

УДК 551.251; 552.164 (470.21)

К ПРОБЛЕМЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ГЛУБИННЫХ СДВИГОВЫХ ЗОН (НА ПРИМЕРЕ ЛАПЛАНДСКО-БЕЛОМОРСКОГО ШВА)

Л.С. Петровская¹, В.П. Петров², М.Н. Петровский¹, А.В. Базай¹

¹Геологический институт КНЦ РАН

²Кольский научный центр РАН

Аннотация

В ходе геолого-петрологических исследований структурно-вещественных комплексов Лапландско-Беломорского тектонического шва были получены и сопоставлены термодинамические условия образования пород разного литохимического состава с неодинаковой степенью деформационно-вещественных преобразований. Показано, что при сопоставимых температурных условиях формирования гранатсодержащие минеральные ассоциации в зонах интенсивных пластических деформаций характеризуются повышенными и высокими оценками давлений относительно зон слабого проявления пластических деформаций. В пределах локальных участков «надбавка» тектонического давления достигает 2–6 кбар относительно фонового.

Ключевые слова:

метаморфизм, термодинамические условия, тектонические сдвиговые зоны, пластические деформации, минеральные парагенезисы, сверхдавления.

Введение

Одной из дискуссионных проблем метаморфической петрологии является проблема пространственно-временного проявления деформационно-вещественных преобразований в земной коре и их генетической взаимосвязи, а также приуроченности наиболее глубоких изменений пород к зонам повышенных деформаций, что находит свое отражение в известной концепции стресс-метаморфизма, показывающей возможное влияние тектонического фактора на термодинамические параметры и кинетику метаморфических реакций. Внимание петрологов вновь обращено к проблеме, связанной с выяснением геологической природы давления, а именно составляющих его компонентов – литостатического и тектонического, а также условий возникновения сверхдавления и генезиса высокобарных метаморфических комплексов в целом.

По инициативе акад. РАН Ф.П. Митрофанова в Программу фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели» был включен проект «Исследования влияния тектонических деформаций на вариации термодинамических преобразований в земной коре», руководство которым осуществлял заведующий лабораторией тектоники и геодинамики ИФЗ РАН, д.г.-м.н., профессор Ю.А. Морозов. Главной задачей исследований по данному проекту являлось методически унифицированное изучение соотношения тектонического фактора и параметров метаморфических процессов с акцентом на изучение природы феномена повышенных давлений.

Термодинамические параметры проявления эндогенных процессов, в том числе и тектонометаморфических, устанавливаются различными методами геотермобарометрии, а существующие подходы к пониманию их геологической природы коротко можно охарактеризовать следующим образом: 1) оценки P-T условий образования метаморфических минеральных ассоциаций непосредственно отражают глубинность процессов, т.е. давление метаморфическое ($P_{мет}$) адекватно давлению литостатическому ($P_{лит}$), T – геотермический режим земной коры; 2) эти оценки имеют сложную природу в зависимости от роли эндогенных энергетических факторов, контролирующих процессы метаморфизма. Так, в качестве источников тепловой энергии могут рассматриваться: а) стационарный геотермический поток;

б) тектонический, сопряженный с развитием деформаций различной природы; в) магматический, связанный с внедрением магм в комплексы пород, подвергающихся метаморфизму; г) динамическая энергия, которая связана с литостатикой, тектоникой и тепловыми напряжениями; 3) практически все минеральные реакции и превращения, включая твердофазные равновесия, происходят с учетом флюидов и растворов. Поэтому многие исследователи считают, что $P_{мет}$ равно давлению флюидному ($P_{фл}$), особенно для глубинных зон.

Объекты и методы исследований

Применительно к метаморфическим комплексам Кольского региона проблема зависимости P-T параметров от интенсивности тектонических деформаций впервые была изучена О.А. Беляевым с соавторами [1].

Предметом настоящих исследований являются различные по своему происхождению и вещественному составу супракрустальные комплексы Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса, Кислогубской и Майяврской тектонических пластин и Куркенйокской клиновидной зоны, расположенные в пределах Приимандровского блока (рис. 1).

Алгоритм исследований включает в себя: изучение пространственного распределения вариаций структурно-текстурных преобразований метаморфических комплексов, расположенных в зонах пластических сдвиговых деформаций; детальное картирование и опробование участков, сложенных породами однородного литохимического состава, но различающихся как по характеру и интенсивности деформаций, так и по гетерогенности вещественного сложения; изучение петрохимического состава пород; тщательный отбор каменного материала для дальнейшего изучения минеральных ассоциаций, сформированных в условиях различной интенсивности тектонометаморфических преобразований (для данных исследований целенаправленно выбирались гранатсодержащие породы, так как именно химический состав гранатов чувствителен к изменению P-T условий окружающей среды); заключительный этап характеризовался изучением особенностей минеральных ассоциаций и количественной оценкой P-T параметров их формирования.

Аналитическая часть работы выполнена в лабораториях Геологического института КНЦ РАН. Химический состав пород определялся методом весового анализа (аналитики Л.И. Константинова, к.б.н. М.Н. Тимофеева).

Изучение пород на оптическом микроскопе сопровождалось детальными исследованиями минералов с помощью электронного сканирующего микроскопа «Leo 1450» с энергетической приставкой «Roentec» при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда на образце 100–1000 нА. Составы пороодообразующих минералов определялись на рентгеноспектральном микроанализаторе «Самеса MS-46» при ускоряющем напряжении 22 кВ и токе зонда на образце 30 нА.

Термодинамические условия формирования минеральных парагенезисов, в зависимости от их состава, определялись различными методами с помощью программы TPF (версия 7.0), разработанной сотрудниками ИЭМ РАН – В.И. Фонарёвым, А.А. Графчиковым и А.Н. Кониловым (1998). Определение термодинамических параметров для гранат-биотитовых гнейсов проводилось по ряду геобарометрических равновесий [3, 4] для ассоциации $Grt + Bt + Pl + Qtz + Ms^*$, с учетом данных Grt-Bt геотермометра [5], для гранат-двуслюдяных гнейсов – при совместном решении Grt-Bt геотермометра [5] и Grt-Pl-Bt-Ms-Qtz геобарометра [6].

* Принятые сокращения: Amp – амфибол, Bt – биотит, Grt – гранат, Ms – мусковит, Pl – плагиоклаз, Alm – альмандин, Grs – гроссуляр, Ptp – пироп, Sps – спессартин; для граната, биотита и мусковита – $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe + Mn)$; для амфибола – $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$, $(Na+K)_A$ – Na и K в позиции А, кристаллохимическая формула амфибола рассчитывалась на 23 атома кислорода; для плагиоклаза – $X_{Ca} = Ca / (Ca + Na + K)$; содержание TiO_2 в биотите и мусковите приведено в мас. %.

Термодинамические параметры условий формирования гранатовых амфиболитов и гранат-биотит-амфиболовых гнейсов были получены при совместном решении Grt-Hbl геотермометра [7] и Grt-Hbl-Pl-Qtz геобарометра [8].

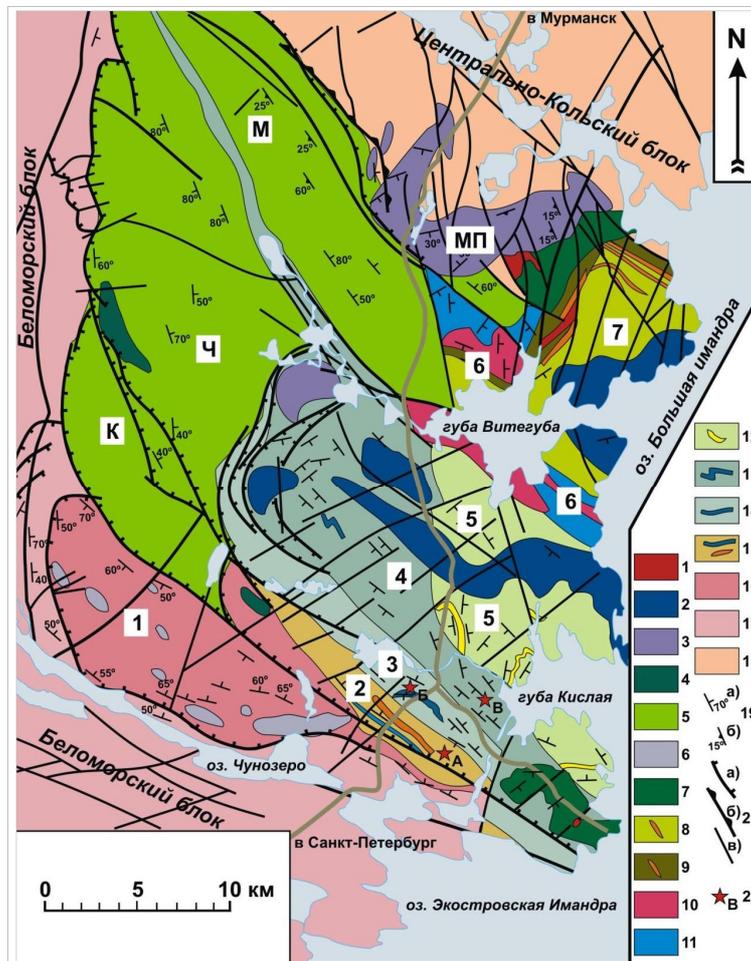


Рис. 1. Структурно-геологическая схема Приимандровского района (с упрощениями по [9]).
Условные обозначения:

1–7 – интрузивные комплексы; 8–18 – метаморфические комплексы; 19–20 – структурные элементы: 19 – элементы залегания полосчатости и гнейсовидности (а), расслоенности (б); 20 – сдвиги-надвиги и надвиги (пологие (а), крутые (б) и субвертикальные разломы (в)); 21 – детальные участки: А – Воче-Ламбинский геодинамический полигон, Б – Майяврский, В – Гора Курковая. Цифрами на карте обозначены структурные зоны: 1 – Чуноозерско-Воче-Ламбинская зона Лапландско-Беломорского тектонического шва; 2 – фрагмент Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса; 3 – Майяврская пластина; 4 – Кислогубская пластина; 5 – Куркенйокская зона; 6 – Витегубская зона; 7 – Рижгубская зона. Буквами на схеме обозначены интрузивные массивы: К – Керкчоррский; М – Мончетундровский; МП – Мончегорский плутон; Ч – Чуноундровский

Геолого-петрологическая характеристика объектов исследований

Район исследований расположен в области сочленения Кольского и Беломорского мегаблоков, а также западного фланга Имандра-Варзугской структуры и рассматривается как Приимандровский блок (рис. 1). Структурные особенности Приимандровского блока характеризуются многократным развитием в позднем архее и в раннем протерозое систем

комплементарных разломов, осложненных более поздними субвертикальными разломами различной ориентировки. В пределах блока выделяются крупные позднеархейские и раннепротерозойские структуры, а также их фрагменты, сложенные породами различного вещественного состава и генезиса, имеющие тектонические границы. Все вещественные комплексы являются вторично переработанными с автономными внутренними структурами, которые являются дискордантными по отношению к границам тел [9].

I. Фрагмент Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса

Располагается в пределах мощной сдвиговой зоны, маркирующей контакт двух структурно-вещественных комплексов архея: раннеархейского (древнее 2.80 млрд лет) гранитогнейсового (инфракомплекса) и позднеархейского (моложе 2.76 млрд лет) зеленокаменного, осадочно-вулканогенного (супракомплекса) (рис. 1). Эндогенная история супракомплекса характеризуется проявлением двух тектоно-метаморфических циклов. К первому, раннеархейскому, циклу с интервалом в 2.76–2.53 млрд лет относится формирование мелких изоклинальных складок, сохранившихся в виде единичных реликтов, а также метаморфизм амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа [2, 9, 10]. Поздний тектонометаморфический цикл отделен от раннего цикла внедрением интрузивных пород, представленных базитами, ультрабазитами, габбро-анортозитами, плагиомикроклиновыми гранитами. В рамках второго тектонометаморфического цикла и была сформирована линзовидно-чешуйчатая структура пояса, а также зона наиболее интенсивных сдвиговых деформаций или «зона Главного разлома» [2].

Одним из первых объектов исследований послужили гранат-биотитовые гнейсы. Структура гнейсов варьирует в зависимости от интенсивности проявления в них пластических деформаций. Слабдеформированные разновидности характеризуются лепидогранобластовой структурой с мелкозернистым строением основной ткани, а интенсивно пластически деформированные разновидности – гранолепидобластовой с хорошо проявленным бластезом минералов основной ткани, наблюдается укрупнение зернистости всех породообразующих минералов. Главными породообразующими минералами гнейсов являются: гранат (3–8 %), биотит (5–10 %), плагиоклаз (45–55 %), кварц (20–25 %) и ± калиевый полевой шпат (0–2 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом и сульфидами; вторичные – мусковитом и хлоритом в незначительном количестве. По своим петрохимическим характеристикам все исследованные образцы гранат-биотитовых гнейсов относятся к одному литогеохимическому типу и реконструируются по [11] как высокоглинистые и глинистые метаграувакки. Химический состав (мас. %): SiO_2 – 58.38–71.04; TiO_2 – 0.32–0.87; Al_2O_3 – 13.02–17.32; Fe_2O_3 – 0.13–1.72; FeO – 3.69–8.61; MnO – 0.05–0.12; MgO – 1.19–3.48; CaO – 2.60–4.21; Na_2O – 2.83–3.40; K_2O – 1.33–2.75.

Гранаты гнейсов относятся к пироп-альмандиновому ряду. В зонах интенсивных пластических деформаций гранаты обладают повышенным и высоким содержанием мас. % CaO (3.79–7.96 % в центральной части зерна и 3.81–7.91 % – в краевой) относительно гранатов из слабдеформированных зон (3.06–3.55 % в центральной части зерна и 3.18–3.43 % – в краевой), сформированных в сопоставимых температурных условиях (550–710 и 500–640 °C соответственно), что может свидетельствовать об их формировании в условиях повышенных давлений. Составы гранатов из гнейсов в зонах интенсивных пластических деформаций характеризуются повышенным количеством гроссуляровой компоненты (10.6–34.0 %) по сравнению с гранатами из менее деформированных разностей (5.3–10.3 %), более широким диапазоном минимального и максимального количества пироповой компоненты (7.40–18.1 %) и понижением минимального предела альмандиновой – (49.9–71.2 %) по сравнению с гранатами из зон слабдеформированных гнейсов (11.7–15.5 и 69.5–74.4 % соответственно). Фиксируется также широкий разброс минимального и максимального количества спессартиновой составляющей в зонах интенсивных пластических деформаций – 2.8–11.1 % относительно слабдеформированных участков – 4.7–7.7 % (табл. 1).

На кульминационном этапе метаморфизма давление в пределах исследуемого участка варьировало от 4.2 до 11.6 кбар (табл. 1). Максимальные его значения (9.1–11.6 кбар) отмечены в зонах наиболее интенсивных пластических деформаций и в более контрастных по реологическим свойствам пачках пород; в аналогично дислоцированных зонах при меньшей контрастности строения величина давления оценивается в 6.7–10.7 кбар (табл. 1).

Таблица 1

Параметры состава сосуществующих минералов из гранат-биотитовых гнейсов
Воче-Ламбинской сдвиговой зоны и P-T условия их равновесий

	Grt					Bt		Pl	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{кбар}$
	Prp	Sps	Alm	Grs	X_{Mg}	TiO ₂	X_{Mg}	X_{Ca}	T_1	P_1
Зоны интенсивных пластических деформаций										
Образец- Б-3452*										
A ₁	11.9	5.9	51.9	30.3	0.170	2.72	0.532	0.363	656	11.6
A ₃	7.4	8.7	49.9	34.0	0.113	2.72	0.532	0.363	547	9.1
A ₄	9.6	7.9	50.5	32.0	0.142	2.72	0.532	0.363	604	10.4
C ₄	8.4	8.5	51.1	32.0	0.124	1.94	0.527	0.369	574	9.7
Образец Б-3437*										
A ₁	11.7	6.7	62.8	18.8	0.144	2.05	0.485	0.299	645	10.7
C ₁	10.7	8.8	62.5	18.0	0.130	1.62	0.500	0.338	599	9.0
Образец ВЧ-5/4										
A ₂	9.9	6.7	60.6	22.7	0.128	2.08	0.462	0.330	628	10.1
C ₂	8.7	9.1	60.1	22.1	0.112	2.08	0.462	0.330	596	9.1
Образец ВЧ-5/3-3										
A ₂	16.7	4.3	66.0	13.0	0.193	1.66	0.497	0.309	706	10.8
A ₃	10.6	4.4	71.2	13.8	0.123	1.24	0.491	0.387	558	7.8
Образец ВЧ-3437г-1										
A ₁	14.0	3.4	69.1	13.6	0.162	1.65	0.444	0.299	707	11.1
C ₁	12.0	3.8	70.7	13.5	0.138	1.65	0.444	0.350	643	9.0
A ₂	14.6	2.8	69.7	12.9	0.168	1.74	0.485	0.390	665	8.7
Образец ВЧ-3437г-2										
A ₁	12.7	11.1	62.1	14.1	0.148	2.17	0.453	0.342	686	9.8
A ₃	18.1	4.0	67.3	10.6	0.202	1.62	0.509	0.335	697	9.6
C ₃	15.8	4.8	68.4	11.0	0.177	1.62	0.509	0.352	650	8.5
Зоны слабого проявления пластических деформаций										
Образец ВЧ-5/7-1										
A ₁	15.5	4.7	69.5	10.3	0.173	1.68	0.503	0.366	642	7.8
C ₁	12.0	6.3	72.0	9.6	0.133	1.68	0.503	0.366	562	5.7
A ₂	12.1	6.0	72.7	9.2	0.133	1.68	0.505	0.354	558	5.6
C ₂	9.5	8.0	73.0	8.0	0.105	1.68	0.505	0.354	504	4.4
Образец ВЧ-3440/12										
A ₁	14.1	5.5	70.3	10.1	0.157	1.71	0.452	0.267	494	4.8
C ₁	10.3	8.3	71.6	10.3	0.114	1.71	0.452	0.301	427	2.9
A ₂	11.7	6.4	72.5	9.5	0.129	1.62	0.433	0.295	623	7.6
C ₂	9.9	8.6	71.7	9.8	0.110	1.62	0.433	0.295	585	6.8
Образец Б-3440-2-2*										
A ₁	13.3	7.7	73.7	5.3	0.140	2.55	0.556	0.244	527	4.6
A ₂	12.7	7.4	74.4	5.5	0.135	2.55	0.556	0.260	514	4.2
C ₁	9.5	13.1	67.5	9.9	0.106	2.55	0.537	0.257	506	5.8
C ₂	10.1	12.0	68.3	9.6	0.112	2.57	0.542	0.284	507	5.4

Примечание. А – ассоциации, включающие центр Grt, Pl и матричного Bt; С – ассоциации с участием контактирующих зон Grt, Bt и Pl.

* Образцы из коллекции О.А. Беяева [1].

Термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $\text{Grt}_{81.7-86.1} + \text{Bt}_{49.4-56.0} + \text{Pl}_{29.5-36.6} + \text{Qtz}$ слабдеформированных зон оцениваются в $T=500-640^\circ\text{C}$, $P=6.0-7.8$ кбар, что, вероятно, характеризует фоновые P-T условия метаморфизма. Для гнейсов из зон

интенсивных пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $\text{Grt}_{79.0-87.0}^{+} + \text{Vt}_{49.0-55.5} + \text{Pl}_{29.9.8-39.0} + \text{Qtz}$, а термодинамические условия его формирования составляют: $T=550-710$ °С, $P=8.0-11.6$ кбар. Аномально высокие давления (9.0–11.6 кбар) могут рассматриваться как сверхдавления, генерируемые при интенсивных деформациях пластического сдвига в неоднородной по своим реологическим свойствам среде (образец 3452* [1]). В аналогично дислоцированных зонах, но при меньшей контрастности вещества давление оценивается в 7.8–10.7 кбар (образцы: ВЧ-5/3, ВЧ-5/4, 3437Г-1, 3437Г-2 и образец [1] – 3437*).

Гранатовые парагенезисы, независимо от интенсивности проявления пластических деформаций гнейсов, характеризуются регрессивным температурным трендом кристаллизации, и их фигуративные точки отвечают кианитовому типу метаморфизма (рис. 2). Различия в оценках температур центральных и краевых зон составляют в пределах от 20 до 60 °С для интенсивно пластически деформированных разновидностей гнейсов и до 80 °С – в слабдеформированных (табл. 1).

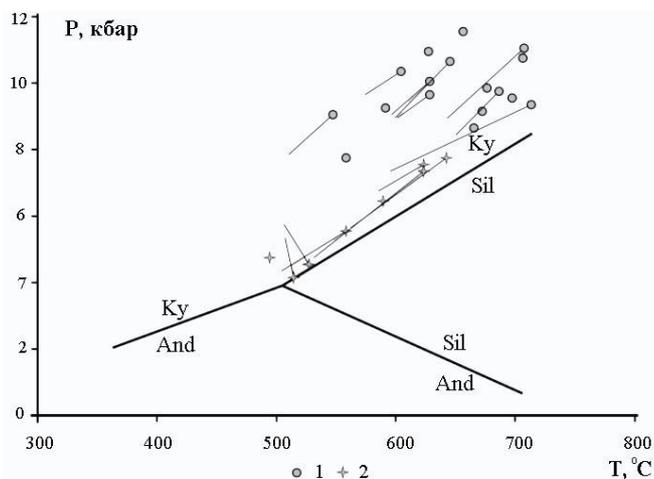


Рис. 2. P-T параметры гранат-биотитовых гнейсов Воче-Ламбинского геодинамического полигона. Условные обозначения:

1 – интенсивно пластически деформированные; 2 – слабдеформированные

II. Кислогубская тектоническая пластина

Простирается в северо-западном направлении от южного окончания Кислой губы, прослеживается в долине р. Вите между фрагментами массива габбро-анортозитов Монче- и Чуна-Тундр и имеет протяженность около 30 км (при ширине 2–5 км) (рис. 1). Пластина ограничена разломами и сложена позднеархейскими биотит-амфиболовыми (\pm гранат) и гранат-двуслюдянными гнейсами с прослоями полосчатых полевошпатовых (\pm гранат) амфиболитов. Она представляет собой сегмент шовной зоны с более низкой степенью преобразования вещества (метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фаций), чем в Воче-Ламбинском зеленокаменном поясе. Пласты гранатовых двуслюдяных гнейсов смяты в складки, размер которых может достигать сотни метров. Шарниры крупных и более мелких складок погружаются по аз. 110–130° под углами 45–52° [9]. U-Pb возраст метавулканитов кислого состава оценивается в 2708 ± 20 млн лет [12].

В пределах Кислогубской пластины был закартирован участок «Журковая» (рис. 3), сложенный преимущественно единым по своему происхождению и вещественному составу комплексом пород, гранат-двуслюдянными ортогнейсами с резко подчиненным количеством деформированных биотитовых и гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов.

Объектом исследований, прежде всего, послужили гранат-двуслюдяные ортогнейсы, представленные тонко- и мелкозернистыми темно-серыми породами, структура варьирует

в зависимости от интенсивности проявления пластических деформаций. Слабо деформированные разновидности характеризуются лепидогранобластовой структурой с тонкозернистым строением основной ткани, а в интенсивно пластически деформированных разновидностях наблюдается укрупнение всех породообразующих минералов и структура основной ткани характеризуется как гранолепидобластовая. Главными породообразующими минералами ортогнейсов являются: гранат (гроссуляр-альмандинового состава – 0–5 %); биотит (10–15 %); мусковит (5–10 %); плагиоклаз (олигоклаз-андезин и андезин – более 40 %); калиевый полевой шпат (микроклин – 0–15 %) и кварц (20–25 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом и сульфидами, вторичные – эпидотом и серицитом в незначительном количестве. По своим петрохимическим характеристикам исследованные образцы гранат-двуслюдяных ортогнейсов реконструируются по [13] как ортопороды, а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам дацитов и риодацитов. Химический состав (мас.%): SiO₂ – 68.35–74.10, TiO₂ – 0.56–0.83, Al₂O₃ – 8.92–12.34, Fe₂O₃ – 0.86–2.38, FeO – 3.49–6.49, MnO – 0.05–0.15, MgO – 0.23–1.76, CaO – 0.94–2.50, Na₂O – 2.18–4.25, K₂O – 2.34–4.07.

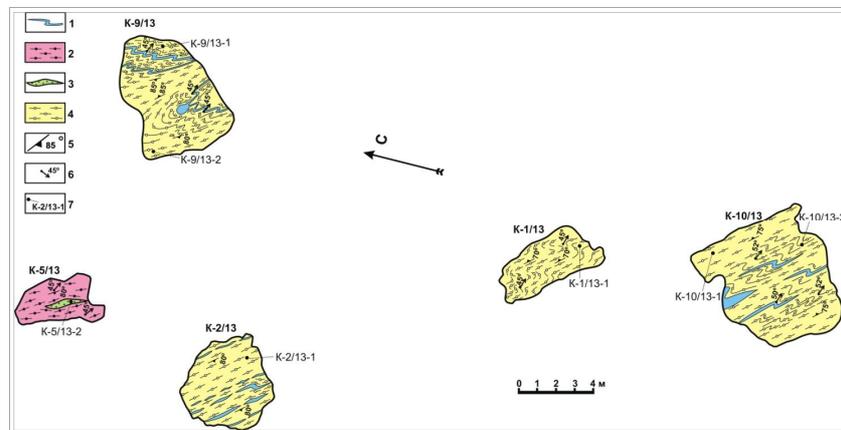


Рис. 3. Детальный участок «Курковая». Условные обозначения:

- 1 – кварцевые прожилки; 2 – деформированные биотитовые ортогнейсы; 3 – интенсивно рассланцованные гранат-биотит-амфиболовые ортогнейсы; 4 – в различной степени деформированные гранат-двуслюдяные ортогнейсы; элементы залегания: 5 – гнейсовидности; 6 – шарниры складок; 7 – точки отбора образцов

В зонах интенсивных пластических деформаций гранаты ортогнейсов обладают повышенным и высоким содержанием мас. % CaO (8.79–11.04 % в центральной части зерна и 8.94–11.84 % – в краевой) относительно гранатов из слабдеформированных зон (6.91–6.98 % в центральной части зерна и 7.50–8.02 % – в краевой), сформированных в сопоставимых температурных условиях (610–740 и 620–640 °C соответственно). Составы гранатов в зонах проявления интенсивных пластических деформаций характеризуются повышенным количеством гроссуляровой составляющей (25.0–33.0 %) по сравнению с гранатами из менее деформированных разновидностей (20.0–21.84 %), увеличением пироба (5.77–7.4 % в центральной части зерна и 6.10–7.47 % – в краевой, кроме образца K-9/13-1) и понижением альмандиновой компоненты (54.21–64.26 % в центральной части зерна и 54.90–64.53 % – в краевой, кроме образца K-9/13-1) относительно гранатов из зон слабдеформированных гранат-двуслюдяных гнейсов (0.81–1.12 и 0.81–1.22 %; 72.57–73.36 и 71.70–74.96 % соответственно), фиксируется также незначительное повышение спессартиновой составляющей в зонах интенсивных деформаций (4.92–6.16 % и 3.81–5.52 соответственно) (табл. 2).

Оценки давлений в пределах исследуемого участка варьируют в пределах 8.2–17.1 кбар (табл. 2). Максимальные его значения (11.6–17.1 кбар) отмечены в зонах наиболее интенсивных деформаций, для слабдеформированных участков давление оценивается в диапазоне от 8.2 до 10.1 кбар.

Термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $\text{Grt}_{98.5-98.9} + \text{Vt}_{93-97} + \text{Ms}_{86.7-94.0} + \text{Kfs}_{92.9-95.9} + \text{Pl}_{12.3-17.3} + \text{Qtz}$ слабдеформированных зон оцениваются в $T=620\text{--}640\text{ }^\circ\text{C}$, $P=8.2\text{--}10.1$ кбар, что, вероятно, характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных ортогнейсов в пределах участка (табл. 2).

Таблица 2

Параметры состава сосуществующих минералов из гранат-двуслюдяных и гранат-биотит-амфиболовых гнейсов участка «Курковая» и P-T условия их равновесий

	Grt					Bt		Ms		Pl	T, °C	P, кбар	
	Prp	Sps	Alm	Grs	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Mg}	X _{Ca}			
Гранат-двуслюдяные ортогнейсы													
Зоны интенсивных пластических деформаций													
К-10/13-2													
A ₁	6.49	6.16	56.34	31.02	0.103	2.42	0.410	0.28	0.402	0.293	608	11.6	
C ₁	6.79	5.11	55.17	32.93	0.110	2.42	0.410	0.28	0.402	0.293	628	12.3	
A ₂	7.37	5.36	54.21	33.06	0.110	2.42	0.402	0.20	0.386	0.248	663	15.6	
C ₂	7.47	4.89	54.90	32.74	0.111	2.42	0.402	0.20	0.386	0.248	673	16.4	
К-9/13-1													
A ₁	1.35	3.15	70.45	25.05	0.018	3.15	0.070	0.10	0.131	0.108	738	14.4	
C ₁	1.27	3.10	69.22	26.40	0.017	3.15	0.070	0.10	0.131	0.108	727	14.2	
К-1/13													
C ₁	6.17	4.22	64.34	25.26	0.083	2.82	0.274	0.46	0.320	0.257	732	17.7	
A ₁	5.77	4.92	64.26	25.05	0.077	2.82	0.274	0.46	0.320	0.257	710	17.1	
C ₁	6.10	3.20	64.53	26.16	0.083	2.82	0.274	0.46	0.320	0.257	730	17.7	
Зоны слабого проявления пластических деформаций													
К-2/13													
A ₁	1.12	3.81	73.23	21.84	0.014	2.15	0.083	0.19	0.113	0.173	623	8.2	
C ₁	1.22	3.41	71.77	22.60	0.016	2.15	0.083	0.19	0.113	0.173	648	9.0	
К-9/13-2													
C ₁	1.05	4.09	73.17	21.69	0.013	3.37	0.054	0.06	0.060	0.123	711	12.4	
A ₁	0.81	6.55	72.57	20.08	0.010	3.37	0.054	0.06	0.060	0.123	630	9.7	
C ₁	1.00	4.23	71.70	23.07	0.013	3.37	0.054	0.06	0.060	0.123	683	11.6	
A ₂	0.86	5.52	73.36	20.26	0.012	1.53	0.030	0.06	0.060	0.123	642	10.1	
C ₂	0.81	2.22	74.96	22.01	0.011	1.53	0.030	0.06	0.060	0.123	623	9.8	
Гранат-биотит-амфиболовые гнейсы													
Зона интенсивного проявления пластических деформаций													
К-5/2													
	Grt					Bt		Amp			Pl	T, °C	P, кбар
	Prp	Sps	Alm	Grs	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Mg}	X _{Mg}	(Na+K) _A	Si ф.е.	X _{Ca}		
C ₁	1.59	1.01	67.20	30.20	0.023	3.71	0.069	0.070	0.665	6.18	0.156	751	14.2
A ₁	1.37	2.87	66.88	28.88	0.019	3.71	0.069	0.070	0.665	6.18	0.156	687	13.0
C ₁	1.29	3.04	67.77	27.90	0.018	3.71	0.069	0.070	0.665	6.18	0.156	710	13.1
A ₂	1.51	1.10	68.42	28.96	0.021	3.35	0.006	0.060	0.625	6.11	0.151	762	14.0
C ₂	0.84	4.10	66.07	29.00	0.012	3.35	0.006	0.060	0.625	6.11	0.151	668	12.1
A ₃	1.39	1.23	68.03	29.35	0.020	3.35	0.006	0.060	0.678	6.16	0.151	739	13.7
A ₄	1.08	2.45	67.90	28.58	0.015	3.35	0.006	0.060	0.678	6.16	0.151	683	12.8
A ₅	1.58	1.33	69.77	27.33	0.022	3.35	0.006	0.060	0.678	6.16	0.151	768	13.9
C ₅	1.50	1.91	68.49	28.10	0.021	3.35	0.006	0.060	0.678	6.16	0.151	761	13.9

Примечание. А – ассоциации, включающие центр граната, плагиоклаза и матричных биотита, мусковита (Ms) из гранат-двуслюдяных ортогнейсов, а также центр граната, плагиоклаза и матричного амфибола (Amp) из гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов; С – ассоциации с участием контактирующих зон граната, биотита, мусковита и плагиоклаза, а также контактирующих зон граната плагиоклаза и амфибола соответственно.

Для гнейсов из зон интенсивных пластических деформаций минеральный парагенезис представлен $Grt_{89.7-91.7} + Bt_{59-72.6} + Ms_{59.8-68.2} + Kfs_{93.1-95.9} + Pl_{27.8-29.3} + Qtz$, а термодинамические условия его формирования составляют: $T=610-740\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=11.6-17.1$ кбар (табл. 2).

В пределах участка «Курковая» в ассоциации с гранат-двуслюдянными ортогнейсами наблюдается коренный выход, сложенный интенсивно пластически деформированными биотитовыми и гранат-биотит-амфиболовыми гнейсами (рис. 3). Изученные образцы гранат-биотит-амфиболовых гнейсов представлены мелко- и среднезернистыми породами серого цвета с зеленоватым оттенком, общая структура характеризуется как порфиробластовая, структура основной ткани – гранолепидобластовая. По своим петрохимическим характеристикам все исследованные образцы гранат-биотит-амфиболовых гнейсов реконструируются по [15] как ортопороды, а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам низкощелочных дацитов. Химический состав (мас. %): $SiO_2 - 64.48-66.01$; $TiO_2 - 1.02-1.44$; $Al_2O_3 - 10.94-12.52$; $Fe_2O_3 - 1.65-2.49$; $FeO - 7.82-9.21$; $MnO - 0.20-0.23$; $MgO - 0.33-0.52$; $CaO - 3.89-4.26$; $Na_2O - 1.24-3.52$; $K_2O - 1.21-1.24$.

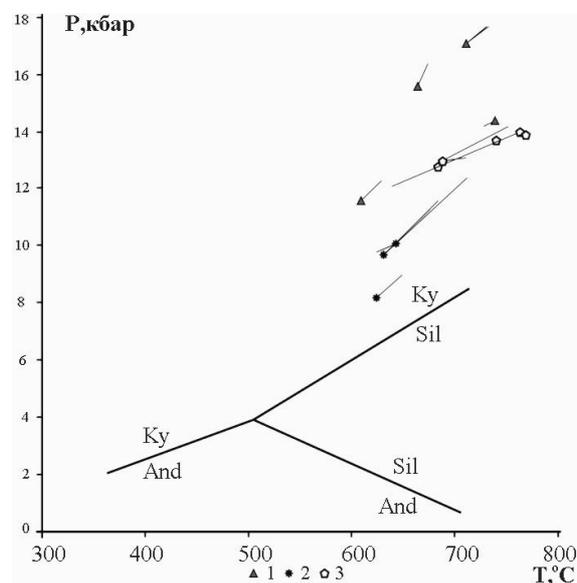


Рис. 4. P-T параметры гранат-двуслюдяных и гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов Кислогубской тектонической пластины. Условные обозначения:

- 1 – интенсивно пластически деформированные и 2 – слабдеформированные гранат-двуслюдяные ортогнейсы; 3 – интенсивно пластически деформированные гранат-биотит-амфиболовые ортогнейсы

Для минеральной ассоциации $Grt_{93.0-96.3} + Bt_{92.7-95.6} + Amp_{93.0-94.2} + Pl_{15.1-15.6} + Qtz$ из интенсивно пластически деформированных гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов, получены оценки термодинамических параметров ($T=680-770\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P=12.8-14$ кбар), которые являются близкими по термодинамическим значениям рассчитанным для интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных ортогнейсов (табл. 2).

Исследованные гранаты из гранат-двуслюдяных и гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов, независимо от интенсивности проявления пластических деформаций, характеризуются прогрессивным температурным трендом кристаллизации, P-T параметры всех минеральных ассоциаций отвечают кианитовому типу метаморфизма (рис. 4). Различия в оценках температур центральных и краевых зон гранатов из интенсивно деформированных гранат-двуслюдяных гнейсов составляют 10–20 °C, а в слабдеформированных разновидностях –

20–80 °С (табл. 2). Для гранатов из интенсивно деформированных гранат-биотит-амфиболовых гнейсов отличие в оценках температур *центр – край* составляет до 70 °С.

III. Майяврская тектоническая «пластина»

Представляет собой полосу северо-западного простирания, сложенную позднеархейскими толщами гранатовых и гранат-полевошпатовых амфиболитов с резко подчиненным количеством гранат-биотитовых гнейсов (рис. 1). Породы Воче-Ламбинского зеленокаменного пояса и Майяврской тектонической пластины претерпели близкие структурно-метаморфические преобразования двух этапов метаморфизма в условиях амфиболитой фации [9].

В пределах Майяврской тектонической пластины, в районе горы высотой 366.9 м, закартирован детальный участок «Майяврский», сложенный в различной степени деформированными гранатовыми амфиболитами с редкими прослоями слабодеформированных гранат-биотитовых гнейсов (рис. 5).

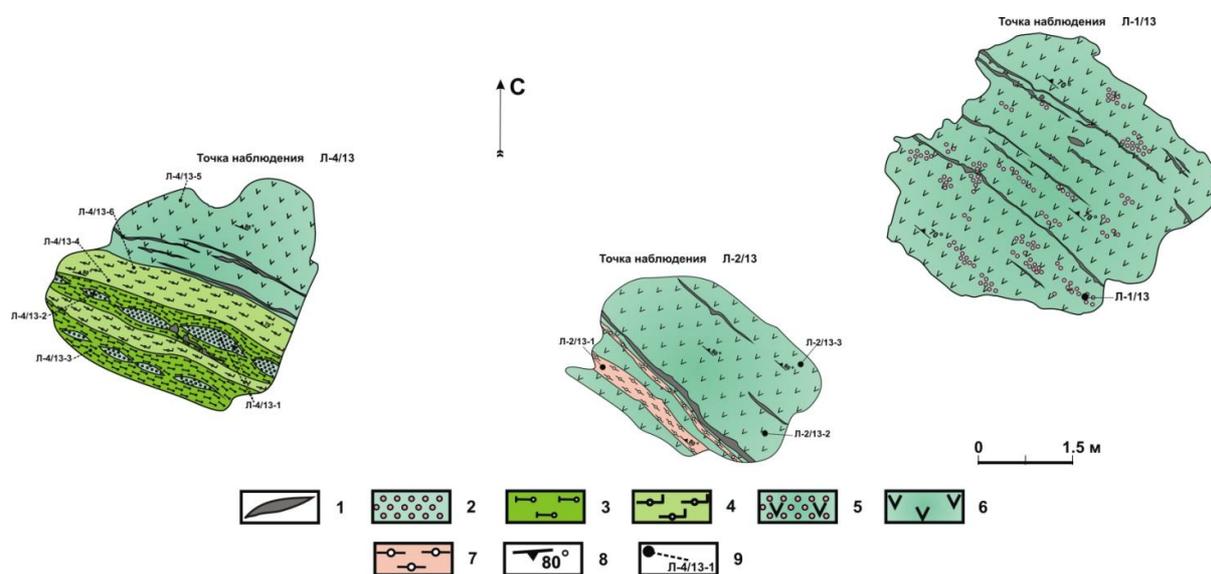


Рис. 5. Детальный участок «Майяврский». Условные обозначения:

- 1 – кварцевые прожилки; 2 – будины гранатовых амфиболитов; 3 – интенсивно пластически деформированные гранатовые амфиболиты; 4 – средней степени пластически деформированные гранатовые амфиболиты; 5 – места скопления крупных порфиробласт граната; 6 – слабодеформированные гранатовые амфиболиты; 7 – слабо пластически деформированные гранат-биотитовые гнейсы; 8 – элементы залегания сланцеватости; 9 – точки отбора образцов

Гранатовые амфиболиты представлены массивными мелкозернистыми породами темно-зеленого цвета, структура варьирует в зависимости от интенсивности проявления в них пластических деформаций. Слабо пластически деформированные разновидности обладают массивной текстурой, структура породы порфиробластовая за счет выделений граната, структура основной ткани характеризуется сочетанием гранобластовой и гетерогранобластовой. По мере увеличения интенсивности пластических деформаций (средняя степень) в амфиболитах наблюдается укрупнение всех порообразующих минералов и структура основной ткани характеризуется сочетанием гранонематобластовой и нематогранобластовой с элементами мозаичной. В процессе интенсивных пластических деформаций гранатовые амфиболиты были подвергнуты разлинзованию с образованием будинаж-текстуры, соответственно. Главными порообразующими минералами гранатовых амфиболитов являются: амфибол (роговая обманка – 50–60 %); гранат (пироп-альмандинового состава – 5–10 %); биотит (1–5 %); плагиоклаз (андезин – более 30–35 %) и кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом,

титанитом, алланитом и сульфидами; вторичные – хлоритом, карбонатом и серицитом в незначительном количестве. По своим петрохимическим характеристикам все исследованные образцы гранатовых амфиболитов реконструируются по [13] как ортопороды, а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, их фигуративные точки соответствуют составам базальтов. Химический состав (мас. %): SiO_2 – 46.75–50.16, TiO_2 – 0.88–2.72, Al_2O_3 – 12.19–15.67, Fe_2O_3 – 1.58–3.02, FeO – 10.07–13.43, MnO – 0.17–0.26, MgO – 4.60–7.62, CaO – 8.02–11.22; Na_2O – 2.09–3.06, K_2O – 0.17–0.77.

Гранаты из зон слабо- и интенсивно пластически деформированных амфиболитов относятся к гроссуляр-пироп-альмандиновому и пироп-гроссуляр-альмандиновому рядам, соответственно. В зонах интенсивного рассланцевания гранаты обладают повышенным и высоким содержанием мас. % CaO (11.09–12.78 % в центральной части зерна и 11.31–12.97 % – в краевой) относительно гранатов из средне- и слабodeформированных зон (4.47–7.06 % в центральной части зерна, 4.47–7.59 % – в краевой и 3.40–4.88 % в центральной части зерна, 4.20–4.93 % – в краевой соответственно), сформированных в близких температурных интервалах (600–670, 630–670 и 610–700 °C соответственно), что может свидетельствовать о том, что данные гранаты могли быть сформированы в условиях высоких давлений (табл. 3). В изученных составах гранатов с увеличением интенсивности пластических деформаций резко возрастает количество гроссуляра (31.40–35.08 %) по сравнению с гранатами из средне- и слабodeформированных разновидностей (12.66–21.67 и 9.48–13.43 % соответственно). Гранаты из зон интенсивных пластических деформаций характеризуются значительным понижением пироповой (9.26–10.94 %) и альмандиновой (49.73–56.40 %) составляющих, относительно гранатов из средне- и слабodeформированных разновидностей пород, где значения пироба (16.20–24.33 и 21.22–27.29 %) и альмандина (58.50–67.10 и 61.64–65.61 %) имеют большие значения, а также увеличением спессартиновой составляющей до 3–5.96 % (табл. 3).

Оценки давления варьируют в пределах 6.5–11.1 кбар. Максимальные его значения (8.5–11.1 кбар) отмечены в зонах наиболее интенсивных пластических деформаций и в более контрастных по реологическим свойствам пачках пород, а в аналогично дислоцированных зонах при меньшей контрастности строения вещества величина давления снижается до 6.2–8.2 кбар.

Для амфиболитов из слабodeформированных зон минеральный парагенезис представлен $\text{Grt}_{71.1-75.1} + \text{Hbl}_{36.6-39.4} \pm \text{Bt} - \text{Pl}_{27.4-36.9} + \text{Qtz}$, термодинамические условия формирования которого оцениваются в $T=610-700$ °C, $P=6.5-7.4$ кбар (табл. 3). Для амфиболитов, из зон средней и интенсивной степени пластических деформаций, минеральные парагенезисы представлены $\text{Grt}_{71.7-78.4} + \text{Hbl}_{37.0-44.4} \pm \text{Bt} + \text{Pl}_{30.9-37.2} + \text{Qtz}$ и $\text{Grt}_{80-86.5} + \text{Hbl}_{46.1-60.1} \pm \text{Bt} + \text{Pl}_{23.4-47.3} + \text{Qtz}$, а термодинамические условия формирования оцениваются в $T=630-670$ °C, $P=6.2-8.2-8.5$ (?) кбар и $T=600-670$ °C, $P=8.2$ (?)–10.4–11.1 кбар соответственно (табл. 3).

В ассоциации с гранатовыми амфиболитами наблюдаются прослои слабodeформированных мелкозернистых гранат-биотитовых гнейсов серого цвета, общая структура породы характеризуется как порфиробластовая, структура основной ткани – лепидогранобластовая (рис. 5). По своим петрохимическим характеристикам они реконструируются по [13] как ортопороды, а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, соответствуют риодацитам. Химический состав (мас. %): SiO_2 – 69.66; TiO_2 – 0.53; Al_2O_3 – 11.19; Fe_2O_3 – 1.51; FeO – 4.40; MnO – 0.11; MgO – 0.54; CaO – 2.80; Na_2O – 2.45; K_2O – 3.97.

Для минеральной ассоциации $\text{Grt}_{70.3} + \text{Bt}_{66.6} + \text{Pl}_{22.8} + \text{Qtz}$ получены оценки термодинамических параметров ($T=600-650$ °C и $P=4.0-6.3$ кбар), которые являются близкими по термодинамическим значениям, рассчитанным для гранатов из слабodeформированных амфиболитов (табл. 3), а также гранатов из слабodeформированных гнейсов, изученных в пределах Воче-Ламбинского геодинамического полигона.

Значительная часть исследованных гранатов из гранатовых амфиболитов в слабodeформированных зонах, а также в зонах средней и интенсивной степени проявления пластических деформаций характеризуется прогрессивным температурным трендом,

регрессивный температурный тренд наблюдается у гранатов из зон разлинзования или будинаж-структур (рис. 6, табл. 3). Различие в оценках температур для центральных и краевых частей граната составляет около 60 °С в недеформированных зонах, а в зонах средней и интенсивной степени пластических деформаций достигает 50 и 30 °С соответственно.

Таблица 3

Параметры состава сосуществующих минералов из гранатовых амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов Майяврской тектонической пластины и P-T условия их равновесий

	Grt					Amp			Pl	T, °C	P, кбар
	Prp	Sps	Alm	Grs	X _{Mg}	X _{Mg}	(Na+K) _A	Si ф.е.	X _{Ca}		
Гранатовые амфиболиты											
Будина											
Л-4/13-1											
C ₁	9.14	2.77	56.26	31.83	0.140	0.450	0.465	6.46	0.235	632	10.7
A ₁	9.26	2.94	56.40	31.40	0.141	0.460	0.507	6.47	0.235	673	11.1
C ₁	7.82	3.03	56.34	32.82	0.122	0.450	0.465	6.46	0.235	602	10.4
Зоны интенсивного проявления пластических деформаций											
Л-4/13-3											
A ₁	10.94	5.15	49.73	34.17	0.180	0.580	0.318	6.59	0.416	599	8.5
C ₁	11.84	3.05	49.91	35.20	0.192	0.580	0.318	6.59	0.416	613	8.8
A ₂	10.74	5.96	50.23	35.08	0.176	0.570	0.351	6.50	0.476	603	8.2
Зоны средней степени проявления пластических деформаций											
Л-4/13-4											
A ₁	18.09	4.10	58.50	19.32	0.236	0.600	0.290	6.52	0.372	668	6.2
A ₂	16.20	3.34	58.80	21.67	0.216	0.600	0.290	6.52	0.372	628	8.2
C ₂	14.20	3.08	60.43	22.30	0.190	0.600	0.290	6.52	0.372	599	8.5
Л-4/13-6											
A ₁	24.33	0.68	61.62	13.37	0.283	0.670	0.294	6.57	0.309	644	7.9
C ₁	26.09	0.90	60.33	12.69	0.302	0.670	0.294	6.57	0.309	663	7.8
A ₂	18.48	1.77	67.10	12.66	0.216	0.600	0.292	6.52	0.344	633	6.6
A ₃	21.66	1.60	62.24	14.50	0.258	0.660	0.322	6.48	0.344	630	7.5
Зоны слабого проявления пластических деформаций											
Л-1/13											
A ₁	21.89	3.04	61.64	13.43	0.262	0.590	0.385	6.38	0.644	703	7.2
C ₁	21.62	2.73	62.11	13.54	0.258	0.590	0.385	6.38	0.369	690	7.5
Л-4/13-5											
C ₁	20.38	1.77	64.75	13.10	0.239	0.640	0.278	6.59	0.326	643	7.1
A ₁	21.93	2.45	63.64	11.98	0.256	0.640	0.278	6.59	0.326	624	7.3
C ₁	22.50	1.55	63.47	12.48	0.262	0.640	0.278	6.59	0.326	670	7.4
A ₂	21.22	3.07	63.07	12.63	0.252	0.640	0.278	6.59	0.326	638	7.2
Л-2/13-2											
C ₁	26.13	0.91	61.15	11.82	0.299	0.660	0.384	6.51	0.274	666	8.2
A ₁	25.80	1.37	63.32	9.51	0.289	0.660	0.384	6.51	0.274	659	7.4
C ₁	24.80	0.92	62.65	11.63	0.284	0.660	0.384	6.51	0.274	617	7.8
C ₁	26.87	0.80	62.69	9.64	0.300	0.660	0.384	6.51	0.274	670	7.5
A ₂	21.81	3.10	65.61	9.48	0.249	0.670	0.345	6.55	0.309	610	6.5
C ₂	27.24	0.72	59.92	12.12	0.313	0.670	0.345	6.55	0.309	671	7.8
A ₃	27.29	0.55	60.08	12.08	0.312	0.670	0.345	6.55	0.309	625	9.1
Гранат-биотитовые гнейсы											
Зоны слабого проявления пластических деформаций											
Л-2/13-1											
	Grt					Bt		Pl	T, °C	P, кбар	
	Prp	Sps	Alm	Grs	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Mg}	X _{Ca}			
A ₁	27.11	1.58	67.97	3.34	0.281	2.08	0.744	0.228	645	6.3	
C ₁	31.00	1.60	64.89	2.50	0.318	2.08	0.744	0.228	595	4.0	

Примечание. А – ассоциации, включающие центр Grt, Amp и Pl для гранатовых амфиболитов, а также центр Grt, Pl и матричного Bt для гранат-биотитовых гнейсов; С – ассоциации с участием контактирующих зон Grt, Amp и краев зерен Pl, а также контактирующих зон Grt, Pl и матричного Bt соответственно.

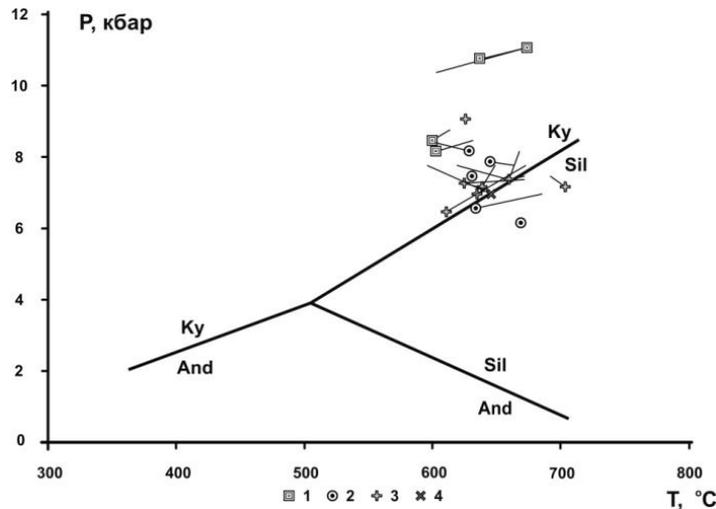


Рис. 6. P-T параметры тектонометаморфизма гранатовых амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов Майяврской тектонической пластины. Условные обозначения:

1 – интенсивно пластически деформированные, 2 – средней степени пластически деформированные, 3, 4 – слабдеформированные гранатовые амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы соответственно

IV. Куркенйокская зона

Куркенйокская клиновидная зона (рис. 1) ограничена разломами и сложена в основном полевошпат-роговообманковыми амфиболитами. В амфиболитах наблюдаются пласты парагнейсов, мощность которых варьирует от первых метров до 200 м. Пласты смяты в складки размером до 100 м. Шарниры крупных и мелких складок погружаются по азимуту 120–160°, под углами 30–40°.

Для оценки вариаций термодинамических параметров был закартирован детальный участок «Нюрпа», отличающийся от предыдущих породных комплексов по своему происхождению и вещественному составу. В пределах участка развиты гранат-двуслюдяные парагнейсы, различающиеся как по интенсивности проявления деформаций, так и по гетерогенности их вещественного сложения, а также прослойки интенсивно пластически деформированных гранатовых амфиболитов, смятых в складки (рис. 7).

Гранат-двуслюдяные парагнейсы представлены среднезернистыми светло-серыми, гнейсовидными породами. Слабо пластически деформированные разновидности обладают мелкозернистым строением и массивной текстурой, структура породы порфиробластовая за счет выделений граната, структура основной ткани характеризуется как гранобластовая с элементами лепидогранобластовой. По мере увеличения интенсивности пластических деформаций в гнейсах происходит укрупнение всех породообразующих минералов, а также фиксируется наличие кварцевых и кварц-плагиоклазовых прожилков. Структура основной ткани соответствует лепидогранобластовой с элементами гранолепидобластовой и мозаичной. Главными породообразующими минералами являются: гранат (до 6%), биотит (2–7%), мусковит (5–13%), плагиоклаз (олигоклаз – более 40–45%), микроклин (0–3%) и кварц (28–30%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом, эпидотом и сульфидами, вторичные – хлоритом до 0.5–1% и серицитом в незначительном количестве.

По своим петрохимическим характеристикам все исследованные образцы гранат-двуслюдяных парагнейсов реконструируются по [13] как парапороды, а на диаграмме FAK [11] их фигуративные точки соответствуют составам граувакковым и субграувакковым песчаникам. Химический состав (мас. %): SiO₂ – 64.40–70.00; TiO₂ – 0.38–0.87; Al₂O₃ – 11.14–20.25; Fe₂O₃ –

0.73–4.01; FeO – 2.15–4.54; MnO – 0.02–0.10; MgO – 0.36–2.19; CaO – 0.79–2.57; Na₂O – 1.58–4.11; K₂O – 1.76–4.29.

В зонах интенсивных пластических деформаций гранаты из гранат-двуслюдяных парагнейсов большей частью обладают повышенным содержанием масс. % CaO (1.98–4.47 % в центральной части зерна и 1.54–3.28 % – в краевой) относительно гранатов из слабдеформированных зон (1.40–2.31 % в центральной части зерна и 1.51–2.68 % – в краевой), сформированных в сопоставимых температурных условиях (490–590 и 520–590 °С, соответственно). Составы гранатов в зонах интенсивных пластических деформаций характеризуются повышенным количеством гроссуляровой составляющей (5.70–12.94 %) по сравнению с гранатами из менее деформированных разностей (3.99–6.77 %), близкими значениями пироповой (7.85–13.43 % в центральной части зерна и 9.63–14.11 % – в краевой) и понижением альмандиновой компоненты (75.58–79.94 % в центральной части зерна и 76.23–81.72 % – в краевой) относительно гранатов из зон слабдеформированных гранат-двуслюдяных парагнейсов (10.69–14.12 и 9.99–14.57 %; 79.73–82.80 и 77.35–85.79 % соответственно) (табл. 4).

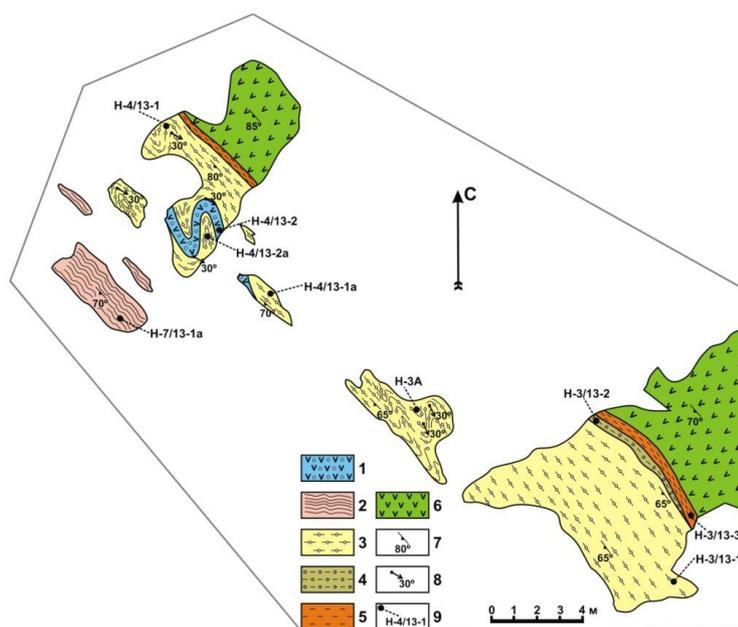


Рис. 7. Детальный участок «Нюрпа». Условные обозначения:

- 1 – гранатовые амфиболиты; 2 – двуслюдяные гнейсы; 3 – гранат-двуслюдяные парагнейсы;
- 4 – жильные образования эпидот-амфибол-биотит-плагиоклаз-кварцевого состава;
- 5 – биотитовые гнейсы; 6 – плагиоамфиболиты; 7 – гнейсовидность; 8 – шарниры складок;
- 9 – точки отбора образцов

Определение термодинамических параметров для гранат-двуслюдяных гнейсов показало, что на кульминационном этапе метаморфизма давление в пределах исследуемого участка варьировало в пределах 4.9–9.1 кбар (табл. 4). Максимальные его значения (7.1–9.2 кбар) отмечены в зонах наиболее интенсивных пластических деформаций, для слабдеформированных участков давление оценивается в интервале от 5.5 до 7.1–8.0 кбар.

Для гранат-двуслюдяных парагнейсов термодинамические условия формирования минерального парагенезиса $Grt_{85.2-88.6} + Bt_{49.2-51.7} + Ms_{44.2-47.6} \pm Kfs + Pl_{18.3-20.5} + Qtz$ из слабдеформированных зон оцениваются в $T=520-590$ °С, $P=5.5$ до 8.0 кбар, что, вероятно (?), характеризует фоновые P-T условия образования гранат-двуслюдяных гнейсов в пределах детального участка (табл. 4). Для гнейсов из зон интенсивных пластических деформаций

минеральный парагенезис представлен $Grt_{85.3-90.7} + Bt_{48.0-51.4} + Ms_{44.2-58.5} \pm Kfs + Pl_{18.4-19.6} + Qtz$, а термодинамические условия его формирования составляют: $T=490-590$ °С, $P=7.2-9.2$ кбар (табл. 4).

Таблица 4

Параметры состава сосуществующих минералов из гранат-двуслюдяных гнейсов и гранатовых амфиболитов Куркенйокской клиновидной зоны и P-T условия их равновесий

	Grt					Bt		Ms		Pl	T, °C	P, кбар
	Prp	Sps	Alm	Grs	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Mg}	TiO ₂	X _{Mg}	X _{Ca}		
Гранат-двуслюдяные парагнейсы												
Зоны интенсивных пластических деформаций												
Образец Н-3А												
A ₁	7.85	2.97	76.23	12.94	0.090	1.53	0.498	0.490	0.415	0.190	493	7.2
C ₁	12.95	1.60	78.27	7.17	0.140	1.53	0.498	0.490	0.415	0.190	579	8.0
A ₂	13.04	1.32	79.94	5.70	0.138	1.62	0.505	0.490	0.415	0.189	567	7.3
A ₅	12.5	0.53	78.86	8.10	0.136	1.62	0.499	0.590	0.550	0.186	571	8.3
C ₅	13.54	0.12	76.73	9.61	0.150	1.62	0.499	0.590	0.550	0.186	570	9.1
A ₆	13.43	0.23	77.86	8.48	0.147	1.81	0.491	0.350	0.558	0.189	594	8.9
Н-4/13-1												
A ₁	11.84	0.42	75.58	12.16	0.135	1.68	0.503	0.170	0.489	0.194	570	9.2
C ₁	14.11	0.20	76.46	9.22	0.155	1.68	0.503	0.490	0.352	0.194	598	9.1
A ₂	12.59	0.35	76.79	10.28	0.140	1.48	0.520	0.490	0.352	0.184	564	8.9
C ₂	12.48	0.58	78.19	8.75	0.137	1.48	0.520	0.490	0.352	0.184	557	8.3
Образец Н-4/13-2а												
A ₁	9.51	1.01	77.63	11.85	0.108	1.44	0.486	0.240	0.505	0.187	534	8.1
C ₁	9.63	1.43	81.72	7.22	0.104	1.44	0.486	0.240	0.505	0.187	523	6.5
Зоны слабого проявления пластических деформаций												
Н-3/13-1												
A ₁	14.12	0.72	81.17	3.99	0.147	1.71	0.490	0.348	0.560	0.190	589	6.7
C ₁	12.04	0.72	81.41	5.83	0.128	1.71	0.490	0.348	0.560	0.190	561	7.6
Н-3А-1												
C ₁	13.20	2.02	78.52	6.15	0.141	1.28	0.482	0.210	0.524	0.185	585	7.9
A ₁	12.96	1.10	79.73	6.21	0.138	1.28	0.482	0.210	0.524	0.185	589	8.0
C ₂	9.99	1.54	85.79	5.68	0.106	1.21	0.506	0.450	0.528	0.183	512	5.9
A ₂	12.56	1.04	80.92	5.48	0.133	1.21	0.506	0.450	0.528	0.183	558	7.1
Н-4/13-1а												
C ₁	14.57	0.56	77.35	7.53	0.158	1.45	0.508	0.450	0.534	0.205	597	8.4
A ₁	12.44	0.66	80.13	6.77	0.133	1.45	0.508	0.450	0.534	0.205	557	7.1
C ₂	10.68	0.95	83.48	4.89	0.112	1.45	0.508	0.450	0.534	0.205	520	5.2
A ₂	10.69	1.13	82.80	5.38	0.113	1.45	0.508	0.450	0.534	0.205	522	5.5
Гранатовые амфиболиты												
Зоны интенсивных пластических деформаций												
Н-4/13-2												
	Grt					Amp				Pl	T, °C	P, кбар
	Prp	Sps	Alm	Grs	X _{Mg}	X _{Mg}	(Na+K) _A	Si ф.е	X _{Ca}			
C ₁	12.39	5.08	58.83	23.70	0.162	0.530	0.264	6.22	0.325	643	9.4	
A ₁	15.47	4.51	67.43	12.60	0.177	0.530	0.264	6.22	0.325	668	7.5	
A ₂	16.17	4.51	67.05	12.27	0.184	0.540	0.336	6.13	0.325	646	7.4	
C ₃	13.44	3.67	62.29	20.59	0.169	0.530	0.291	6.18	0.325	634	8.9	
A ₃	14.60	5.13	67.89	12.38	0.167	0.530	0.291	6.18	0.325	658	7.6	

Примечание. А – ассоциации, включающие центр Grt, Pl и матричных Bt, Ms из гранат-двуслюдяных парагнейсов, а также центр Grt, Pl и Amp из гранатовых амфиболитов; С – ассоциации с участием контактирующих зон Grt, Bt, Ms, а также контактирующих зон Grt, Amp и Pl соответственно.

В пределах участка «Нюрпа» среди интенсивно пластически деформированных гнейсов закартирован прослой гранатового амфиболита смятого в складку (рис. 7). Гранатовые амфиболиты представлены мелко и среднезернистыми породами темно-зеленого цвета, структура породы порфириобластовая за счет выделений граната, структура основной ткани характеризуется сочетанием гранонематобластовой и нематогранобластовой с элементами мозаичной. Главными породобразующими минералами амфиболитов являются: амфибол

(роговая обманка – 55–65 %); гранат (переменного пироп-альмандинового гроссуляр-альмандинового составов – 5–8 %); плагиоклаз (андезин – 25–33 %) и кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, титанитом, алланитом и сульфидами, вторичные – хлоритом, карбонатом и серицитом в незначительном количестве. По своим петрохимическим характеристикам исследованные образцы гранатовых амфиболитов реконструируются по [13] как ортопороды, а на диаграмме для магматических пород, в системе TAS, соответствует составам базальтов. Химический состав (мас. %): SiO_2 – 49.89, TiO_2 – 1.30, Al_2O_3 – 14.55, Fe_2O_3 – 2.45, FeO – 11.24, MnO – 0.25, MgO – 5.82, CaO – 10.38, Na_2O – 0.89, K_2O – 0.39.

Для минеральной ассоциации $\text{Grt}_{77.1-78.9} + \text{Hbl}_{50.1-53.0} + \text{Pl}_{32.5-38.5} + \text{Qtz}$ из интенсивно пластически деформированных гранатовых амфиболитов определены термодинамические параметры центральных частей: $T=650\text{--}670$ °С и $P=7.4\text{--}7.6$ кбар, которые, вероятно, соответствует термодинамическим характеристикам проявления раннего этапа их формирования, краевые его части характеризуются P-T параметрами в $T=630\text{--}640$ °С, $P=8.9\text{--}9.4$ кбар. Оценки давления краевых частей гранатов (8.9–9.4 кбар) выше таковых в центральных его частях (7.4–7.6 кбар) и являются близкими к оценкам давления, определенным для интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных гнейсов (8.0–9.2 кбар) в пределах детального участка.

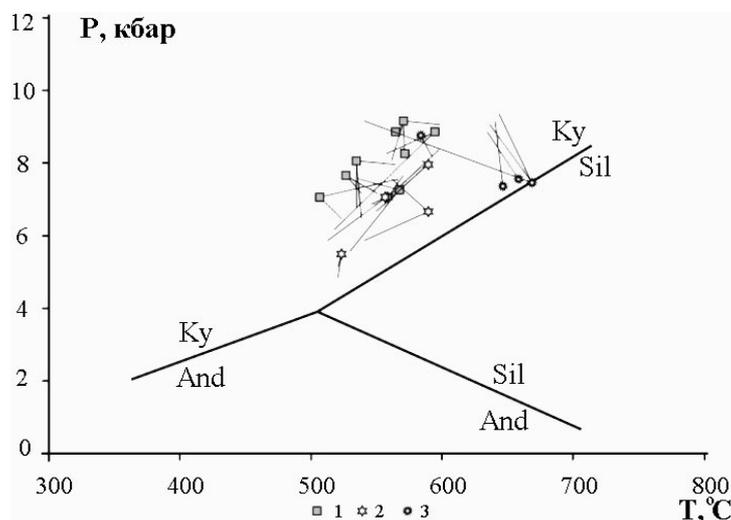


Рис. 8. P-T параметры тектонометаморфизма гранат-двуслюдяных парагнейсов и гранатовых амфиболитов Куркенйокской клиновидной зоны. Условные обозначения: 1 – интенсивно пластически деформированные; 2 – слабдеформированные гранат-двуслюдяные парагнейсы; 3 – интенсивно пластически деформированные гранатовые амфиболиты

Исследованные гранаты из гранат-двуслюдяных парагнейсов, независимо от интенсивности проявления пластических деформаций, характеризуются как прогрессивным, так и регрессивным температурным трендом кристаллизации, что можно объяснить хорошей проницаемостью пород, следовательно, они в большей степени были подвергнуты изменениям под влиянием проявления более поздних процессов даже с незначительными термодинамическими параметрами. P-T условия всех минеральных ассоциаций отвечают кианитовому типу метаморфизма (рис. 8). Принципиальных отличий в оценках температур центральных частей гранатов относительно его краевых частей не наблюдается. Различия в оценках температур центральных и краевых зон гранатов из интенсивно пластически деформированных гранат-двуслюдяных парагнейсов составляют 10–60 °С, а в слабдеформированных разновидностях – 10–50 °С (табл. 4). Для гранатов из интенсивно пластически деформированных гранатовых амфиболитов отличие в оценках температур *центр* – *край* составляет до 30 °С (табл. 4).

Обсуждение результатов исследований

Проведенные геолого-петрологические исследования пород и минеральных парагенезисов, представляющих различные по строению и вещественному составу объекты, позволяют получить новую информацию о метаморфических процессах и их термодинамических режимах в глубинных тектонических зонах сдвиговой природы.

Для всех изученных разновидностей пород (гранат-биотитовых гнейсов, гранат-двуслюдяных пара- и ортогнейсов, а также гранатовых амфиболитов) устанавливаются существенные закономерные различия в составах гранатовых парагенезисов в зависимости от интенсивности деформационно-вещественных преобразований пород. Общей тенденцией является возрастание содержания СаО и, соответственно, доли гроссулярового компонента в интенсивно пластически деформированных породах по сравнению со слабодеформированными породами. Кристаллы гранатов, образованные в результате интенсивных тектонометаморфических деформаций, характеризуются достаточно однородным распределением компонентов в центральной и краевой его частях. Гранаты из слабо- или недеформированных зон обладают сложной химической зональностью, которая характеризуется однородным составом в центральной части, снижением содержания Mn, Fe и ростом концентрации Ca и Mg в краевой его части.

Диапазоны давлений, зафиксированных для слабодеформированных участков из гранат-биотитовых гнейсов (6.0–7.5 кбар) Воче-Ламбинского геодинамического полигона [1, 2], гранатовых амфиболитов (6.5–7.4 кбар) Майяврской тектонической пластины и гранат-двуслюдяных парагнейсов (5.5–8.0 кбар) Куркенйокской клиновидной зоны являются близкими (при сопоставимых температурных значениях) и, по-видимому, отвечают диапазону фоновых давлений кульминационной стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа, проявленного в пределах зоны Лапландско-Беломорского тектонического шва [9, 10]. Оценки давлений, полученные для гранат-двуслюдяных и гранат-биотит-амфиболовых ортогнейсов Кислогубской тектонической пластины, сформированных в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, являются завышенными, что обусловлено спецификой их химизма и возможностями использованных геотермобарометров.

Аномально высокие давления (9.1–11.6 кбар для гнейсов Воче-Ламбинского геодинамического полигона; 10.4–11.1 – гранатовых амфиболитов Майяврской тектонической пластины; 8.0–9.2 кбар – гранат-двуслюдяных парагнейсов Куркенйокской клиновидной зоны) можно рассматривать как сверхдавления, генерируемые при интенсивных пластических деформациях в неоднородной по своим реологическим свойствам среде.

Вариации значений давления хорошо коррелируются с интенсивностью проявления пластических сдвиговых деформаций и литолого-геохимической среды их формирования и позволяет оценить так называемую «надбавку» тектонического давления относительно фонового в пределах одного литохимического типа пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев О.А., Петров В.П., Ряженова С.А. Неоднородности состава граната из гнейсов в зоне сдвиговых деформаций (Кольский полуостров) // ЗВМО. 2000. № 1. С. 82–90.
2. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова / под ред. Ф.П. Митрофанова и В.И. Пожиленко. Апатиты, 1991. 196 с.
3. Hoisch T.D. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104. P. 225–234.
4. Hoisch T.D. Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase, and implication for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite // Contrib. Mineral. and Petrol. 1991. Vol. 108. P. 43–54.
5. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л.Л. Перчук [и др.] // М.: Наука, 1983. 197 с.
6. Ghent E.D. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages / E.D. Ghent, M.Z. Stout // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 76. P. 92–97.
7. Wells P.R.A. P-T conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland // J. Geol. Soc. London. 1979. Vol. 136. P. 663–671.
8. Kohn M.Y., Spear F.S. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz // Amer. Miner. 1989. Vol. 74, № 1-2. P. 77–84.
9. Геология рудных районов Мурманской области / В.И. Пожиленко [и др.]. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 359 с.
10. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 1999. 325 с.

11. *Предовский А.А.* Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с. **12.** Баянова Т.Б., Чащин В.В. Новые результаты радиологического датирования кислых метавулканитов кислугубской и сейдореченской свит // Материалы Всеросс. палеовулканического симп. Петрозаводск, 2011. С. 16–17. **13.** *Werner C.D.* Saxonian granulites – a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high metamorphic complexes // *Gerlands Beitr. Geophys.* 1987. Vol. 96, № 3-4. P. 271–290.

Сведения об авторах

Петровская Лариса Сергеевна – к.г.-м.н., научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; e-mail: petrovskaya@geoksc.apatity.ru

Петров Валентин Петрович – д.г.-м.н., профессор, Кольский научный центр РАН; e-mail: petrov@admksk.apatity.ru

Петровский Михаил Николаевич – к.г.-м.н., старший научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; e-mail: petrovskiy@geoksc.apatity.ru

Базай Айя Валериевна – к.г.-м.н., научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; e-mail: bazai@geoksc.apatity.ru