

Гранулиты Северо-Западного Шпицбергена: геологическая позиция, PT параметры и возраст метаморфизма

Впервые детально описаны блоки гранулитов, выявленные на северо-западе арх. Шпицберген. Рассмотрены их геологическая позиция, химический и минеральный состав, возраст и обстановки формирования. Гранулиты представлены ортопородами, отвечающими по составу габброидам нормальной щёлочности. Петрографическое изучение этих пород позволило в качестве раннего выделить гранулитовый парагенезис $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qz}$; в качестве поздней, наложенной, выделена ассоциация $\text{Amp} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Ab}$. Комплексом методов рассчитаны PT параметры гранулитового метаморфизма ($T = 860 \pm 20^\circ\text{C}$ и $P = 6,5 \pm 1$ кбар) и регрессивного этапа ($T = 500 \pm 40^\circ\text{C}$ и $P = 1,5 \pm 1$ кбар). Возраст гранулитов определен на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) U-Pb методом по циркону. Параметры полученной дискордии: верхнее пересечение отвечает возрасту 1766 ± 89 , нижнее – 597 ± 92 млн лет. Геохимическое изучение (REE и редкие элементы) циркона показало, что зёрна, по которым получены древние возрасты, образованы на этапе гранулитового метаморфизма. Представленный материал показывает, что в породах кристаллического фундамента северо-западной части арх. Шпицберген присутствуют блоки, претерпевшие гранулитовый метаморфизм в позднекареельское время.

Ключевые слова: *гранулиты, PT параметры, циркон, U-Pb возраст, Шпицберген.*

A. N. SIROTKIN (PMGRE), A. V. BEREZIN (IPGG RAS, St. Petersburg State University),
S. G. SKUBLOV (IPGG RAS, St. Petersburg Mining University)

The granulites of North-Western Spitsbergen: geological position, PT parameters and age of metamorphism

The blocks of granulites discovered in the north-west of the Spitsbergen archipelago were described in detail for the first time. Their geological position, chemical and mineral composition, age, and conditions of formation were analyzed. Granulites are represented by ortho-rocks whose composition corresponds to the gabbroids of normal alkalinity. Petrographic study of these rocks allows to distinguish an early granulite paragenesis $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Bt} + \text{Pl} + \text{Qz}$ and a later superimposed association $\text{Amp} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Ab}$. The PT parameters of granulite metamorphism ($T = 860 \pm 20^\circ\text{C}$ and $P = 6,5 \pm 1$ kbar) and of the regressive stage ($T = 500 \pm 40^\circ\text{C}$ and $P = 1,5 \pm 1$ kbar) are calculated by a set of methods. The age of the granulites was determined by the ion microprobe SHRIMP II (CIR VSEGEI) using the U-Pb method for zircon. The resulting discordia is characterized by the following parameters: the upper intersection corresponds to the age of 1766 ± 89 , whereas the lower intersection is 597 ± 92 Ma. Geochemical study (REE and trace elements) of zircon showed that grains, according to which the ancient age was calculated, were formed at the stage of granulite metamorphism. Thus, the presented data demonstrate that in the rocks of the crystalline basement of the northwestern part of the Spitsbergen archipelago there are blocks that have undergone granulite metamorphism in the Late Karelian period.

Keywords: *granulites, PT parameters, zircon, U-Pb age, Spitsbergen.*

Введение. Гетерогенный кристаллический фундамент Шпицбергена окончательно сформировался в палеопротерозойское—среднерифейское время [7, 13]. В его составе описаны разновозрастные комплексы, породы которых метаморфизованы в широком спектре фаций. Породы наиболее древнего комплекса — раннепротерозойского осадочно-вулканогенного — метаморфизованы в амфиболитовой фации. Повсеместно распространён раннерифейский комплекс, для пород которого характерен зональный метаморфизм от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. На востоке и юго-западе известны выходы среднерифейского осадочно-вулканогенного комплекса, породы которого метаморфизованы в зеленосланцевой фации [7].

Но комплексы, регионально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, пока неизвестны. Тем не менее имеются прямые и косвенные доказательства существования здесь среди пород фундамента древних гранулитов.

Методы исследования. Возраст циркона определен локальным U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике [41]. Для выбора точек датирования в зернах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодоллюминесцентные (CL) изображения циркона. Сепарация циркона проводилась в ЦИИ ВСЕГЕИ. Содержание редких и редкоземельных элементов (REE)

в цирконе определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике [12] в тех же точках, в которых был измерен и возраст локальным U-Pb методом. Относительная ошибка измерения для большинства элементов – 10–15 %, порог обнаружения элемента в среднем – 10 ppb. Температура кристаллизации циркона определена по «Ti-в цирконе» термометру [37]. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI [27].

Состав породообразующих минералов определен методом SEM-EDS в ИГГД РАН (аналитик О. Л. Галанкина) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. В работе использованы символы породообразующих минералов [40].

Геологическая характеристика и состав гранулитов. Породы с минеральными парагенезисами гранулитовой фации в метаморфических комплексах Шпицбергена впервые описаны англичанином К. Сэндфордом [33] в 1956 г. на о-ве Северо-Восточная Земля, позже советскими, норвежскими и шведскими геологами [1, 11, 24, 26]. Наиболее детально описание С. А. Абакумова в 1973 г. в разрезах серии Смеренбургфьорд в северо-западной части архипелага [1, 5]. Для блоков двупироксеновых сланцев выявлен минеральный парагенезис $Orx + Crx + Vt + Amp + Pl + Qz$. На присутствие минералов гранулитовой фации в метаморфических породах Шпицбергена указывают и результаты изучения газовой-жидкой включений в метаморфогенных минералах из пород нижнепротерозойской серии Атомфьелла (п-ов Нью-Фрисланд). Здесь в зёрнах детритового кварца отмечены включения жидкой высокоплотной CO_2 , образование которых могло быть связано в том числе и с условиями гранулитовой фации регионального метаморфизма [9]. В то же время циркон из различных пород (PR-MZ) всех районов архипелага фиксирует в том числе и архейский возраст 3600–2500 млн лет [7]. Это указывает на то, что в составе фундамента либо в источниках сноса, за счёт которых он формировался, имеются неизвестные нам комплексы, включая и гранулитовые. Приведённые данные подчеркивают важность и необходимость выявления и изучения пород гранулитового метаморфизма в комплексах кристаллического фундамента Шпицбергена и определения условий, обстановок и возраста их образования.

На Северо-Западном Шпицбергене (СЗШ) породы с минеральными парагенезисами гранулитовой фации выявлены С. А. Абакумовым в составе серий Смеренбургфьорд и Ричарддален (рис. 1). Палеопротерозойский возраст серий определяется на основании сходства их характеристик с характеристиками нижнепротерозойской серии Атомфьелла, п-ов Нью-Фрисланд [7]. Обе серии имеют тектонические контакты с нижнерифейской серией Кроссфьорд, которая отличается от них как составом пород, так и характером регионального метаморфизма.

Серия Смеренбургфьорд состоит из двух частей. Нижняя часть, где выявлены блоки гранулитов, представляет собой нестратифицированный комплекс (свита Ваггонвейбреен) разнообразных гнейсов с пачками мраморов и телами амфиболитов и с широким развитием разнотипных мигматитов и тeneвых гранитоидов. По нашей оценке [1, 7],

субстрат этого комплекса характеризуется повышенным содержанием Mg, Fe, Ca. Верхняя часть серии (свита Ниссенфьелла) имеет ограниченное распространение и сложена биотитовыми гнейсами, гранат-слюдяными сланцами, амфиболитами и мраморами, для которых характерна послойная мигматизация. Для пород серии типичны минеральные парагенезисы амфиболитовой фации; одновременно в нижней части серии описаны двупироксеновые ассоциации, трактуемые как реликты гранулитовой фации [1, 5]. Ориентировочная мощность этой части серии – 7–8 км. Породы серии вмещают крупный массив среднепалеозойских гранитоидов с изотопным возрастом 412–418 млн лет.

В полевом сезоне 2013 г. в ходе работ по ГДП-200 породы нижней части серии Смеренбургфьорд изучены на значительной части СЗШ. Установлено, что для мигматитов серии характерно наличие многочисленных реститов разного размера и состава, среди которых часто присутствуют основные ортопороды (рис. 2). Эти реститы в наибольшем количестве встречены нами на северном берегу п-ова Ваза (гора Биргера и её окрестности) и близлежащих островах, где они могут достигать первых десятков метров в поперечнике. Для этих ортопород характерны наличие реликтов магматической структуры и присутствие в составе таких минералов, как ромбический и моноклинный пироксены. С. А. Абакумов [5] первым описал эти двупироксеновые породы $Pl_{52} + Orx + Crx + Vt + Kfs + Qz + Hbl$, при этом он считал, что **Vt** и **Amp** присутствуют в качестве наложенных. По его данным, **Orx** представлен гиперстеном, **Crx** относится к ряду диопсид-геденбергит.



Рис. 2. Будина гранулитов среди мигматитов свиты Ваггонвейбреен (СЗШ, северный берег о-ва Индре Норской). Фото А. Н. Сироткина

Состав гранулитов Северо-Западного Шпицбергена

Компо- нент	Образец									
	3741-3	3741-5	3741-6	3750-2	3750-4	3756-1	3756-2	3756-3	3756-4	3757-1
SiO ₂	46,89	50,86	45,90	52,76	58,98	50,00	49,08	46,60	52,47	54,74
TiO ₂	2,79	2,69	3,23	1,83	1,61	1,82	1,93	1,74	1,56	1,65
Al ₂ O ₃	13,90	12,96	14,78	17,14	16,20	16,25	16,22	19,76	16,63	16,67
Fe ₂ O ₃	1,07	1,00	1,40	1,02	1,56	0,82	0,89	0,82	0,64	1,11
FeO	10,18	10,36	10,96	6,95	5,87	7,79	8,03	8,81	7,07	6,77
MnO	0,19	0,20	0,24	0,15	0,17	0,16	0,16	0,20	0,14	0,15
MgO	9,62	9,74	8,41	5,52	4,26	8,34	8,06	6,26	6,10	5,15
CaO	9,51	8,56	8,50	7,06	5,48	8,07	7,49	10,66	7,35	6,05
Na ₂ O	0,94	0,65	0,77	3,25	2,52	2,57	2,37	1,18	3,09	3,15
K ₂ O	1,98	1,01	2,10	2,16	1,78	2,04	2,08	1,33	2,59	2,12
P ₂ O ₅	0,40	0,54	0,57	0,29	0,24	0,29	0,31	0,45	0,21	0,21
п.п.п.	2,36	1,30	3,15	1,42	1,59	2,08	3,16	2,05	1,64	1,78
Сумма	99,83	99,87	100,01	99,55	100,26	100,23	99,78	99,86	99,49	99,55
Ba	856	352	—	—	908	800	774	—	—	770
Sr	312	174	—	—	330	437	387	—	—	409
Rb	89,8	38,3	—	—	91,2	54,8	67,1	—	—	82,2
Nb	66,4	55,1	—	—	35,0	34,2	33,9	—	—	26,7
Zr	178	201	—	—	211	145	154	—	—	152
Hf	5,2	5,5	—	—	5,8	3,8	3,8	—	—	4,1
Th	5,6	3,3	—	—	7,5	3,0	2,7	—	—	3,7
Ga	17,5	19,1	—	—	17,8	16,8	17,0	—	—	18,2
La	40,5	26,6	—	—	32,1	17,2	16,5	—	—	21,4
Ce	82,2	61,7	—	—	68,3	34,6	34,0	—	—	41,5
Pr	10,0	8,3	—	—	8,7	4,6	4,3	—	—	5,0
Nd	38,2	33,9	—	—	30,9	18,5	18,8	—	—	18,8
Sm	8,0	8,2	—	—	7,3	4,7	4,7	—	—	4,2
Eu	2,3	2,4	—	—	1,5	1,6	1,6	—	—	1,5
Gd	8,2	7,6	—	—	6,5	4,7	4,8	—	—	4,3
Tb	1,1	0,9	—	—	1,0	0,7	0,7	—	—	0,6
Dy	5,7	5,3	—	—	5,7	4,0	4,3	—	—	3,5
Ho	1,1	1,0	—	—	1,1	0,9	0,8	—	—	0,8
Er	3,0	2,6	—	—	3,1	2,2	2,3	—	—	1,9
Tm	0,4	0,3	—	—	0,4	0,3	0,3	—	—	0,3
Yb	2,6	2,2	—	—	2,8	2,2	2,0	—	—	1,6
Lu	0,4	0,3	—	—	0,4	0,3	0,3	—	—	0,3
Y	27,0	24,2	—	—	30,0	21,1	22,0	—	—	18,3
V	236	247	—	—	91,8	130	132	—	—	93,7
Cr	328	444	—	—	112	122	115	—	—	99,8
Co	51,6	54,4	—	—	24,0	37,6	34,5	—	—	23,0
Ni	168	169	—	—	54,5	129	108	—	—	52,9
Cu	63,1	61,2	—	—	15,6	27,3	23,4	—	—	19,1
Sc	26,8	28,6	—	—	13,2	18,3	18,0	—	—	16,2
ΣREE	204	161	—	—	170	96,3	95,4	—	—	106
Eu/Eu*	0,87	0,94	—	—	0,65	1,02	1,03	—	—	1,05

Пробы отобраны А. Н. Сироткиным. Главные элементы (мас. %) проанализированы методом XRF, редкие элементы (ppm) методом ICP-MS (лаборатория ВСЕГЕИ).

Серия проб, отобранных нами из гранулитов, показала, что по своему составу (табл. 1) они могут быть соотнесены с габброидами либо базальтоидами нормальнощелочной и умереннощелочной серий (рис. 3). Для них установлено однотипное распределение REE, что указывает на единство их природы. Отсутствие Eu-минимума (рис. 4) указывает

на незначительную дифференциацию протолита и, возможно, глубинное происхождение этих пород. Дискриминационные диаграммы указывают на их внутриплитную природу (рис. 3).

Состав минералов. Главной особенностью минерального состава гранулитов являются его одно-

типность и повторяемость, а также постоянство состава слагающих эти породы минералов (табл. 2). Минеральные ассоциации, изученные в гранулитах, представлены ромбическим и моноклинным пироксенами, биотитом, амфиболом, основным плагиоклазом, кварцем; также могут присутствовать, обычно в минимальных количествах, хлорит,

мусковит, альбит. Из акцессорных минералов отмечены циркон, рутил, ильменит, апатит, пирротин.

Петрографическое описание шлифов позволяет в качестве раннего выделить парагенезис Орх + Срх + Вт + Р1 + Qz. Амфибол – более поздний, наложенный минерал, развивающийся обычно по пироксенам. Это же относится к хлориту,

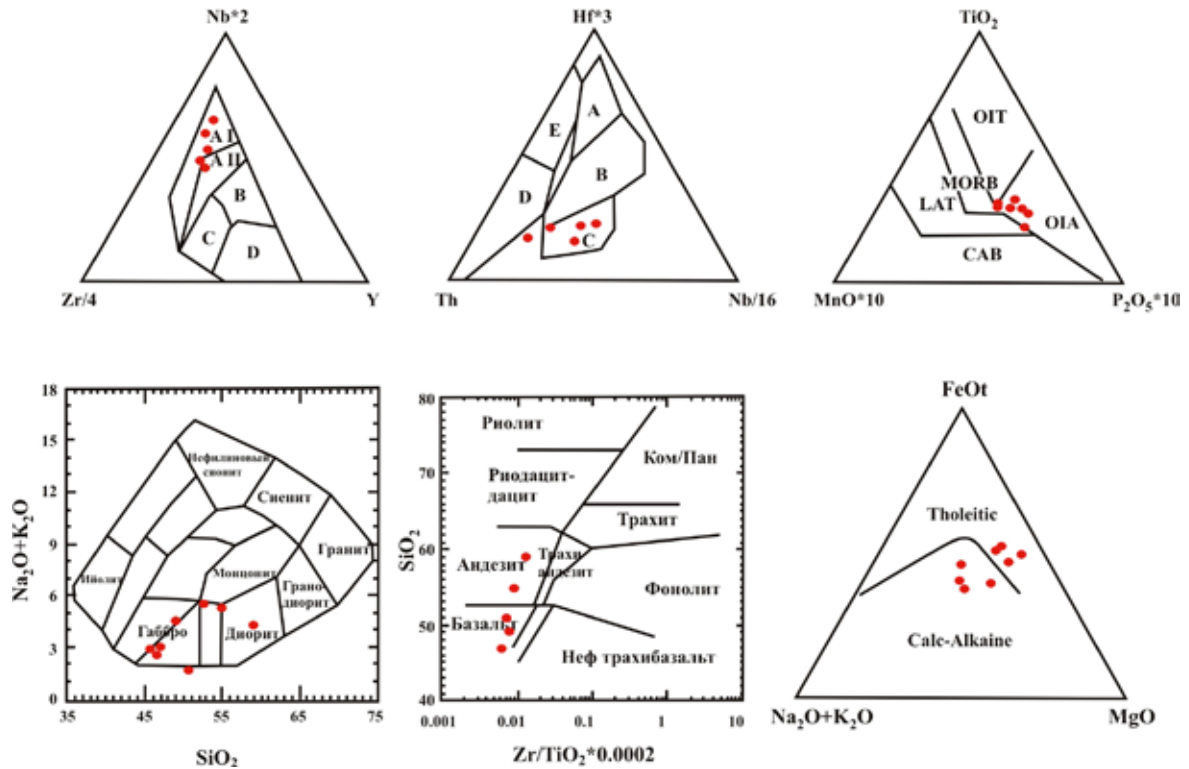


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для гранулитов СЗШ

Zr/4–Nb*2–Y (A1 – WPAB; AII – WPAB, WPT; B – E-MORB; C – WPT, OAB; D – N-MORB, OAB); диаграмма Th–Hf*3–Nb/16 (A – N-MORB, B – E-MORB, WPT; C – WPAB, D – IAT, E – CAB)

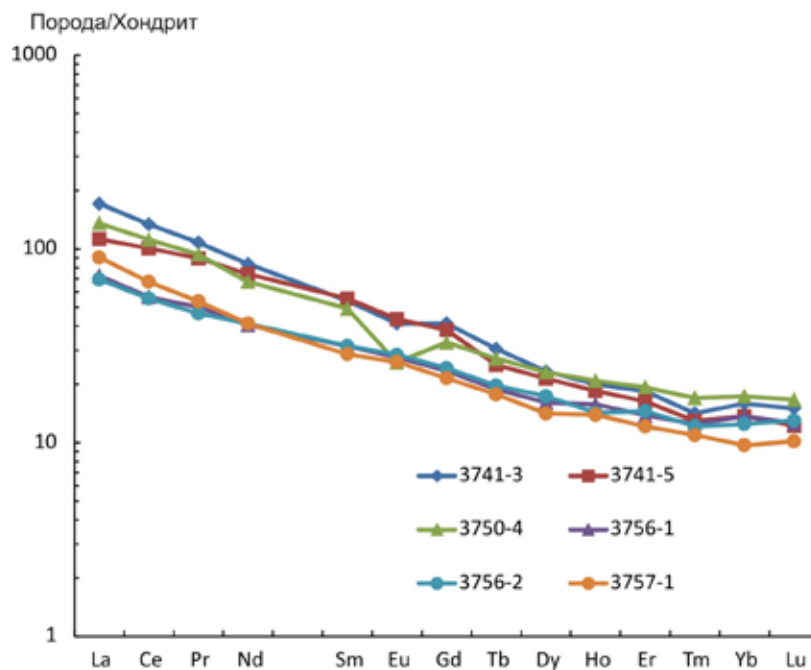


Рис. 4. Спектры распределения REE в гранулитах СЗШ

Состав минералов (мас. %) из гранулитов Северо-Западного Шпицбергена

Компонент	Обр. 3756-4																												
	Amp						Bt						Pl						Opx						Chl				
	1;1-1	1;3-23	1;4-28	1;4-29	1;4-30	1;5-34	1;6-38	3-51	1;1-2	1;1-4	1;2-14	1;6-39	3-52	1;1-3	1;1-6	1;2-15	1;2-16	1;3-25	1;6-40	1;6-41	1;6-42	2;2-46	2;2-47	3-53	1;2-11	2;1-44	3-49	2;1-43	1;1-8
SiO ₂	53,42	53,94	52,17	55,71	51,75	53,46	53,38	38,42	38,56	39,24	39,71	38,96	58,62	58,73	58,28	58,84	59,24	58,99	59,35	58,74	58,39	59,61	58,82	51,30	51,20	50,58	52,13	31,01	
TiO ₂	0,38	0,31	0,26	0,12	0,33	0,50	0,69	0,36	0,28	0,09	0,24	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	0,26	—	—
Al ₂ O ₃	3,61	3,58	4,44	1,47	3,64	3,33	3,36	14,25	14,76	14,25	14,14	14,00	25,95	26,16	26,56	25,87	25,85	25,68	25,99	26,25	26,02	25,64	26,04	0,22	0,70	0,38	0,33	20,59	
FeO	15,73	14,25	17,39	12,08	22,00	14,52	13,96	19,09	17,80	17,63	19,10	21,51	—	—	—	—	—	—	—	0,36	—	—	0,32	27,74	28,59	30,61	27,29	30,46	
MnO	0,35	0,20	0,42	0,17	0,18	0,31	0,17	0,37	0,16	0,13	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,76	0,68	0,61	0,69	0,40	
MgO	14,33	15,25	12,49	16,92	9,89	15,53	16,38	16,10	12,93	12,35	13,00	11,87	10,73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18,94	17,65	16,16	18,36	17,12	
CaO	11,79	11,72	12,20	13,44	12,15	11,66	12,77	11,86	—	—	—	—	—	8,12	7,84	7,76	7,06	7,66	7,42	7,47	8,09	7,44	7,73	1,04	1,14	1,39	1,20	—	
Na ₂ O	0,36	0,67	0,47	—	0,07	0,44	0,53	0,22	0,13	—	0,13	0,09	7,16	6,79	7,03	7,26	7,51	7,43	7,08	6,95	7,22	6,97	6,93	—	—	—	—	—	
K ₂ O	0,04	0,08	0,17	0,09	—	0,25	0,21	0,12	0,44	0,55	0,43	0,52	0,44	0,15	0,28	0,28	0,34	0,23	0,17	0,23	0,27	0,35	0,16	—	—	—	—	0,43	
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	0,17	0,26	0,23	0,26	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сум-ма	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	99,84	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	100,01	100,00	99,99	100,01	100,00	99,99	100,01	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,01	100,01

Компонент	Обр. 3756-3																													
	Cpx						Amp						Bt						Pl						Opx					
	1;2-9	1;2-10	1;2-12	1;2-18	1;2-19	1;4-31	1;5-33	1;1-5	1;6-36	1;6-37	1;1-1	1;1-2	1;1-7	3-17	3-19	1;1-3	2;1-11	2;1-12	3-21	1;1-4	1;1-5	1;1-6	2;1-13	2;1-14	3-20	2;1-8	2;1-9	2;1-10	3-18	
SiO ₂	52,51	51,90	52,90	52,50	53,03	32,10	52,47	52,20	53,48	46,89	49,88	48,62	45,91	46,75	38,95	38,70	39,48	39,33	46,91	48,11	46,30	47,72	47,52	47,98	52,46	52,43	53,01	51,95		
TiO ₂	0,21	0,05	0,20	0,23	0,18	—	0,11	0,16	0,03	0,06	2,28	1,49	2,37	2,06	5,44	5,32	5,52	4,67	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Al ₂ O ₃	0,68	0,72	0,34	0,62	0,92	19,40	0,65	0,74	0,79	0,28	8,62	6,84	7,89	9,11	14,93	14,70	14,12	14,72	33,55	32,97	34,02	33,47	33,51	32,68	0,22	0,43	0,13	0,44		
FeO	10,94	11,37	9,41	11,24	10,36	28,37	11,47	10,85	10,83	9,65	13,64	13,07	14,37	13,68	17,24	17,42	16,61	16,79	—	—	0,40	—	0,35	0,41	26,34	26,36	26,33	26,65		
MnO	0,14	0,36	0,21	0,46	0,23	0,38	0,37	0,35	0,42	0,19	0,08	0,29	0,21	0,36	0,18	0,12	0,06	0,02	—	—	—	—	—	—	0,48	0,56	0,54	0,50		
MgO	13,26	13,08	12,42	12,81	12,89	19,53	12,76	12,86	13,34	13,24	13,95	14,93	13,73	12,72	13,68	13,70	13,54	14,32	14,75	—	—	—	—	—	19,73	19,47	19,11	19,46		
CaO	22,17	22,21	24,30	21,83	22,22	0,21	21,84	22,59	21,74	23,09	12,23	11,72	12,67	12,33	11,76	—	—	—	—	17,35	16,43	17,45	16,12	16,56	0,76	0,74	0,88	1,01		
Na ₂ O	0,08	0,32	0,22	0,31	0,17	—	0,20	0,25	0,17	—	1,03	0,91	0,67	1,35	0,96	0,11	0,12	0,38	2,18	2,49	1,83	2,69	2,06	2,43	—	—	—	—		
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,89	0,49	0,66	1,03	0,95	9,05	9,52	9,17	8,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38	0,38	0,36	0,44	0,41	0,58	0,63	0,63	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сум-ма	99,99	100,01	100,00	100,00	100,00	99,99	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	99,98	100,01	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	100,01	100,01	

мусковиту, альбиту, которые развиваются по биотиту и плагиоклазу.

При петрографическом изучении установлено, что образцы пород 3756-3 и 3756-4 являются лейкократовыми основными гранулитами с ассоциацией Pl-Bt-(Orx + Crx), доля ортоклаза, кварца и амфибола не превышает 6–7%. Рудный минерал представлен ильменитом и распространен спорадически. В обр. 3756-4 по сравнению с обр. 3756-3 присутствует моноклинный пироксен при подчиненной роли ромбического пироксена.

Плагиоклаз, слагающий до 45 об.% породы, представлен гипидиоморфными зернами размером до 0,5 мм и сильно различается по составу: в обр. 3756-3 содержание анортитовой молекулы составляет 80–85% и отвечает битовниту, в обр. 3756-4 плагиоклаз более кислый (An 35–40) и соответствует андезину с небольшой примесью Or компонента до 2 мол.%. Калиевый полевой шпат встречается только в виде идиоморфных включений в плагиоклазе, размер его не более 100 мкм, содержание альбитового компонента не более 10%. Морфология агрегатов и соотношения альбитовой компоненты в плагиоклазе и ортоклазе позволяют предположить генезис последнего как продукт распада твердого раствора при снижении температуры приблизительно до 550–600 °C [29, 34, 39]. Кроме того, в шлифах отмечены разрозненные зерна альбита, что вместе с хлоритом указывает на достижение породами условий зеленосланцевой фации.

Ромбический пироксен представлен идиоморфными зернами до 0,2 мм в ассоциации с моноклинным пироксеном и имеет магнезиальность #mg 0,5–0,6, содержание глинозема не превышает 0,03 ф.е. Часто ромбический пироксен подвержен вторичным изменениям и представлен реликтовыми зернами. Моноклинный пироксен в обр. 3756-4 с магнезиальностью не более 0,7 всегда ассоциируется с ромбическим пироксеном и практически не содержит жадеитового компонента (2%).

Биотит, встречающийся в породах постоянно и слагающий 20–40 об.% породы, всегда развивается по пироксенам и скорее всего является наиболее поздней из высокотемпературных фаз. Однако в ряде случаев зафиксировано присутствие включений биотита в зернах моноклинного пироксена, что позволяет предполагать наличие областей их совместной кристаллизации. Магнезиальность 0,5–0,6 и умеренная глиноземистость позволяют отнести рассматриваемый биотит к магнезиальной группе. Высокие содержания титана (до 0,35 ф.е.) не противоречат его образованию в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Оценка температуры по мономинеральному термометру, используемому для распределения титана в биотите в присутствии ильменита или рутила [42], составляет не более 790 ± 20 °C для обр. 3756-3 и 820 ± 30 °C для обр. 3756-4, что соответствует низкотемпературной области гранулитовой фации [3].

Амфибол, замещающий пироксены, характеризуется составами с магнезиальностью #mg 0,5–0,7, относится к кальциевой группе и наиболее близок к ряду магнезиогорнбленд-чермакита. В шлифах он представлен идиоморфными зернами, замещающими пироксен, с плеохроизмом в желто-коричневых тонах. Повышенные концентрации титана до 0,25 ф.е. в обр. 3756-3 могут свидетельствовать о его образовании в условиях высокотемпературной части амфиболитовой фации. Повышенное содер-

жание хлора до 0,1 ф.е. указывает на насыщенность им флюида при кристаллизации амфибола. Оценка температуры по составу амфибола [4] позволяет предварительно ограничить их для обр. 3756-3 в 620–650 °C, а для обр. 3756-4 – в 670–700 °C.

Наиболее низкотемпературным минералом, установленным в обр. 3756-4, является хлорит, замещающий биотит, по составу близкий к ряду клинохлор–шамозит. Хлорит в основном – бесцветные сноповидные агрегаты на границе зерен биотита и плагиоклаза. Предварительные оценки температуры по составу хлорита приблизительно 400 °C [19].

РТ параметры метаморфизма. Как следует из петрографических особенностей, можно выделить два парагенезиса: высокотемпературный Pl-Bt-Orx-Crx (гранулитовый) и ретроградный с амфиболом и хлоритом.

Предварительные данные по температуре метаморфизма, в дополнение к приведенным выше, можно получить, используя моно- и биминеральные термометры для пироксенов. Так, для пары ромбический–моноклинный пироксен [20] получены температуры 820–960 °C. Приблизительная оценка давления [28] дает значение 8 ± 3 кбар, что не противоречит наблюдаемому парагенезисам и низкому содержанию жадеитового компонента в моноклинном пироксене (не более 2 мол.%). Кроме того, может быть применен метод термометрии, широко используемый для магматических пород, т. н. расчет температуры насыщения породы цирконием [36]. Этот метод позволяет оценить температуру максимального насыщения расплава цирконием и кристаллизации циркона. Метод сильно зависит как от состава породы, так и от других фаз, в которые может входить цирконий (фактически все породообразующие минералы). В случае гранулитового метаморфизма температура будет отвечать началу формирования минералов с коэффициентами распределения, отличающимися от предыдущей ассоциации. Результаты, полученные с различными вариантами расчета [17], показали интервал насыщения 890–920 °C, что не противоречит приведенным выше результатам минеральной термометрии и, вероятно, связано с появлением ассоциации биотит-моноклинный пироксен, коэффициенты распределения для которой в три раза выше, чем для ассоциации плагиоклаз-ромбический пироксен.

Поскольку в высокотемпературном парагенезисе отсутствует гранат, возможности определения температуры и давления методом мультиравновесной термобарометрии TWQ [15] в значительной степени ограничены. Поэтому авторами был применен метод псевдосечений в программе Theriak-Domino [21] с базами согласованных термодинамических данных: JUN92d.bs – аналог базы, используемой в TWQ [15], и ее версия BED92.v1, где были изменены параметры смешения твердых растворов оливина, граната, пироксена и добавлен титановый компонент биотита [35].

Авторская методика построения диаграмм несколько отличается от общепринятой [31], ее можно разбить на несколько стадий: оценка валового состава пород; приближенное определение РТ области; расчет величин активности воды (a_{H_2O}) и фугитивности кислорода (f_{O_2}); расчет псевдосечений и изоплет компонентов применительно к рассчитанным РТ параметрам.

Поскольку в полиметаморфических комплексах часто встречается локальная неоднородность состава и гетерогенность размещения минералов в образце, наиболее подходящим методом для оценки валового состава породы с равновесными минеральными парагенезисами (EBC – effective bulk compositions) является его расчет по реальным соотношениям минералов в препарате и их составам. В нашем случае подсчет минералов проводился точечным статистическим методом (200–350 точек) и обеспечивал относительную ошибку в модалных количествах не более 5–7%. С учетом реального состава минералов и их количества был вычислен соответствующий им валовой химический состав образцов, используемый далее в работе. Следует отметить, что по сравнению с расчетными данные XRF анализа показывают систематическое занижение до 20–70 отн. % FeO, MgO, TiO₂, K₂O и завышение до 20 отн. % CaO, что приводит при дальнейших расчетах к существенным искажениям результатов.

Для рассчитанных таким образом составов пород были построены изоплеты конечных членов состава пироксенов, плагиоклаза и магнезиальности фаз. Сравнивая расчетные составы с измеренными, были построены области для высоко- (P 5–10 кбар и T 750–900 °C) и низкотемпературной ассоциаций с P < 2,5 кбар и T 450–550 °C, где расчетные составы минералов сходились к измеренным. Для этой области были рассчитаны величины активности воды (aH₂O) и фугитивности кислорода (fO₂), первая из которых контролирует появление таких фаз, как гранат, кордиерит (отсутствуют в нашем случае), биотит, амфибол и хлорит. Было установлено, что при давлении 3–7 кбар и активности воды по модели HAAR [21] ниже 0,3–0,2 фаза ромбического пироксена стабильна, это и наблюдается в действительности. Учитывая приведенные данные, расчет псевдосечений гранулитовой ассоциации проводился в дальнейшем для aH₂O = 0,25, а для регрессивной ассоциации с амфиболом и хлоритом при величине aH₂O = 0,8.

Фугитивность кислорода ответственна за появление/отсутствие таких фаз, как оливин и гематит (в нашем случае они отсутствуют). Рассчитанная фугитивность кислорода для образцов гранулитов 3756-3 и 3756-4 находится в интервале от –15 до –12 логарифмических единиц, что соответствует области, ограниченной кривыми буферов FMQ и MH при 800–900 °C. Практически такие же параметры logf O₂ от –14 до –12 получены и для других гранулитовых комплексов: Сутамского пояса [2] и пояса Гата [18], что свидетельствует о существенно восстановительном характере метаморфического флюида, сосуществующего с породами. При расчетах для высокотемпературной ассоциации величина logf O₂ принималась равной –15, при которой оливин нестабилен, а для регрессивной – величине –12 (отсутствие гематита).

Оценки температур и давлений основаны как на расчетных диаграммах минеральных фаз (псевдосечениях), так и на построении изоплет компонентов (An в плагиоклазе, Al в ромбическом пироксене и др.), позволяющих уточнить PT параметры [22, 38]. Наиболее проблемна оценка параметров раннего высокотемпературного этапа метаморфизма, поскольку при последующих преобразованиях минералы были переуравновешены в отношении главных компонентов, и их составы не всегда соответствовали расчетным.

Области сосуществования реальных минеральных ассоциаций ограничены на PT диаграмме полями этих ассоциаций. По давлению им соответствует область ниже 10 кбар, где гранат не является стабильной фазой в высококальциевых породах. По температуре ограничением служит появление амфибола (обр. 3754-3) при гидратации пироксенов при T около 650 °C. Кроме того, наиболее низкобарическая и высокотемпературная часть диаграммы не принималась в расчет ввиду присутствия оливина, появление которого контролируется пониженным значением фугитивности кислорода. Необходимо отметить, что состав обр. 3750-4 (табл. 1), отличающийся от остальных пород по содержанию кремнезема (SiO₂ около 59%) и минимальной магнезиальностью (#mg 0,50), приводит к появлению в расчетных ассоциациях кордиерита, который не установлен в препаратах. Поскольку сверху искомая PT область ограничена полем стабильности граната (рис. 5), можно дополнительно уточнить параметры по полям ассоциаций пироксен-гранат, пироксен-кордиерит и собственно пироксеновой ассоциации, сходящихся в инвариантной точке с T около 740 °C и P 6 кбар. Данные PT параметры соответствуют зоне перехода амфиболитовой фации в гранулитовую [3, 30].

Для уточнения PT параметров рассчитаны изоплеты магнезиальности (для всех Fe-Mg минералов), доля Jd в моноклинном пироксене и An в плагиоклазе, формульные количества Al в ромбическом пироксене и Ti в биотите и Na в амфиболе. Установлено, что изоплеты магнезиальности биотита и пироксенов характеризуются минимальным градиентом этого параметра и не позволяют получить оценки P и T с необходимой точностью (разброс по T составляет 150 °C, по P до 4 кбар). Однако использование изоплет титанового компонента биотита [35] позволило существенно сузить диапазон до 840–880 °C, что практически совпадает с приведенными выше расчетами по мономинеральному биотитовому термометру [42]. Оценка давления, основанная на данных по распределению Al-компонента в ромбическом и Jd в моноклинном пироксенах, составляет 6,5 ± 1 кбар. Погрешность расчета давления здесь значительно больше, чем в случае с температурой, что обусловлено малой (2–4%) мольной долей компонентов и несовершенным описанием термодинамических свойств используемых твердых растворов.

Значительно сложнее являлась оценка регрессивной стадии метаморфизма ввиду неполного достижения равновесия между минералами. Рассчитанные в соответствии с принятой методикой псевдосечения минеральных ассоциаций, а также изоплеты магнезиальности хлорита, амфибола и формульных количеств Na и Al в последнем позволили лишь приблизительно оценить условия их формирования. Ассоциация амфибола и плагиоклаза с наименьшим количеством Ab-компонента указывает на температуру равновесия 630 ± 50 °C и давление 2 ± 1 кбар. Сопоставление реальных составов хлорита с рассчитанными дает соответствующие оценки температуры 440 ± 50 °C и давления 1 ± 0,5 кбар. Полученные температуры вполне совпадают с данными по мономинеральным термометрам, что свидетельствует об их применимости для данных пород. Погрешности определения давления связаны с уже упоминавшимися недостатками использованных баз термодинамических

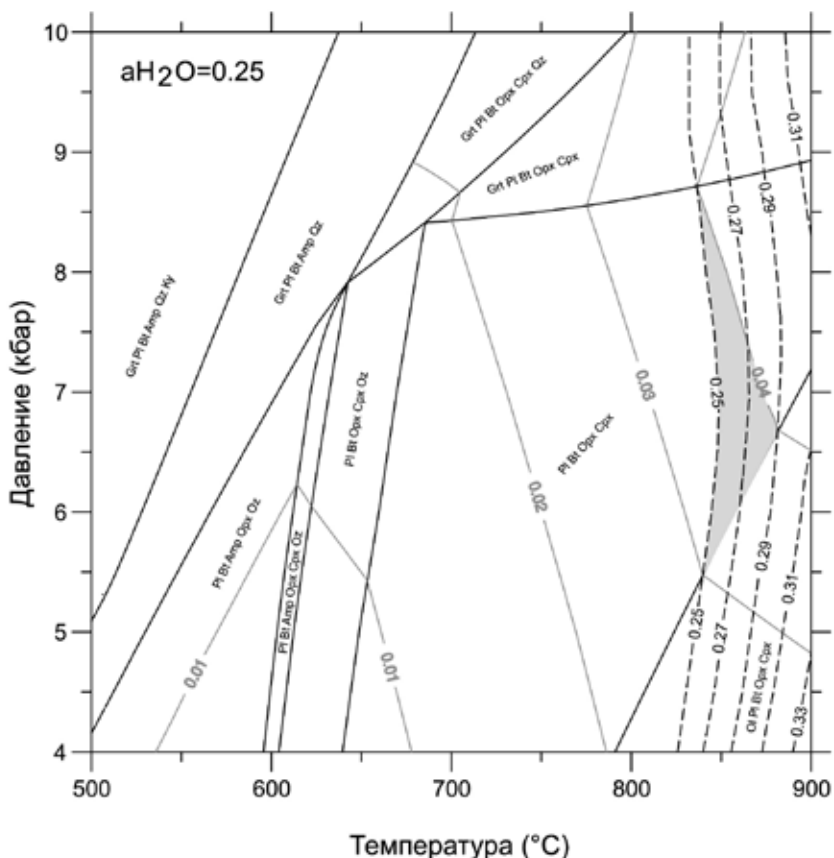


Рис. 5. Диаграмма полей стабильности минеральных ассоциаций для обр. 3756-3 в системе TiNCKFMASHO с наложением линий изоплет Al в Орх (серые) и Ti в Bt (пунктир)

Значения приведены в формульных единицах. Серое поле показывает локализацию PT области, соответствующей составу сосуществующих минералов

данных, а также с принципиальным отсутствием в высококальциевых основных породах барически зависимых индикаторных минеральных фаз. Несмотря на приведенные особенности, давление для низкотемпературной ассоциации с амфиболом и хлоритом можно уверенно ограничить значением в 4 кбар (рис. 6). Необходимо отметить, что данные по термометрии, основанные на содержании титана в цирконе (табл. 4) из изученных образцов гранулитов, показывают «занижение» температуры приблизительно на 100 °C относительно метода псевдосечений. Это может быть обусловлено ростом циркона на этапе понижения температуры при увеличении активности флюида.

Используя полученные выше параметры для двух минеральных ассоциаций, можно оценить значение градиента температуры. Принимая PT параметры гранулитового этапа как 860 ± 20 °C и $6,5 \pm 1$ кбар, а регрессивного этапа 500 ± 40 °C и $1,5 \pm 1$ кбар (данные усреднены ввиду большой ошибки определения), получаем значение геотермического градиента 22 ± 5 °C/км. Похожие значения не уникальны и установлены (25 ± 3 °C/км, например, в высокоградных породах земли Мод в Восточной Антарктике [16]. Предварительная интерпретация полученных данных позволяет предположить, что причиной, обусловившей градиент в 22 ± 5 °C/км, было нахождение пород в нижней части континентальной коры, что характерно для гранулитов. Сравнение с известными в литературе реконструкциями геотерм Шпицбергена [14] показывает хоро-

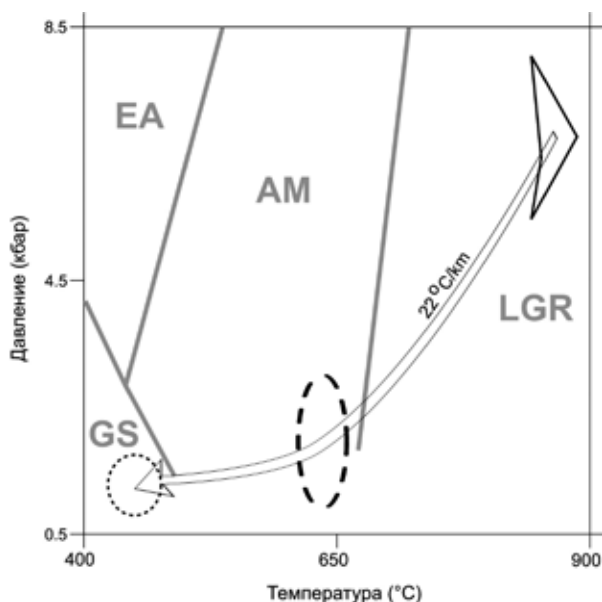


Рис. 6. Сводная схема эволюции PT параметров для изученных образцов гранулитов

Границы фаций даны по [30]: LGR – низкобарические гранулиты, AM – амфиболиты, EA – эпидотовые амфиболиты, GS – зеленые сланцы. Расчетные области PT параметров соответствующих минеральных ассоциаций показаны контурами гранулитового этапа (сплошной), амфиболитизации (пунктир), хлоритизации (точки). Размер областей соответствует погрешностям расчетов

шую согласованность не только по градиентам, но и по значениям температуры и давления.

Изотопно-геохимическое исследование циркона. Примерно половина циркона из обр. 3756-2 (рис. 7) представляет собой удлиненные ($K_{уд}$ до 1:5) зерна различной длины с обломанными или слабоокатанными вершинами. Для вытянутых зерен характерно наличие ростовой осцилляционной зональности в темных тонах, ориентированной параллельно удлинению. Также присутствует заметное количество изометричных зерен с оторочками мощностью от 3–5 до 20 мкм. В этих зернах центральная часть циркона с осцилляционной или секториальной зональностью имеет, как правило, более светлый оттенок в CL по сравнению с темной в CL изображении каймой (например, 4.2 и 4.1 на рис. 7).

По результатам изотопно-геохимического исследования (табл. 3) можно выделить несколько популяций циркона. Девять точек, отвечающих удлиненным зернам и каймам (точки 2.1 и 4.1), образуют конкордантный кластер с возрастом 415 ± 2 млн лет (рис. 8, а). Для этих точек характерно содержание U от 390 до 1334 и Th от 20 до 754 ppm. Th/U – от 0,04 до 0,59), в среднем 0,32 ppm.

Одно зерно циркона 16.1 окатанной формы (табл. 3) характеризуется значительной дискордантностью (59 %) и имеет гораздо более древний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст около 2533 млн лет, чем другие зерна. Есть все основания предполагать, что это зерно циркона является захваченным.

Остальные точки циркона расположены на конкордии в возрастном интервале 1500–1700 млн лет или образуют дискордию со следующими параметрами – верхнее пересечение отвечает возрасту 1766 ± 89 , нижнее – 597 ± 92 млн лет (рис. 8, б). Эта популяция циркона характеризуется более низким, чем конкордантная группа с молодым возрастом, содержанием U от 75 до 627 и Th от 33 до 398 ppm. Th/U, напротив, в среднем более повышенное 0,60. Возраст нижнего пересечения дискордии с конкордией даже с учетом погрешности несколько отличается от конкордантного возраста около 415 млн лет для более молодой популяции. Однако с учетом того, что в молодую группу попадают обрастания вокруг циркона (точка 2.1), лежащего в нижней части дискордии (точка 2.2 на рис. 8, б), можно предположить, что дорастание каймы и потеря радиогенного свинца в центральной части зерна являются следствием одного процесса.

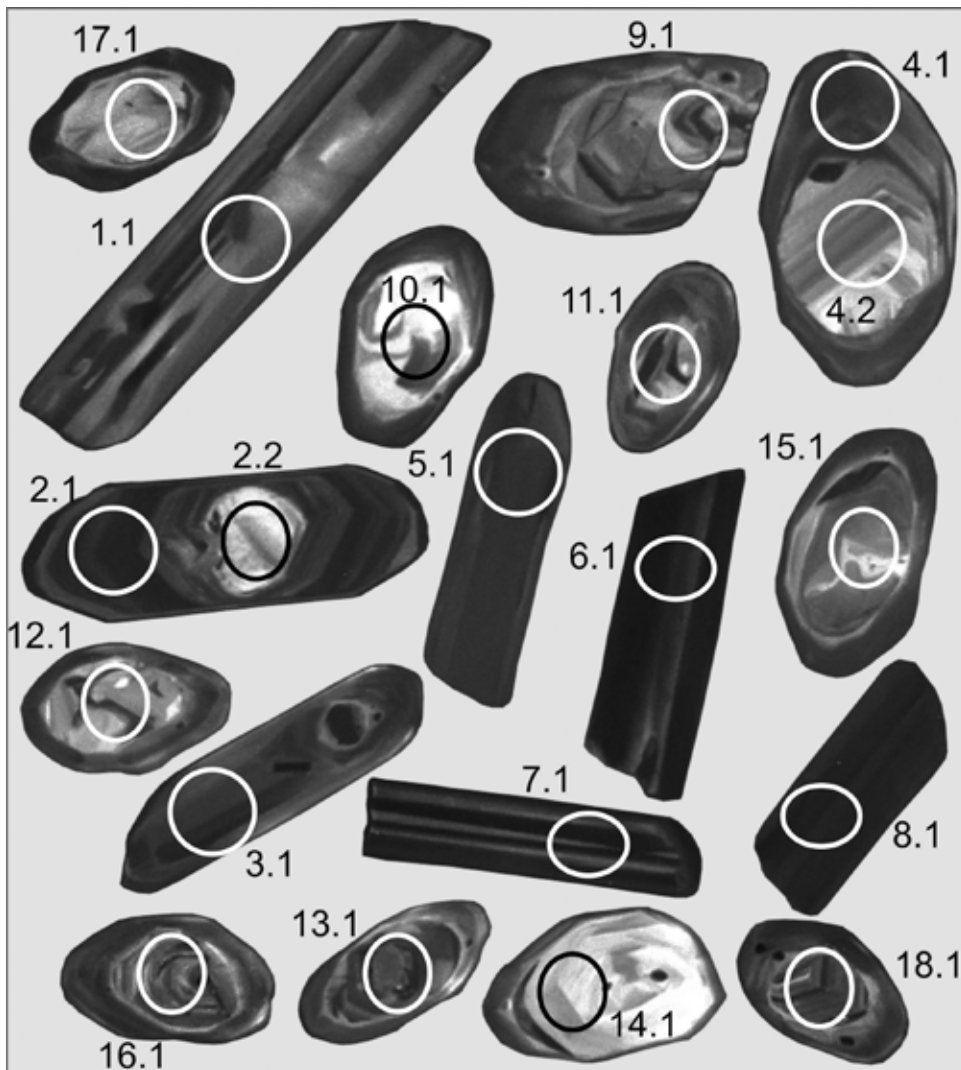


Рис. 7. CL-изображения зерен циркона и точек анализа

Результаты U-Pb локального анализа циркона из гранулитов (обр. 3756-2)

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	0,11	390	121	0,32	22,0	409 ± 4	407 ± 53	0	0,50	2,5	0,065	0,9	0,369
2.1	0,09	1334	184	0,14	76,1	414 ± 3	410 ± 31	-1	0,50	1,6	0,066	0,9	0,529
3.1	0,07	705	168	0,25	40,5	417 ± 3	390 ± 34	-6	0,50	1,7	0,067	0,8	0,468
4.1	2,00	542	51,2	0,10	31,5	414 ± 4	451 ± 150	9	0,51	6,7	0,066	1,0	0,144
5.1	0,15	577	20,4	0,04	33,0	415 ± 4	444 ± 50	7	0,51	2,4	0,067	0,9	0,356
6.1	0,02	1329	754	0,59	74,7	408 ± 3	387 ± 25	-5	0,49	1,3	0,065	0,7	0,556
7.1	0,00	905	507	0,58	52,3	420 ± 3	362 ± 59	-14	0,50	2,7	0,067	0,8	0,287
8.1	0,17	826	227	0,28	47,1	413 ± 4	382 ± 42	-8	0,50	2,1	0,066	0,9	0,445
9.1d	0,04	919	482	0,54	53,7	424 ± 3	407 ± 27	-4	0,51	1,4	0,068	0,8	0,540
2.2	5,23	194	49,3	0,26	24,1	825 ± 9	1304 ± 140	58	1,59	7,5	0,137	1,2	0,154
11.1	0,54	419	71,1	0,18	53,5	887 ± 5	1337 ± 58	51	1,75	3,1	0,148	0,7	0,213
13.1	0,17	627	398	0,66	95,6	1052 ± 7	1436 ± 23	37	2,21	1,4	0,177	0,7	0,495
10.1	0,67	104	79,1	0,78	16,3	1069 ± 9	1437 ± 71	34	2,25	3,9	0,180	1,0	0,248
9.1	0,46	340	166	0,51	69,3	1367 ± 7	1503 ± 29	10	3,05	1,6	0,236	0,6	0,366
4.2	0,22	150	109	0,75	35,4	1560 ± 14	1562 ± 39	0	3,65	2,3	0,274	1,0	0,435
12.1	0,25	175	215	1,27	40,5	1539 ± 10	1583 ± 34	3	3,64	1,9	0,270	0,7	0,375
15.1	0,14	141	51,9	0,38	36,2	1686 ± 12	1645 ± 32	-2	4,17	1,9	0,299	0,8	0,418
18.1	0,13	331	224	0,70	83,0	1647 ± 8	1659 ± 21	1	4,09	1,3	0,291	0,6	0,454
17.1	0,26	117	32,7	0,29	25,1	1437 ± 12	1686 ± 42	17	3,56	2,5	0,250	0,9	0,372
14.1	—	74,9	58,6	0,81	17,1	1516 ± 14	1709 ± 38	13	3,83	2,3	0,265	1,0	0,447
16.1	0,17	265	212	0,83	64,2	1597 ± 9	2533 ± 17	59	6,49	1,2	0,281	0,6	0,512

Ошибки для интервала 1σ ; Pb_c and Pb^* – нерадиогеенный и радиогеенный свинец.
 Ошибка калибровки стандарта для первой и второй сессии измерений 0,32 и 0,46 % (1σ).
 Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb .
 D, % – дискордантность: $D = 100 * \{ [\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] / [\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb})] - 1 \}$.

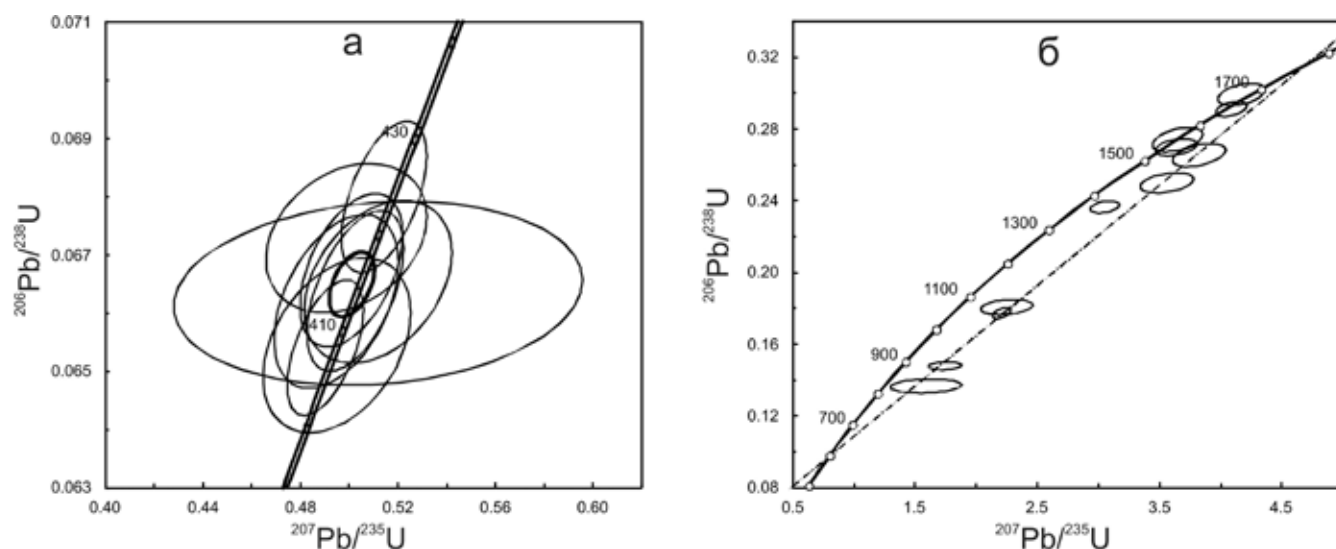


Рис. 8. Графики с конкордией для циркона возрастов

a – каледонский (конкордантный возраст 415 ± 2 млн лет, СКВО = 1,8) и *б* – позднекарельский (пересечение дискордии 597 ± 92 и 1766 ± 89 млн лет, СКВО = 0,46)

Циркон из группы с конкордантным возрастом около 415 млн лет характеризуется дифференцированным спектром распределения REE (рис. 9, а). Проявлены умеренная положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалии (Ce/Ce^* в среднем 7,05, $Eu/Eu^* - 0,07$, табл. 4). Содержание Hf от 8324 до 14916, в среднем 10749 ppm. Среднее содержание Y – 2399 ppm. Средняя температура, определенная по «Ti-в цирконе» термометру [37], – 770 °C.

Циркон более древней возрастной группы, как расположенный на дискордии, так и субконкордантный, за исключением трех точек с повышенным содержанием LREE (9.1, 17.1, 2.2, табл. 4), демонстрирует большую степень дифференцированности от легких к тяжелым REE и более значительную положительную Ce-аномалию, чем циркон каледонского возраста (рис. 9, б). Содержание Ti и температура, по нему рассчитанная, в среднем 765 °C, практически совпадают с данными для предыдущей группы циркона. Циркон более древней возрастной группы отличается несколько пониженным содержанием Y, в среднем 149 ppm и Hf от 7685 до 10 298, в среднем 9073 ppm. По другим редким элементам значимых отличий от циркона каледонского возраста не обнаружено. Th/U отношение, по данным SIMS, составляет в среднем 0,22 и 0,37 для первой и второй групп. Эти значения отвечают для циркона метаморфического генезиса [25].

Сопоставляя данные по редкоэлементному составу циркона палеопротерозойского возраста с минеральным парагенезисом гранулитов, можно предположить, что этот циркон отвечает гранулитовому этапу метаморфизма. Относительно высокое содержание Y и HREE указывает на его кристаллизацию при отсутствии метаморфического граната – главного минерала-концентратора этих элементов [32], что согласуется с наблюдаемым парагенезисом. Общий дифференцированный характер распределения с увеличением от легких к тяжелым REE с проявленными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалией, наблюдаемый в цирконе палеопротерозойского возраста и имеющий черты сходства с цирконом магматического генезиса [25], в принципе типичен для циркона гранулитовой фации

метаморфизма по причине образования расплавов в этих условиях [6].

При наложенном более низкотемпературном метаморфизме второго этапа как каймы, так и новообразованный циркон не продемонстрировали принципиальных отличий в составе в сравнении с цирконом, кристаллизовавшимся при раннем гранулитовом метаморфизме. Несколько изменился общий характер спектров REE, повысилась содержание Y и Hf (рис. 9, а, б, табл. 4). В отличие от распределения редких элементов, U-Pb система циркона гранулитового этапа метаморфизма испытала значительную перестройку в каледонское время, что привело к смещению точек вниз по дискордии в направлении конкордантного кластера циркона молодой возрастной группы (рис. 8, а, б).

Обсуждение результатов и выводы. Изученные породы с минеральной ассоциацией Pl-Vt-(Orx + Crx)-Amf-Chl были подвергнуты как минимум двум этапам метаморфизма. Первый из них с ассоциацией Pl-Vt-Orx-Crx характеризуется условиями гранулитовой фации с температурой 860 ± 20 °C и давлением $6,5 \pm 1$ кбар. Второй этап с парагенезисом Amf-Chl имеет существенно более низкое давление до 1–2 кбар и температуру 630–440 °C, соответствующую условиям амфиболитовой – верхам зеленосланцевой фаций. Скорее всего эти параметры отвечают формированию наложенного Amf-Chl парагенезиса в малоглубинных условиях.

Условия формирования минеральных парагенезисов характеризуются различной активностью воды от 0,25 для гранулитового и около 0,8 для низкотемпературного этапов. Значения фугитивности кислорода для образцов от –15 до –12 логарифмических единиц, что соответствует области, ограниченной кривыми буферов FMQ и MN. Активность этих двух компонентов существенно влияет на минеральные ассоциации в породах, что выражается, например, в отсутствии граната.

Значение геотермального градиента в 22 ± 5 °C/км типично для орогенов протерозойского возраста и, вероятно, обусловлено изначальным находже-

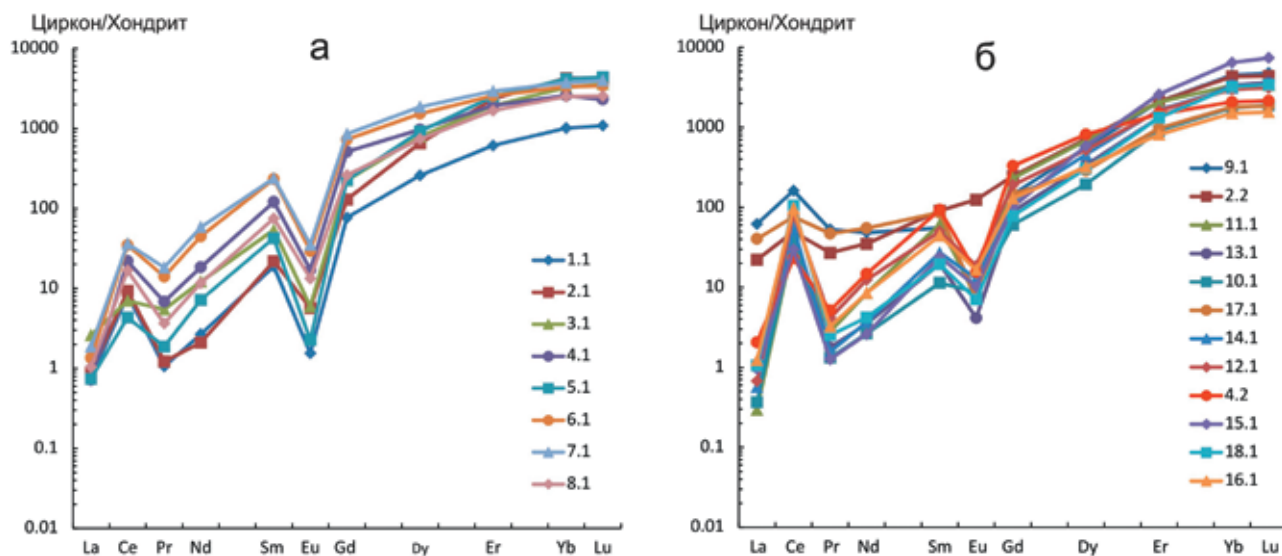


Рис. 9. Спектры распределения REE в цирконе из гранулитов Северо-Западного Шпицбергена

а – каледонский и б – позднекаледонский возрасты

Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm) в цирконе из гранулитов Северо-Западного Шпицбергена (обр. 3756-2)

Компо- нент	Точка																			
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	2.2	11.1	13.1	10.1	17.1	14.1	12.1	4.2	15.1	18.1	16.1
La	0,18	0,21	0,61	0,17	0,17	0,32	0,44	0,25	14,7	5,22	0,07	0,24	0,09	9,53	0,13	0,16	0,49	0,23	0,25	0,29
Ce	5,07	5,69	4,28	13,4	2,65	21,3	22,1	10,3	99,1	30,3	22,6	30,7	23,7	46,4	34,3	51,5	14,1	18,2	64,7	59,3
Pr	0,10	0,11	0,50	0,63	0,17	1,30	1,70	0,34	4,90	2,50	0,26	0,16	0,12	4,36	0,14	0,38	0,48	0,12	0,23	0,30
Nd	1,22	0,96	5,54	8,40	3,27	20,5	26,6	5,32	22,1	16,0	3,86	1,59	1,21	25,1	1,68	5,67	6,74	1,19	1,92	3,89
Sm	2,78	3,23	7,95	17,8	6,27	34,4	35,2	11,1	8,18	13,4	9,08	2,92	1,68	12,7	3,99	7,39	13,8	3,56	2,88	6,57
Eu	0,09	0,32	0,33	0,96	0,13	1,65	1,97	0,75	0,50	6,99	0,41	0,23	0,49	0,41	0,72	1,05	0,87	0,57	0,40	0,93
Gd	15,2	25,7	44,5	102	45,1	144	170	51,8	28,8	48,8	46,1	17,7	12,1	29,1	23,6	37,9	65,6	20,0	15,6	25,7
Dy	63,6	160	195	238	225	375	457	181	137	176	168	83,0	47,8	71,0	112	129	200	144	75,2	78,3
Er	97,7	373	306	310	403	408	467	267	335	335	330	212	145	155	264	257	233	412	211	130
Yb	163	686	522	414	670	533	600	403	726	697	536	544	283	290	501	481	334	1039	520	241
Lu	26,6	105	88,5	56,8	107	84,4	97,9	62,8	118	108	83,1	89,4	46,5	45,3	85,1	76,8	52,7	182	84,2	38,3
Li	0,15	0,18	0,74	0,68	0,11	0,81	1,48	0,62	0,14	1,00	0,08	0,12	0,01	0,46	0,06	0,03	0,43	0,13	0,45	0,16
P	130	347	195	342	998	369	529	386	558	377	420	425	198	1794	525	426	330	1026	318	379
Ca	4,31	4,85	145	26,04	3,02	15,9	4,19	60,2	205	178	4,55	3,23	1,46	2899	1,99	4,22	103	4,16	45,3	5,18
Ti	12,5	3,45	26,1	14,02	11,6	14,8	18,5	19,9	9,90	11,5	16,9	7,72	8,51	11,9	20,1	10,7	12,5	34,4	8,48	15,0
Sr	0,19	0,31	0,74	0,68	0,35	0,34	0,41	0,78	0,51	3,45	0,62	0,52	0,35	3,34	0,56	0,30	1,26	1,17	0,41	0,47
Y	695	2072	2686	2213	2837	3075	3817	1799	1963	2358	1597	1090	546	869	1426	1613	1832	2019	1144	958
Nb	107	71,5	233	7,29	15,0	39,7	31,7	16,7	49,4	87,5	65,8	24,7	23,0	89,5	17,5	19,9	24,3	15,3	48,1	45,6
Ba	0,72	1,19	1,73	1,32	2,71	1,14	1,86	2,60	3,13	13,6	1,77	1,43	1,44	0,94	1,51	0,94	2,84	5,61	0,97	1,54
Hf	10 568	13 465	14 916	8324	11 448	9021	8488	9761	9390	9986	7685	10 298	8501	8424	9267	8401	8037	10 127	9684	10 087
Th	95,9	290	97,6	307	60,6	615	571	243	219	233	101	229	64,8	44,2	77,0	205	245	53,5	269	279
U	559	1833	1490	1075	1001	1621	1322	1218	520	790	649	754	128	211	179	273	911	248	580	513
Th/U	0,17	0,16	0,07	0,29	0,06	0,38	0,43	0,20	0,42	0,29	0,16	0,30	0,51	0,21	0,43	0,75	0,27	0,22	0,46	0,54
Eu/Eu*	0,04	0,11	0,05	0,07	0,02	0,07	0,08	0,10	0,10	0,83	0,06	0,10	0,33	0,06	0,23	0,19	0,09	0,21	0,18	0,22
Ce/Ce*	9,31	8,85	1,86	9,89	3,67	7,99	6,18	8,63	2,82	2,03	40,7	37,7	55,8	1,74	59,6	50,5	7,10	27,1	64,8	48,5
ΣREE	375	1361	1175	1162	1463	1625	1879	994	1493	1439	1200	982	562	689	1027	1048	921	1821	976	585
ΣLREE	6,56	6,98	10,9	22,6	6,27	43,4	50,8	16,2	141	54,0	26,8	32,7	25,1	85,4	36,2	57,7	21,8	19,8	67,2	63,8
ΣHREE	366	1350	1156	1121	1450	1545	1791	966	1344	1365	1164	946	534	590	986	981	885	1797	906	514
Lu _N /La _N	1450	4724	1389	3213	5914	2545	2133	2458	77,1	199	11 454	3626	5179	45,8	6130	4648	1043	7722	3240	1264
Lu _N /Gd _N	14,1	33,0	16,1	4,51	19,3	4,73	4,67	9,80	33,1	17,9	14,6	40,9	31,2	12,6	29,2	16,4	6,50	73,4	43,8	12,0
Sm _N /La _N	25,2	24,2	20,7	168	57,4	173	127	72,2	0,89	4,11	208	19,7	31,0	2,13	47,8	74,3	45,4	25,2	18,4	36,1
T(Ti), °C	763	657	835	774	756	779	800	808	742	756	791	721	729	759	808	749	763	865	729	780

нием пород в нижней части континентальной коры (при формировании гранулитов) с их последующей эксгумацией до глубины 3–7 км.

Изотопное определение возраста цирконов из гранулитов дало три возраста: дискордантные 1766 ± 89 (верхнее пересечение) и 597 ± 92 (нижнее пересечение), а также конкордантное значение около 415 млн лет. Первый возраст определён авторами как возраст гранулитового метаморфизма, что хорошо согласуется с имеющимися представлениями о возрасте кристаллического фундамента арх. Шпицберген [7, 10, 13]. Работы последнего 20-летия показали, что в породах фундамента отражены события четырёх тектоно-термальных событий: палеопротерозойского, среднерифейского, позднерифейско-вендского, среднепалеозойского. Одновременно изотопные датировки по древним породам СЗШ фиксируют три разноамплитудных максимума: среднерифейский (главный), палеопротерозойский и среднепалеозойский. С меньшей интенсивностью, но также чётко здесь проявлены позднерифейско-вендские события [8]; целый ряд датировок по детритовым цирконам соответствует неоархейскому интервалу. Весьма представительные выборки датировок (более 900) имеются по мантийным и коровым ксенолитам [23] из четвертичных вулканов района Бокк-фьорда, который находится в 50 км к юго-востоку от п-ова Ваза, где нами описаны гранулиты. Из этих датировок только три имеют среднепалеозойский возраст (450–415 млн лет). Максимум датировок приходится на среднерифейский (1100–950 млн лет); чуть меньшей интенсивностью характеризуются палеопротерозойский (1800–1600 млн лет) и позднерифейско-вендский (750–560 млн лет) интервалы. Во всех выборках присутствуют немногочисленные неоархейские датировки (3000–2500 млн лет).

Опираясь на эти данные, можно комментировать полученные нами датировки. Раннепротерозойский возраст 1766 ± 89 млн лет уверенно интерпретируется нами как возраст гранулитового метаморфизма. В это время шло становление древнего дорифейского основания архипелага, эталонным представителем которого является метаосадочно-вулканогенная серия Атомфьелла на п-ове Нью-Фрисланд [7]. Среди пород этой серии, метаморфизованных в амфиболитовой фации, отмечены блоки пород с гранулитовыми парагенезисами [11, 24]. Теперь можно утверждать, что серия Смеренбургфьорд является её стратиграфическим аналогом.

Нижний дискордантный возраст 597 ± 92 млн лет с одной стороны согласуется с проявленными в этом районе архипелага позднерифейско-вендскими магматическими и метаморфическими событиями [8], но с другой стороны может быть результатом омоложения древних цирконов в ходе среднерифейских и вендских термальных событий.

Конкордантный возраст 415 млн лет уверенно коррелируется с внедрением в породы серии Смеренбургфьорд среднепалеозойских гранитоидов. Каймы с таким возрастом вокруг зёрен циркона возникли в результате мощного прогрева метаморфических пород под воздействием крупного резервуара гранитной магмы. Схожая ситуация описана нами на о-ве Северо-Восточная Земля [8].

Авторы благодарят А. Н. Ларионову (ЦИИ ВСЕГЕИ), С. Г. Симакина, Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН), О. Л. Галанкину (ИГГД РАН) за помощь

в получении экспериментальных данных. Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2018-013.

1. *Абакумов С.А.* Основные черты геологии и метаморфизма Северо-Запада Шпицбергена // Геология Свальбарда. — Л.: НИИГА, 1976. — С. 22–31.
2. *Бадреддинов З.Г.* Магнетит-ильменитовые равновесия в архейских эндербитах сутамского комплекса (Алданский щит) / З.Г. Бадреддинов, О.И. Шарова, О.В. Авченко, В.Г. Сахно, М.А. Мишкин, Г.М. Вовна, А.А. Карабцов // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 1. — С. 67–71.
3. *Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки РМО. 2008. № 2. — С. 1–13.
4. *Геря Е.В.* Петрология Туманшетского зонального метаморфического комплекса, Восточный Саян / Е.В. Геря, Л.Л. Перчук, К. Трибуле, К. Одрен, А.И. Сезько // Петрология. 1997. Т. 5. № 6. — С. 563–595.
5. Российские геологические исследования на Шпицбергене 1962–1996 гг. / под ред. А.А. Красильщикова. — СПб.: ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология, 1998. — 228 с.
6. *Сергеева Л.Ю.* Геохимия циркона из гранулитов Далдынской серии, Анабарский щит / Л.Ю. Сергеева, С.Г. Скублов, Н.И. Гусев, А.Е. Мельник // Записки РМО. 2016. № 6. — С. 20–44.
7. *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.
8. *Сироткин А.Н., Скублов С.Г.* U-Pb возраст циркона из метабазитов кристаллического фундамента архипелага Шпицберген и история его формирования // Регион. геология и металлогения. 2015. № 63. — С. 47–58.
9. *Сироткин А.Н., Толмачева Е.В.* Новые данные об условиях метаморфизма пород серии Атомфьелла (полуостров Нью-Фрисланд) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. — Апатиты: КНЦ РАН, 2003. — С. 76–80.
10. *Тебеньков А.М.* История тектонического развития фундамента Шпицбергена (по геохронологическим данным) / А.М. Тебеньков, Д.Г. Джи, У. Йоханссен, А.Н. Ларионов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. — Апатиты: КНЦ РАН, 2004. — С. 90–100.
11. *Турченко С.И.* Докаледонский этап тектонического развития складчатого основания арх. Шпицберген как фундамента древней платформы // Геология и перспективы рудоносности фундамента древних платформ. — Л.: Наука, 1987. — С. 222–231.
12. *Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. — С. 980–997.
13. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 2. — С. 220–224.
14. *Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1987. Vol. 139. — P. 169–185.
15. *Berman R.G.* Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Canad. Mineralogist. 1991. Vol. 29. — P. 833–855.
16. *Board W.S., Frimmel H.E., Armstrong R.A.* Pan-African tectonism in the western Maud Belt: P-T-t path for high-grade gneisses in the HU Sverdrupfjella, East Antarctica // J. of Petrology. 2004. Vol. 46. — P. 671–699.
17. *Boehnke P., Watson E.B., Trail D., Harrison T.M., Schmitt A.K.* Zircon saturation re-revisited // Chemical Geology. 2013. Vol. 351. — P. 324–334.
18. *Bose S., Dunkley D.J., Dasgupta S., Das K., Arima M.* India-Antarctica-Australia-Laurentia connection in the Paleo-

proterozoic–Mesoproterozoic revisited: Evidence from new zircon U–Pb and monazite chemical age data from the Eastern Ghats Belt, India // *Geol. Soc. of America Bull.* 2011. Vol. 123. – P. 2031–2049.

19. Bourdelle F., Cathelineau M. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R²⁺–Si diagram // *European J. of Mineralogy.* 2015. Vol. 27. – P. 617–626.

20. Brey G.P., Kähler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // *J. of Petrology.* 1990. Vol. 31. – P. 1353–1378.

21. Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // *Amer. Mineralogist.* 2010. Vol. 95. – P. 1006–1016.

22. Gaidies F., Abart R., De Capitani C., Schuster R., Connolly J.A., Reusser E. Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry // *J. of Metamorphic Geology.* 2006. Vol. 24. – P. 451–475.

23. 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.

24. Hellmann F.J., Gee D.G., Witt-Nilsson P. Late Archaean basement in the Bangehukken Complex of the Nordbreen Nappe, western Ny Friesland, Svalbard // *Polar Res.* 2001. Vol. 20. – P. 49–59.

25. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Rev. in Mineralogy and Geochemistry.* 2003. Vol. 53. – P. 27–62.

26. Lauritzen O., Ohta Y. Geological map of Svalbard, 1:500,000. Sheet 4G, Nordaustlandet. – Oslo: Norsk PolarInst., Skr. N154D. 1984.

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

28. Mercier J.C.C., Benoit V., Girardeau J. Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: geobarometric and geodynamic implications // *Contrib. to Mineralogy and Petrology.* 1984. Vol. 85. – P. 391–403.

29. Mora C.I., Valley J.W. Ternary feldspar thermometry in granulites from the Oaxacan Complex, Mexico // *Contrib. to Mineralogy and Petrology.* 1985. Vol. 89. – P. 215–225.

30. Oh C.W., Liou J.G. A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism // *Island Arc.* 1998. Vol. 7. – P. 36–51.

31. Powell R., Holland T.J., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // *J. of Metamorphic Geology.* 1998. Vol. 16. – P. 577–588.

32. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chemical Geology.* 2002. Vol. 184. – P. 123–138.

33. Sandford K.S. The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen) // *Quart. J. of the Geol. Soc. of London.* 1956. Vol. 112. – P. 339–362.

34. Stormer Jr J.C. A practical two-feldspar geothermometer // *Amer. Mineralogist.* 1975. Vol. 60. – P. 667–674.

35. Tajmanov L., Connolly J.A.D., Cesare B. A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite // *J. of Metamorphic Geology.* 2009. Vol. 27. – P. 153–165.

36. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 64. – P. 295–304.

37. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. to Mineralogy and Petrology.* 2006. Vol. 151. – P. 413–433.

38. Wei C., Powell R. Calculated phase relations in high-pressure metapelites in the system NKFMAASH (Na₂O–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O) // *J. of Petrology.* 2004. Vol. 45. – P. 183–202.

39. Wen S., Nekvasil H. SOLVCALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus

and for two-feldspar geothermometry // *Computers & Geosciences.* 1994. Vol. 20. – P. 1025–1040.

40. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineralogist.* 2010. Vol. 95. – P. 185–187.

41. Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. in Econ. Geology.* 1998. N 7. – P. 1–35.

42. Wu C.M., Chen H.X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // *Sc. bull.* 2015. Vol. 60. – P. 116–121.

1. Abakumov S.A. The main features of geology and metamorphism of north-west Spitsbergen. *Geology of Svalbard.* Leningrad: NIIGA. 1976. Pp. 22–31. (In Russian).

2. Badredinov Z.G., Sharova O.I., Avchenko O.V., Sakhno V.G., Mishkin M.A., Vovna G.M., Karabtsov A.A. Magnetite-ilmenite equilibria in Archean enderbites from the Sutam Complex (Aldan shield). *Dokl. RAN.* 2009. Vol. 425. Pp. 235–238. (In Russian).

3. Bushmin S.A., Glebovitsky V.A. The scheme of mineral facies of metamorphic rocks. *Zapiski RMO.* 2008. No 2, pp. 1–13. (In Russian).

4. Gerya T.V., Perchuk L.L., Triboulet C., Audren C., Sez'ko A. Petrology of the Tumanshet zonal metamorphic complex, eastern Sayan. *Petrology.* 1997. Vol. 5. Pp. 503–533. (In Russian).

5. Rossijskie geologicheskie issledovaniya na Shpicbergene 1962–1996 gg. [Russian geological studies in Spitsbergen, 1962–1996]. Ed. A.A. Krasilschikov. St. Petersburg: PMGRE, Gramberg All-Russ. Res. Inst. Geol. Miner. Resour. World Ocean. 1998. 228 p.

6. Sergeeva L.Yu., Skublov S.G., Gusev N.I., Melnik A.E.. Geochemistry of zircon in granulites of the Daldynskaya series, Anabar Shield. *Zapiski RMO.* 2016. No 6, pp. 20–44 (In Russian).

7. Sirotkin A.N., Evdokimov A.N. Ehndogennyye rezhimy i ehvolyuciya metamorfizma skladchatykh kompleksov fundamenta arhipelaga Shpicbergen (na primere poluostrova Nyu Frisland) [Endogenous conditions and evolution of regional metamorphism of folded complexes of Spitsbergen Archipelago basement (by the example of Ny-Friesland Peninsula)]. St. Petersburg: Gramberg All-Russ. Res. Inst. Geol. Miner. Resour. World Ocean. 2011. 270 p.

8. Sirotkin A.N., Skublov S.G. U–Pb zircon age of crystalline basement metamafic rocks from Spitsbergen Archipelago and the history of its formation. *Region. geologiya i metallogeniya.* 2015. No 63. P. 47–58. (In Russian).

9. Sirotkin A.N., Tolmacheva E.V. New data on conditions of metamorphism of Atomfjella series rocks (the Ny Friesland peninsula). *The complex studies of the nature of Spitsbergen. Materials of the III Intern. Conference. Iss. 3.* Apatity: KSC RAS. 2003. Pp. 76–80. (In Russian).

10. Tebenkov A.M., Gee D.G., Johanssen W., Larionov A.N. History of tectonic development of the basement of Spitsbergen (according to geochronological data). *The complex studies of the nature of Spitsbergen. Materials of the III Intern. Conference. Iss. 4.* Apatity: KSC RAS. 2004. Pp. 90–100. (In Russian).

11. Turchenko S.I. The Pre-Caledonian stage of tectonic development of the Spitsbergen archipelago's folded basement as the basement of ancient platform. *Geology and prospects of ore content of the foundation of the ancient platforms.* Leningrad: Nauka. 1987. Pp. 222–231. (In Russian).

12. Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G. Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geohimiya.* 2008. No 46. Pp. 912–927. (In Russian).

13. Khain V.E., Filatova N.I. From Hyperborea to Arctida: The problem of the Precambrian Central Arctic Craton. *Dokl. RAN.* 2009. Vol. 428. Pp. 1076–1079. (In Russian).

14. Amundsen, H.E.F., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. 1987: The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spits-

bergen: evidence from xenoliths and geophysics. *Tectonophysics*. Vol. 139. 169–185.

15. Berman, R.G. 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*. Vol. 29. 833–855.

16. Board, W.S., Frimmel, H.E., Armstrong, R.A. 2004: Pan-African tectonism in the western Maud Belt: P-T-t path for high-grade gneisses in the HU Sverdrupfjella, East Antarctica. *J. of Petrology*. Vol. 46. 671–699.

17. Boehnke, P., Watson, E.B., Trail, D., Harrison, T.M., Schmitt, A.K. 2013: Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*. Vol. 351. 324–334.

18. Bose, S., Dunkley, D.J., Dasgupta, S., Das, K., Ari-ma, M. 2011: India-Antarctica-Australia-Laurentia connection in the Paleoproterozoic-Mesoproterozoic revisited: Evidence from new zircon U-Pb and monazite chemical age data from the Eastern Ghats Belt, India. *Geol. Soc. of America Bull.* Vol. 123. 2031–2049.

19. Bourdelle, F., Cathelineau, M. 2015: Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R²⁺-Si diagram. *European J. of Mineralogy*. Vol. 27. 617–626.

20. Brey, P., Köhler, T. 1990: Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. of Petrology*. Vol. 31. 1353–1378.

21. Capitani, C., Petrakakis, K. 2010: The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. *Amer. Mineralogist*. Vol. 95. 1006–1016.

22. Gaidies, F., Abart, R., De Capitani, C., Schuster, R., Connolly, J.A., Reusser, E. 2006: Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. *J. of Metamorphic Geology*. Vol. 24. 451–475.

23. Griffin, W.L., Nikolic, N., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J. 2012: Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust-mantle relationships beneath NW Spitsbergen. *Lithos*. Vol. 149. 115–135.

24. Hellmann, F.J., Gee, D.G., Witt-Nilsson, P. 2001: Late Archaean basement in the Bangenhuk Complex of the Nordbreen Nappe, western Ny Friesland, Swabard. *Polar Res.* Vol. 20. 49–59.

25. Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U. 2003: The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. in Mineralogy and Geochemistry*. Vol. 53. 27–62.

26. Lauritzen, O., Ohta, Y. 1984: Geological map of Svalbard, 1:500,000. Sheet 4G, Nordaustlandet. Oslo: Norsk PolarInst., Skr. N154D.

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

28. Mercier, J.C.C., Benoit, V., Girardeau, J. 1984: Equilibrium state of diopside-bearing harzburgites from ophiolites: geobarometric and geodynamic implications. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*. Vol. 85. 391–403.

29. Mora, C.I., Valley, J.W. 1985: Ternary feldspar thermometry in granulites from the Oaxacan Complex, Mexico. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*. Vol. 89. 215–225.

30. Oh, C.W., Liou, J.G. 1998: A petrogenetic grid for eclogite and related facies under high-pressure metamorphism. *Island Arc*. Vol. 7. 36–51.

31. Powell, R., Holland, T.J., Worley, B. 1998: Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC. *J. of Metamorphic Geology*. Vol. 16. 577–588.

32. Rubatto, D. 2002: Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*. Vol. 184. 123–138.

33. Sandford, K.S. 1956: The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen). *Quart. J. of the Geol. Soc. of London*. Vol. 112. 339–362.

34. Stormer, Jr J.C. 1975: A practical two-feldspar geothermometer. *Amer. Mineralogist*. Vol. 60. 667–674.

35. Tajčmanová, L., Connolly, J.A.D., Cesare, B. 2009: A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite. *J. of Metamorphic Geology*. Vol. 27. 153–165.

36. Watson, E.B., Harrison, T.M. 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planet. Sci. Lett.* Vol. 64. 295–304.

37. Watson, E.B., Wark, D.A., Thomas, J.B. 2006: Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*. Vol. 151. 413–433.

38. Wei, C., Powell, R. 2004: Calculated phase relations in high-pressure metapelites in the system NKFMAH (Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). *J. of Petrology*. Vol. 45. 183–202.

39. Wen, S., Nekvasil, H. SOLVCALC. 1994: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry. *Computers & Geosciences*. Vol. 20. 1025–1040.

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

41. Williams, I.S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Rev. in Econ. Geology*. 7. 1–35.

42. Wu, C.M., Chen, H.X. 2015: Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Sci. bull.* Vol. 60. 116–121.

Сироткин Александр Николаевич – доктор геол.-минер. наук, главный геолог, Шпицбергенская поисково-съёмочная партия АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция». <pechenga-67@yandex.ru>

Березин Алексей Васильевич – канд. геол.-минер. наук, науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; доцент, Санкт-Петербургский государственный университет. <berezin-geo@yandex.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минер. наук, профессор, главный науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <skublov@yandex.ru>

Sirotkin Alexander Nikolaevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Geologist, Spitsbergen exploration party JSC «Polar Marine Exploration Expedition». <pechenga-67@yandex.ru>

Berezin Aleksey Vasiljevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher, RAS Institute of Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Associate Professor, St. Petersburg State University (SPSU). <berezin-geo@yandex.ru>

Skublov Sergey Gennadjevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, RAS Institute of Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, St. Petersburg Mining University (SPMU); 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.ru>