ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

Journal of Mining Institute

Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья

Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Ню-Фрисланда, Шпицберген

Ю.Л.ГУЛЬБИН[1], **С.А.АКБАРПУРАН ХАЙЯТИ**[1]✉, **А.Н.СИРОТКИН**[2]

[1] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*

[2] *ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, Россия*

Как цитировать эту статью: Гульбин Ю.Л., Акбарпуран Хайяти С.А., Сироткин А.Н. Минеральный состав и термобарометрия метаморфических пород Западного Ню-Фрисланда, Шпицберген // Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673. EDN XGNKDQ

Аннотация. Представлены результаты изучения минерального состава и микроструктурных особенностей представительных образцов метапелитовых и известковых сланцев, а также амфибол-биотитовых гнейсов, залегающих в северной части антиклинория Западного Ню-Фрисланда. Состав минералов был проанализирован методом SEM-EDS (JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200). На основе комплекса минеральных геотермометров (гранат-биотитового, «Ti-в-биотите», «Ti-в-мусковите», «Ti-в-амфиболе», гранат-амфиболового, амфибол-плагиоклазового, хлоритового) и геотермобарометров (GASP, GBPQ, GRIPS, GBPQ, фенгитового и др.) оценены условия метаморфизма и показано, что в породах палеопротерозойской серии Атомфьелла, слагающих западное крыло антиклинория, пиковая температура и давление соответствовали высокобарической части верхней амфиболитовой фации (690-720 °C, 9-12 кбар), в породах серии Моссель, развитых в восточном крыле и перекрывающих отложения серии Атомфьелла, – высокобарической части нижней амфиболитовой фации (580-600 °C, 9-11 кбар). Наряду с высокотемпературными парагенезисами Ms-Bt-Grt-Pl (±Ky, St), Bt-Grt-Pl-Kfs-Cal (±Scp), Bt-Hbl-Ep-Grt-Pl в породах обеих серий развита низкотемпературная ассоциация Ms-Chl-Ep-Ab-Prh-Ttn, образовавшаяся в условиях перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллиитовой фации (260-370 °C).

Ключевые слова: метапелитовые и известковые сланцы; амфибол-биотитовый гнейс; минеральная термобарометрия; условия метаморфизма; Ню-Фрисланд; Шпицберген

Поступила: 30.03.2023 ***Принята: 20.09.2023*** ***Онлайн: 27.10.2023*** ***Опубликована: 27.10.2023***

Введение. Особенности геологического строения Шпицбергена [1-3] и сопредельных территорий [4-6] продолжают оставаться в центре внимания геологов [7-9]. Это связано с тектонической позицией архипелага, расположенного в северо-западной части Баренцево-Карской континентальной окраины [10] на сочленении Свальбардской плиты и Северной Атлантики. Будучи составной частью некогда единого складчатого пояса, завершившего свое формирование в среднем девоне, кристаллические комплексы Шпицбергена, наряду с каледонидами Северных Аппалачей, Восточной Гренландии, Британских островов и Скандинавии, представляют собой его фрагменты, ныне выступающие по обе стороны океана. Изучение структуры и вещественного состава этих комплексов позволяет решать задачи, связанные с реконструкцией последовательности тектоно-термальных событий, определявших геологическую историю региона [11-13].

Геологическая характеристика. В основании Западного Ню-Фрисланда залегают комплексы метаморфических пород (рис.1), формирующие крупную геологическую структуру – субмеридиональный антиклинорий протяженностью около 150 км. Ось антиклинория пространственно совпадает с долгоживущим разломом глубокого заложения. Ядро антиклинория обнажается в северной части п-ова Моссель. Его западное крыло сложено вулканогенно-осадочными породами палеопротерозойской (~1750 млн лет) серии Атомфьелла. Породы серии (гнейсы, часто послойно мигматизированные, кристаллические сланцы, кварциты, мраморы)

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

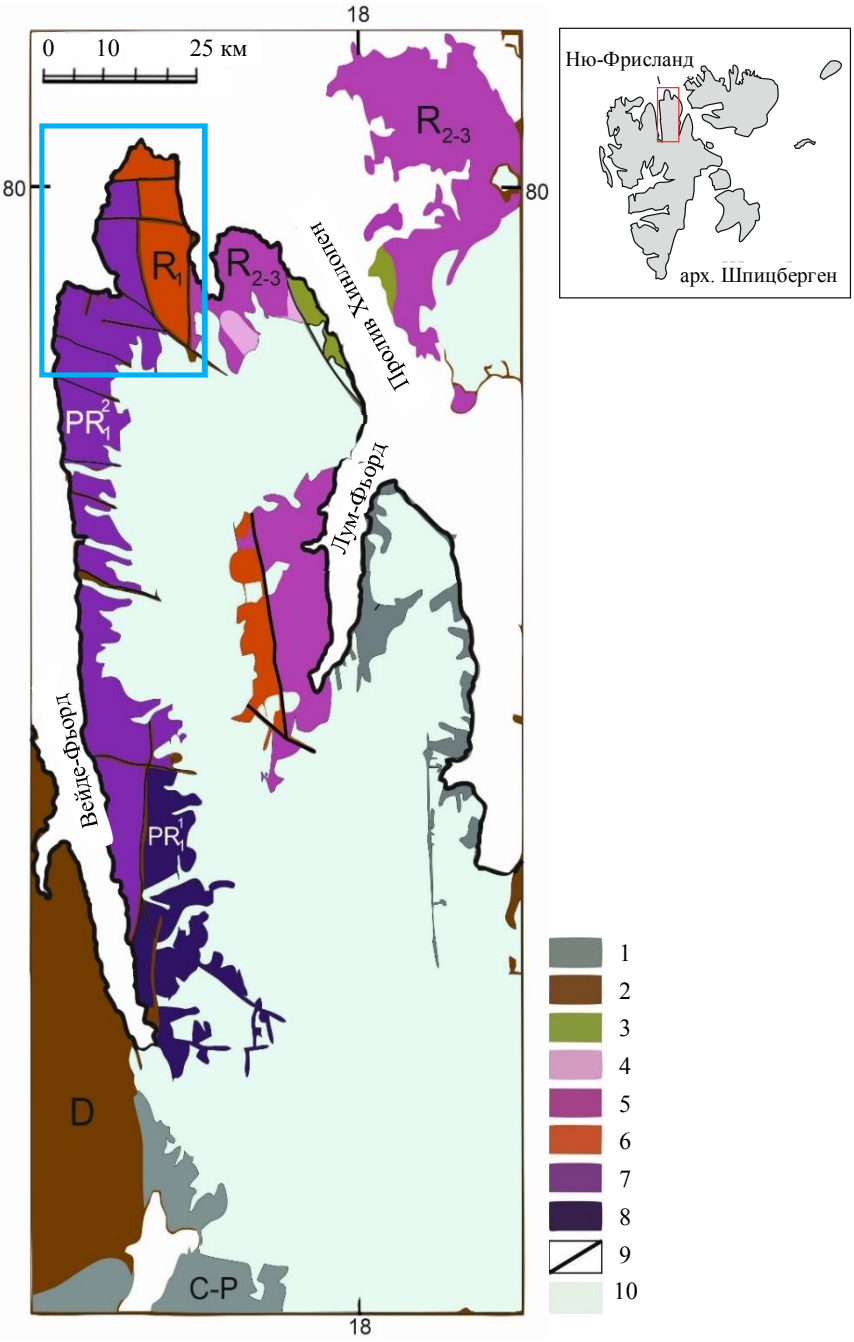


Рис.1. Схематическая геологическая карта п-ова Нью-Фрисланд (по [14] с упр.)

1 – платформенные отложения (PZ_1); 2 – терригенный комплекс (D); 3 – серия Ослобреен (Є-O); 4 – серия Поларисбреен (V); 5 – серия Лумфьорд (RF_3); 6 – серия Моссель (RF_1); 7, 8 – серия Атомфьелла (PR_1): 7 – верхняя подсерия, 8 – нижняя подсерия; 9 – тектонические нарушения; 10 – ледниковый покров. Голубой рамкой оконтурена область исследования

смяты в изоклинальные складки, осложненные пологими надвигами. Толща прорывается небольшими телами анатектических гранитов и интрузиями метаультрабазитов и метагаббро-идов. В пределах восточного крыла она со структурным несогласием перекрывается нижне- и среднерифейскими осадочными отложениями серии Моссель. Породы серии (кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями кварцитов и мраморов) формируют крутую моноклиналь, падающую на восток и осложненную небольшими открытыми складками. Восточная граница антиклинория маркируется тектоническим контактом серии Моссель с верхнерифейской серией Лумфьорд, породы которой слабо метаморфизованы и слагают западное крыло Хинлопенского синклинория.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

Задачи исследования. Геология района изучалась сотрудниками Полярной морской геологоразведочной экспедиции. По результатам геологосъемочных работ была составлена геологическая карта северной части полуострова масштаба 1:100000 и охарактеризованы основные черты вещественного состава кристаллических комплексов Западного Ню-Фрисланда. Цель нового этапа работ – уточнение возраста, реконструкция термобарической эволюции и геодинамических обстановок метаморфизма. Первоочередные задачи исследования – детальная петрография, изучение химизма минералов и определение *P-T*-параметров метаморфических изменений.

Методы исследования. Была изучена коллекция представительных образцов пород серий Атомфьелла и Моссель, отобранных в северной части антиклинория. В ходе петрографических исследований специальное внимание уделялось структурно-текстурным особенностям пород и взаимоотношениям минералов. Их состав анализировался с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL). Для оценки условий метаморфизма применялись методы минеральной термобарометрии. Представительные составы минералов, использованные для термобарометрических расчетов, приведены в табл.1.

Особенности состава пород и минералов. Изученные образцы разделяются на три группы: метапелитовые сланцы, сложенные Ms-Bt-Grt-Pl (±Ky, St) ассоциацией (обозначения минералов приводятся по [15]); известковые сланцы, в состав которых дополнительно входят кальцит, скаполит, минералы группы эпидота, титанит и калиевый полевой шпат; амфибол-биотитовые плагиогнейсы.

Серия Атомфьелла. Свита Риттерватнет. Метапелитовый сланец 3912-3а

• Петрография. Количественный минеральный состав, %: Qz 35-40, Ms 40-35, Grt 12-14, Bt 4-5, Pl 4-3, Ilm 2-1, Chl 2-1, Tur 1, Ky, Kfs, углеродистое вещество < 1. Акцессории представлены апатитом, цирконом, рутилом, монацитом-(Ce), алланитом-(Ce) и гидроксилбастнезитом-(Ce). В состав матрикса породы входят изометричные зерна кварца и плагиоклаза, пластинчатые кристаллы мусковита (размером до 1 мм) и подчиненного биотита, редкие выделения кианита (рис.2, *а*). В интерстициях кристаллов слюды расположено углеродистое вещество (рис.2, *б*). Гранат образует порфиробласты с *S*-образными цепочками включений кварца и других минералов матрикса, что служит признаком синтектонического порфиробластеза. За счет обилия включений кварца порфиробласты граната нередко приобретают «ажурное» строение (рис.2, *в*). Распределение включений рудных минералов в порфиробластах зональное: при переходе от центральных к краевым зонам ильменит сменяется рутилом [16].

Кристаллы граната облекаются биотит-мусковитовым агрегатом (рис.2, *в*), что свидетельствует о синтектоническом характере порфиробластеза. Поздняя минерализация представлена линзовидными агрегатами хлорита и серицитизированного плагиоклаза в матриксе, микропрожилками хлорит-альбит-калишпатового состава с пластинчатыми выделениями углеродистого вещества, которые рассекают гранат (рис.2, *г-е*), каемками гидроксилбастнезита-(Ce) вокруг кристаллов алланита (рис.2, *ж*).

• Состав минералов. Плагиоклаз из матрикса является олигоклазом и характеризуется зональностью: от центра к краям его зерен содержание мольной доли An минала возрастает от 0,14 до 0,21 (рис.2, *з, и*); местами он подвержен поздней альбитизации. Состав плагиоклаза из включений в гранате варьируется от олигоклаза (An_{20}) до андезина (An_{32-34}). Состав мусковита описывается в рамках четверной системы мусковит-парагонит-Mg-селадонит-Fe-селадонит [17]. Содержание Si в светлой слюде изменяется от 2,98-3,11 коэффициента в формуле (к.ф.) (контакт с гранатом) до 3,04-3,17 к.ф. (матрикс), Mg – 0,16 к.ф., Fe – 0,09 к.ф. Светлая слюда обогащена титаном (TiO_2 0,3-1,1 мас.%). Биотит также обогащен титаном (TiO_2 2,0-3,2 мас.%), отличается умеренной магнезиальностью Mg# = Mg/(Mg + Fe) (0,46-0,50) и повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 19-20 мас.%, Al 1,7-1,8 к.ф.). Хлорит отличается повышенной железистостью Fe# = Fe/(Mg + Fe) (0,68-89) и пониженным содержанием Si 2,5-2,7 к.ф. На диаграмме M.Хея (Hey M.H. A new review of chlorite // Mineralogical Magazine. 1954. Vol. 30. P. 277-292) он попадает в поле рипидолита. Содержание Al в нем повышено (2,7-2,9 к.ф.) при близких соотношениях Al^{IV} и Al^{VI}. Степень заполнения октаэдрических позиций (R^{VI}) составляет 5,8-6,0 к.ф.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023
EDN XGNKDQ

Таблица 1

Составы минералов (мас.%) для термобарометрических расчетов

Серия	Атомфьелла																			
Образец	3912-3а						3912-3б						4072-2							
Минерал	Grt	Bt	Bt	Pl	Ms	Ms	Grt	Bt	Bt	Pl	Ms	Grt	Grt	Bt	Pl	Pl	Ms	Ms	Ms	
Анализ	001	068	077	070	066	075	034	069	022	070	075	025	028	006	061	079	062	071		
Позиция	к	к	м	м	к	м	к	м	к	м	м	к	к	м	м	м	м	м		
SiO_2	37,48	35,10	35,08	61,64	44,85	46,26	36,78	36,09	33,42	46,48	46,18	36,65	36,82	33,74	46,17	55,88	47,04	48,19		
TiO_2	0,00	1,94	3,01	0,00	0,49	1,10	0,00	2,88	0,89	0,00	0,00	0,00	0,00	4,24	0,00	0,00	0,00	0,79		
Al_2O_3	21,42	19,91	19,24	23,87	35,47	33,91	21,08	16,78	19,06	34,77	35,87	20,79	21,52	16,80	34,18	27,85	35,43	31,60		
FeO*	32,17	18,43	18,62	0,19	1,23	1,18	27,05	17,87	23,38	0,00	0,42	29,85	28,25	26,63	0,22	0,00	0,81	2,28		
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,03	0,09	0,26	0,00	0,09	0,19	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
MgO	4,04	9,58	9,47	0,00	0,78	1,12	2,48	11,95	9,07	0,00	0,56	1,62	1,45	7,16	0,00	0,00	0,00	0,89		
CaO	4,51	0,00	0,00	4,33	0,00	0,00	9,69	0,00	0,00	16,47	0,00	9,82	10,96	0,00	16,60	9,86	0,00	0,00		
Na_2O	0,00	0,29	0,29	9,09	0,75	0,83	0,00	0,29	0,00	1,99	0,00	0,00	0,00	0,06	2,10	5,72	0,47	0,63		
K_2O	0,00	9,13	9,41	0,04	10,15	10,08	0,00	9,23	7,80	0,18	10,97	0,00	0,00	9,46	0,10	0,19	11,86	10,74		
Сумма	99,62	94,39	95,12	99,17	93,72	94,48	99,11	94,90	93,89	99,89	94,11	98,92	99,16	94,64	99,37	99,50	94,95	95,12		
Коэффициенты в формулах																				
Si	2,986	2,679	2,667	2,753	3,035	3,102	2,957	2,740	2,623	2,136	3,096	2,969	2,958	2,678	2,137	2,522	3,136	3,230		
Ti	0,000	0,112	0,172	0,000	0,025	0,055	0,000	0,165	0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,240	0,000	0,000	0,000	0,040		
Al	2,012	1,791	1,725	1,257	2,830	2,681	1,998	1,501	1,763	1,883	2,835	1,985	2,038	1,488	1,865	1,482	2,784	2,496		
Fe	2,144	1,177	1,184	0,007	0,069	0,066	1,819	1,134	1,535	0,000	0,024	2,023	1,898	1,673	0,000	0,000	0,043	0,128		
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,138	0,006	0,017	0,000	0,005	0,013	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Mg	0,480	1,090	1,074	0,000	0,078	0,112	0,297	1,352	1,061	0,000	0,056	0,196	0,173	0,802	0,000	0,000	0,000	0,089		
Ca	0,385	0,000	0,000	0,207	0,000	0,000	0,835	0,000	0,000	0,811	0,000	0,853	0,943	0,000	0,823	0,477	0,000	0,000		
Na	0,000	0,043	0,042	0,787	0,098	0,108	0,000	0,000	0,000	0,177	0,000	0,000	0,000	0,009	0,188	0,501	0,058	0,082		
K	0,000	0,889	0,913	0,002	0,876	0,863	0,000	0,894	0,881	0,011	0,939	0,000	0,000	0,907	0,006	0,011	0,958	0,918		
Сумма	8,008	7,868	7,776	5,014	7,012	6,987	8,044	7,792	7,833	5,017	6,956	8,039	8,023	7,796	5,028	4,993	6,979	6,983		

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Серия	Атомфьелла							Моссель															
Образец	4143-1							3885-1							4032-1								
Минерал	Grt	Grt	Hbl	Hbl	Hbl	Bt	Pl	Grt	Grt	Bt	Bt	Pl	Pl	Ms	Grt	Grt	Grt	Bt	Bt	Bt	Pl	Pl	Ms	Ms
Анализ	001	084	041	101	102	046	016	001	033	063	067	024	050	068	001	010	025	032	034	053	014	037	034	046
Позиция	к	к	м	м	м	м	м	к	к	м	м	к	м	м	к	к	к	к	к	м	к	м	к	м
SiO_2	36,91	37,38	41,50	40,23	40,61	35,52	57,58	36,64	37,35	35,73	8,5	64,25	64,50	46,85	37,32	36,24	36,52	34,97	36,30	35,86	63,82	63,01	45,41	45,86
TiO_2	0,00	0,00	0,82	1,15	0,68	2,95	0,00	0,00	0,00	1,47	1,44	0,00	0,00	0,29	0,00	0,00	0,00	1,22	1,21	1,58	0,00	0,00	0,37	0,50
Al_2O_3	21,05	20,75	13,67	14,46	13,88	15,83	26,23	21,66	21,24	20,00	19,08	22,50	22,20	34,96	21,47	21,02	21,31	19,24	19,80	18,66	22,95	22,93	36,86	35,87
FeO*	30,27	30,50	16,50	17,10	18,59	19,92	0,00	35,87	35,14	18,18	17,69	0,00	0,00	1,26	34,16	36,01	35,90	21,05	18,79	18,65	0,30	0,00	1,18	1,11
MnO	0,58	0,62	0,18	0,32	0,23	0,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	3,55	4,11	9,50	8,83	7,88	11,47	0,00	3,63	3,49	10,88	11,21	0,00	0,00	1,03	2,16	2,46	2,86	9,88	10,28	10,73	0,00	0,00	0,59	0,74
CaO	6,99	6,16	11,29	11,69	11,87	0,00	8,42	1,66	2,54	0,00	0,00	2,87	3,06	0,00	4,83	3,13	2,59	0,00	0,00	0,00	3,09	2,89	0,00	0,00
Na_2O	0,00	0,00	1,07	1,10	0,91	0,09	7,18	0,00	0,00	0,00	0,30	9,75	9,86	1,56	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	9,20	9,94	1,78	1,69
K_2O	0,00	0,00	0,57	0,83	0,83	8,84	0,19	0,00	0,00	7,76	8,54	0,00	0,10	8,73	0,00	0,00	0,00	8,57	9,25	9,42	0,07	0,11	8,83	8,95
Сумма	99,36	99,52	95,10	95,71	95,46	95,02	99,91	99,45	99,77	94,01	94,23	99,37	99,72	94,69	99,21	98,96	99,24	95,16	95,63	94,90	99,43	98,87	95,01	94,72
Коэффициенты в формулах																								
Si	2,960	2,986	6,249	6,090	6,214	2,734	2,589	2,956	2,997	2,704	2,727	2,843	2,848	3,111	2,993	2,961	2,965	2,675	2,728	2,726	2,825	2,811	3,013	3,052
Ti	0,000	0,000	0,093	0,131	0,078	0,170	0,000	0,000	0,000	0,083	0,082	0,000	0,000	0,015	0,000	0,000	0,000	0,070	0,069	0,090	0,000	0,000	0,018	0,025
Al	1,990	1,954	2,425	2,581	2,503	1,431	1,390	2,060	2,009	1,783	1,705	1,173	1,155	2,737	2,030	2,024	2,039	1,735	1,754	1,673	1,197	1,205	2,883	2,814
Fe	2,030	2,038	2,078	2,164	2,379	1,278	0,011	2,420	2,358	1,150	1,121	0,000	0,000	0,070	2,291	2,460	2,437	1,347	1,181	1,186	0,011	0,000	0,065	0,062
Mn	0,039	0,042	0,023	0,041	0,030	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,007	0,005	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,424	0,489	2,132	1,994	1,796	1,311	0,000	0,436	0,417	1,226	1,267	0,000	0,000	0,102	0,258	0,300	0,346	1,126	1,152	1,216	0,000	0,000	0,058	0,073
Ca	0,601	0,527	1,821	1,896	1,946	0,000	0,406	0,143	0,219	0,000	0,000	0,136	0,145	0,000	0,415	0,274	0,225	0,000	0,000	0,000	0,147	0,138	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,314	0,323	0,269	0,013	0,626	0,000	0,000	0,000	0,044	0,836	0,845	0,201	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,000	0,789	0,859	0,229	0,218
K	0,000	0,000	0,110	0,161	0,162	0,865	0,011	0,000	0,000	0,749	0,826	0,000	0,006	0,740	0,000	0,000	0,000	0,836	0,887	0,914	0,004	0,006	0,747	0,760
Сумма	8,045	8,037	15,245	15,380	15,377	7,819	5,034	8,015	7,999	7,696	7,773	4,989	4,999	6,976	7,992	8,027	8,016	7,823	7,770	7,804	4,973	5,020	7,015	7,004

Примечания. Коэффициенты в формулах рассчитаны на базе 12O (гранат), 11O (биотит, мусковит), 13($C + T$) амфибол, 8O (плагиоклаз). FeO* – суммарное железо. 0,00 – содержание компонента ниже предела обнаружения. Позиция: м – матрикс, к – край кристалла (гранат), контакт с гранатом (биотит, мусковит).

EDN XGNKDQ

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673

© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

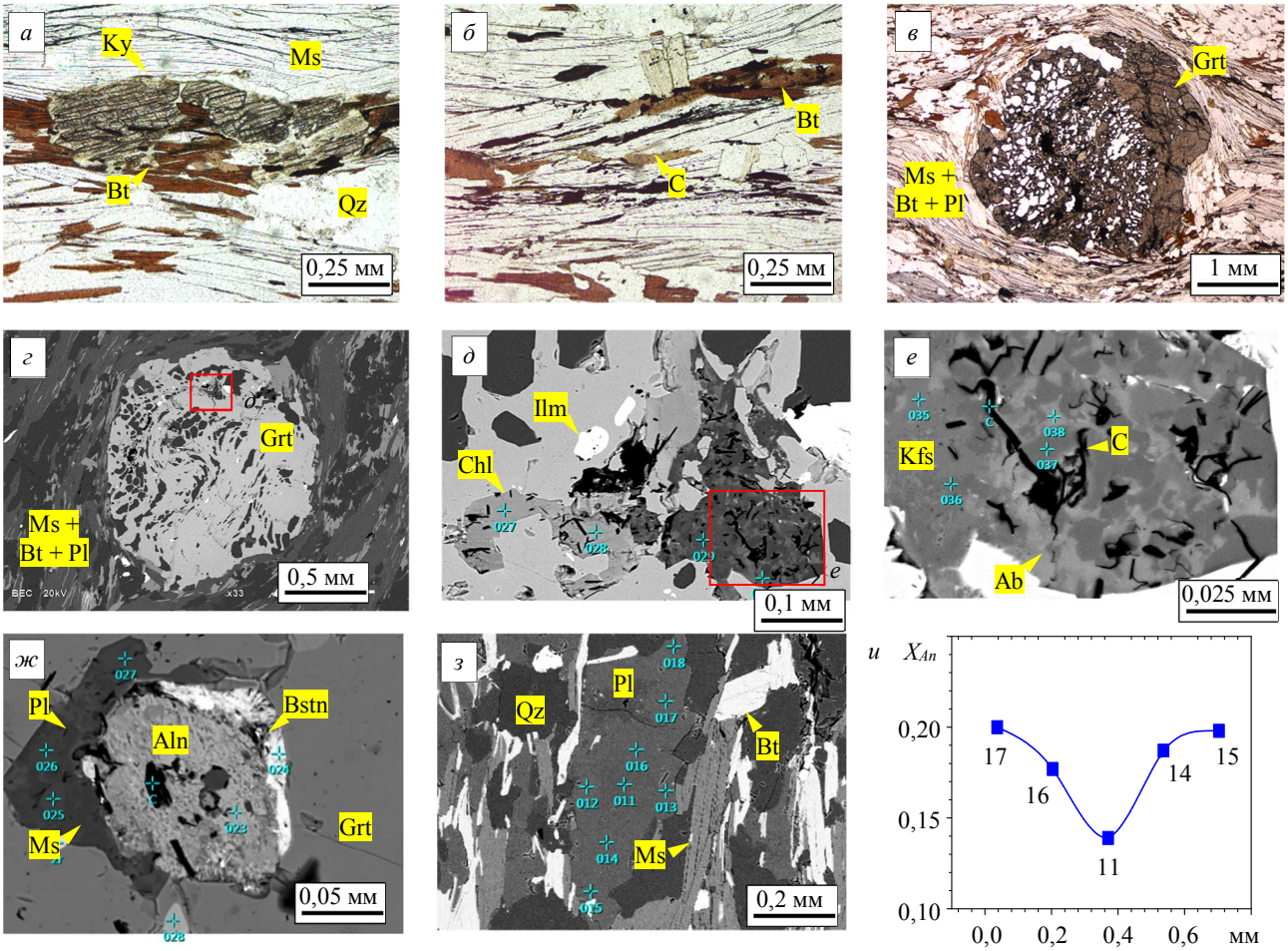


Рис.2. Взаимоотношения и зональность минералов в метапелитовом сланце. Обр. 3912-3а. Изображения в проходящем свете, без анализатора (*а-в*) и в отраженных электронах (*г-з*): *а* – кристалл кианита в кварц-плагиоклаз-слюдистом матриксе; *б* – выделения углеродистого вещества в интерстициях пластинок мусковита; *в*, *г* – порфиробласты граната с *S*-образными цепочками включений, облекаемые кварц-плагиоклаз-слюдистым агрегатом; *д*, *е* – увеличенные фрагменты микропрожилков хлоритового и альбит-калишпатового состава в гранате, содержащих пластинчатые выделения углеродистого вещества (*г*); *ж* – каемка гидроксилбастнезита-(Ce) (Bstn) вокруг включения алланита-(Ce) в гранате; *з*, *и* – кристалл плагиоклаза и концентрационный профиль анортитового минала с точками анализа

Гранат в целом обогащен гроссуляровым миналом (X_{Ca} 0,12-0,14) и обладает ростовой зональностью: от центра к краям его кристаллов уменьшаются мольные доли спессартинового и альмандинового миналов от 0,05-0,06 до 0,01 и от 0,80-0,81 до 0,74-0,75 соответственно, возрастает мольная доля пиропового минала от 0,04-0,05 до 0,14-0,16.

Состав акцессорных минералов редкоземельных элементов (REE) и Ti (монацита, алланита, ильменита) рассмотрен в статье [16]. Гидроксилбастнезит, обрастающий алланит, наследует особенности его состава: при содержаниях ΣREE 0,60-0,68, Ca 0,16-0,32, F 0,12-0,21 к.ф. (O = 1,5) он характеризуется преобладанием Ce 0,26-0,29, Nd 0,18-0,19 и La 0,13-0,15 к.ф. над Pr и Sm 0,01-0,04 к.ф.; содержание ThO_2 в нем достигает 3,3 мас.%.

Известковый сланец 3912-3б

• Петрография. Количественный минеральный состав, %: Qz 15-20, Kfs 20-15, Ms + Ser 20-15, Bt 15-10, Cal 11-8, Grt 7-10, Scp 5-10, Pl 4-7, Chl 2-4, Ttn 1, Czo, Ep, Ilm, Rt < 1. Акцессории представлены апатитом, цирконом, алланитом-(Ce). Порода характеризуется тонкополосчатым строением за счет чередования линзовидных прослоев, обогащенных серицитизированным плагиоклазом и биотитом; кварцем и калиевым полевым шпатом; кальцитом и скаполитом (рис.3, *а-д*). Последний образует неправильные по форме монокристальные выделения размером до 1-2 мм, замещающие биотит (рис.3, *е*).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

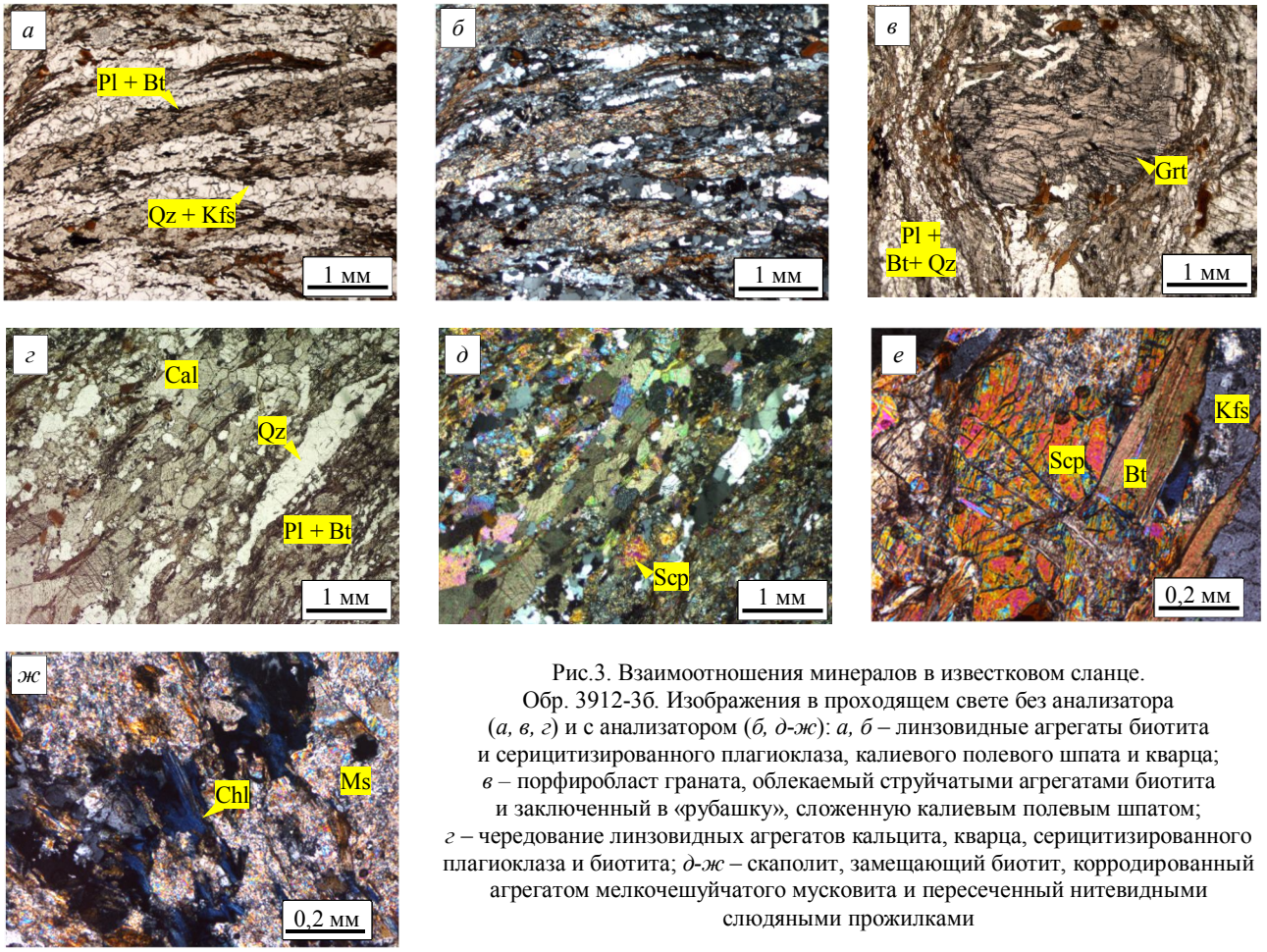


Рис.3. Взаимоотношения минералов в известковом сланце. Обр. 3912-3б. Изображения в проходящем свете без анализатора (*а, в, г*) и с анализатором (*б, д-ж*): *а, б* – линзовидные агрегаты биотита и серицитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца; *в* – порфиробласт граната, облекаемый струйчатыми агрегатами биотита и заключенный в «рубашку», сложенную калиевым полевым шпатом; *г* – чередование линзовидных агрегатов кальцита, кварца, серицитизированного плагиоклаза и биотита; *д-ж* – скаполит, замещающий биотит, корродированный агрегатом мелкочешуйчатого мусковита и пересеченный нитевидными слюдяными прожилками

Гранат наблюдается в виде изометричных порфиробластов размером до 1 см, которые облекаются слоями матрикса, струйчатыми агрегатами биотита и заключены в линзовидную «рубашку», состоящую из калиевого полевого шпата (рис.3, *в*). Порфиробласты содержат включения кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, ильменита и пересечены нитевидными прожилками хлорита, клиноцоизита, эпидота, позднего калиевого полевого шпата и кальцита.

Ильменит часто находится в срастании с рутилом и окружен каемками титанита, который также развивается по трещинам спайности в хлорите. Акцессорный алланит встречается в тесном срастании с редкоземельным клиноцоизитом и образует ядра кристаллов, внешние зоны которых сложены клиноцоизитом [16].

Характерной особенностью породы является широкое развитие поздней хлорит-мусковитовой ассоциации. Агрегаты мелкочешуйчатой слюды замещают плагиоклаз, биотит и скаполит и в свою очередь пересекаются микропрожилками хлорита (рис.3, *е, ж*).

• Состав минералов. Плагиоклаз из включений в гранате представлен андезином-лабрадором (An_{42-52}), тогда как в матриксе наблюдается метаморфогенный битовнит (An_{82}). Скаполит по составу отвечает натровому мейониту (миццониту) $Ca_3NaAl_5Si_7O_{24}CO_3$ [18]. Об этом свидетельствует усредненная химическая формула минерала ($n = 5$): $(Ca_{2,94-3,06}Na_{0,82-0,91})_{3,80-4,01}(Al_{5,11-4,99}Si_{6,90-7,01})_{12}O_{24}(CO_3)_{0,84-1,05}$. Калиевый полевой шпат содержит примеси Na_2O 0,4-0,8 мас.%, X_{Na} 0,05-0,07 и BaO до 1,7 мас.%. Кальцит – примеси FeO до 2,6, MgO до 1,7, MnO до 1,9 мас.%. Мусковит характеризуется повышенными содержаниями Si 3,06-3,16, Mg до 0,11, Fe до 0,07 к.ф. и низкими содержаниями титана ($TiO_2 < 0,1$ мас.%). Иногда в светлой слюде отмечается примесь BaO до 1,9 мас.%. Биотит обладает пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 16-17 мас.%, Al 1,45-1,50 к.ф.), умеренной магнезиальностью (Mg# 0,39-0,54) и повышенным содержанием TiO_2 2,9-3,4 мас.%. Хлорит по составу сходен с хлоритом из обр. 3912-3а. Гранат обогащен гроссуляровым миналом (X_{Ca} 0,26-0,28) и демонстрирует прямую зональность по Fe, Mg и Mn (центр кристаллов: X_{Fe} 0,63-0,64, X_{Mn} 0,06-0,07, X_{Mg} 0,04; край: X_{Fe} 0,60-0,61, X_{Mn} 0,04, X_{Mg} 0,09-0,10). Особенности химического состава акцессорных минералов описаны в предыдущей работе авторов [16].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

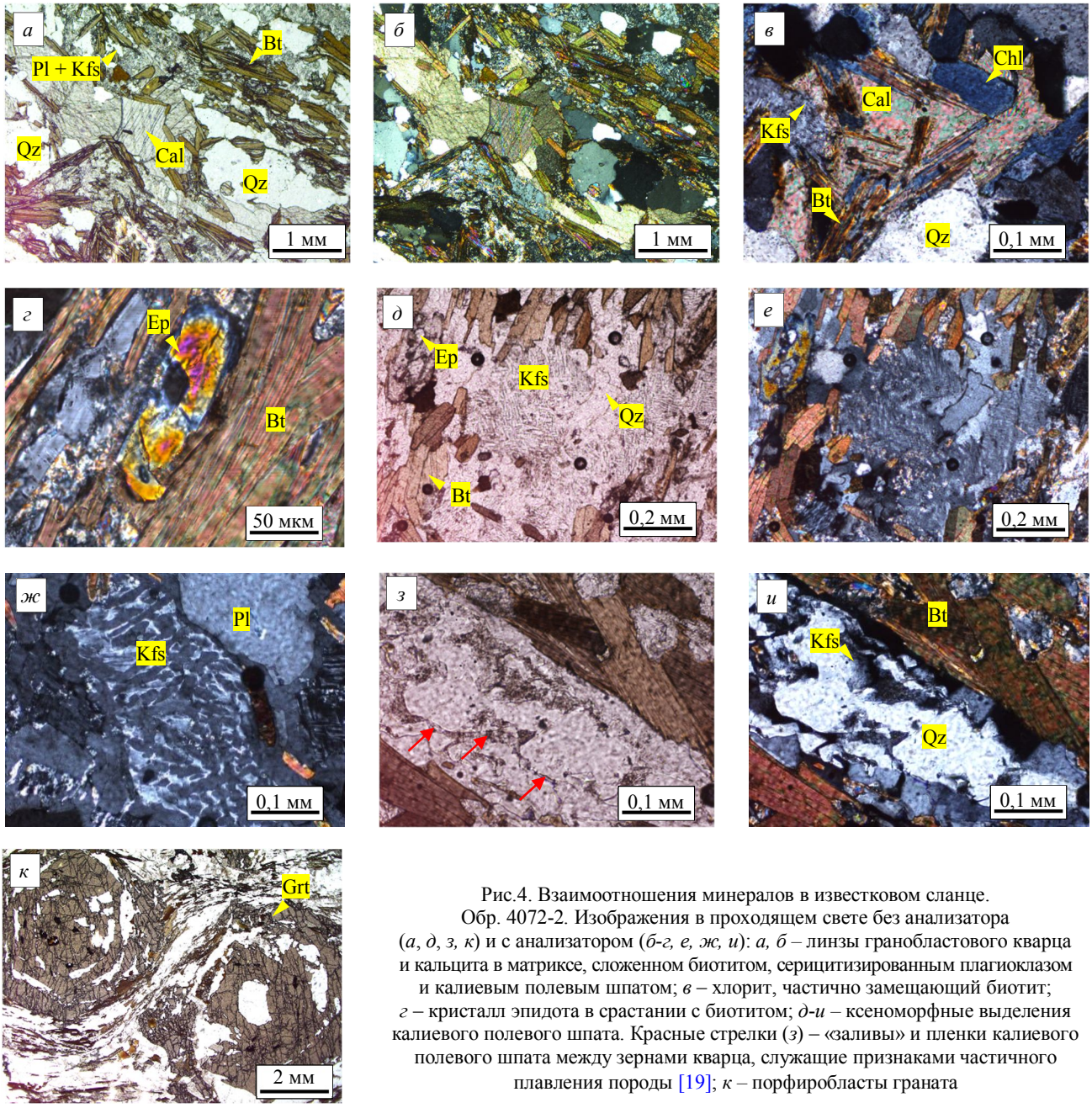


Рис.4. Взаимоотношения минералов в известковом сланце. Обр. 4072-2. Изображения в проходящем свете без анализатора (*а*, *д*, *з*, *к*) и с анализатором (*б-г*, *е*, *ж*, *и*): *а*, *б* – линзы гранобластового кварца и кальцита в матриксе, сложенном биотитом, серицитизированным плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; *в* – хлорит, частично замещающий биотит; *г* – кристалл эпидота в срастании с биотитом; *д-и* – ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата. Красные стрелки (*з*) – «заливы» и пленки калиевого полевого шпата между зернами кварца, служащие признаками частичного плавления породы [19]; *к* – порфиробласты граната

Известковый сланец 4072-2

• Петрография. Количественный минеральный состав, %: Qz 25-30, Ms + Ser 25-20, Kfs 10-15, Bt 9-10, Grt 8-9, Cal 10-5, Pl 7-5, Chl 4-2, Ttn 1-2, Ilm 1-2, Ep, Prh < 1. Акцессории представлены апатитом, магнетитом, цирконом. Порода характеризуется плойчатой текстурой и сложена линзовидными агрегатами биотита, серицитизированного плагиоклаза и пренита, которые чередуются с линзами гранобластового кварца и кальцита (рис.4, *а, б*). Биотит часто находится в тонком срастании с мусковитом и частично замещен хлоритом (рис.4, *в*). С биотитом пространственно ассоциированы мелкие (0,1 мм) кристаллы эпидота призматического облика, ориентированные вдоль сланцеватости (рис.4, *г*), и ксеноморфные выделения калиевого полевого шпата – мезопертита (рис.4, *д-и*). В матриксе рассеяны идиоморфные кристаллы титанита размером до 0,6 мм и разноразмерные (0,1-0,5 мм) пластинчатые зерна ильменита; нередко эти минералы образуют взаимные срастания.

Гранат формирует крупные (до 5-7 мм) изометричные кристаллы, облекаемые пластинками биотита и обладающие концентрически-зональным строением, обусловленным развитием в краевых зонах порфиробластов дугообразных фрагментов, отделенных от их центральных частей

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

кварцевыми прослоями (рис.4, *к*). Часто в порфиробластах наблюдаются концентрические цепочки включений биотита, эпидота, ильменита.

• Состав минералов. Плагиоклаз по составу варьирует от андезина до битовнита (An_{49-81}). Калиевый полевой шпат содержит примесь Na_2O 0,7-0,9 мас.%. В кальците отмечаются примеси FeO до 3,1, MgO до 1,3, MnO до 0,5 мас.%. В эпидоте содержание Fe^{3+} варьируется 0,57-0,78 к.ф. Часто кристаллы эпидота обладают зональностью за счет появления на их краях каемок, обедненных железом. Пренит представлен железосодержащей разновидностью: $Ca_{1,92-1,93}(Al_{0,89-0,90}Fe_{0,18-0,19})_{1,07-1,09}(Al_{1,02-0,98}Si_{2,98-3,02})O_{10}(OH)_2$ ($n = 2$). Мусковит заметно обогащен Si 3,11-3,23, Mg до 0,11, Fe до 0,13 к.ф., содержит до 0,8 мас.% TiO_2. Биотит отличается пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 15-16 мас.%, 1,4-1,5 к.ф.), пониженной магнезиальностью (Mg# 0,31-0,33) и повышенным содержанием TiO_2 (4,1-4,7 мас.%). Гранат обогащен гроссуляровым миналом, содержание которого растет от центра (X_{Ca} 0,22) к краю кристаллов (X_{Ca} 0,31) и характеризуется ростовой зональность по Mg и Mn (центр кристаллов: X_{Mg} 0,04, X_{Mn} 0,04; край кристаллов: X_{Mg} 0,06, X_{Mn} 0,004). Ильменит содержит примесь MnO до 0,8 мас.%. Магнетит – примеси TiO_2 1,2, V_2O_5 1,2, Cr_2O_3 0,4 мас.%.

Амфибол-биотитовый плагиогнейс 4143-1

• Петрография. Количественный минеральный состав, %: Qz 35-40, Pl 25-20, Bt 15-20, Hbl 10-8, Grt 9-6, Ilm 4-3, Ep 2-3, Ser, Chl < 1. Акцессории – апатит, алланит-(Ce), рутил, магнетит. Порода характеризуется плойчатой текстурой и порфиробластовой структурой за счет присутствия в мелкозернистом матриксе крупных (3-4 и более мм) порфиробластов граната и относительно мелких (до 1-2 мм) порфиробластов плагиоклаза. Плойчатая текстура создается струйчатыми агрегатами темноцветных минералов, которые облекают порфиробласты и линзовидные скопления зерен гранобластового кварца (рис.5, *а-в*).

Биотит в составе этих агрегатов образует пластинчатые кристаллы размером 0,3-0,4 мм, находящиеся в тесном срастании с более крупными (1-2 мм) пойкилобластовыми выделениями амфибола (рис.5, *г, д*). В состав матрикса входят плагиоклаз (мелкие гранобластовые зерна с полисинтетическими двойниками, слабо серицитизированные), эпидот (призматические кристаллы размером до 0,3-0,4 мм) и ильменит (неправильные зерна размером до 0,1-0,2 мм).

Гранат образует пойкилобласты, содержащие цепочки зерен кварца, ильменита и рутила; часто два последних минерала образуют срастания (рис.5, *е*). По краям кристаллов и вдоль микротрещин он корродируется поздним агрегатом плагиоклаза, мелкочешуйчатого биотита, хлорита, серицита и рудного минерала (рис.5, *ж*).

• Состав минералов. Плагиоклаз представлен андезин-лабрадором (An_{38-53}). В некоторых кристаллах наблюдается пятнистая зональность, выраженная в появлении участков зерен, сложенных олигоклазом (An_{24-26}). Амфибол по составу отвечает магнезиочермакиту [20] с магнезиальностью $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ 0,50-0,58. Содержание TiO_2 в нем составляет 0,7-1,2 мас.%. Для биотита характерны умеренная магнезиальность (Mg# 0,49-0,51), пониженная глиноземистость (Al_2O_3 15-16 мас.%, Al 1,35-1,45 к.ф.) и повышенное содержание титана (TiO_2 3-3,5 мас.%). В составе эпидота содержание Fe^{3+} составляет 0,50-0,56 к.ф. (O = 12,5). В составе алланита-(Ce) содержание ΣREE варьируется 0,7-1,1 к.ф., Ce – 0,34-0,46 к.ф. Гранат обогащен гроссуляровым миналом (X_{Ca} 0,18-0,21) и обеднен спессартиновым (X_{Mn} 0,02-0,03). От центра к краям его кристаллов увеличивается содержание магния (X_{Mg} 0,10-0,16).

Серия Моссель. Свита Флоен. Метапелитовый сланец 3885-1

• Петрография. Количественный минеральный состав, %: Qz 25-30, Ms 40-35, Bt 15-20, Grt 9-7, Pl 8-5, St 1-2, Ilm 2-1, Rt, Chl, углеродистое вещество < 1. Акцессории представлены цирконом, апатитом, монацитом-(Ce). Порода имеет плойчатую текстуру и сложена волнообразно-изогнутыми агрегатами пластинок мусковита и биотита, чередующимися с линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава (рис.6, *а*). В межзеренных интерстициях слюдистых агрегатов располагаются пластинчатые выделения ильменита и рутила размером до 100-150 мкм по удлинению. Характерным минералом матрикса выступает ставролит. Он образует мелкие (< 0,1 мм) идиоморфные кристаллы призматического облика, одиночные или собранные в скопления, ориентированные согласно или под углом к сланцеватости (рис.6, *б*).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

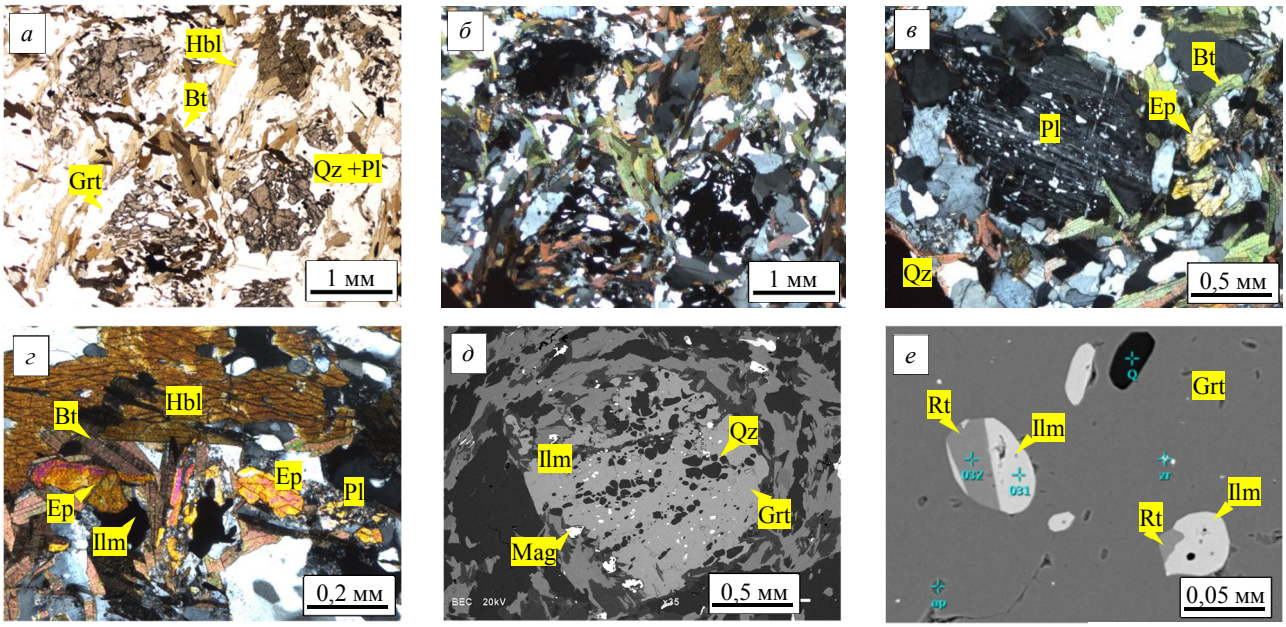


Рис.5. Взаимоотношения минералов в амфибол-биотитовом гнейсе. Обр. 4143-1. Изображения в проходящем свете без анализатора (*а, ж*), с анализатором (*б-г*) и в отраженных электронах (*д, е*): *а, б* – порфиробласты граната и амфибола в кварц-плагиоклаз-биотитовом агрегате; *в* – порфиробласт плагиоклаза в кварц-плагиоклаз-эпидот-биотитовом агрегате; *г* – кристаллы эпидота в срастании с амфиболом и биотитом; *д* – порфиробласт граната с цепочками зерен кварца и рудных минералов. К нижнему краю кристалла граната приурочены выделения магнетита; *е* – увеличенный фрагмент сростков рутила и ильменита в гранате (*д*); *ж* – биотит-серицит-ильменитовый прожилок, секущий гранат

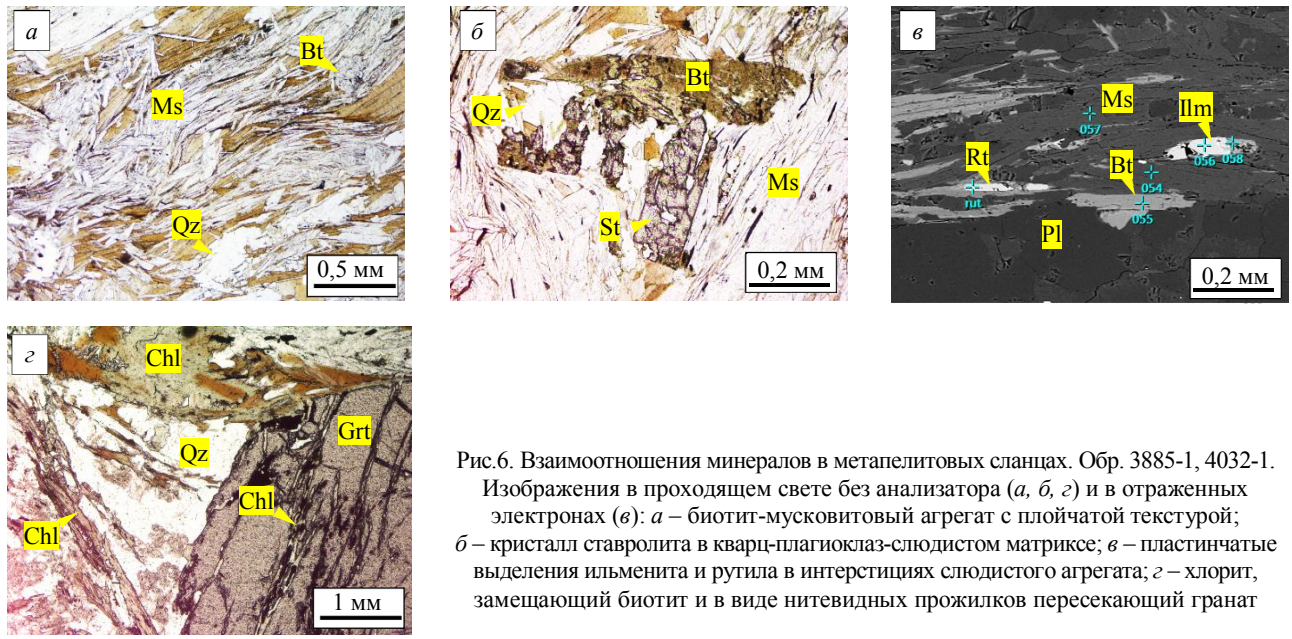


Рис.6. Взаимоотношения минералов в метапелитовых сланцах. Обр. 3885-1, 4032-1. Изображения в проходящем свете без анализатора (*а, б, г*) и в отраженных электронах (*в*): *а* – биотит-мусковитовый агрегат с плойчатой текстурой; *б* – кристалл ставролита в кварц-плагиоклаз-слюдистом матриксе; *в* – пластинчатые выделения ильменита и рутила в интерстициях слюдистого агрегата; *г* – хлорит, замещающий биотит и в виде нитевидных прожилков пересекающий гранат

Слюдистые агрегаты облекают крупные (до 1 см) порфиробласты граната, заключенные в «рубашку» из гранобластового кварца. Изометричная форма порфиробластов при этом нередко осложняется за счет ответвлений, возникающих путем избирательного замещения гранатом прослоев мусковита. Гранат рассечен микропрожилками хлорита.

• Состав минералов. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу (An_{14-15}). На участках, где развита поздняя альбитизация, номер плагиоклаза уменьшается до 2-4. Мусковит характеризуется повышенным

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

содержанием натрия (Na_2O 1,4-1,6 мас.%, Na 0,17-0,20 к.ф.), титана (TiO_2 0,27-0,30 мас.%) и кремния Si 3,11-3,14 к.ф. Биотит обладает умеренной магнезиальностью (Mg# 0,52-0,53), повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 19,4-20,4 мас.%) и пониженным содержанием титана (TiO_2 1,5 мас.%). Ставролит отличается повышенной железистостью (Fe# 0,84) и содержит примесь цинка (ZnO 1,8 мас.%, Zn 0,38 к.ф.). Монацит (Ce 0,41-0,44 к.ф.) – примеси тория и урана (ThO_2 1,7-5,3 мас.%, UO_2 0,5-0,8 мас.%).

Гранат обладает хорошо выраженной зональностью. От центра к краям его крупных порфиробластов уменьшается мольная доля спессартинового минала от 0,05 до 0,00 и возрастает – пиропового минала от 0,04 до 0,15. Ядра кристаллов обогащены кальцием (X_{Ca} 0,19-0,20), края резко обеднены этим элементом (0,05-0,06).

Серия Моссель. Свита Моссельдален. Метапелитовый сланец 4032-1

• Петрография. Количественный минеральный состав, %: Qz 35-40, Ms 30-25, Bt 22-20, Grt 10-11, Ilm 2-3, Chl 1, Rt < 1. Акцессории представлены цирконом, апатитом, монацитом-(Ce) и сульфидами. Порода характеризуется плойчатой текстурой и сложена линзовидными прослоями кварц-плагиоклазового состава, чередующимися со струйчатыми агрегатами пластинок мусковита и биотита, которые облекают крупные (до 1 см) порфиробласты граната. К интерстициям пластинок слюды приурочены многочисленные удлиненные выделения ильменита и рутила размером до 50-100 мкм (рис.6, *в*). Местами по биотиту развивается хлорит.

Порфиробласты граната имеют идиоморфные или более сложные *S*-образные очертания с цепочками включений ильменита и рутила, наследующими рисунок сланцеватости. Местами порфиробласты заключены в кварцевую «рубашку»; на этих участках вместо прямолинейных границ у порфиробластов появляются краевые зоны сетчатого строения. На участках развития позднего хлорита гранат рассечен нитевидными хлоритовыми прожилками, которые ориентированы под углом к сланцеватости (рис.6, *г*).

• Состав минералов. Плагиоклаз представлен олигоклазом (An_{14-17}) и на отдельных участках подвержен поздней альбитизации. Мусковит отличается повышенным содержанием натрия (Na_2O 1,6-2,1 мас.%, Na 0,18-0,25 к.ф.) и титана (TiO_2 0,21-0,41 мас.%) при близком к стехиометрическому или повышенном содержании Si 3,01-3,12 к.ф. Содержания селадонитового и Fe-селадонитового миналов в светлой слюде не превышают 0,11 и 0,07 к.ф. соответственно. Биотит характеризуется умеренной магнезиальностью (Mg# 0,43-0,51), повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 18,9-19,3 мас.%) и пониженным содержанием титана (TiO_2 1,2-1,6 мас.%). Хлорит (рипидолит) – переменной железистостью Fe# 0,47-0,70, пониженным содержанием Si 2,6-2,8 к.ф. и повышенным Al 2,5-2,7 к.ф.

Гранат обогащен гроссуляровым миналом: в центральных зонах порфиробластов мольная доля гроссулярового минала составляет 0,20-0,23, в краевых зонах она уменьшается до 0,06-0,09. Одновременно кристаллы граната обладают прямой зональностью по Mg и Mn (центр кристаллов: X_{Mg} 0,03-0,04, X_{Mn} 0,03; край кристаллов: X_{Mg} 0,10, X_{Mn} < 0,01).

Ильменит имеет состав, близкий к теоретическому. Содержание примеси MnO в нем не превышает 0,4 мас.%. Монацит характеризуется преобладанием Ce 0,40 к.ф. над прочими редкоземельными элементами (Nd 0,29, La 0,20, Pr 0,04, Sm 0,03 к.ф.) и содержит примесь ThO_2 5,1 мас.%.

Результаты минеральной термобарометрии.

• Гранат-биотитовый геотермометр, гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый, гранат-кианит/силлиманит-кварц-плагиоклазовый и гранат-рутил-ильменит-плагиоклаз-кварцевый термобарометры. Для оценки температуры и давления, при которых были уравновешены минералы в метапелитах и близких к ним породах, широко используются геотермометр, основанный на обменной реакции,

$$Py + Ann = Alm + Phl\ (GB),$$

описывающей перераспределение фемических компонентов между гранатом и биотитом на фоне роста температуры, и термобарометры – на реакциях смещенного равновесия,

$$6An + 3Ann = Alm + Grs + 3Sid + Qz\ (GBPQ);$$

$$3An = Grs + 2\ Als + Qtz\ (GASP);$$

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

$$3An + 6Ilm + 3Qz = 2Alm + Grs + 6Rt \text{ (GRIPS)},$$

которые характеризуют перераспределение кальция между гранатом и плагиоклазом при повышении давления. Современные версии этих термобарометров [21-23] хорошо термодинамически обоснованы, построены на базе экспериментальных и природных данных, учитывают неидеальность твердых растворов граната, биотита и плагиоклаза [24-26]. Область применения геобарометра GASP ограничена парагенезисами, содержащими какой-либо ортосиликат алюминия, геобарометра GRIPS – парагенезисами с ильменитом и рутилом.

Согласно показаниям гранат-биотитового геотермометра, пиковая температура метаморфизма метапелитовых и известковых сланцев серии Атомфьелла достигала 670-690 °С. При этой температуре были уравновешены биотит из матрикса и краевые зоны порфиробластов граната, отличающиеся наиболее высоким содержанием Mg (табл.2). Давление, рассчитанное для этой температуры с помощью разных термобарометров, варьируется. Более высокие оценки давления (9,5-13,5 кбар) получены для метапелитового сланца, более низкие (7,2-8,2 кбар методом GBPQ; 10,5-12 кбар методом GRIPS) – для известковых сланцев.

Таблица 2

Представительные оценки температуры и давления, рассчитанные с помощью гранат-биотитового геотермометра, GBPQ, GASP и GRIPS геобарометров

Образец	Анализы			Мольные доли								*T*, °С		*P*, кбар		
	Grt	Bt	Pl	X_{Ca}^{Grt}	X_{Mn}^{Grt}	X_{Mg}^{Grt}	X_{Ti}^{Bt}	X_{Al}^{Bt}	X_{Mg}^{Bt}	X_{Ca}^{Pl}	X_{Fe}^{Ilm}	GB_{KM04}	GB_{G10}	GBPQ	GASP	GRIPS
Серия Атомфьелла																
Метапелитовый сланец																
3912-3а	001	068	070	0,128	0,000	0,160	0,039	0,165	0,38	0,21	0,99	677	690	11,6	13,5	10,9
	013	005	008	0,091	0,000	0,154	0,051	0,128	0,38	0,21	0,99	667	673	9,5	11,5	10,2
Известковые сланцы																
3912-3б	034	069	070	0,270	0,045	0,096	0,057	0,083	0,47	0,82	0,88	609	601	8,2	–	10,5
4072-2	025	038	061	0,276	0,004	0,063	0,099	0,041	0,26	0,81	0,99	693	690	7,2	–	12,0
	028	006	079	0,312	0,004	0,057	0,083	0,058	0,28	0,49	0,99	676	676	8,2	–	11,2
Амфибол-биотитовый гнейс																
4143-1	001	011	016	0,194	0,013	0,137	0,057	0,075	0,40	0,38	0,96	715	705	8,5	–	11,2
	084	046	047	0,170	0,013	0,158	0,058	0,056	0,45	0,32	0,96	708	692	9,4	–	10,9
	084	046	048	0,170	0,013	0,158	0,058	0,056	0,45	0,40	0,96	708	692	8,6	–	10,7
Серия Моссель																
Метапелитовые сланцы																
3885-1	001	063	050	0,048	0,000	0,146	0,028	0,165	0,42	0,15	0,98	580	590	7,6	8,8	11,3
	033	067	024	0,073	0,000	0,139	0,028	0,149	0,44	0,14	0,98	580	585	9,6	10,6	11,2
4032-1	001	034	037	0,140	0,001	0,087	0,024	0,167	0,40	0,14	0,99	555	560	10,6	–	9,4
	010	053	042	0,090	0,002	0,099	0,031	0,138	0,42	0,14	0,99	540	545	8,9	–	9,9
	025	032	014	0,075	0,002	0,115	0,024	0,139	0,38	0,16	0,99	600	605	9,5	–	9,9

Примечания. Калибровочные уравнения: гранат-биотитовый геотермометр [23] (GB_{KM04}), [24] (GB_{G10}); геобарометры: гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый [25] (GBPQ), гранат-Als-плагиоклаз-кварцевый [22] (GASP), гранат-рутил-ильменит-плагиоклаз-кварцевый [26] (GRIPS).

Пиковая температура метаморфизма метапелитовых сланцев серии Моссель не превышала 580-600 °С. Большинство оценок давления, полученных для этой и более низкой температуры, отражающей условия переуравновешивания минералов на ретроградной стадии (540-560 °С), попадают в интервал 9-11 кбар.

• «Ti-в-биотите» и «Ti-в-мусковите» геотермометры и фенгитовый термобарометр. Температурные зависимости содержания примеси титана в слюдах, наблюдаемые в природных образцах метапелитов, положены в основу двух эмпирических геотермометров [27, 28]. Оценки пиковой температуры метаморфизма изученных пород, рассчитанные с их помощью, близки к аналогичным

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

оценкам, полученным на базе гранат-биотитового геотермометра. Для серии Атомфьелла они заключены в интервале 660-730 °С, для серии Моссель – 550-580 °С (табл.3). При такой температуре кристаллизовались слюды из матрикса с высоким содержанием Ti. Общий разброс температурных оценок значительно шире (рис.7, *а*, *б*). В случае биотита понижение рассчитанной температуры кристаллизации (на многие десятки градусов) характерно для пластинок слюды, контактирующих с гранатом, и может быть связано с частичной потерей Ti, предположительно инициированной обменом фемическими компонентами между двумя минералами на ретроградной стадии. В случае мусковита речь скорее идет о низкотемпературной (< 500 °С) генерации светлой слюды, которая кристаллизовалась в условиях фации зеленых сланцев. Следует заметить, что наименьшая из температурных оценок (360 °С), рассчитанных с помощью «Ti-в-мусковите» геотермометра, проградуированного в интервале 450-800 °С, соответствует содержанию TiO_2 0,13 мас.%, что близко к порогу чувствительности электронно-зондового метода (~0,1 мас.%). Примерно четверть анализов светлых слюд характеризуется более низким содержанием титана, поэтому для них температурные оценки отсутствуют. Это означает, что в сравнении с гистограммой (рис.7, *б*) доля низкотемпературных слюд выше.

Таблица 3

Представительные оценки температуры и давления, рассчитанные с помощью «Ti-в-биотите» и «Ti-в-мусковите» геотермометров и фенгитового геобарометра

Образец	Анализы		Позиция	$Mg\#^{Bt}$	Коэффициенты в формулах (O = 11)						*T*, °C		*P*, кбар		
	Bt	Ms			Ti^{Bt}	Ti^{Ms}	Si^{Ms}	Al^{Ms}	Mg^{Ms}	Fe^{Ms}	B_{H05}	M_{WC15}	M_{MS87}	M_{CT08}	M_{K15}
Серия Атомфьелла															
Метапелитовый сланец															
3912-3а	077	076	м	0,48	0,172	0,037	3,17	2,58	0,157	0,090	677	650	7,1	11,1	9,7
	078	075	м	0,50	0,156	0,055	3,10	2,68	0,112	0,066	670	730	6,3	10,9	10,4
	068	066	к	0,48	0,112	0,025	3,04	2,83	0,078	0,069	605	565	3,0	2,4	6,2
Известковые сланцы															
3912-3б	024	077	м	0,39	0,200	0,007	3,10	2,79	0,074	0,015	690	370	2,3	–	1,2
	069	075	м	0,54	0,165	0,000	3,10	2,84	0,056	0,024	685	–	–	–	–
	022	–	к	0,41	0,053	–	–	–	–	–	360	–	–	–	–
4072-2	006	071	м	0,32	0,240	0,040	3,23	2,50	0,089	0,128	708	660	8,6	13,9	9,8
	038	062	м	0,31	0,280	0,000	3,14	2,78	0,000	0,043	728	–	–	–	–
Амфибол-биотитовый гнейс															
4143-1	026	–	м	0,51	0,152	–	–	–	–	–	665	–	–	–	–
	086	–	м	0,50	0,200	–	–	–	–	–	705	–	–	–	–
Серия Моссель															
Метапелитовые сланцы															
3885-1	067	068	м	0,53	0,082	0,015	3,11	2,74	0,102	0,070	555	485	3,9	2,7	4,9
4032-1	053	046	м	0,51	0,090	0,025	3,05	2,81	0,073	0,062	570	555	3,3	2,7	5,8
	032	034	к	0,46	0,070	0,018	3,01	2,88	0,058	0,065	490	510	2,0	–	4,8

Примечания. Калибровочные уравнения: геотермометры «Ti-в-биотите» [27] (B_{H05}) и «Ti-в-мусковите» [28] (M_{WC15}); фенгитовый геобарометр [29, 30] (M_{MS87}), [31, уравнение 7] (M_{CT08}), [29, уравнение 4] (M_{K15}). Позиция кристалла слюды: м – матрикс, к – контакт с гранатом. $Mg\#^{Bt}$ – магнезиальность Mg/(Fe + Mg) биотита.

Фенгитовая термобарометрия учитывает вариации содержания Si, Fe и Mg в светлых слюдах, обусловленные чермаковским замещением $Al^{IV}Al^{VI} = Si + (Mg, Fe^{2+})$. Согласно экспериментам [30], в области пониженных температур и повышенных давлений мусковит обогащен высококремнистым (селадонитовым) миналом. Основанное на этих экспериментах уравнение фенгитового термобарометра откалибровано для парагенезиса Ms-Phl-Kfs-Qz и в случае вхождения фенгитовой слюды в другие ассоциации позволяет оценить нижний предел давления [30]. Более поздние версии термобарометра учитывают данные физико-химического моделирования минеральных парагенезисов в метапелитах [31] и результаты эмпирического обобщения термобарических зависимостей состава природного и синтетического фенгита [29].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

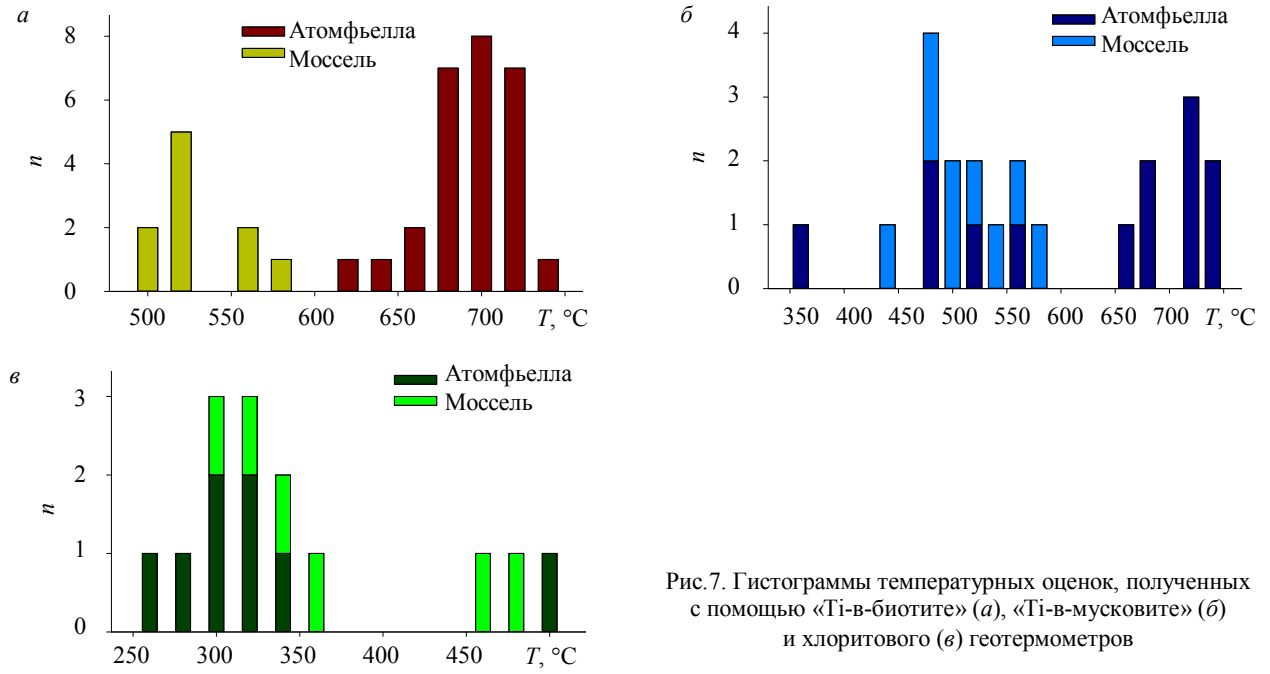


Рис.7. Гистограммы температурных оценок, полученных с помощью «Ti-в-биотите» (*а*), «Ti-в-мусковите» (*б*) и хлоритового (*в*) геотермометров

Для пиковых температур, рассчитанных с помощью «Ti-в-мусковите» геотермометра, большинство оценок давления при образовании сланцев Атомфьелла (табл.3) заключены в интервалах 6-8,5 кбар (M_{MS87}) или 9,5-11 кбар (M_{CT08}, M_{K15}). Последний результат хорошо согласуется с показаниями гранат-плагиоклазовых термобарометров (см. табл.2). В случае сланцев Моссель аналогичные оценки (3-6 кбар) оказываются заниженными. Возможно, это связано с влиянием более поздних (относительно заключительных стадий порфиробластеза) процессов, часто способствующих перекристаллизации слюд в низкотемпературных и низкобарических условиях [30].

• Геотермобарометры, учитывающие вариации состава кальциевого амфибола. Эффективным геотермометром, предложенным для амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов, является амфибол-плагиоклазовый. В его основу положена реакция смещенного равновесия, описывающая появление все более глиноземистого амфибола в породах, содержащих кварц и плагиоклаз, при увеличении температуры. В структуре амфибола этой реакции соответствует чермаковское замещение вида $^{A}\square + {}^{T1}Si = {}^{A}Na + {}^{T1}Al$, где □ – вакансия. Для вывода уравнения геотермометра использованы экспериментальные данные и представления о неидеальности твердых растворов амфибола и плагиоклаза [32]. Полученные с его помощью оценки температуры, при которой были уравновешены роговая обманка и плагиоклаз в изученном образце амфибол-биотитового гнейса (695-745 °С, табл.4), отличаются стабильностью и могут рассматриваться как пиковые.

Таблица 4

Результаты термобарометрии амфибол-биотитового гнейса (обр. 4143-1), полученные с использованием состава кальциевого амфибола

Анализы			Коэффициенты в формуле амфибола (O = 23)									*T*, °C			*P*, кбар	
Hbl	Grt	Pl	Al^{T1}	Al^{M2}	Ti	Fe^{3+}	Fe^{2+}	Mg	Na^{M4}	Na^{A}	K	HP^{*}_{BH94}	GH^{**}_{GP84}	HP_{L21}	HP^{*}_{M15}	GHPQ**
041	071	016	1,75	0,67	0,093	0,83	1,25	2,13	0,179	0,135	0,110	695	620	665	8,5	8,3
042	084	047	1,92	0,66	0,105	0,64	1,63	1,94	0,019	0,289	0,138	745	660	690	9,3	8,2
043	071	047	1,75	0,64	0,097	0,65	1,54	2,07	0,015	0,261	0,163	712	640	675	8,9	9,2
101	071	047	1,91	0,67	0,131	0,70	1,46	1,99	0,104	0,219	0,161	725	645	725	8,9	9,6
102	071	016	1,79	0,72	0,078	0,59	1,79	1,80	0,0544	0,215	0,162	720	695	640	9,5	8,7

Примечания. Калибровочные уравнения, геотермометры: амфибол-плагиоклазовый [32] (HP_{BH94}), гранат-амфиболовый [33] (GH_{GP84}), «Ti-в-амфиболе» [34] (HP_{L21}); термобарометры: амфибол-плагиоклазовый [35] (HP_{M15}), гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевый [36] (GHPQ). Структурная формула амфибола $A(M4)_2(M13)_3(M2)_2(T2)_4(T1)_4O_{22}(O,OH,F)_2$ [20]; *, ** – геотермобарометры, показания которых взаимно согласованы.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 657-673
© Ю.Л.Гульбин, С.А.Акбарпуран Хайяти, А.Н.Сироткин, 2023

Примерно на тех же основаниях, что и амфибол-плагиоклазовый геотермометр, построен амфибол-плагиоклазовый термобарометр [35]. Будучи эмпирическим, он учитывает вариации Al/Si отношения в амфиболе и сосуществующем с ним плагиоклазе в зависимости от давления. Его показания, согласованные с показаниями амфибол-плагиоклазового геотермометра, составляют 8,5-9,5 кбар.

К числу главных минералов амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов относится гранат. Поэтому еще один подход к термобарометрии таких пород состоит в использовании гранат-амфиболового геотермометра, основанного на реакции обмена фемическими компонентами между гранатом и роговой обманкой, и гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевого термобарометра, базирующегося на реакции смещенного равновесия, в ходе которой (на фоне повышения давления) плагиоклаз замещается кальциевым гранатом, а высвобождающийся при этом алюминий идет на образование глиноземистого амфибола. Уравнения термобарометров откалиброваны на основе природных образцов метабазитов и учитывают неидеальность твердых растворов минералов [33, 36].

Температуры равновесия, рассчитанные с помощью гранат-амфиболового геотермометра для изученной породы, заметно меньше пиковых (620-660 °С в большинстве случаев), что может быть связано с большей подвижностью Fe и Mg в сравнении с Al в структуре амфибола при низких температурах. Косвенно на это обстоятельство указывают и показания недавно предложенного эмпирического «Ti-в-амфиболе» геотермометра [34]. Хотя наибольшие температуры, рассчитанные с его помощью, близки к пиковым (690-725 °С), другая часть температурных оценок, относящаяся к интервалу 640-675 °С, может рассматриваться как свидетельство частичной потери амфиболом относительно подвижного Ti при снижении температуры.

Оценки давления при метаморфизме, полученные с помощью гранат-амфибол-плагиоклаз-кварцевого термобарометра, те же, что и в случае амфибол-плагиоклазового (8,5-9,5 кбар). Следует отметить совпадение оценок пиковой температуры и давления, рассчитанных с помощью термобарометров, учитывающих вариации состава кальциевого амфибола, и аналогичных оценок, полученных с помощью гранат-биотитового и «Ti-в-биотите» геотермометров, GBPQ и GRIPS термобарометров (см. табл.2, 3).

Таблица 5

Представительные составы хлоритов и результаты хлоритовой геотермометрии, мас.%

Серия	Атомфьелла				Моссель			
Образец	3912-3а	3912-3б			3885-1		4032-1	
Анализ	021	037	048	053	026	027	045	058
SiO_2	23,12	26,44	26,33	23,56	24,58	25,70	24,41	25,37
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,00
Al_2O_3	19,70	18,96	17,32	20,96	19,92	21,95	21,98	20,72
FeO*	40,66	28,69	30,89	34,48	30,32	23,61	23,58	26,94
MnO	0,16	0,10	0,45	0,75	0,22	0,00	0,00	0,00
MgO	2,73	12,33	10,90	7,37	10,27	15,24	14,80	12,90
Сумма	86,37	86,43	85,89	87,12	85,31	86,74	84,77	85,93
Коэффициенты в формуле (O = 14)								
Si	2,714	2,866	2,931	2,647	2,748	2,705	2,639	2,751
Al^{IV}	1,286	1,134	1,069	1,353	1,252	1,295	1,361	1,249
T	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Al^{VI}	1,439	1,297	1,204	1,422	1,372	1,427	1,441	1,398
Fe	3,991	2,611	2,877	3,239	2,835	2,078	2,133	2,443
Mn	0,015	0,010	0,042	0,071	0,021	0,000	0,000	0,000
Mg	0,478	2,001	1,809	1,234	1,712	2,391	2,386	2,085
Сумма	5,924	5,919	5,932	5,966	5,940	5,896	5,960	5,926
T, °C	335	268	249	492	353	319	466	325

Примечание. T – температура, оцененная с помощью хлоритового геотермометра [37].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

• Хлоритовый геотермометр. Эмпирической основой этого геотермометра является закономерный рост содержания Al^{IV} в хлорите при увеличении температуры [37]. Более строгий подход к решению задачи требует использования калибровочных уравнений, построенных на основе минальных реакций с участием ди- и триоктаэдрических компонентов твердого раствора хлорита. В настоящей работе использовано одно из таких уравнений, описывающее температурную зависимость реакции $2Cln + 3Sud = 4Ame + 7SiO_2 + 4H_2O$ и построенное в предположении, что $\Sigma Fe = Fe^{2+}$ [38]. Температуры, рассчитанные с его помощью для изученных пород, варьируются от 250 до 500 °С (табл.5). Распределение температурных оценок отличается дискретностью: большая их часть попадает в интервал 260-370 °С, меньшая – в интервал 460-500 °С (рис.7, *в*). Полученный результат вместе с данными «Ti-в-мусковите» геотермометрии свидетельствует о наличии в сланцах низкотемпературной ассоциации хлорита и мелкочешуйчатого мусковита (серицита). Эта ассоциация входит в состав позднего парагенезиса Ms-Chl-Ep-Ab-Prh-Ttn, характерного для низкотемпературной части фации зеленых сланцев и области перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллиитовой фации.

Заключение. Проведенные исследования позволили уточнить минеральный состав и условия образования кристаллических пород Западного Ню-Фрисланда. В породах серии Атомфьелла пиковая температура и давление в ходе метаморфизма отвечали высокобарической части верхней амфиболитовой фации (690-720 °С, 9-12 кбар), в породах серии Моссель – высокобарической части нижней амфиболитовой фации (580-600 °С, 9-11 кбар). Помимо высокотемпературных парагенезисов Ms-Bt-Grt-Pl (±Ky, St), Bt-Grt-Pl-Kfs-Cal (±Scp), Bt-Hbl-Ep-Grt-Pl в породах обеих серий развита низкотемпературная минеральная ассоциация Ms-Chl-Ep-Ab-Prh-Ttn, образовавшаяся в условиях перехода от зеленосланцевой к пренит-пумпеллиитовой фации (260-370 °С).

По сравнению с данными предшественников [14], полученные результаты базируются на комплексе современных минеральных термобарометров, учитывающих составы возможно большего числа сосуществующих минералов. Одним из главных выводов работы является заключение о более высоком, чем считалось ранее, пиковом давлении, которое достигалось в ходе метаморфизма обеих серий.

Авторы признательны канд. геол.-минерал. наук, старшему научному сотруднику О.Л.Галанкиной (ИГГД РАН) за помощь в аналитических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ашихмин Д.С., Скублов С.Г.* Неоднородность состава ксенолитов мантийных перидотитов из щелочных базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген // Записки Горного института. 2019. Т. 239. С. 483-491. DOI: 10.31897/PMI.2019.5.483

2. *Корешкова М.Ю., Марин Ю.Б., Никитина Л.П. и др.* Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов из четвертичных базальтов о. Шпицберген – свидетельство деламинации континентальной коры // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485. № 5. С. 604-608. DOI: 10.31857/s0869-56524855604-608

3. *Никитина Л.П., Марин Ю.Б., Корешкова М.Ю. и др.* Ксенолиты высокоглиноземистых пироксенитов в базальтах вулкана Сигурд, о. Шпицберген (*арх. Свальбард*) как индикаторы геодинамики литосферы региона в палеозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 10. С. 1319-1340. DOI: 10.15372/GiG2022106

4. *Egorov A.S., Prischepa O.M., Nefedov Y.V. et al.* Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. Vol. 9. № 3. P. 1-26. DOI: 10.3390/jmse9030258

5. *Kirsanova N., Lenkovets O., Hafeez M.* Issue of Accumulation and Redistribution of Oil and Gas Rental Income in the Context of Exhaustible Natural Resources in Arctic Zone of Russian Federation // Journal of Marine Science and Engineering. 2020. Vol. 8. Iss. 12. P. 1-19. DOI: 10.3390/jmse8121006

6. *Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Щеколдин Р.А. и др.* Геологическое строение архипелага Новая Земля (запад Российской Арктики) и особенности тектоники Евразийской Арктики // Геотектоника. 2022. № 2. С. 21-57. DOI: 10.31857/S0016853X22020035

7. *Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D. et al.* Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2021. Vol. 353. № 106014. DOI: 10.1016/j.precamres.2020.106014

8. *Prischepa O., Nefedov Y., Nikiforova V.* Arctic Shelf Oil and Gas Prospects from Lower-Middle Paleozoic Sediments of the Timan–Pechora Oil and Gas Province Based on the Results of a Regional Study // Resources. 2022. Vol. 11. Iss. 1 № 3. DOI: 10.3390/resources11010003

9. *Vlasenko S.S., Sudarikov S.M.* Ecological and hydrogeological state of oil and gas bearing areas of the Barents and Kara seas shelf // Caspian Journal of Environmental Sciences. 2021. Vol. 19. № 3. P. 589-595. DOI: 10.22124/cjes.2021.4954

10. *Гусев Е.А., Крылов А.А., Урванцев Д.М. и др.* Геологическое строение северной части Карского шельфа у архипелага Северная Земля по результатам последних исследований // Записки Горного института. 2020. Т. 245. С. 505-512. DOI: 10.31897/ PMI.2020.5.1

11. *Bazarnik J., Barker A., Majka J. et al.* Wstępna charakterystyka geochemiczna amfibolitów i skał ultramaficznych terrane West Ny-Friesland, północny Spitsbergen // Przegląd Geologiczny. 2021. Vol. 69. № 7. P. 406-410. DOI: 10.7306/2021.24

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

12. *Bazarnik J., Majka J., McClelland W.C. et al.* U-Pb zircon dating of metaigneous rocks from the Nordbreen Nappe of Svalbard's Ny-Friesland suggests their affinity to Northeast Greenland // Terra Nova. 2019. Vol. 31. № 6. P. 518-526. DOI: 10.1111/ter.12422

13. *Kośmińska K., Spear F.S., Majka J. et al.* Deciphering late Devonian–early Carboniferous *P-T-t* path of mylonitized garnet-mica schists from Prins Karls Forland, Svalbard // Journal of Metamorphic Geology. 2020. Vol. 38. P. 471-453. DOI: 10.1111/jmg.12529

14. *Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н.* Эндогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Ню Фрисланд). СПб: ВНИИОкеангеология им И.С.Грамберга, 2011. 270 с.

15. *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

16. *Акбарпуран Хайяти С.А., Гульбин Ю.Л., Сироткин А.Н., Гембицкая И.М.* Эволюция состава акцессорных минералов REE и Ti в метаморфических сланцах серии Атомфьелла, Западный Ню Фрисланд, Шпицберген и ее петрогенетическое значение // Записки Российского минералогического общества. 2020. Т. 149. № 5. С. 1-28. DOI: 10.31857/S0869605520050020

17. *Keller L.M., De Capitani C., Abart R.* A Quaternary Solution Model for White Micas Based on Natural Coexisting Phengite–Paragonite Pairs // Journal of Petrology. 2005. Vol. 46. Iss. 10. P. 2129-2144. DOI: 10.1093/petrology/egi050

18. *Золотарев А.А., Петров Т.Г., Мошкин С.В.* Особенности химического состава минералов группы скаполита // Записки Российского минералогического общества. 2003. Т. 132. № 6. С. 63-84.

19. *Holness M.B., Cesare B., Sawyer E.W.* Melted Rocks under the Microscope: Microstructures and Their Interpretation // Elements. 2011. Vol. 7. № 4. P. 247-252. DOI: 10.2113/gselements.7.4.247

20. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Minerals Names // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. № 1. P. 219-246.

21. *Holdaway M.J.* Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. Vol. 85. № 7-8. P. 881-892. DOI: 10.2138/am-2000-0701

22. *Holdaway M.J.* Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. Vol. 86. № 10. P. 1117-1129. DOI: 10.2138/am-2001-1001

23. *Kaneko Y., Miyano T.* Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers // Lithos. 2004. Vol. 73. P. 255-269. DOI: 10.1016/j.lithos.2003.12.009

24. *Гульбин Ю.Л.* Оптимизация гранат-биотитового геотермометра. II. Калибровочные уравнения и точность оценки // Записки Российского минералогического общества. 2010. Т. 139. № 6. С. 22-38.

25. *Wu Chun-Ming, Zhang Jian, Ren Liu-Dong.* Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites // Journal of Petrology. 2004. Vol. 45. Iss. 9. P. 1907-1921. DOI: 10.1093/petrology/egh038

26. *Wu Meng-Chao, Zhao Guochun.* The applicability of the GRIPS geobarometry in metapelitic assemblages // Journal of Metamorphic Geology. 2006. Vol. 24. Iss. 4. P. 297-307. DOI: 10.1111/j.1525-1314.2006.00638.x

27. *Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A.* The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // American Mineralogist. 2005. Vol. 90. P. 316-328. DOI: 10.2138/am.2005.1498

28. *Wu Chun-Ming, Chen Hong-Xu.* Calibration of a Ti-in-muscovite geothermometer for ilmenite- and Al_2SiO_5-bearing metapelites // Lithos. 2015. Vol. 212-215. P. 122-127. DOI: 10.1016/j.lithos.2014.11.008

29. *Камзолкин В.А., Иванов С.Д., Конилов А.Н.* Эмпирический фенгитовый геобарометр: обоснование, калибровка, применение // Записки Российского минералогического общества. 2015. Т. 144. № 5. С. 1-14.

30. *Massonne H.-J., Schreyer W.* Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1987. Vol. 96. P. 212-224. DOI: 10.1007/BF00375235

31. *Caddick M.J., Thompson A.B.* Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. Vol. 156. P. 177-195. DOI: 10.1007/s00410-008-0280-6

32. *Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. Vol. 116. P. 433-447. DOI: 10.1007/BF00310910

33. *Graham C.M., Powell R.* A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California // Journal of Metamorphic Geology. 1984. Vol. 2. P. 31-21. DOI: 10.1111/J.1525-1314.1984.TB00282.X

34. *Liao Y., Wei C., Rehman H.U.* Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry // American Mineralogist. 2021. Vol. 106. № 2. P. 180-191. DOI: 10.2138/am-2020-7409

35. *Molina J.F., Moreno J.A., Castro A. et al.* Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // Lithos. 2015. Vol. 232. P. 286-305. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.06.027

36. *Kohn M.J., Spear F.S.* Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // American Mineralogist. 1990. Vol. 75. P. 89-96.

37. *De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L.* Chlorite geothermometry: A review // Clays Clay Miner. 1993. Vol. 41. P. 219-239. DOI: 10.1346/CCMN.1993.0410210

38. *Lanari P., Wagner T., Vidal O.* A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O: applications to *P-T* sections and geothermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. Vol. 167. P. 1-19. DOI: 10.1007/s00410-014-0968-8

***Авторы*: Ю.Л.Гульбин,** *д-р геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой, https://orcid.org/0000-0003-3631-6843 (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)*, **С.А.Акбарпуран Хайяти,** *младший научный сотрудник, Akbarpuran_KhS@pers.spmi.ru, https://orcid.org/0000-0002-6089-9658 (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)*, **А.Н.Сироткин,** *д-р геол.-минерал. наук, заведующий сектором, https://orcid.org/0000-0003-2433-3953 (ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, Россия)*.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0