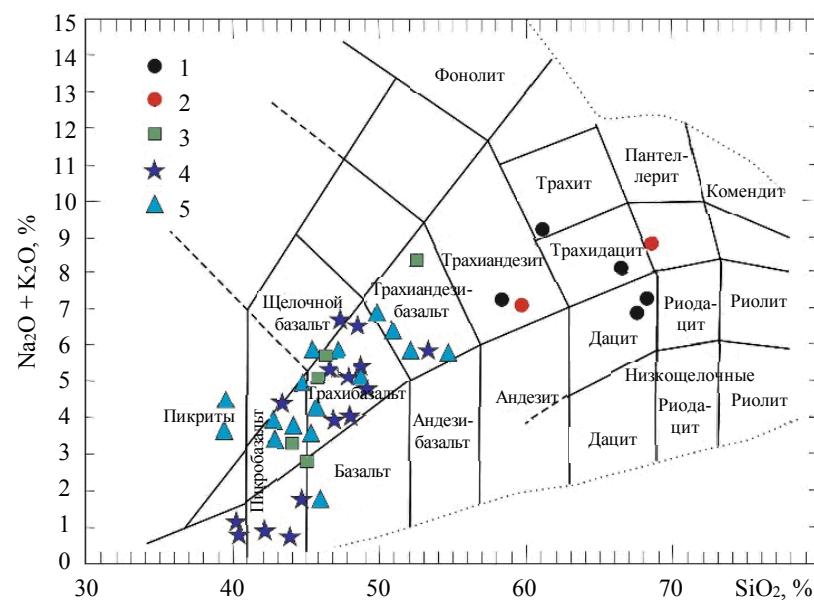


Рис.3. Диаграмма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ для химической классификации магматических пород района долины Чемберлена и ее окрестностей 1-2 – гранитоиды хребта Мартина (1 – по данным С.И.Турченко и др. [24]; 2 – по данным авторов); 3 – среднерифейские габброиды; 4-5 – вендинские магматиты (4 – интрузивные, 5 – вулканиты)



состава пород: в нижней половине тело сложено габбро (проба 4181-3), а в центре – габбро-диоритом (проба 4181-4), что подтверждено петрографически и данными петрохимии. Второе тело габброидов (обнажение 4366) залегает согласно среди метаморфизованных доломитов и имеет мощность до 30 м. Оно представлено сильно измененной породой основного состава с реликтами габбровой структуры.

Эти габброиды имеют *Act-Ab-Chl* состав, реликты *Cpx* присутствуют в количестве от 3-5 до 40-50 %, *Pl* – до 10-15 %. В небольших количествах могут присутствовать *Bt* и *Kfs*, что дает возможность определять некоторые разности как монцогаббро. При слабой степени изменения пород новообразованный парагенезис представлен *Ab* и *Chl*, на более высокой ступени преобразований появляются *Act*, *Chl*, *Ab*, *Ep*, *Spn*.

По составу габброиды отвечают пикробазальтам, трахибазальтам и трахиандезибазальтам (рис.3) и относятся к толеитовым породам. Они являются натриевыми и калиево-натриевыми по типу щелочности, по содержанию калия – умеренно-калиевые, умеренно-глиноземистые. Для этих пород типичен пониженный коэффициент окисленности железа (до 0,17 %) и высокий K_f (до 79,7), что указывает на глубинное становление материнской магмы и ее пониженную обводненность. Величина индекса Куно SI (45,6-12,4) габброидов свидетельствует о глубокой дифференциации исходной магмы.

Дифференциация магмы отражается в изменчивости содержаний микроэлементов: Cr, Ni, V, Cu, Sc последовательно уменьшаются, а Zr, Hf, Ga, Nb, Sr, Y – увеличиваются. Суммы РЗЭ в этих породах невелики и составляют 135-458 г/т, при этом самая низкая сумма характерна для метабазитов обнажения 4366, а высокая – для габбро-диоритов. Характер фракционирования РЗЭ, определяемый по значениям $(Gd/Yb)_n$, $(La/Sm)_n$, $(La/Yb)_n$, также максимальен для габбро-диоритов, тогда как в габбро он заметно не изменяется, находится на одном уровне. Для Eu/Eu^* характерны положительные значения. Распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, однотипны, наибольшими отклонениями характеризуются габбро-диориты по содержанию легких РЗЭ. В соответствии с рекомендациями [33, 34] изученные габброиды отнесены к внутриплитным континентальным образованиям, сформированным в условиях континентального рифтогенеза.

По аналогии с габброидами, известными на юге ЗВЯ [26, 27], возраст изученных авторами статьи магматитов считается среднерифейским, что подтверждено новыми данными.

Проба 4181-4 представлена габбро-диоритами. Породы слабометаморфизованы. Конкордантный возраст, полученный по Zrn из этих габбро-диоритов, составил 967 ± 6 млн лет (рис.4, табл.6). Новый результат хорошо согласуется с представлениями о гренвильском тектономагматическом и тектонометаморфическом событии, которое проявилось на Шпицбергене в период 1150-950 млн лет назад [1, 35].

Проба 4366-5 – измененная порода основного состава с реликтами габбровой структуры, что позволило ее отнести к метагабброиду. По Zrn , отобранным из метабазитов, получен ряд возрастов в интервале от 1611 до 858 млн лет; большинство датировок сгруппировано в интервале 1162-1026 млн лет и по ним рассчитан конкордантный возраст 1152 ± 11 млн лет. Это отвечает возрасту габброидов на юге ЗВЯ-1156-1154 млн лет [26], а также дает информацию о возрасте серии Речёрбреен.

Поздневендинские гипербазит-базиты встречены и изучены в северной части долины Чемберлена. Ранее породы этого комплекса были подробно описаны и вместе с вмещающими их вулканитами отнесены к единой базальт-трахиандезитовой серии [17]. Мощность интрузий может превышать 50-60 м. Отмечается их постоянная ассоциация с метавулканитами основного состава. Метавулканиты могут быть вмещающими породами для интрузивов. Породы комплекса испытали региональный

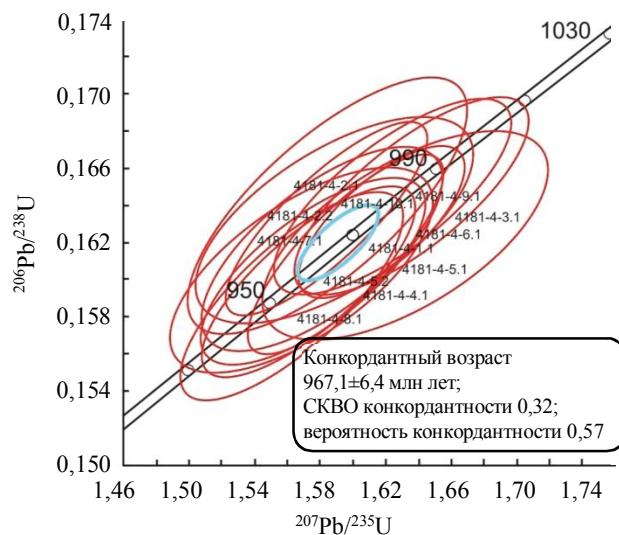


Рис.4. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро-диоритов (проба 4181-4, $n = 12$)

метаморфизм зеленосланцевой фации. В составе комплекса описаны *Bt* верлиты, метапериодиты, метапироксениты, метагабброиды. Среди вмещающих вулканогенных пород серии Чемберлендален выделяются метабазальты, метапикриты, метаандезиты, метатуфы.

Таблица 3

Химические составы вендских интрузивных пород долины Чемберлена, мас. %

Компоненты	Би-верлит		Перидотит	Метапироксенит			Долерит		Габбро-долерит			Метагабро		
	4151-1	4187-2	4187-3	4213-3	4174-4	4189-2	4174-1	4174-3	4210-2	4186-1	4189-1	4188-1	4214-1	4187-4
SiO ₂	39,30	38,1	38,40	42,80	44,70	47,00	49,20	53,3	48,50	47,9	48,60	48,00	48,00	48,40
TiO ₂	1,22	1,36	1,18	5,79	1,33	2,95	2,18	1,60	2,18	3,81	2,66	3,17	2,97	2,74
Al ₂ O ₃	6,80	5,76	4,95	11,90	10,10	14,00	14,50	15,50	11,80	16,80	15,30	15,30	11,90	16,30
Fe ₂ O ₃	7,83	6,05	4,45	2,55	1,91	1,99	1,66	1,48	1,97	2,47	3,29	1,46	1,79	2,43
FeO	4,06	6,49	6,64	10,00	10,3	8,71	9,15	6,05	8,27	7,23	6,94	8,12	7,75	7,97
MnO	0,15	0,15	0,12	0,16	0,19	0,17	0,15	0,16	0,15	0,13	0,14	0,16	0,15	0,18
MgO	24,70	27,20	26,00	5,77	16,00	8,43	8,81	5,29	9,39	4,03	5,56	6,77	8,64	7,26
CaO	7,85	3,09	4,44	11,70	8,28	6,56	5,70	8,28	9,83	5,99	9,07	6,11	11,10	4,76
Na ₂ O	0,17	0,05	0,05	3,36	1,34	2,46	4,11	5,19	3,22	4,85	3,30	3,03	2,75	4,70
K ₂ O	0,85	0,74	0,64	1,08	0,21	2,58	0,33	0,54	0,67	1,90	1,82	3,25	1,00	0,14
P ₂ O ₅	0,26	0,34	0,27	0,51	0,25	0,88	0,23	0,28	0,29	1,22	0,69	0,87	0,54	0,71
ппп	6,08	9,38	11,8	2,96	4,01	2,89	2,81	1,67	2,82	2,70	1,84	2,42	2,41	3,51
Сумма	99,27	98,71	98,94	98,58	98,62	98,62	98,83	99,34	99,09	99,03	99,21	98,66	99,00	99,10
Cl	1,75	1,53	1,59	7,34	3,42	4,68	7,17	11,6	5,93	8,90	7,30	5,00	5,9	9,20
K _ф	32,5	31,6	34,0	68,5	43,3	55,9	55,1	58,7	52,2	70,7	64,8	58,6	52,5	58,9
F	0,66	0,48	0,60	0,20	0,16	0,19	0,15	0,20	0,19	0,26	0,32	0,15	0,19	0,23
MgO*	0,69	0,70	0,71	0,32	0,57	0,45	0,45	0,42	0,48	0,30	0,36	0,42	0,48	0,42
SI	65,7	67,1	68,8	25,4	53,8	34,9	36,6	28,5	39,9	19,7	26,6	29,9	39,4	32,3

Таблица 4

Микроэлементы в вендских интрузивных породах долины Чемберлена, г/т

Элементы	4151-1	4187-2	4187-3	4213-3	4174-4	4189-2	4174-1	4174-3	4186-1	4210-2
Ba	462	303	368	707	135	2270	165	253	1010	735
Sr	239	264	381	411	121	1330	170	305	1040	650
Rb	25,5	24,9	20,8	30,2	5,78	30,9	4,61	6,49	15,5	4,17
Nb	28,6	31,2	27	21,1	14,9	55	12,8	16,7	85,9	21,8
Zr	133	158	136	250	130	415	130	128	653	129
Hf	3,52	4,11	3,43	7,41	3,26	9,74	3,7	3,31	14,5	3,49
Th	2,53	2,49	1,97	0,88	1,11	3,8	0,77	1,08	6,12	1,22
Ga	12,6	12,6	10,9	21	14,5	25,3	20,4	18	28,5	19,3
La	24,9	30,2	24,3	21,1	15,5	63,3	12,5	15,4	81,5	16,8
Ce	48,8	61,6	47,7	56,8	33	136	31,7	33,9	178	38,9
Pr	6,08	7,62	5,73	8,98	4,4	18,1	4,97	4,7	23,8	5,67
Nd	26,2	30,4	22,9	43	19,7	72,1	23,7	20,3	98,9	25,1
Sm	5,3	6,13	5,05	9,48	4,5	13,6	5,23	4,45	18,9	5,65
Eu	1,87	2,09	1,37	3,33	1,66	5,1	1,96	1,79	6,02	2,01
Gd	4,36	5,1	3,9	8,98	4,59	11,7	5,51	4,68	14,4	5,86
Tb	0,6	0,79	0,57	1,24	0,64	1,64	0,86	0,67	2,08	0,9
Dy	2,76	3,3	2,62	6,04	3,36	7,59	4,54	3,7	9,56	4,72
Ho	0,53	0,62	0,53	1,11	0,73	1,29	0,91	0,7	1,72	0,89
Er	1,27	1,34	1,14	2,78	1,66	3,24	2,37	1,78	4,01	2,29
Tm	0,14	0,19	0,14	0,34	0,25	0,37	0,28	0,24	0,56	0,32



Окончание табл.4

Элементы	4151-1	4187-2	4187-3	4213-3	4174-4	4189-2	4174-1	4174-3	4186-1	4210-2
Yb	1,02	1	0,62	2,01	1,31	2,29	1,76	1,46	2,96	1,86
Lu	0,13	0,17	0,13	0,3	0,21	0,34	0,29	0,21	0,39	0,24
Y	13,6	15,3	12	29,1	17,2	34	22,7	18,8	43	24,3
V	198	206	179	427	164	220	240	182	216	261
Cr	2090	2540	2070	150	867	333	326	341	62,8	406
Co	105	115	103	99,9	88,4	68,9	63,5	44,2	67,7	72,2
Ni	896	1140	1120	50,4	472	134	166	84	19	223
Cu	52,1	28,5	47	19,3	63,7	25,3	36,7	6,13	43,3	69,6
Sc	20,8	17,1	17,4	32,6	20,1	18,7	25,5	23,7	9,3	25,3
U	0,71	0,76	0,65	0,28	0,36	1,37	0,32	0,33	2,22	0,34
TR	123,9	150,55	116,7	165,49	91,51	336,96	96,58	93,98	442,80	111,21
(La/Sm) _n	3,03	3,18	3,11	1,44	2,22	3,02	1,54	2,23	2,78	1,92
(Gd/Yb) _n	3,55	4,23	5,21	3,71	2,90	4,24	2,60	2,66	4,03	2,61
(La/Yb) _n	17,51	21,67	28,09	7,53	8,48	19,92	5,10	2,85	19,75	6,48
Eu/Eu*	1,19	1,14	0,94	1,10	1,12	1,24	1,12	1,20	1,11	1,07

Габброиды являются наиболее распространенными породами в этом комплексе. Они представляют собой среднезернистые разновидности, состоящие из *Cpx* и *Pl*, присутствуют (до 10 %) *Ilm* и *Mag*, *Ru* и *Ap*. *Cpx* представлен салитом, в котором *Di* минал составляет 60-75 %; также в этих породах отмечается *Aug*, обогащенный Fe и Ti. Первичные минералы частично замещены метаморфогенными: *Act*, *Chl*, *Ab* (№ 0-7), *Ep*, *Ch*, *Spn*. Среди *Amp*, наряду с метаморфогенным *Act*, отмечен керсугит. Структуры этих пород меняются от офитовой до габбровой, поэтому возможно выделение долеритов и габбро-долеритов.

Перидотиты отличаются черным цветом, мелкозернистой структурой, массивным обликом. Отнесены к группе верлитов: состоят из *Cpx* и *Ol*, с которыми постоянно ассоциируют хромшпинелид, коричневато-бурая *Hbl* и *Bt*. Перидотиты метаморфизованы: отмечаются *Srp*, *Chl*, *Act*, *Cal*, *Tlc*. Постоянно присутствуют *Mag*, *Cr-Ti-Mag*, *Ilm* и сульфиды *Po*, *Py*, *Ccp*, *Pn*. По результатам микрозондового анализа установлено, что *Cpx* представлен в этих породах *Di* (железистость в пределах 10-23 %) с повышенным, до 5-6 %, содержанием Al_2O_3 и постоянным присутствием небольших количеств Cr, Ti, Mn. *Bt* присутствует в двух генерациях. Ранняя – магматическая – это *Phl* с железистостью в пределах 21-30 %, а также высоким содержанием Ti (0,33-0,48 ф.ед.) и низким Al^{VI} (от 0 до 0,19 ф.ед.). Поздняя генерация биотита – метаморфогенная, представлена аннитом с железистостью 64-66 % и с высоким содержанием Al^{VI} (0,41-0,46 ф.ед.) и низким Ti (0,03-0,05 ф.ед.). Хромшпинелиды характеризуются переменным количеством Cr_2O_3 (от 5-13 до 40-41 %) и постоянным присутствием Fe, Al, Ti, Mn, в половине изученных зерен отсутствует Mg. Зерна этого минерала часто зональны: ядро представлено хромшпинелью, а периферия зерна – чистым *Mag*. Первичный *Amp* представлен в метапериодитах магнезиогорнбллендитом с железистостью 25-30 %, в котором часть Ca замещена K (до 0,25 ф.ед.), а содержание Si составляет 6,15-6,25 ф.ед. Для этого *Amp* также характерно высокое содержание Ti и Al. Метаморфогенный *Amp* представлен *Act* с высокой магнезиальностью.

Метапироксениты отличаются от метапериодитов только петрохимически; в шлифах они содержат тот же набор метаморфогенных минералов, что и метапериодиты, везде сохранились первичные минералы – *Cpx* и *Bt*. Единственным отличием является появление в метапироксенитах *Ab*, развивающегося по *Pl*.

Все описанные типы пород петрохимически охарактеризованы ранее [17] как основные и ультраосновные разности нормальной щелочности, так и щелочные основные и щелочно-ультраосновные разновидности. Они, в свою очередь, формируют единый комагматический ряд с щелочными и нормальнощелочными ультраосновными и основными вулканитами серии Чемберлендален. В табл.3-6 представлены составы петрогенных и микроэлементов метаинтрузивных и метаэффузивных пород из района долины Чемберлена.

Таблица 5

Химические составы метавулканических пород серии Чемберлендален, мас. %

Компоненты	Основные туфы			Базальты и трахибазальты					Пикробазальты		Андезибазальты и трахиандезиты					
	4174-18	4164-4	4372-1	4164-5	4174-7	4191-1	4211-2	4212-4	4213-4	4164-1	4221-1	4174-10	4174-11	4211-1	4351-1	4371-1
SiO ₂	43,30	34,50	45,40	44,80	41,50	49,00	45,50	43,00	47,80	39,70	37,20	51,30	39,60	46,00	49,30	45,40
TiO ₂	3,86	3,87	3,52	2,38	1,06	3,48	3,10	3,91	2,91	4,01	2,96	2,49	2,97	3,54	3,36	3,52
Al ₂ O ₃	17,20	13,10	13,10	16,20	8,53	14,30	11,70	11,90	14,70	14,20	11,40	16,30	13,50	17,40	15,40	13,10
Fe ₂ O ₃	2,96	2,02	3,60	1,25	5,16	2,61	2,37	2,14	1,98	0,30	4,56	2,08	1,32	1,98	3,06	3,60
FeO	11,70	7,63	5,58	8,86	6,20	9,22	9,59	10,60	9,00	9,56	5,68	8,12	8,12	9,37	9,44	5,58
MnO	0,11	0,20	0,22	0,17	0,15	0,14	0,16	0,18	0,13	0,21	0,18	0,077	0,32	0,091	0,14	0,22
MgO	8,58	6,72	4,60	4,19	15,70	6,70	11,50	10,90	8,24	5,94	7,13	4,04	4,69	5,96	6,36	4,60
CaO	1,46	14,30	9,76	7,64	7,24	6,09	8,21	8,92	5,63	16,30	14,30	3,93	12,40	3,82	3,70	9,76
Na ₂ O	3,65	3,16	5,08	4,34	0,86	4,38	2,36	1,74	3,48	4,34	1,07	5,04	3,92	3,64	4,13	5,08
K ₂ O	0,23	0,20	0,82	0,56	0,38	0,50	1,09	1,54	1,68	0,25	1,70	0,30	0,29	2,58	0,94	0,82
P ₂ O ₅	0,88	1,02	1,39	0,89	0,21	0,37	0,52	0,69	0,44	0,96	1,05	0,87	0,81	0,96	0,66	1,39
ппп	4,89	12,30	6,84	7,74	12,10	2,20	2,74	2,93	2,90	4,12	11,50	4,64	11,00	3,56	3,51	6,93
Сумма	98,82	99,02	99,91	99,02	99,09	98,99	98,84	98,45	98,89	99,89	98,73	99,19	98,94	98,90	100,00	100,00
CI	7,09	7,13	10,2	12,32	3,09	8,78	4,36	4,05	5,69	9,05	4,72	15,65	10,82	6,03	8,36	18,57
K _Ф	63,1	59,0	66,64	70,7	42,0	63,8	51,0	53,9	57,1	62,4	59,0	71,7	66,8	65,6	66,3	74,28
F	0,20	0,21	0,39	0,12	0,45	0,22	0,20	0,17	0,18	0,03	0,45	0,20	0,14	0,17	0,25	0,17
MgO*	0,37	0,42	0,34	0,30	0,59	0,37	0,50	0,47	0,43	0,38	0,42	0,29	0,34	0,35	0,34	0,26
SI	31,6	34,0	23,36	21,8	55,5	28,6	42,7	40,5	33,8	29,1	35,4	20,6	25,6	25,3	26,6	17,8

Таблица 6

Составы микроэлементов метавулканических пород серии Чемберлендален, г/т

Элементы	4174-18	4164-4	4372-1	4164-5	4174-7	4191-1	4211-2	4212-4	4164-1	4351-1
Ba	109	59,8	112	147	71,9	272	426	960	170	372
Sr	125	535	359	334	491	753	468	469	189	428
Rb	2,27	2,2	17,1	18,5	2,27	6,68	22,6	24	17,4	17,1
Nb	45,7	49,1	44,3	55,7	44,8	14,2	26,2	34	13,7	32,8
Zr	365	410	531	459	373	169	297	300	119	358
Hf	9,66	9,84	3,2	12,9	8,89	4,81	6,89	7,28	3	9,26
Th	2,54	3,09	2,5	6,79	2,76	0,54	1,7	1,92	1,06	1,97
Ga	33,4	17,9	23,2	25,9	16,8	21,4	19,8	20,7	13,5	27,1
La	49,8	42,9	49,2	49,9	35,1	12,7	26	33,9	12,1	29,4
Ce	109	103	110	111	82,8	34,1	63,7	80	27,5	71,4
Pr	14,8	15,2	16,5	15,3	11,8	5,43	9,77	12,1	3,9	9,6
Nd	65,4	37,2	75	67,2	55,9	27,5	44	54,2	17,9	44,6
Sm	14,2	15,4	14,1	13,4	12,2	6,93	9,51	11,3	3,81	9,99
Eu	3,76	4,45	4,35	3,25	3	2,84	3,32	4,04	1,36	3,14
Gd	11,7	13,8	10,8	11,5	11,1	6,89	8,85	10,8	3,86	8,16
Tb	1,75	1,75	1,49	1,39	1,51	1,13	1,29	1,51	0,62	1,28
Dy	8,31	8,47	6,89	7,33	7,24	5,68	6,2	7,19	2,83	6,48
Ho	1,56	1,48	1,19	1,39	1,27	1,14	1,09	1,3	0,58	1,1
Er	3,58	3,4	3,09	3,53	2,93	2,66	2,86	3,14	1,48	3
Tm	0,44	0,4	0,37	0,42	0,4	0,34	0,36	0,44	0,22	0,4
Yb	2,36	2,27	2,24	2,88	1,98	2,06	2,11	2,34	1,21	2,46
Lu	0,36	0,33	0,27	0,36	0,28	0,31	0,28	0,32	0,19	0,36
Y	38	37,4	375	35,6	32,1	28,3	30	34,7	15,1	31,1
V	284	248	201	141	219	268	251	296	144	223
Cr	284	356	174	95,1	316	62,5	631	428	914	248
Co	81,7	62,1	28,2	32,8	72,3	77,2	101	107	86	34,6
Ni	162	202	95,1	61,3	179	37	306	199	500	98



Окончание табл.6

Элементы	4174-18	4164-4	4372-1	4164-5	4174-7	4191-1	4211-2	4212-4	4164-1	4351-1
Cu	18,9	50,7	38,6	27,8	47,7	15,1	81,6	39,3	59,9	16,7
Sc	20,8	19,1	12,8	9,07	16,1	27,6	27,5	28,4	16,9	23,2
U	0,37	1,02	н.о.	2,07	1,03	0,2	0,58	0,55	0,29	н.о.
TR	287,02	286,05	295,49	288,85	227,51	109,71	179,34	222,58	77,56	191,37
(La/Sm) _n	2,26	1,80	2,25	2,40	1,86	1,18	1,77	1,94	2,05	1,90
(Gd/Yb) _n	4,11	5,04	3,99	3,31	4,65	2,77	3,48	3,83	2,65	2,75
(La/Yb) _n	15,14	13,56	15,73	12,43	12,72	4,42	8,84	10,39	7,17	8,57
Eu/Eu*	0,61	0,64	1,08	0,55	0,54	1,26	1,13	1,12	0,74	1,06

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (см. рис.3) фигуративные точки интрузивных и вулканогенных пород формируют единое облако и попадают в поля пикритов, пикробазальтов, щелочных базальтов, трахибазальтов и трахиандезибазальтов. По типу щелочности эти породы могут быть отнесены к калиевым, натриевым и калиево-натриевым. В то же время по содержанию калия большинство этих пород относятся к умеренно-калиевой и высококалиевой сериям. По характеру глиноземистости резко преобладают умеренно-глиноземистые и низкоглиноземистые породы.

Биотитовые верлиты и метапериодиты характеризуются самыми низкими содержаниями кремнезема (36,8-39,3 %) и самыми высокими количествами магнезии (23,3-27,2 %); низкими значениями характеризуются содержания Al_2O_3 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ при $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$. Коэффициент окисленности железа F составляет 0,38-0,66; коэффициент фракционирования K_{ϕ} (31,6-44,7). Породы характеризуются наиболее низким индексом контаминации CI (1,53-1,81), что указывает на минимальное присутствие в материнской магме корового материала.

Метапироксениты характеризуются содержанием SiO_2 (в пределах 42,8-47,0 %), MgO (5,77-16,0 %), обладают повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 5 %) и титанистостью (до 5,79 %). Коэффициент окисленности F низкий (до 0,16), а коэффициент контаминации значительно выше, чем у перидотитов (до 7,34).

Самая многочисленная группа пород – метагабброиды, представленные долеритами и габбро-долеритами, которые различаются степенью метаморфизма и характером реликтовых структур. Для этих пород типичен низкий коэффициент окисленности железа (до 0,15) и высокий K_{ϕ} (до 77,2).

Составы метавулканитов тождественны интрузивным разностям, что может свидетельствовать об их генетическом единстве. В то же время индекс контаминации CI у вулканитов значительно выше, что указывает на присутствие в магмах значительной доли корового материала, а индекс Куно SI – меньше, что может являться показателем значительного кристаллизационного фракционирования.

Для перидотитов характерны максимальные для этой выборки значения транзитных элементов (Cr, Ni, Co) и минимальные – Y, Zr, Hf, Ga, V и др. Пироксениты по этим параметрам занимают промежуточное положение между перидотитами и габброидами. Для них характерно переменное, но в целом повышенное по отношению к габброидам содержание Cr, Ni, Co и к перидотитам содержание Zr, Hf, Ga, Nb, V, Ba, Sr и др. Однако габброидам присущи низкие содержания Cr, Ni, Co и значительно более высокие концентрации Zr, Hf, Ga, Nb, V, Ba, Sr. Важную информацию представляют данные по распределению РЗЭ в этих породах. Минимальные значения суммы РЗЭ свойственны перидотитам и пироксенитам, максимальные – габброидам. Характер фракционирования ЛРЗЭ и ТРЗЭ примечателен тем, что для всех видов пород $(\text{Gd}/\text{Yb})_n > (\text{La}/\text{Sm})_n$, т.е. спектр ТРЗЭ отличается большим фракционированием. В то же время показатель $(\text{La}/\text{Yb})_n$ имеет наибольшие значения для перидотитов (до 28,09) и для габброидов – минимальные, но с большими вариациями (2,85-20,46). Это указывает на неравномерное обогащение легкими РЗЭ пород комплекса Чемберлендален. Eu/Eu* демонстрирует слабую положительную аномалию (до 1,24-1,27) либо ее отсутствие (1,02-0,97) для всех изученных интрузивных пород. В то же время значительное в целом обогащение пород легкими РЗЭ – $(\text{La}/\text{Yb})_n$ до 21,67-28,09 – сближает изучаемые породы с базальтами океанических островов и континентальных рифтов, т.е. с внутриплитными комплексами.

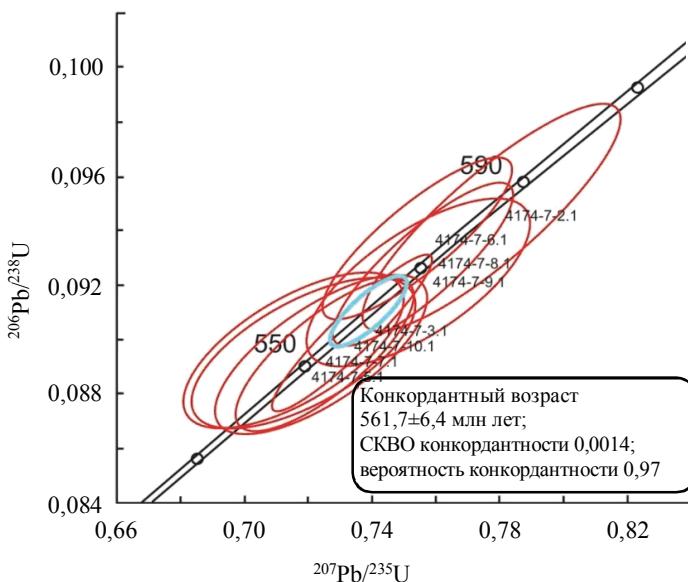


Рис.5. Диаграмма с конкордией для цирконов из метабазальта (проба 4174-7, $n = 9$)

трахиандезитовой формации и с большой долей уверенности – к внутриплитным образованиям.

Собранный авторами материал по изотопному возрасту цирконов из этих пород позволил впервые получить данные по их абсолютному возрасту. Всего было отобрано и изучено семь проб: пять – из слоев метавулканогенных пород, переслаивающихся с метаосадочными породами, и две – из согласных тел габброидов, залегающих в осадочно-вулканогенной толще. Диагностика метапород проводилась путем сопоставления описания шлифов и данных химического анализа.

Проба 4174-7 представлена метабазальтом. Это зеленовато-серые плитчатые породы, залегающие в виде согласного горизонта мощностью до 30 м в осадочно-вулканогенной толще. Микроскопически это *Ab-Chl-Cal* сланцы с порфиробластической структурой; вкрапленники представлены крупными зернами *Cal* либо агрегатами зерен *Cal* и *Qz*. Мелкозернистая основная масса сложена *Cal, Chl, Ab, Qz, Spn, Mag*. Из пробы проанализировано 10 зерен *Zrn*; все расчетные точки лежат на конкордии. Полученные цифры относятся к одному возрастному диапазону от 509,5 до 582 млн лет. Конкордантный возраст рассчитан по девяти замерам и составил 562 ± 5 млн лет (рис.5).

Проба 4221-1 – метапикрит: слой метавулканита мощностью до семи метров, согласно залегающий среди темно-серых филлитов. Породы зеленовато-серые, мелкозернистые; в шлифах описаны как *Cal-Ser-Chl* сланец с вкрапленниками *Ab* и *Cal*. Основная ткань сланца представлена *Chl, Ser, Cal, Ab, Qz, Spn, Opx*. По *Zrn* из пробы получены 13 изотопных соотношений, все значения укладываются в два возрастных диапазона: 1674-1897 и 506-627 млн лет. Конкордантный возраст для *Zrn* второй группы рассчитан по шести зернам и составил 570 ± 6 млн лет (рис.6).

Проба 4371-1 – матаандезибазальты: слой мощностью до четырех метров зеленовато-серых плитчатых мелкозернистых пород, согласно залегающий среди темно-серых филлитов. В шлифе описаны вкрапленники *Pl*; основная масса сложена *Pl, Chl, Cal, Ser, Kfs, Opx*. По зернам *Zrn* из этой породы изучено 15 точек. Полученные результаты можно разбить на две группы возрастов: 678-836 и 483-622 млн лет. Конкордантный возраст рассчитан по 10 замерам и составил 559 ± 4 млн лет (рис.6).

Проба 4372-1 – основной метатуф: зеленовато-серые плитчатые породы с порфировой структурой. Основная масса представлена *Chl, Bt, Cal, Ms, Qz, Pl, Opx* с линзами *Cal-Qz* состава; *Pl* присутствует в виде мелких удлиненных призм, что указывает на его первично-магматическую природу. По *Zrn* из этой пробы сделано 11 анализов, полученные цифры дают четыре группы возрастов: 2862 ± 21 ; 1403 ± 9 ; $845-975$; $543-596$ млн лет. Для цирконов последней группы (шесть замеров) получен конкордантный возраст 593 ± 6 млн лет.

Проба 4174-1 – долерит: согласное тело мощностью более 60 м, которое сложено среднеплитчатыми, среднезернистыми породами. Под микроскопом это слабо измененный долерит. Главные

распределение микроэлементов в метаэффузивах серии Чемберлендален во многом подобно метаинтрузивным породам. Для ряда пород отмечается заметный европиевый минимум – до 0,51. Также для них характерно значительное обогащение легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми. В целом для РЗЭ метавулканитов отмечается высокий уровень фракционирования.

В предыдущих публикациях [11, 36] на диаграмму Л.С.Бородина [37] были вынесены фигуративные точки метаинтрузивов и метаэффузивов по данным [17]. Большинство точек попало в поля умереннощелочной и щелочно-базальтовой серий. Поэтому, с учетом всех представленных данных, комплекс базит-ультрабазитов Чемберлендален нужно отнести к умеренно-щелочной калий-натриевой серии, трахибазальт-

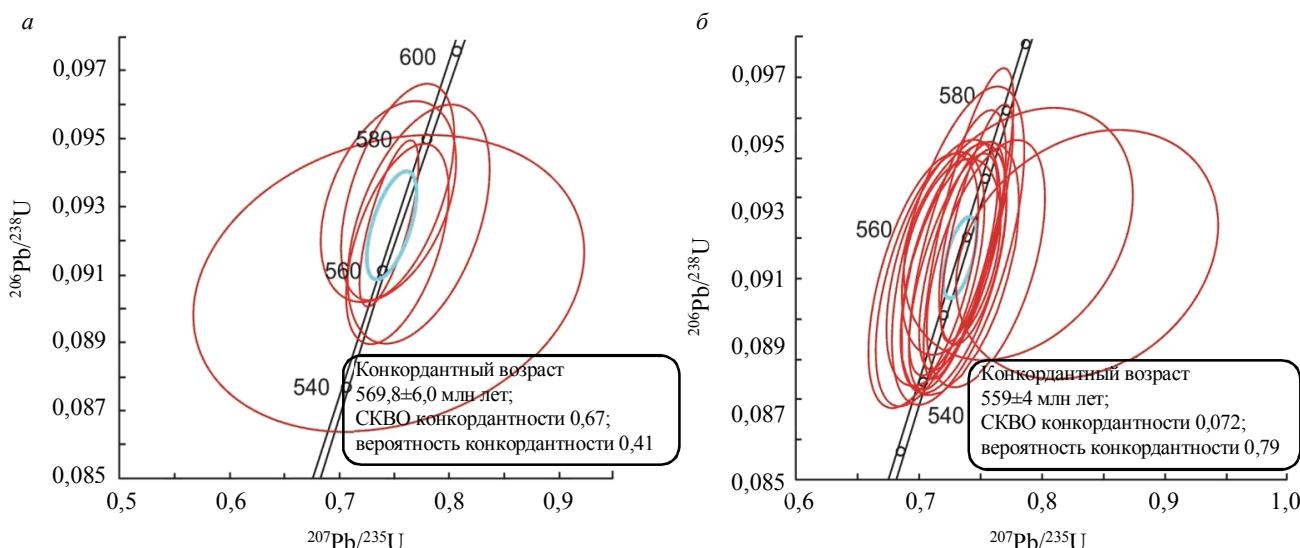


Рис.6. Диаграмма с конкордией для цирконов из метапикрита (проба 4221-1, $n = 6$) (а) и метаандезибазальта (проба 4371-1) (б)

минералы – *Cpx* и *Ab*, присутствуют *Ilm* и единичные зерна *Kfs*; также отмечены *Chl*, *Act*, *Cal*, *Spn*. По *Zrn* из пробы сделано 11 анализов изотопных соотношений, полученные цифры изотопных возрастов находятся в интервале 546–607 млн лет. Конкордантный возраст долерита, рассчитанный по этой пробе, составил 590 ± 3 млн лет (рис.7).

Проба 4210-2 – габбро-долерит (послойное тело толстоплитчатых крупнозернистых пород с ясно видимой магматической структурой и мощностью до 10 м). В шлифе описаны фрагменты офитовой структуры, слабо проявленный катаклаз и хлоритизация. Минеральный состав: *Pl*, *Cpx*, *Opx*, *Chl*, *Act*. Из пробы выделено пять зерен *Zrn*, полученные результаты дают две группы возрастов: 1744–1868 и 950–1006 млн лет, что позволяет рассматривать эти *Zrn* как ксеногенные (?), захваченные магмой из более древних нижележащих комплексов.

Проба 4351-1 – метаандезиты: горизонт мощностью более 20 м, представленный зеленовато-серыми, неясно плитчатыми мелкозернистыми породами, согласно залегающими среди филлитов. Порода описана как метаандезит с реликтами порфировой структуры, вкрашенники представлены *Pl*. Основная мелкозернистая масса сложена *Pl*, *Cal*, *Chl*, *Opx*, *Qz*, *Ser*, *Spn*. Из пробы выделено 11 зерен *Zrn*; полученные результаты распределены в две группы: 2332–3309 и 1130–1436 млн лет, т.е. их следует рассматривать как захваченные магмой ксеногенные кристаллы (?).

В результате выполненных геохронологических исследований установлена четко проявленная возрастная привязка большинства исследованных пород к интервалу от 559 до 593 млн лет, соответствующему венду, периоду становления осадочно-вулканогенного разреза серии Чемберлендален и комагматичным основным и ультраосновным интрузиям комплекса Чемберлендален. Появление в части проб *Zrn* с более древними датировками позволяет рассматривать их как ксеногенные, захваченные магмой при движении вверх через породы нижележащей коры.

Обсуждение результатов. Результаты представленных исследований магматических комплексов на севере ЗВЯ позволяют с уверенностью выделить два интервала магматической активности: среднерифейский (1157–936 млн лет) и вендский (593–559 млн лет).

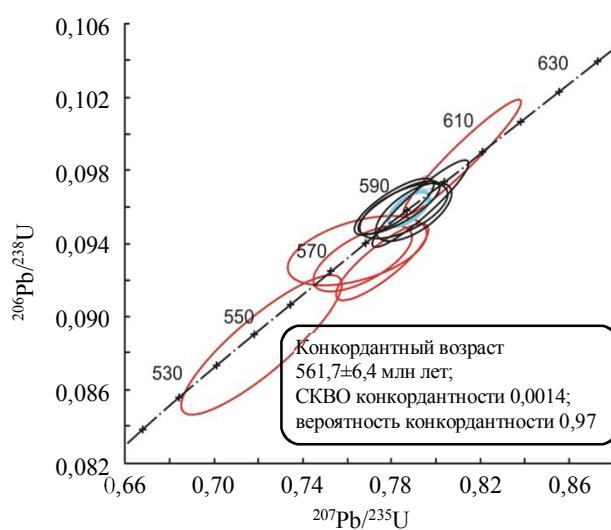


Рис.7. Диаграмма с конкордией для цирконов из долерита (проба 4174-1, $n = 11$)

События среднерифейского (grenvильского) возраста широко проявлены на Шпицбергене. В ряде работ доказано, что это время консолидации древнего фундамента архипелага [6, 11, 22]. В частности, на юге ЗВЯ к образование этого этапа тектогенеза относятся габбро-гранитовый комплекс Сколфьеллет с возрастом пород 1156-1072 млн лет [26] и метариолиты свиты Вимсодден (комплекс Вереншельдбреен) с возрастом 1198-933 млн лет [27]; на севере ЗВЯ, к востоку от ледника Антониабреен, по очковым гнейсам неясного генезиса получен возраст цирконов 950 ± 5 млн лет [38]. В совокупности эти материалы указывают на магматические и метаморфические события в этом районе в возрастном интервале 1200-950 млн лет, что согласуется с данными по другим районам архипелага [3, 35].

Важные данные для понимания возрастной привязки эндогенных процессов в породах фундамента архипелага опубликованы в статье [39], где с помощью аналитических методов U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Re-Os проанализирован материал коровых и мантийных ксенолитов из базанитов четвертичных вулканов на севере архипелага. По результатам изучения более чем 560 цирконов из коровых ксенолитов (гранитоиды, гнейсы, гранулиты) и 300 зерен сульфидов из мантийных ксенолитов (перидотиты) был получен резкий возрастной пик в интервале 1200-900 млн лет с максимумом 963 ± 30 млн лет, отвечающий grenvильским событиям. Второй пик датировок приурочен к интервалу 750-524 млн лет, что отвечает байкальским событиям. Незначительный пик получен также в интервале 1900-1600 млн лет (позднекарельское время). Архейские и особенно каледонские события представлены единичными датировками.

Новые датировки, полученные нами, дополняют эту картину, позволяя выделить на севере ЗВЯ в составе комплекса Вереншельдбреен новый стратон среднерифейского возраста – серию Речёрчбреен, породы которой вмещают согласные тела метагабброидов с возрастами 1152 ± 11 и 967 ± 6 млн лет. Возрастные и петрологические характеристики этих пород (внутриплитные континентальные образования) позволяют сравнивать их с габбро и диоритами комплекса Сколфьеллет на юге ЗВЯ [10, 26]. В то же время полученные авторами данные по возрасту (936 ± 6 млн лет) и составу метагранитоидов хребта Мартина позволяют коррелировать их с гранитоидами и метариолитами, также известными на юге ЗВЯ. Эти результаты позволяют дополнить современное представление о тектоническом строении всего района и ведущей роли grenvильских (среднерифейских) событий в формировании фундамента архипелага.

Наиболее важным результатом описываемой работы являются полученные впервые на Шпицбергене вендские датировки по метавулканитам серии Чемберлендален и прорывающим их телам габброидов. Необходимо отметить, что вендское время на Шпицбергене, большое внимание которому уделили некоторые авторы [7, 36, 40], отмечено редкими датировками (Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar, U-Pb) по метаморфенным породам, в основном на юго-западе архипелага [10, 41]. Первая группа датировок (660-580 млн лет) соответствует венду, который отмечен на Шпицбергене формированием широко распространенных тиллитов, включая конгломератовую толщу серии Кап-Лайель. Вторая группа датировок (553-505 млн лет) соответствует в основном кембрийскому периоду, который на Шпицбергене характеризуется повсеместным отсутствием ранне-среднекембрийского осадконакопления и структурным несогласием с толщей позднего докембра [10].

Байкальский этап, совпадающий с рубежом позднего протерозоя и раннего палеозоя, остается во многом дискуссионным для Шпицбергена, хотя к нему и приурочена смена тектонического режима, формационных рядов и частичная структурная перестройка районов. Поэтому особо пристальное внимание уделено тиллитоподобной формации венда [13, 15]. Расходятся мнения ученых и в вопросе тектонических режимов в позднепротерозойское и раннепалеозойское времена. Они рассматривались и как миогеосинклинальные [13, 42], и как платформеноидные [5, 16]. Разрезы этого периода характеризуются региональными размывами, низкими скоростями осадконакопления, амагматичностью байкальского интервала разреза полуострова Ню-Фрисланд как тектонотипа фундамента архипелага, присутствием заметного количества метавулканитов и мелких интрузивных тел в западных разрезах Шпицбергена, низким метаморфизмом отложений байкальского возраста на Ню-Фрисланде, где проявлены низкотемпературная субфация зелено-сланцевой фации и пренит-пумпеллиитовая фация, более высоким метаморфизмом, зафиксированным в высокотемпературной субфации зелено-сланцевой фации и выше, в западных районах,



протекавшим в условиях повышенных давлений [11, 41]. Отметим, что на Шпицбергене верхнедокембрийские и нижнепалеозойские слоистые комплексы разделены перерывом в осадконакоплении и несогласием [10, 13, 17], которые вполне сопоставимы по характеру и продолжительности сprotoуральско-тиманским несогласием [9, 10].

Выводы. Появление вендских датировок по магматическим объектам на Шпицбергене было ожидаемо, и случайностью не является. Определенный авторами статьи интервал датировок 559-593 млн лет отвечает венду периоду, что подтверждает существование в это время на Шпицбергене геодинамических обстановок, генерирующих внутриплитный вулканализм. Характер ультраосновных и основных магматитов, а также преимущественно пелитовый состав метаосадочных пород серии Чемберлендален указывают на то, что осадочно-вулканогенная толща формировалась в течение единого тектономагматического цикла, в ходе которого умеренно-щелочной ультраосновной-основной вулканализм сочетался с высокой степенью химического выветривания пород в источниках сноса материала венского времени. Поэтому можно предположить, что обстановки, в ходе которых шло формирование осадочно-вулканогенного разреза, по природе были близки континентальному рифтогенезу.

Возрастная корреляция двух венских толщ этого района архипелага – конгломератовой серии Кап-Лайель и осадочно-вулканогенной серии Чемберлендален – позволяет рассматривать первую как более раннюю на том основании, что в горизонтах конгломератов, широко представленных во всех свитах этой серии (общей мощностью до четырех километров), совершенно не встречаются валуны и гальки вулканических пород. Поэтому предлагается рассматривать серию Кап-Лайель как нижневенскую, а серию Чемберлендален как верхневенскую (см. рис.2), что позволяет прогнозировать выявление и в других районах западной части архипелага аналогов верхневенской серии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Красильников А.А., Тебеньков А.М. Докембрийская история каледонид Шпицбергена // Геолого-геофизические характеристики литосфера Арктического региона. СПб: ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1. Ч. 1. С. 70-82.
2. Тебеньков А.М. Позднедокембрийские магматические формации Западного Шпицбергена // Вестник ЛГУ. 1983. № 24. С. 88-93.
3. Тебеньков А.М., Джси Д.Г., Йоханссен У., Ларионов А.Н. История тектонического развития фундамента Шпицбергена (по геохронологическим данным) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 90-100.
4. Сироткин А.Н. Никитин Д.В. Особенности геодинамического развития девонского грабена Шпицбергена // Записки Горного института. 2011. Т. 194. С. 104-111.
5. Турченко С.И. Докаледонский этап тектонического развития складчатого основания архипелага Шпицберген как фундамента древней платформы // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ: Сборник научных трудов. Л.: Наука, 1987. С. 222-231.
6. Хайн В.Е., Филатова Н.И. От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 220-224.
7. Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы (Серия «Вклад России в Международный полярный год»). М.: Paulsen, 2010. С. 252-292.
8. Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид – Тиманид и продукты его размыва в Арктике // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 6. С. 788-793.
9. Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 774-779.
10. Кузнецов Н.Б. Основание Сvalбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2009. № 84 (3). С. 23-51.
11. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Ню Фрисланд). СПб: ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.
12. Акбарпурран Хайяти С.А., Гульбин Ю.Л., Сироткин А.Н., Гембциккая И.М. Эволюция состава акцессорных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Ню Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение // Записки Российской минералогической общества. 2020. № 5. С. 1-28.
13. Красильников А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембра-раннего палеозоя Шпицбергена. Л.: Недра, 1973. 119 с.
14. Красильников А.А. Общая схема стратиграфического и тектонического расчленения докембра Сvalбарда // Геология Сvalбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 56-62.

15. Harland W.B. The geology of Svalbard. Memoir № 17. Oxford London: Geological Society, 1997. 521 p.
16. Бархатов Б.П. Основные этапы тектонического развития архипелага Шпицберген // Вестник Ленинградского государственного университета. 1970. Т. 6 (1). С. 157-159.
17. Турченко С.И., Тебеньков А.М., Бархатов Д.Б., Барматенков И.И. Геологическое строение и магматизм района долины Чемберлена, Западный Шпицберген // Геология Шпицбергена. Л.: Севморгеология, 1983. С. 38-48.
18. Birkenmajer K. Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen // Polish Polar Research. 2004. Vol. 25. № 1. P. 3-26.
19. Dallmann W.K., Hjelle A., Ohta Y. et al. Geological Map of Svalbard 1:100,000, B11G Van Keulenfjorden // Norsk Polarinstitutt Temakart, 1990. 15 p.
20. Bjørnerund M. An Upper Proterozoic unconformity in northern Wedel Jarlsberg Land, southwest Spitsbergen: lithostratigraphy and tectonic implications // Polar Research. 1990. Vol. 8. № 2. P. 127-140. DOI: 10.3402/polar.v8i2.6809
21. Soviet geological research in Svalbard 1962-1992 // Extended abstracts of unpublished. Oslo, 1996. 103 p.
22. Сироткин А.Н., Марин Ю.Б., Кузнецов Н.Б. и др. О возрасте формирования основания Шпицбергена: U-Pb-датирование д detritalного циркона из верхнедокембрийских и нижнекаменноугольных обломочных пород северо-западной части Земли Норденшельда // Доклады РАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 1-6. DOI: 10.7868/S0869565217330143
23. Kośmińska K., Schneider D., Majka J. et al. Detrital zircon U-Pb geochronology of metasediments from southwestern Svalbard's Caledonian Province // EGU General Assembly 2015, 12-17 April 2015, Vienna, Austria. Geophysical Research Abstracts. 2015. Vol. 17. № 11805.
24. Majka J., Gee D.G., Larionov A.N. Neoproterozoic zircon age from anatexitic pegmatite, Isbjørnhamna Group (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen) // NFG, N2. Abstract and Proceedings of the Geological Society of Norway. 2007. Abstr. NISP-041. 266 p.
25. Гавриленко Б.В., Балашов Ю.А., Тебеньков А.М., Ларионов А.Н. Раннепротерозойский U-Pb возраст «реликтового» циркона из высококалиевых кварцевых порфиров Земли Веделя Ярлсберга (Шпицберген) // Геохимия. 1993. № 1, С. 154-158.
26. Balašov Yu.A., Peucat J.J., Teben'kov A.M. et al. Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon datings of the granitic-gabbroic rocks from the Skalfjellet Subgroup, southwest Spitsbergen // Polar Research. 1996. Vol. 15. № 2. P. 167-181. DOI: 10.3402/polar.v15i2.6645
27. Balašov J. A., Teben'kov A.M., Ohta Y. et al. Grenvillian U-Pb zircon ages of quartz porphyry and rhyolite clasts in a meta-conglomerate at Vimsodden, southwestern Spitsbergen // Polar Research. 1995. Vol. 14 (3). P. 291-302. DOI: 10.3402/polar.v14i3.6669
28. Larionov A.N., Tebenkov A.M. New SHRIMP-II U-Pb zircon age data from granitic boulders in Vendian tillites of southern coast of Isfjorden, West Spitsbergen // Abstracts and Proceedings of the Geological Society of Norway. 2004. Vol. 2. P. 88-89.
29. Majka J., Kośmińska K. Magmatic and metamorphic events recorded within the Southwestern Basement Province of Svalbard // Arktos. 2017. Vol. 3(1). P. 1-7. DOI: 10.1007/s41063-017-0034-7
30. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Reviews In Economic Geology. 1998. Vol. 7. P. 1-35. DOI: 10.5382/Rev.07.01
31. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4
32. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. 2010. Vol. 95. P. 185-187. DOI: 10.2138/AM.2010.3371
33. Доливо-Добровольский В.В. Принципы рациональной классификации магматических горных пород // Записки Горного института. 2009. Т. 183. С. 181-186.
34. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам. СПб: ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.
35. Тебеньков А.М., Красильщиков А.А., Балашов Ю.А. Главные геохронологические рубежи и этапы формирования фундамента Шпицбергена // Доклады РАН. 1996. Т. 346. № 6. С. 786-789.
36. Сироткин А.Н., Скублов С.Г. У-Рb возраст циркона из метабазитов кристаллического фундамента архипелага Шпицберген и история его формирования // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 47-58.
37. Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1987. 260 с.
38. Majka J., Be'eri-Shlevins Y., Gee D.G. et al. Torellian (c. 640 Ma) metamorphic overprint of Tonian (c. 950 Ma) basement in the Caledonides of southwestern Svalbard // Geological Magazine. 2014. Vol. 151. Iss. 4. P. 732-748. DOI: 10.1017/S0016756813000794
39. Griffin W.L., Nikolic N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust-mantle relationships beneath NW Spitsbergen // Lithos. 2012. Vol. 149. P. 115-135. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.03.003
40. Евдокимов А.Н., Сироткин А.Н., Чебаевский В.С. Позднепалеозойский щелочно-ультраосновной магматизм архипелага Шпицберген // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 201-209.
41. Majka J., Mazur S., Manecki M. et al. Late Neoproterozoic amphibolite-facies metamorphism of a pre-Caledonian basement block in southwest Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen: new evidence from U-Th-Pb dating of monazite // Geological Magazine. 2008. Vol. 145. Iss. 6. P. 822-830. DOI: 10.1017/S001675680800530x
42. Harland W.B. Caledonide of Svalbard // The Caledonide orogeny – Scandinavia and related areas. Chichester, New York: Wiley, 1985. P. 999-1016.

Авторы: А.Н.Сироткин, д-р геол.-минерал. наук, заведующий сектором, <https://orcid.org/0000-0003-2433-3953> (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия), А.Н.Евдокимов, д-р геол.-минерал. наук, профессор, evdokimov48@list.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8121-0426> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.