

УДК 551.24.035

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ СТРЕСС КАК ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ФАКТОР МЕТАМОРФИЗМА

© 2015 г. А.Л. Кулаковский, Ю.А. Морозов, А.И. Смульская

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

На основе натурных наблюдений и аналитических исследований пород зонально метаморфизованного палеопротерозойского ладожского комплекса юго-восточной части Балтийского щита (Северное Приладожье) выявлены приуроченные к зонам разломов тектониты по метаосадочным породам (стресс-метаморфиты) с аномально высокими (до 12 кбар) значениями давления и повышенными температурами преобразований, значительно превышающими фоновые параметры регионального метаморфизма. Охарактеризованы особенности структуры и состава двух групп стресс-метаморфитов, относящихся к разным стадиям одного деформационно-метаморфического этапа; определены некоторые параметры и тренды стресс-метаморфизма каждой из стадий. Исходя из этого, рассматриваются вопросы пространственно-временного соотношения процессов метаморфизма и деформаций и оценивается возможная роль тектонического стресса как дополнительного и весьма существенного термодинамического фактора метаморфических преобразований в земной коре.

Ключевые слова: тектонический стресс, термодинамические параметры, метаморфизм, палеопротерозойский ладожский комплекс.

Введение

Одной из актуальных проблем современной метаморфической геологии остается проблема временного и пространственного соотношения деформационных и вещественных преобразований в земной коре и их генетической взаимосвязи. Исследователи метаморфических комплексов, отмечая пространственную неоднородность проявления названных преобразований, довольно часто свидетельствуют о приуроченности наиболее глубоких изменений пород к зонам повышенных деформаций. Это нашло отражение в известной концепции стресс- или динамо-метаморфизма [Харкер, 1937; Лукьянов, Лукьянова, 1987; Зиновьев, 1992; *Метаморфизм...*, 2001; *Структура...*, 1988, 1990; Чиков, 1988, 1990], отражающей возможное влияние тектонического фактора на термодинамические параметры и/или кинетику метаморфических реакций. Появилось много работ, фиксирующих или обсуждающих аномальное повышение температуры минеральных преобразований в зонах локализованных деформаций, в разломах и зонах пластичного сдвига [Brun, Cobbold, 1980; Kapoor, Nemat-Nasser, 1998; Leloup et al., 1999; Duprat-Oualid, Yamato, Pitra, 2013; Nebelec, Whittington, Hofmeister, 2010], что дало основания говорить о деформационном разогреве (*strain heating*) вплоть до расплавления в разломных псевдотахилитах [Wenk, Johnson, Ratschbacher, 2000].

Не менее дискуссионна и проблема существенных вариаций параметра давления, соотношения литостатической и тектонической его компонент, условий возникновения более высокобарных фаз среди минеральных ассоциаций с “нормальным” фоновым уровнем метаморфических преобразований, вполне объяснимым величиной литостатической нагрузки [Coleman, Wang, 1995; Mancktelow, 2008; Li, Gerya, Burg, 2010; Moulas et al., 2013; Schmalholz, Podladchikov, 2013]. Важно понимать, насколько близко отражают термодинамические параметры преобразований, фиксируемые стандартными геотермометрами и геобарометрами, реальные глубины и температурный режим мета-

морфизма и какую “добавку” вносит деформационный фактор. Все это значимо не только для восстановления общих условий глубинного петрогенеза, но и для осуществления геодинамических реконструкций, наиболее полно учитывающих особенности эволюции того или иного региона.

Несмотря на большое внимание к этой проблеме геологов, петрологов и геомехаников и постоянно повышающийся уровень аналитических исследований, до сих пор не существует общепринятого толкования феномена повышенных термодинамических параметров, фиксируемых в зонах локализованных деформаций. С учетом сложности и острой дискуссионности поставленных вопросов представляется правильным обратиться к расширению фактологического наполнения проблемы, к детализации особенностей протекания синхронных деформационных и метаморфических преобразований, к выявлению и фиксации их пространственно-временных взаимосвязей, масштабности проявления. Именно на это в первую очередь и ориентирована настоящая публикация, одновременно ставящая вопросы о возможном влиянии тектонического стресса на величины термодинамических параметров метаморфизма, а также освещающая отдельные аспекты геологической эволюции конкретного региона исследований – Северного Приладожья.

Общая характеристика района исследований

Северное Приладожье охватывает юго-восточную часть Балтийского щита в области сочленения двух его крупных составных элементов – архейского Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофенского аккреционного орогена [Балтыбаев и др., 2000]. Эта территория входит в состав Свекокарельской подвижной области, стабилизированной в конце раннего протерозоя, и в структурно-тектоническом смысле относится к Саво-Ладожской зоне [Салон, 1979] или, в другой терминологии, к сутурной зоне Раахе-Ладога [Park, Bowes, 1983; Bowes, Halden, Koistinen, 1984]. Здесь (рис. 1, а) на современный эрозионный срез выведены образования двух структурных этажей Балтийского щита – нижнего и среднего [Тугаринов, Бибикова, 1980].

Нижний структурный этаж, сложенный архейскими образованиями (преимущественно гранито-гнейсами) с возрастом в интервале 2.7–2.6 млрд. лет, является фундаментом для пород среднего этажа, представленных супракрустальным, исходно вулканогенно-осадочным и терригенным ладожским комплексом палеопротерозоя. Повсеместно, за исключением Карельского массива, ограничивающего Саво-Ладожскую зону с северо-востока, породы фундамента обнажаются также среди образований ладожского комплекса в виде многочисленных изолированных выступов, широко известных в геологической литературе как “окаймленные гранито-гнейсовые купола”, природа которых остается предметом оживленных дискуссий [Судовиков и др., 1970; Салон, 1979; Синица, 1984; Морозов, Гафт, 1985; Морозов, 1999; Шульдинер, Козырева., Балтыбаев, 1997]. Ладожский комплекс, сформированный в интервале 2.1–1.8 млрд. лет, включает метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования ливвия, объединенные в сортавальскую серию (2.06–1.97 млрд. лет), и флишоидно-терригенные отложения калевия, составляющие собственно ладожскую серию карелид (1.97–1.89 млрд. лет). Одновременные с последними отложения свекофеннид выделяются рядом исследователей в самостоятельную лахденпохскую серию, латерально сопряженную с ладожской [Балтыбаев и др., 2000].

Северное Приладожье – классическая область проявления зонального метаморфизма умеренных и средних давлений [Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974]. Степень метаморфизма нарастает здесь с северо-востока на юго-запад (рис. 1, б) и на большей части территории варьирует в пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

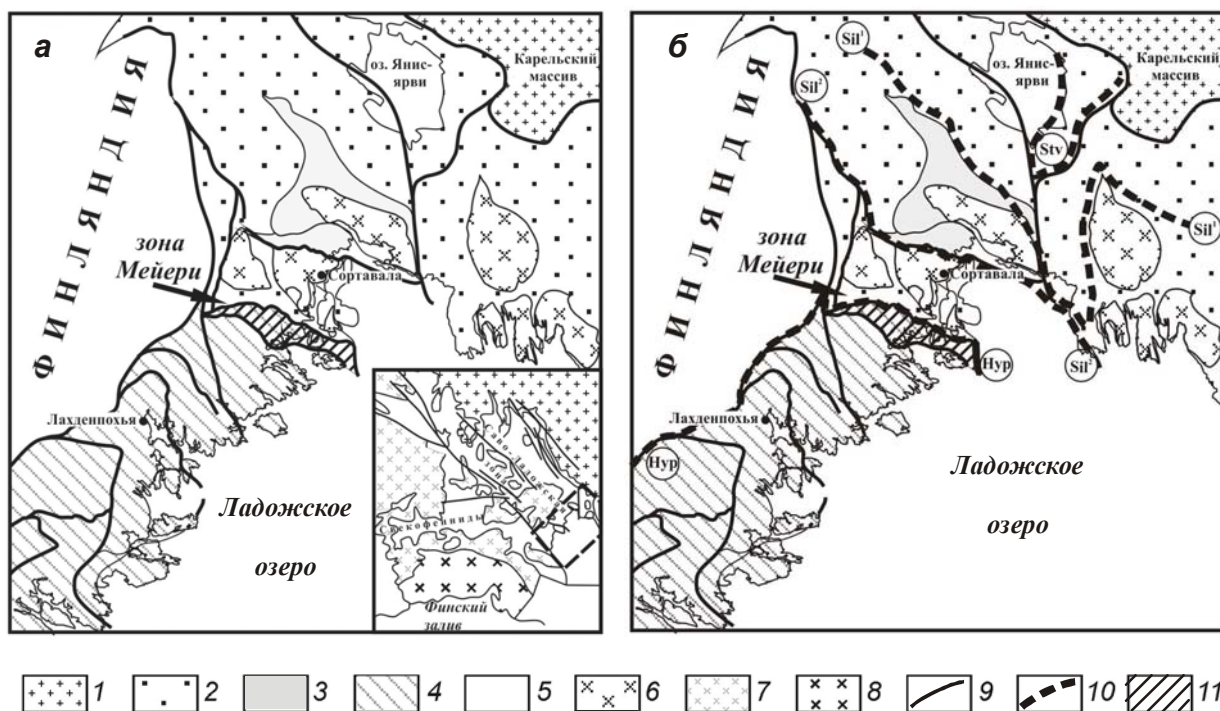


Рис. 1. Схемы геологического строения (а) и метаморфизма (б) изученного района. На врезке – его положение в Свекокарельской подвижной области

1 – архейский фундамент; 2–5 – свекокарельские образования ладожской (2), сортавальской (3), лахденпохской (4) серий, нерасчлененные (5); 6 – гранитоиды “купольных” структур; 7 – свекофеннские гранитоиды; 8 – граниты рапакиви; 9 – разломы; 10 – метаморфические изограды (в кружках – индекс-минералы); 11 – зона Мейери. Штриховой контур на врезке – граница изученного района

Породы зеленосланцевой фации выходят только в узкой полосе, примыкающей к архейскому Карельскому кратону, и в виде отдельных линз встречаются в поле образований эпидот-амфиболитовой фации. Граница между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями проводится по изограде силлиманита (“первого силлиманита”). Южнее по изограде силлиманита в ассоциации с калиевым полевым шпатом (“второго силлиманита”) проводится граница нижней и верхней субфаций амфиболитовой фации, с которой примерно совпадает и граница области массовой мигматизации пород. Породы гранулитовой фации устанавливаются только в южном домене Северного Приладожья в свекофеннских породах лахденпохской серии.

Границей карелид северного и свекофеннид южного доменов Северного Приладожья служит так называемая зона Мейери [Шульдинер, Козырева, Балтыбаев, 1997; Балтыбаев и др., 1996] (см. рис. 1, б). Эта зона сложена пологопадающими к югу тектоническими покровами пород ладожской и сортавальской серий с участием пластин гранито-гнейсового архейского фундамента (“пояс покровных структур” в терминологии Н.Г. Судовикова с коллегами [1970]). В современных интерпретациях зона Мейери рассматривается как одна из ветвей сутурной зоны Раахе–Ладога [Балтыбаев и др., 2000], имеющей в целом диверегентно-веерное внутреннее строение и транспрессивный тип развития [Морозов, 1999]. Зона Мейери, прослеженная более чем на 40 км в запад–северо-западном направлении, имеет ширину до 20 км и мощность 6–8 км. Для неё характерна повышенная степень концентрации покровно-надвиговых структур. Помимо этого, зона Мейери представляет собой зону локализованного, по сути дела,

скачкообразного изменения степени метаморфизма: в её северной части породы ладожской серии метаморфизованы в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации, в южной – в гранулитовой.

Таким образом, зона Мейери – значимая граница в двух принципиально важных отношениях. Во-первых, она является зоной тектонического сочленения двух геоблоков (свекофеннид и карелид), во-вторых, – существенной метаморфической границей.

Согласно данным ряда исследователей (см., например, [Шульдинер и др., 1997; Глебовицкий и др., 2002; Балтыбаев, Левченков, Левский, 2009]), разные метаморфические зоны Северного Приладожья характеризуются *PT*-параметры пика регионального метаморфизма, приводимыми в табл. 1.

Таблица 1. *PT*-параметры пика регионального метаморфизма в разных метаморфических зонах Северного Приладожья

	<i>T</i> , °C	<i>P</i> , кбар
<i>Зона низкотемпературного метаморфизма северного домена (карелиды)</i>		
низкотемпературная ставролитовая подзона	410–550	3.2–3.3
высокотемпературная ставролитовая подзона	530–610	4.0
<i>Зона амфиболитовой фации “северного” домена</i>		
биотит-силлиманитовая подзона	600–640	3.8–5.0
гранат-кордиеритовая (куммингтонитовая) подзона	650–730	5.3
<i>Зона гранулитовой фации южного домена (свекофенниды)</i>		
гиперстеновая подзона	780–840	4.8–6.4
гранат-гиперстеновые гнейсы подзоны	865–945	5.6–6.5

Краткая характеристика подхода и методов исследования

Использованный авторами данной статьи подход отличался от подхода предшествующих исследователей метаморфизма в Приладожье [Великославинский, 1972; Нагайцев, 1974; Балтыбаев и др., 2000; Глебовицкий, 1975; Глебовицкий и др., 2002] тем, что сравнительное изучение параметров вещественных преобразований пород в зонах разломов разных масштабных рангов (стресс-метаморфизм) и фоновых характеристик зонально проявленного регионального метаморфического процесса было выполнено методами минеральной геотермобарометрии.

Минеральная геотермобарометрия, основанная на термодинамических расчетах экспериментально откалиброванных реакций между минералами, широко используется для реконструкции условий формирования метаморфических пород, а также их геодинамической эволюции. Выбор из весьма большого числа геотермобарометров подходящего для конкретного объекта, в первую очередь, определяется минеральным составом изучаемых метаморфических пород. В исследованном районе Приладожья достаточно широко распространены породы кислого состава, содержащие ассоциацию гранат–биотит–плагиоклаз–кварц. Фактически, эта минеральная ассоциация является “сквозной” для пород разных фаций метаморфизма, исключая зеленосланцевую. Этим обусловлен выбор в качестве одной из программ расчета *PT*-параметров метаморфизма геотермобарометра GBPQ (гранат–биотит–плагиоклаз–кварц), предложенного не так давно китайскими исследователями для метапелитовых пород [Wu, Zhang, Ren, 2004].

Применение этого геотермобарометра ограничено, во-первых, минеральным составом пород (необходимым присутствием ассоциации четырех названных минералов) и, во-вторых, составом этих минералов (в гранате $X_{\text{gr}} > 3\%$, в плагиоклазе $X_{\text{an}} > 17\%$ и в биотите $X_{\text{bioAl}} > 3\%$). Большая часть проанализированных образцов этим условиям соответствует.

Другой использованный метод расчета значений давления и температуры – метод внутренне согласованных расчетов равновесий TWQ, позволяющий по точкам (узлам) пересечения линий равновесия на диаграммах определять PT -параметры образования минеральной ассоциации [Aranovich, Berman, 1996; Berman, Aranovich, 1996].

Изучение состава минералов проводилось в Лаборатории локальных методов исследования вещества Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова. Использовался микрондовый комплекс на базе растрового (сканирующего) электронного микроскопа Jeol JSM-6480LV. Был изучен состав минералов и рассчитаны параметры метаморфизма для 135 образцов метаморфических пород из разных метаморфических зон, большая часть которых относится к тектонической зоне Мейери.

Сопоставление результатов пересчетов по двум программам – TWQ и GBPQ – показало, что значения давления, определенные по TWQ, примерно в 80% случаев превышают значения, рассчитанные по программе GBPQ, не более чем на 1.5 кбар.

Соотношение значений температуры, определенной по тем же программам сложнее. В низкотемпературной области (до 650 °C) значения по TWQ систематически ниже полученных по GBPQ; в высокотемпературной (свыше 650 °C) картина обратная – температуры по TWQ систематически превышают значения, полученные по GBPQ. Расхождения в 93% случаев не превышают ± 50 °C (рис. 2).

Для статистической обработки результатов использованы данные пересчетов по программе TWQ. Ниже на рис. 3 приводятся конкретные примеры определения PT -параметров метаморфизма с использованием графиков программы TWQ для образцов пород четырех групп: гнейсов вне тектонической зоны Мейери (обр. 234, рис. 3, а); плагиогранито-гнейсов (обр. 410, рис. 3, б); апогнейсовых тектонитов (“роговиков”) (обр. 515/5, рис. 3, в) и бластокатаклазита (обр. К-31/4, рис. 3, г) также из зоны Мейери.

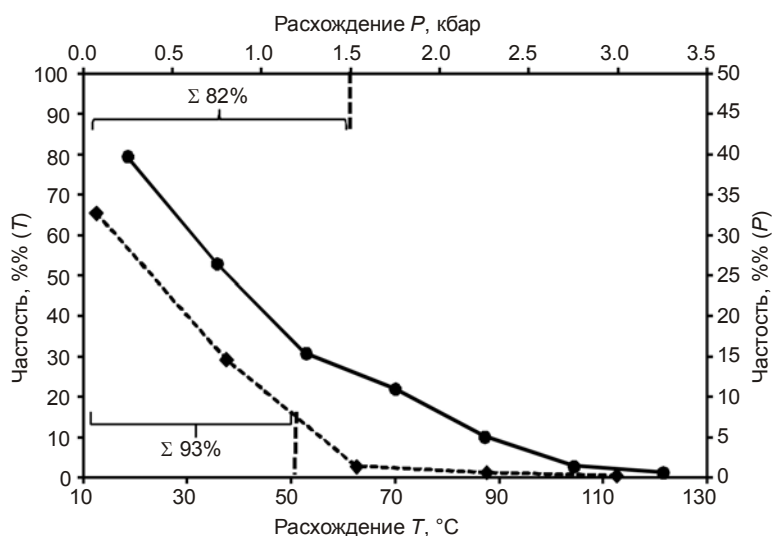


Рис. 2. Частота расхождения значений PT -параметров, рассчитанных по программам GBPQ и TWQ (сплошная линия – давление, штриховая – температура)

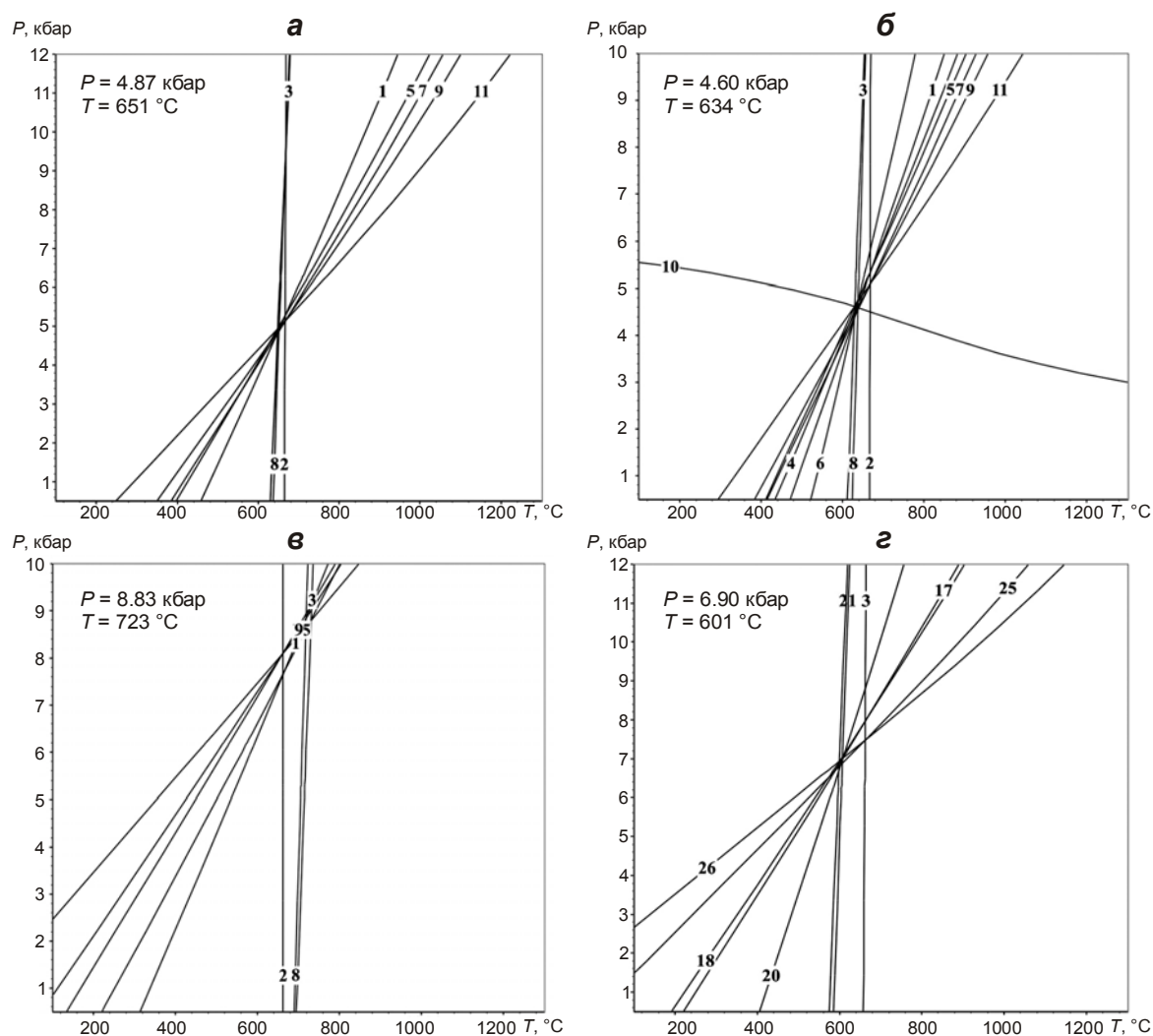


Рис. 3. *PT*-диаграммы линий постоянного состава минералов для пород четырех групп: *а* – Crd-Grt-Mus-Bt гнейс из группы гнейсов, плагиогнейсов и кристаллосланцев вне зоны Мейери (обр. 234); *б* – гранатсодержащий плагиогранито-гнейс из группы гнейсов и плагио-гнейсов зоны Мейери (обр. 410/66); *в* – Grt-Bt-Qtz-Pl “роговик” из группы тектонитов зоны Мейери (обр. 515/5); *г* – Grt-Bt бластокатаклазит из группы тектонитов зоны Мейери (обр. К-31/4)

Выделение совокупности образцов с “аномальными” значениями давления

Из 135 проанализированных образцов в 58 было зафиксировано давление, превышающее 6.5 кбар, т.е. верхнюю границу диапазона значений давления для гранулитовой фации докембрия Приладожья, установленную предшествующими исследователями [Шульдинер, Козырева, Балтыбаев, 1997; Глебовицкий и др., 2002; Балтыбаев, Левченков, Левский, 2009] (см. табл. 1).

На графике частоты распределения пиковых значений давления (рис. 4, *а*) можно заметить несколько максимумов, два наиболее сильных из которых примерно отвечают диапазону давления амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Менее сильные максимумы присутствуют в области давлений >6.5 кбар. Можно допустить, что породы, для которых рассчитанное давление превышает 6.5 кбар, не являются продуктами зонального регионального метаморфизма амфиболитовой/гранулитовой фаций, но связаны с метаморфическими событиями иной природы.

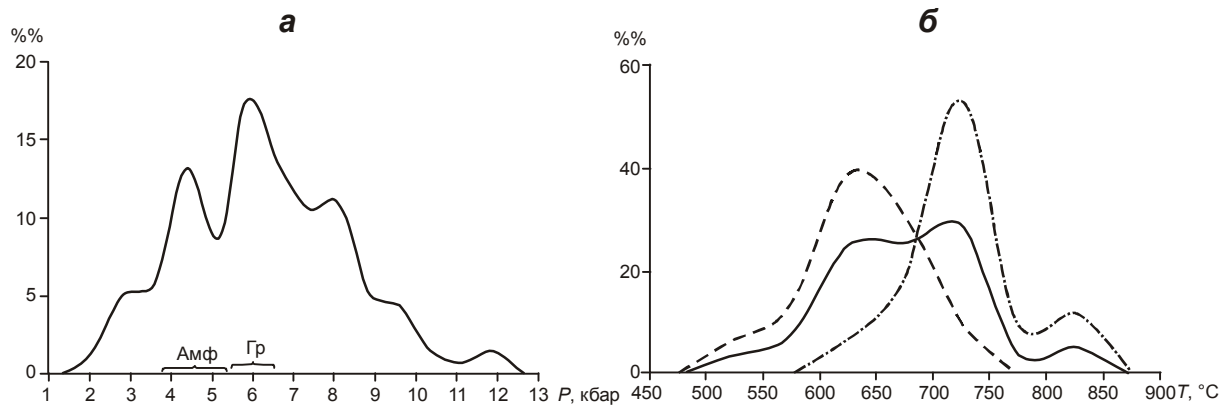


Рис. 4. Частота распределения значений давления (а) и температуры (б) пика метаморфизма, рассчитанных по программе TWQ для 135 образцов. а: Амф – диапазон значений давления амфиболитовой фации регионального метаморфизма, Гр – то же гранулитовой фации по [Балтыбаев и др., 2000, 2009]; б: сплошная линия – расчет для всех 135 образцов; штриховая – для 77 образцов с $P < 6.5$ кбар; штрихпунктирная – для 58 образцов с $P > 6.5$ кбар

“Обособленность” совокупности из 58 образцов с “аномальными” значениями пиковых давлений от остальных 77 образцов, для которых рассчитанное давление находится в пределах диапазона давлений регионального метаморфизма, можно заметить и на графике распределения пиковых температур (рис. 4, б). График частоты распределения пиковых температур для всех проанализированных 135 образцов характеризуется двумя слившимися сильными максимумами в интервале $\sim 600\text{--}750$ °С, а также слабым (возможно, случайным) максимумом вблизи 825 °С. Построенные порознь графики частоты пиковых температур для образцов с $P < 6.5$ кбар (т.е. “нормальных” продуктов регионального метаморфизма амфиболитовой/гранулитовой фаций) и для образцов с “аномальными”, превышающими 6.5 кбар, значениями давлений имеют только по одному сильному максимуму (особенно сильному – для совокупности образцов с “аномальными” значениями давления).

Идентификация пород с “аномальными” значениями давления

Породы совокупности с “аномальными” значениями пикового давления отличаются двумя особенностями – приуроченностью к зонам разломов и отчетливой тектонитовой природой. Касаясь локализации этих пород в зонах разломов, пока отметим¹, что абсолютное их большинство связано с вышеупомянутой зоной Мейери – тектоническим швом первого порядка в Приладожье. Небольшое количество образцов с “аномальными” значениями давления приурочены к разломам в поле свекофеннских образований (гранулитовой фации) к югу от названной зоны, единичные – к разломам к северу от неё в поле пород амфиболитовой фации (карелиды).

Рассматриваемые тектониты разломных зон по своим структурно-текстурным особенностям, минеральному составу и составу слагающих их минералов (в первую очередь, плагиоклаза, граната и биотита) относятся к двум разновозрастным группам – роговиковоподобных пород и бластокатаклазитов.

Роговиковоподобные породы (далее для краткости – “роговики”), которые некоторые исследователи связывают с контактовым воздействием ранних, предшествующих

¹ Масштаб этих зон – предмет особого разговора и будет обсуждаться ниже.

региональному метаморфизму интрузий [Шульдинер, Козырева, Балтыбаев, 1997], обладая характерной роговиковой (мозаичной, торцовой) микроструктурой (рис. 5), судя по всему, не имеют отношения к контактовому воздействию каких-либо интрузивов, но являются своего рода тектонитами [Кулаковский, 2003]. Вмещающими породами для них являются обычные плаггиогнейсы и плаггиомигматиты амфиболитовой фации, реже (в области свекофеннид) гранулитовой. Формирование “роговиков” относится к более позднему, нежели региональный зональный метаморфизм и мигматизация, этапу.

“Ороговиковаются”, по всей видимости, наиболее компетентные из уже метаморфизованных пород – метапесчаники ладожской серии, преобразованные в плаггиогнейсы и (реже) гнейсы, и амфиболиты, в том числе пироксенсодержащие метагабброамфиболиты. Особенностью “роговиков” является их микроструктура (рис. 5) – мелкозернистая (реже среднезернистая) мозаика из кварца и плаггиоклаза, а также биотита в лейкократовых разностях или амфибола в меланократовых. Весьма обычно для “роговиков” присутствие порфиробластов граната (рис. 5, б).

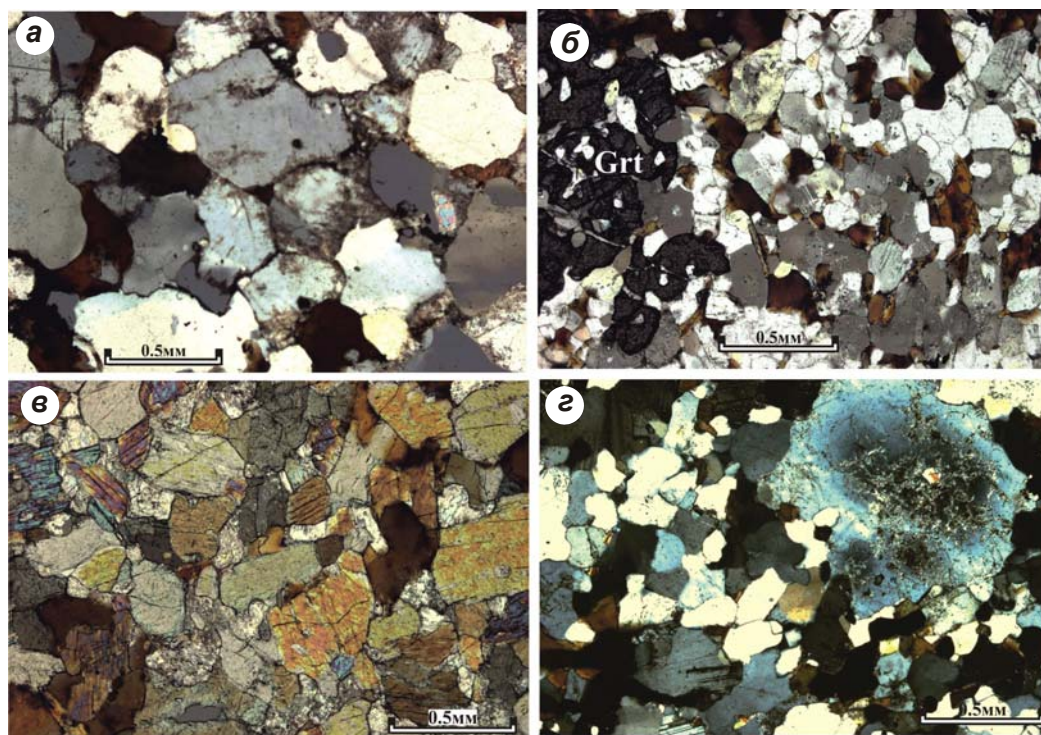


Рис. 5. Микроструктура “роговиков”. Лейкократовые (апогнейсовые) “роговики”: а – среднезернистый Bi-Qtz-Pl роговик (шлиф К-42/6; микроструктурная диаграмма – рис. 6, а); б – мелкозернистый порфиробластовый Qtz-Grt-Bt-Pl роговик (шлиф К-45/6). в – апоамфиболитовый Pl-Bt-Hbl роговик (шлиф К-45/3, микроструктурная диаграмма рис. 6, з); г – апогнейсовый Grt-Bt-Qtz-Pl роговик с порфирокластом плаггиоклаза (шлиф К-13/2)

Лейкократовые (апогнейсовые) “роговики” состоят из кварца, плаггиоклаза (преимущественно андезина) и биотита (обычно в разных соотношениях с гранатом). Изредка присутствуют калишпат, амфибол (роговая обманка или куммингтонит), мусковит, кордиерит. В лейкократовых “роговиках” нередко также “реликты” их субстрата – плаггиогнейсов или плаггиогранито-гнейсов, – встречающиеся чаще в виде отдельных порфирокластов плаггиоклаза (более крупных, нежели зерна матрицы “роговика”, кристаллов, иногда – зональных, рис. 5, г), реже в виде небольших, с размытыми контурами полос плаггиогнейса.

Предпочтительная ориентировка минералов, слагающих “роговики”, практически отсутствует как по форме (и на макро- и на микроуровне), так и по оптической индикатрисе. На микроструктурных диаграммах (рис. 6, а–з) сила максимумов ориентировки осей (полюса спайности биотита или [001] роговой обманки) редко достигает 6%, т.е. петроструктура “роговиков” практически квазиизотропная.

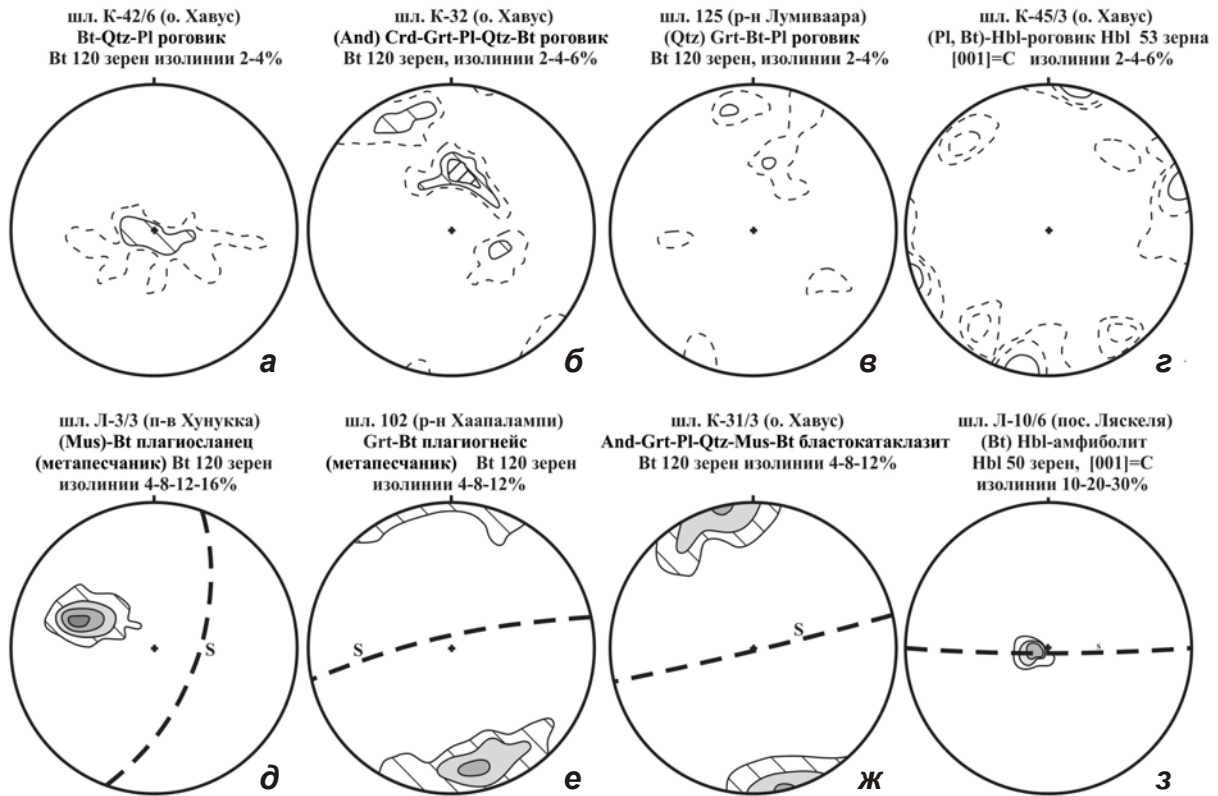


Рис. 6. Сравнение микроструктурной ориентировки биотита и роговой обманки в “роговиках” (верхний ряд) и в близких по составу метаморфитах и бластокатаклазитах (нижний ряд). Проекция на нижнюю полусферу; S – след полосчатости

Процесс образования “роговиков” можно понять, изучая в шлифах породы, лишь в незначительной степени преобразованные в “роговики” и потому сохранившие участки исходного матрикса. Эти преобразования сводятся к грануляции исходно крупных, нередко идиоморфных, иногда зональных кристаллов плагиоклаза – замещению последних “мозаикой” мелких аллотриоморфных зерен плагиоклаза; как правило, одновременно в этой мелкозернистой массе идет рекристаллизация ксеноморфного биотита и часто порфиробластез граната.

Парадоксальный на первый взгляд процесс – формирование в зонах разломов при стрессе массивных тектонитов с квазиизотропной петроструктурой, – по всей видимости, аналогичен таковому при возникновении массивных апогаббровых пород в надвиговых зонах северо-восточной части Беломорского пояса, описанных в работе [Козловский, Вирюс, 2011]. Согласно модели, предложенной этими исследователями, при деформации основная масса гнейсов, исключая наиболее компетентные и менее обводненные разности пород (в нашем случае – метапесчаники и амфиболиты), в присутствии флюида переходит в пластичное состояние. При этом для сохраняющихся в твердом состоянии блоков (пластин) компетентных пород стресс трансформируется

в нормальное гидростатическое давление. В этом квазиизотропном поле напряжений протекает рекристаллизация метапесчаников и амфиболитов с формированием компрессионных парагенезисов (пород с роговикоподобной петроструктурой).

Бластокатаклазиты распространены довольно ограниченно и в основном приурочены к западному (район оз. Куоккаярви) и восточному (о. Хавус) флангам зоны Мейери. Субстратом бластокатаклазитов служат те же гнейсы, плагиогнейсы и гранитогнейсы, что и для кислых (апогнейсовых) “роговиков”. Мелкоочковая и микролинзовидная (флазерная), свилеватая структура и текстура бластокатаклазитов свидетельствуют об их формировании в процессе интенсивного пластического течения. Характерна четкая директивная (плоскостная, реже линейно-плоскостная) петроструктура и микроструктура бластокатаклазитов (рис. 6, ж).

Из двух рассматриваемых групп тектонитов “роговики” характеризуются более высокими, нежели бластокатаклазиты, значениями давления и температуры (рис. 7). Здесь и далее приведены результаты статистической обработки по программе Statistica микрозондовых анализов для четырех групп пород кислого состава, близких по минеральной ассоциации ($Qtz + Bt + Grt + Fs \pm Mus, Sil, Crd, And$): гнейсов/плагиогнейсов (23 образца), “роговиков”(32 образца), бластокатаклазитов (13 образцов), гнейсов/плагиогнейсов амфиболитовой и, менее, гранулитовой фаций (23 образца). Первые три группы – образцы с о. Хавус, четвертая – вне острова.

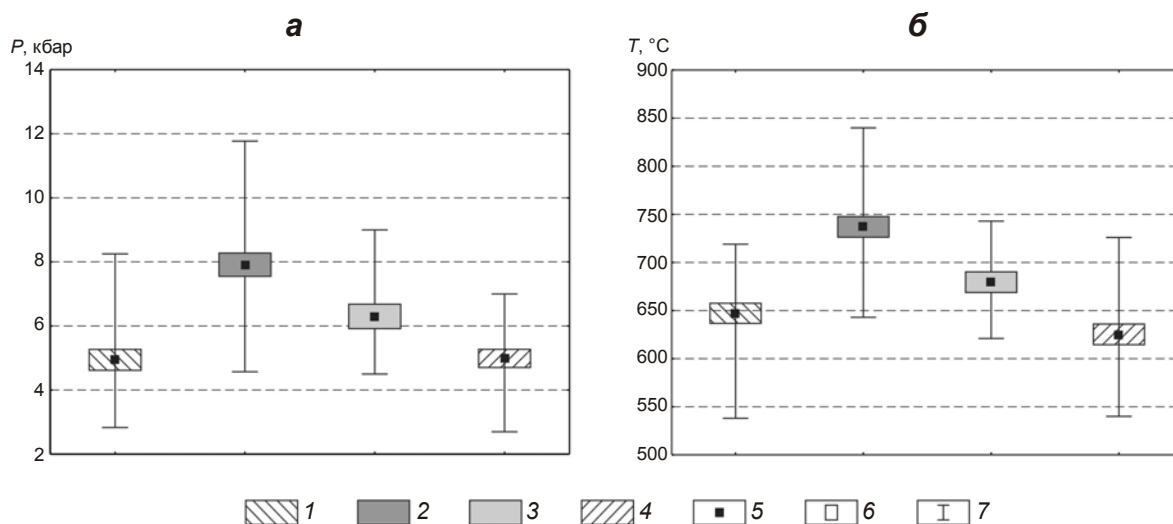


Рис. 7. Диаграммы размаха PT -параметров для регионально метаморфизованных гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов

1–3 – породы зоны Мейери: гнейсы и плагиогнейсы (1), “роговики” (2), бластокатаклазиты (3); 4 – гнейсы и плагиогнейсы вне зоны Мейери; 5–7 – результаты статистической обработки: среднее (5), среднее \pm стандартная ошибка (6), размах вариации (7)

Возрастные соотношения “роговиков” и бластокатаклазитов

“Роговики” и бластокатаклазиты относятся к двум разным эпизодам стресс-метаморфизма, разделенным фазой складчатости. Складки этой фазы варьируют по величине и морфологии, но характеризуются устойчивой ориентировкой шарниров, погружающихся в югу. Учитывая, что в целом падение метаморфической и тектонической расслоенности в зоне Мейери преобладает в южных румбах, ориентировка шарниров складок данной генерации близка к линии падения расслоенности. Складки сминают

как метаморфическую (и мигматитовую) расслоенность гнейсов, плагиогнейсов, гранито-гнейсов, так и пластины “роговиков”. При этом, как правило, маломощные пластины последних разлинзовываются и будинируются (рис. 8, а).



Рис. 8. Тектониты двух групп из зоны Мейери (о. Хавус). а – будины “роговиков” в бластокатаклазитах; б – будина полосчатых лейкократовых (светлые) и меланократовых (темные полосы) “роговиков” в ядре складки в катаклазированных плагиогнейсах; в – “жила” бластокатаклазитов (внизу снимка) сечет смятые в складку “роговики”; з – линейность по (гранат) полевошпатовым агрегатам в катаклазированных плагиогнейсах

Очень часто будины “роговиков” встречаются в ядрах складок (рис. 8, б). Формирование складок данной фазы сопровождается возникновением минеральной (рис. 8, з) и механической (бороздчатости) линейности, ориентированной параллельно шарнирам складок.

Зоны бластокатаклазитов нередко секут складки рассматриваемой генерации (рис. 8, в), свидетельствуя о постскладчатом развитии этого процесса. Однако наличие местами линейности (по стержневидным агрегатам граната ± кварц, полевой шпат, реже – по силлиманиту), ориентированной субпараллельно шарнирам складок данной генерации, указывает на синскладчатое начало бластокатаклаза..

Некоторые особенности состава стресс-метаморфитов

Минеральный состав лейкократовых (апогнейсовых) “роговиков” в целом весьма схож с таковым их исходной “матрицы” – гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов (Qtz, Bt, Grt, Pl ± KFs). Но составы породообразующих минералов “роговиков” заметно отличаются от составов минералов “матрицы”. Бластокатаклазиты, наоборот, по минеральному составу существенно отличаются от гнейсов/плагиогнейсов – в них помимо кварца, содержание которого, как правило, выше, нежели в гнейсах/плагиогнейсах, полевых шпатов, биотита и граната присутствуют обычно кордиерит, силлиманит и/или

андалузит, часто мусковит, графит. В то же время составы плагиоклаза, биотита и граната, в целом, незначительно отличаются от таковых в гнейсах/плагиогнейсах. Результаты статистической обработки составов минералов для упомянутых выше четырех групп пород суммированы в табл. 2, где приведены только статистически значимые различия в составах биотита, плагиоклаза и граната между породами этих групп. “Весьма статистически значимые” различия в составах отмечены отдельно (выделены утолщенным шрифтом).

Таблица 2. Статистически значимая ($P < 0.05$) и весьма статистически значимая ($P < < 0.05$) разница составов минералов гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов

Группы пород		Минерал	о. Хавус			Вне о. Хавус
			гнейсы	роговики	бласто-катаклазиты	метаморфиты
о. Хавус	гнейсы	Grt		XFeGrt, XMgGrt, XCagrt, XMnGrt	XMgGrt, XMnGrt	
		Bt			XAlBio	XMgBio, XAlBio, XTiBio
		Pl		XCaPl		
	“роговики”	Grt	XFeGrt, XMgGrt, XCaGrt, XMnGrt		XFeGrt, XCaGrt	XFeGrt, XMgGrt, XCagGrt, XMnGrt
		Bt			XAlBio	XAlBio, XTiBio
		Pl	XCaPl		XCaPl	XCaPl
	бласто-катаклазиты	Grt	XMgGrt, XMnGrt	XFeGrt, XCaGrt		XMgGrt, XMnGrt
		Bt	XAlBio	XalBio		
		Pl		XCaPl		
вне о. Хавус	метаморфиты	Grt		XFeGrt, XMgGrt, XCaGrt, XMnGrt	XMgGrt, XMnGrt	
		Bt	XMgBio, XAlBio, XTiBio	XAlBio, XTiBio	XTiBio	
		Pl		XCaPl		

Примечание: P – вероятность ошибки для U-теста Манна–Уитни; значения весьма статистически значимой разницы выделены утолщенным шрифтом.

Очевидно, что наиболее резко по составу всех трех минералов выделяются “роговики”, демонстрирующие статистически значимое (а чаще – весьма значимое) отличие как от регионально метаморфизованных пород близкого минерального состава (гнейсов о. Хавус и метаморфитов за его пределами), так и от бластокатаклазитов. При этом следует отметить параметр XCaGrt, по которому фиксируется весьма значимое отличие гранатов “роговиков” от гранатов пород трех других групп. Это отличие выражено и в среднем содержании XCaGrt, и в диапазоне колебаний данного параметра (рис. 9). Ранее аналогичная закономерность была описана для стресс-метаморфитов

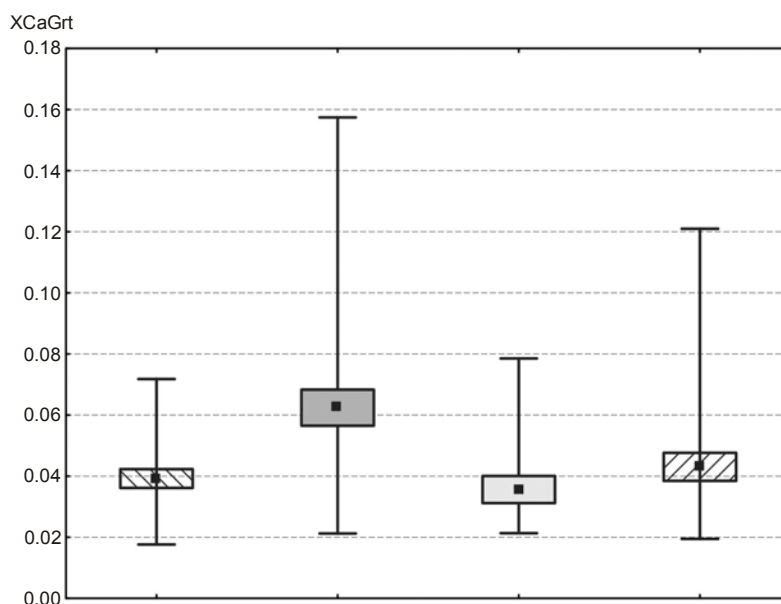


Рис. 9. Диаграмма размаха содержания XCaGrt для регионально метаморфизованных гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов. Условные см. на рис. 7

в зоне пластического сдвига в докембрийских гнейсах центральной части Кольского полуострова, где сильно тектонизированные разности гнейсов характеризуются и аномально высокими значениями, и чрезвычайно широкими вариациями содержаний CaO [Беляев, Митрофанов, Петров, 1998; Козловский и др., 2012].

“Роговики” отличаются от пород трех других групп и по силе корреляции составов минералов с давлением и температурой (табл. 3). Для них установлена весьма значимая обратная корреляция давления с XFeGrt и прямая с XCaGrt (рис. 10, а), а также весьма значимая прямая корреляция температурой с XFeVt (рис. 10, б) и обратная с XMgVt.

Таблица 3. Статистически значимая ($P < 0.05$) и весьма статистически значимая ($P < < 0.05$) корреляция (с указанием её знака) составов минералов с давлением и температурой

Группы пород		Корреляция составов минералов	
		с давлением	с температурой
о. Хавус	гнейсы	–XCaPl	XMgGrt, –XCaGrt, –XMnGrt, –XCaPl
	“роговики”	–XFeGrt, XCaGrt	XFeVt, –XMgVt, –XTiVt
	бластокатаклазиты		XMgGrt
Вне о. Хавус	метаморфиты	–XMnGrt	–XMnGrt

Примечание: P – вероятность ошибки при расчете коэффициента корреляция Спирмена; весьма статистически значимая корреляция выделена утолщенным шрифтом.

Таким образом, “роговики” представляют собой резко обособленную группу специфических по структурно-текстурным особенностям, химизму породообразующим минералов и по PT -параметрам формирования пород – продуктов стресс-метаморфизма.

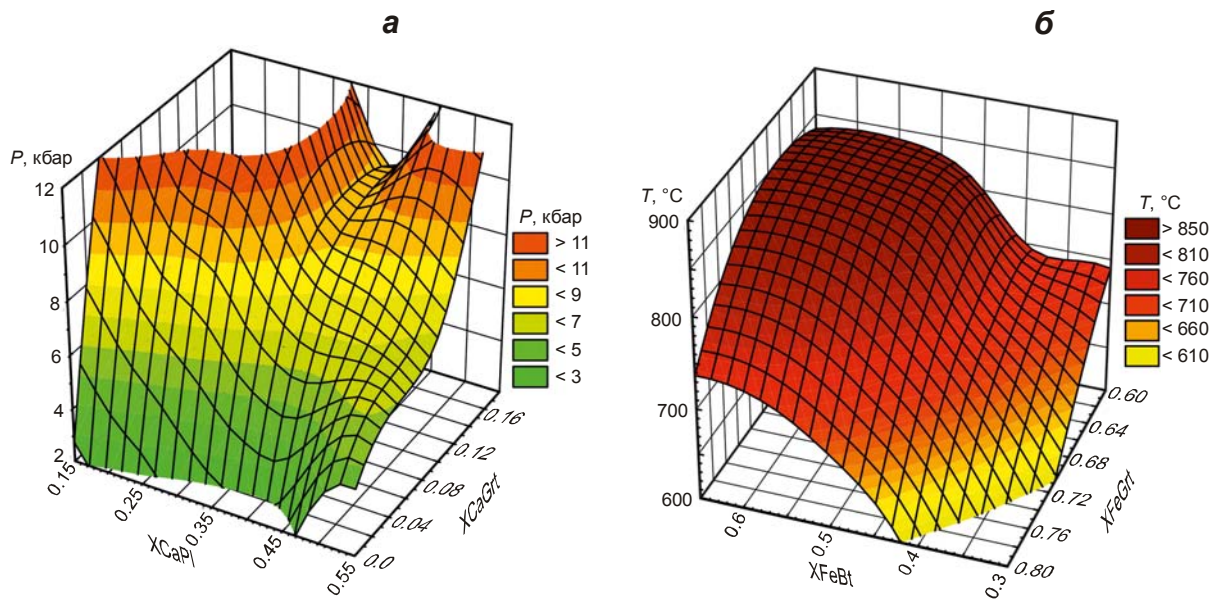


Рис. 10. 3D-диаграммы корреляции давления (*а*) и температуры (*б*) с составами минералов для “роговиков”. Минеральный состав на *а* – XCaGrt-XCaPl, на *б* – XFeGrt-XFeBt

Многоуровневая дискретность проявления стресс-метаморфизма

Анализируя закономерности распространения тектонитов с “аномальными” *PT*-параметрами, можно отметить крайне неравномерное их распределение в пределах зон амфиболитовой и гранулитовой фаций. И “роговики”, и бластокатаклазиты перемежаются и часто бывают связаны постепенными переходами с исходными, “материнскими” для них породами, характеризующимися “нормальными” (типичными) для данных метаморфических зон фоновыми значениями температуры и давления. Причем подобного рода “неоднородность” распределения тектонитов прослеживается на масштабных уровнях, различающихся на 7–8 десятичных порядков (в диапазоне от десятков километров – до сантиметров и миллиметров).

Как было отмечено выше, в пределах всего Приладожья основная масса разностей пород с аномальными *PT*-параметрами (“роговики” и бластокатаклазитов) связана с субширотной покровно-складчатой зоной Мейери. В пределах последней, т.е. уже в более крупном масштабе (в диапазоне первых километров и сотен метров), также устанавливаются существенные их вариации, отчетливо коррелируемые с неравномерной степенью тектонизации пород ладожской серии, связанной с формированием пакетов тектонических чешуй зоны. Так, на западном фланге зоны Мейери, в районе оз. Куоккаярви, на структурном профиле протяженностью в первые километры можно видеть (рис. 11, *а*), что наиболее высокие значения температуры и давления приурочены преимущественно к поверхностям сместителей картируемых пластин, с которыми связана повышенная тектонизация гнейсов.

Аналогичная неоднородность распределения тектонитов установлена и на восточном фланге зоны Мейери на меньшем линейном отрезке профиля (мыс Керетиниеми на о. Хавус) (рис. 11, *б*), где зафиксированы дробное чешуйчатое строение и неоднократное чередование повышенных и пониженных (относительно фоновых) значений температуры и давления.

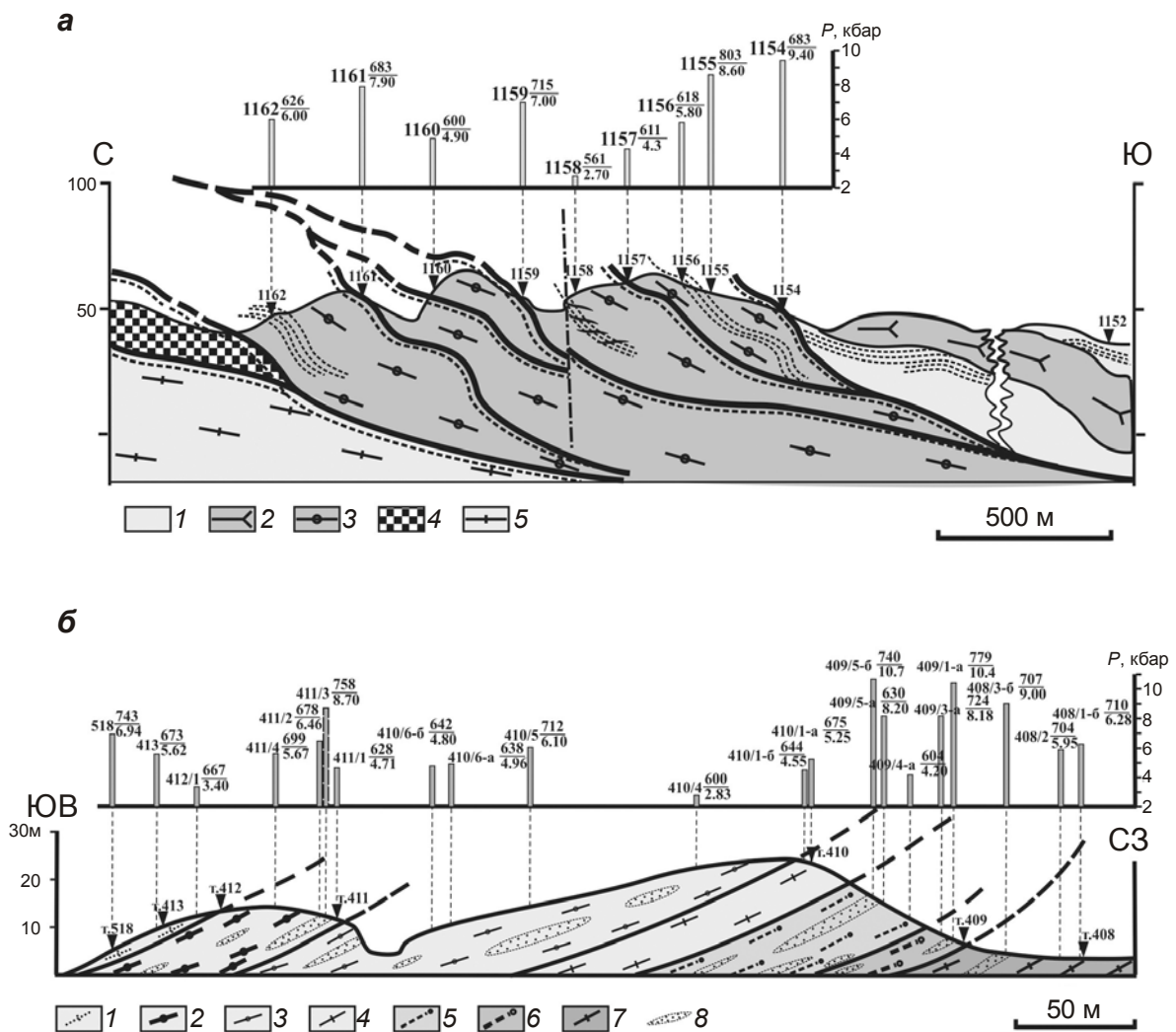


Рис. 11. Профили через зону Мейери в районе оз. Куоккярви (а) и о. Хавус (б) в сопоставлении с рассчитанными значениями PT -параметров

а: 1–3 – ладожская серия: гнейсы и плагиогнейсы (1), гранодиориты (2), сильно тектонизированные плагиогнейсы и бластокатаклазиты (3); 4 – амфиболиты и плагиогнейсы сортавальской серии; 5 – гранитоиды архейского фундамента;

б: 1 – плагиогранито-гнейсы; 2 – катаклазированные плагиогранито-гнейсы и бластокатаклазиты; 3 – катаклазированные плагиогнейсы и роговикоподобные тектониты; 4 – катаклазированные плагиогранито-гнейсы с будинами ороговиченных плагиогнейсов, 5 – ороговиченные амфиболовые плагиогнейсы, 6 – ороговиченные плагиогнейсы с пластинами апоамфиболитовых “роговиков”; 7 – катаклазированные плагиогранито-гнейсы и катаклазиты с пластинами апоамфиболитовых “роговиков”; 8 – крупные линзы “роговиков”

Внутри каждой пластины обычно прослеживается еще более дробная перемежаемость согласных и субсогласных пластин, линз и будин тектонитов мощностью в дециметры–первые метры со слабо тектонизированными разностями гнейсов, плагиогнейсов и гранитогнейсов (рис. 12). Рассчитанные PT -параметры метаморфизма в породах смежных пластин (линз, будин) различаются на 100–150 °С по температуре и до 4–5 кбар по давлению.

Подобного же рода дискретность распределения тектонитов можно видеть в еще более крупном (сантиметровом) масштабе в пределах отдельных кернов пород, выбуренных в обнажении (рис. 13).

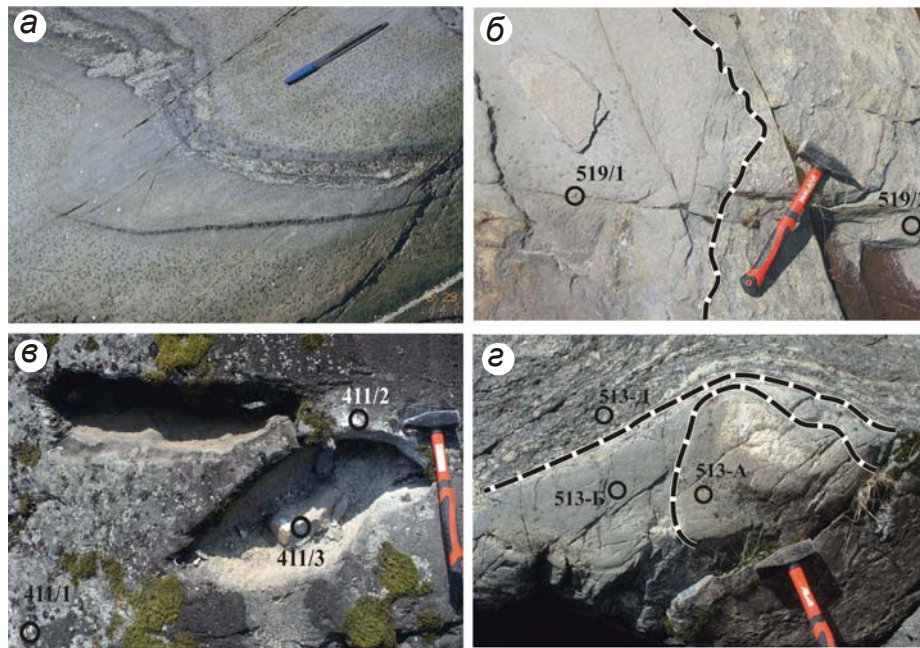
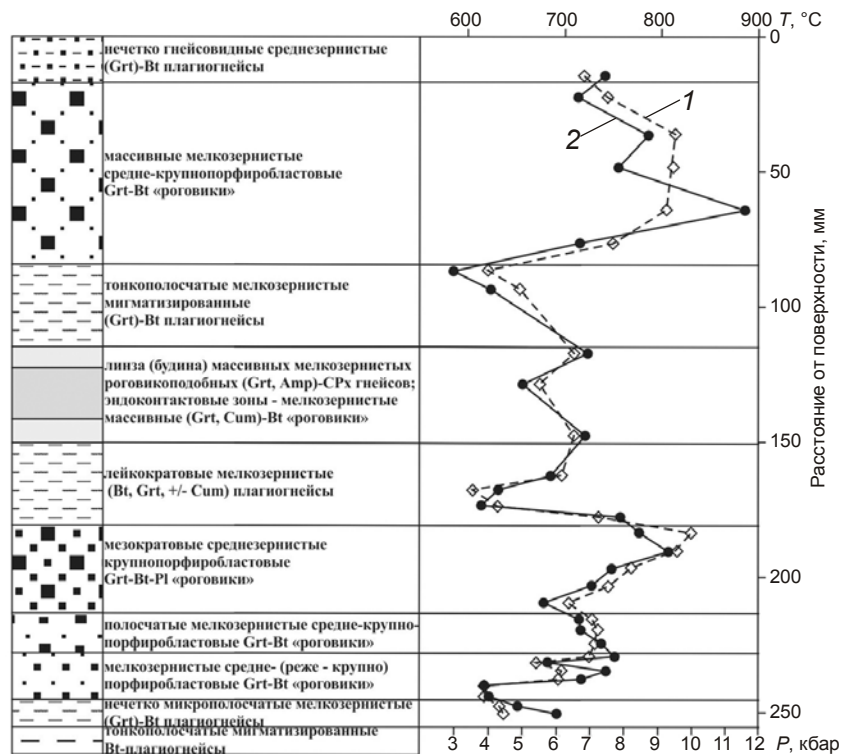


Рис. 12. Неоднородность распределения тектонитов в дециметровом диапазоне (о. Хавус)
а – пластина “роговиков” меж двух пластин blastокатаклазитов; *б* – контакт “роговика” (обр. 519/1: $T=745^{\circ}\text{C}$, $P=9.66$ кбар) и катаклазированного плагногнейса (обр. 519/2: $T=660^{\circ}\text{C}$, $P=5.41$ кбар); *в* – будина “роговика” (обр. 411/3: $T=758^{\circ}\text{C}$, $P=8.70$ кбар) в катаклазированном плагногнейсе (обр. 411/1: $T=628^{\circ}\text{C}$, $P=4.71$ кбар); эндоконтактовая зона будины – обр. 411/2: $T=678^{\circ}\text{C}$, $P=6.46$ кбар); *г* – будина “роговика” (обр. 513-А: $T=718^{\circ}\text{C}$, $P=8.74$ кбар) в blastокатаклазите (обр. 513-Д: $T=727^{\circ}\text{C}$, $P=5.57$ кбар); эндоконтактовая зона будины – обр. 513-Б: $T=704^{\circ}\text{C}$, $P=6.31$ кбар)

Рис. 13. Неоднородность распределения тектонитов, слабо тектонизированных и нетектонизированных гнейсов/плагно-гнейсов в субгоризонтальной тектонической пластине о. Хавус (по керну скважин) в сантиметровом диапазоне
1 – температура, $^{\circ}\text{C}$;
2 – давление, кбар



И, наконец, неоднородность, дискретность стресс-метаморфизма в ряде случаев обнаруживается даже в масштабе шлифа (в миллиметровом диапазоне) в виде сонатирования микрополосок в различной степени тектонизированных разностей, различающихся как по степени упорядоченности микроструктурной ориентировки минералов, так и по рассчитанным параметрам температуры и давления (рис. 14).

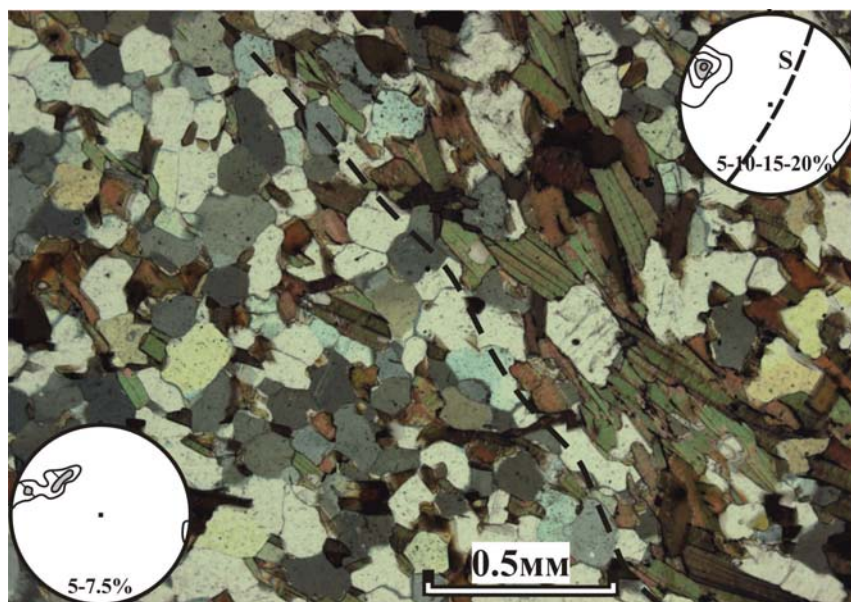


Рис. 14. Контакт плагиогнейса и “роговика” одного и того же состава (Grt-Bt-Qtz-Pl) в шлифе обр. 515/5 из зоны Мейери (о. Хавус)

Штриховая линия – линия контакта; справа от контакта – плагиогнейс, $T=688\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=7.06$ кбар; слева – “роговик”, $T=738\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=9.97$ кбар. В кружках – соответствующие микроструктурные диаграммы (120 полюсов спайности биотита). Проекция на нижнюю полусферу; S – след плоскости сланцеватости

О тренде стресс-метаморфизма в Приладожье

Дискретность проявления неравномерной деформации на разных масштабных уровнях предполагает локальные вариации PT -параметров стресс-метаморфизма как на стадии ороговикования, так и бластокатаклаза. Поэтому можно предположить, что в масштабе всего региона вряд ли возможно существования единого четкого тренда стресс-метаморфизма. И, действительно, на диаграмме температура–давление поля PT -параметров и для “роговиков”, и для бластокатаклизитов весьма растянуты по обеим осям графика (рис. 15), в значительной степени перекрываясь друг с другом и с полем регионально метаморфизованных пород их вмещающей “матрицы” (гнейсов и плагиогнейсов).

Используя для построения трендов стресс-метаморфизма средние значения PT -параметров “роговиков”, бластокатаклизитов и гнейсов/плагиогнейсов, можно видеть, что тренды стресс-метаморфизма обеих стадий (ранней – ороговикования и поздней – бластокатаклаза) весьма близки. Аналогичным образом (опять же – по средним значениям PT -параметров в краевых каймах зональных зерен граната) построенные регрессивные ветви стресс-метаморфизма для гнейсов/плагиогнейсов, “роговиков” и бластокатаклизитов практически выстраиваются в одну прямую линию. И эта линия общей регрессивной ветви очень близка к линиям прогрессивных ветвей стресс-метаморфизма

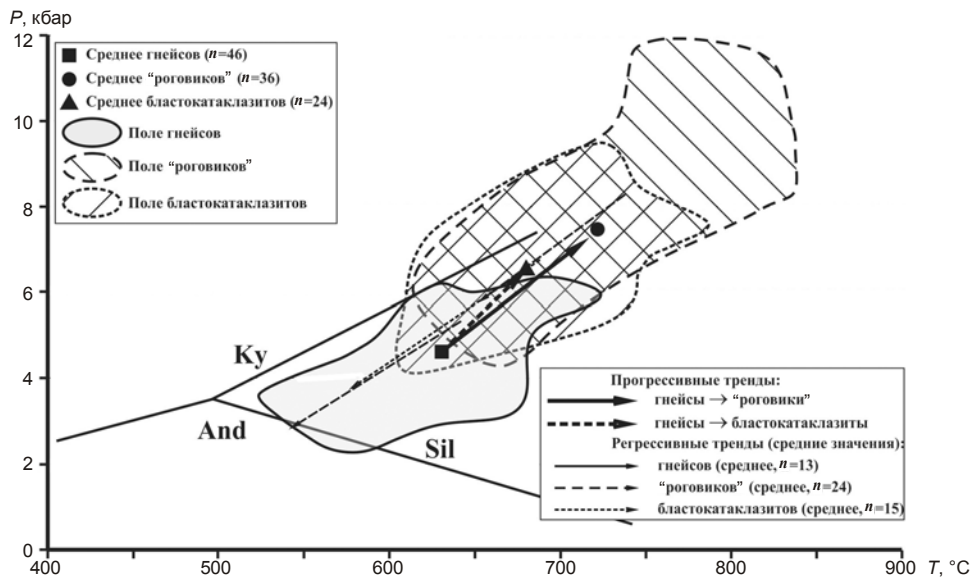


Рис. 15. Тренды стресс-метаморфизма двух стадий (ороговикования и бластокатакклаза), рассчитанные по средним значениям PT -параметров для регионально метаморфизованных пород "матрицы" тектонитов, "роговиков" и бластокатаклизитов. n – число анализов по группам пород)

двух стадий. То есть на регрессивной стадии стресс-метаморфизма температура и давление снижаются так же сопряженно, как они росли на прогрессивных стадиях (фактически – "возвратное скольжение" по линии проградной ветви).

По всей видимости, правомочно допустить, что в отдельных (локальных) зонах стресс-метаморфизм не достигал пикового (максимально высокого для региона) уровня, а останавливался где-то "на полдороге" к нему. И в таких зонах "неороговикованные" или "недокатаклизированные" (т.е. менее интенсивно деформированные) разности гнейсов и плаггиогнейсов характеризуются более низкими, нежели "пиковые", значениями температуры и давления стресс-метаморфизма. Отсюда – значительный разброс PT -параметров и частичное перекрытие "полей" "роговиков" и бластокатаклизитов на диаграмме температура–давление. Более того, в таких зонах слабо проявления стресс-метаморфизма значения температуры и давления последнего могут оказаться примерно на уровне или даже ниже, чем PT -параметры предшествующего регионального метаморфизма. Такого рода породы – продукты стресс-метаморфизма слабой интенсивности, характеризующиеся (в случае низких ступеней ороговикования) только частичной грануляцией полевых шпатов с сохранением большой доли порфиорокластов и неполным разрушением предпочтительной ориентировки минералов (слюд, амфибола) исходных метаморфитов или же (в случае низких ступеней бластокатакклаза) незначительным проявлением пластического течения и порфиробластеза (граната, кордиерита, андалузита, силлиманита), достаточно часто можно встретить, например, в надвиговой зоне южного побережья о. Хавус, где они слагают линзы и пластины мощностью в сантиметры – первые дециметры среди как метаморфитов (гнейсов и плаггиогнейсов), так и стресс-метаморфитов ("роговиков" и бластокатаклизитов). Определенные для таких пород значения температуры/давления составляют для слабо ороговикованных плаггиогнейсов $600^{\circ}\text{C}/2.83$ кбар (обр. 410/4), $616^{\circ}\text{C}/3.94$ кбар (обр. 519/5), $604^{\circ}\text{C}/4.2$ кбар (обр. 409/4а), для слабо катаклизированных плаггиогнейсов $655^{\circ}\text{C}/4.55$ кбар (обр.515/6), $660^{\circ}\text{C}/5.41$ кбар (обр. 519/2), $615^{\circ}\text{C}/5.65$ кбар (обр. К-46/4).

На стадии бластокатаклаза “роговики”, слагающие тонкие пластины, линзы и будины в бластокатаклазитах, претерпевают незначительное преобразование в эндоконтактовых зонах. В амфиболсодержащих разностях “роговиков” обычно замещение роговой обманки куммингтонитом, а иногда и полное исчезновение амфиболов, раскисление плагиоклаза, возрастание содержания кварца и биотита, изредка – уменьшение содержания граната. Поскольку значения PT -параметров формирования и “роговиков”, и бластокатаклазитов значительно варьируют от одной тектонической зоны/микрзоны к другой, то изменение “роговиков” в эндоконтактовых зонах при бластокатаклазе может оказаться как регрессивным (см. рис. 12, в, з), так и прогрессивным относительно PT -параметров неизменных при бластокатаклазе “роговиков” ядерных участков этих пластин и линз.

В целом, стресс-метаморфизм обеих стадий (учитывая их практически общий тренд) вместе с разделяющим их эпизодом складчатости следует относить к одному этапу деформации. При этом стресс-метаморфиты ранней стадии (“роговики”) без сомнения представляют собой компрессионный парагенез. Стресс-метаморфиты поздней стадии (бластокатаклазиты), сформированные при более низких значениях давления (в рамках этого же этапа деформации), видимо, являются декомпрессионными – относительно стресс-метаморфитов ранней стадии (“роговиков”) – образованиями. Но по отношению к гнейсам/плагиогнейсам, избежавшим (в силу все той же дискретности проявления стресс-метаморфизма) ороговикования на ранней стадии стресс-метаморфизма, бластокатаклаз по более высоким в среднем значениям PT -параметров формально можно рассматривать как прогрессивный метаморфизм (стресс-метаморфизм).

Обсуждение и обобщение данных

Переходя к обсуждению и обобщению изложенного выше фактического материала, прежде всего следует констатировать очевидную пространственную связь и корреляцию вариаций PT -параметров метаморфизма со степенью деформированности пород ладожского комплекса – более интенсивно тектонизированные разности, приуроченные, как правило, к зонам явных разломов или полосам концентрированных деформаций, показывают повышенные значения величин давления и температуры в сравнении с фоновыми значениями регионального метаморфизма. Другим принципиально важным обстоятельством является отчетливо дискретный и масштабно-иерархический характер проявления таких вариаций, исключающий возможность объяснения этого феномена тектоническим перемещением пластин более глубинных пород и их “заклиниванием” среди менее глубинных, тем более что тектонизированные разности часто бывают связаны постепенными переходами с менее деформированными вмещающими породами. Естественно, все это заставляет задуматься о возможной роли (влиянии) тектонического стресса на процессы и параметры вещественных преобразований и вновь возвратиться к упоминавшейся в самом начале известной концепции стресс-метаморфизма.

Роль тектонического стресса как дополнительного фактора, вносящего добавку к параметру собственно литостатического давления, в последние годы активно обсуждается многими исследователями в связи с вопросами сверхдавлений в коре, преобразования пород в субдукционных зонах и в транскоровых сдвиговых зонах подвижных поясов. Так, результаты численного моделирования баланса сил в развивающемся сдвиговом нарушении [Schmalholz, Podladchikov, 2013] показывают, что тектоническое сверхдавление там может быть значительно выше (до двух и более раз), чем девиаторный стресс, отражающий литостатическую нагрузку. На основе модельных примеров

разработана теоретическая концепция тектонического давления, определяющая природу вариаций давления, его сильных градиентов и сверхдавления в связи с деформациями пород, их реологических свойств и поведения, влияния флюидного давления [Mancktelow, 2008]. На основе многочисленных природных примеров, петрологических данных, экспериментальных работ и результатов физического и численного моделирования оцениваются ситуации, когда фиксируемые параметры давления затруднительно переводить напрямую в параметр глубины, в связи с чем ставится в качестве актуальной проблема “глубины в геологии” [Moulas et al., 2013]. Здесь уместно отметить, что приоритет такой постановки проблемы принадлежит, пожалуй, В.П. Мясникову с коллегами [Мясников, Савельев, Соколова, 1989], которые при рассмотрении роли сдвиговых деформаций в метаморфических преобразованиях показали прямую зависимость параметра термодинамического давления от величины касательных напряжений. Это позволило им еще четверть века назад сделать вывод: “Прямое отождествление значений литостатического и термодинамического давления ... является источником ошибок при восстановлении геодинамических условий геологических провинций” (с. 358).

Отечественными исследователями также неоднократно и очень обстоятельно освещались и другие аспекты взаимосвязи метаморфических преобразований с деформационными процессами в разломных зонах: роль флюидных потоков и их взаимодействие с породами в региональных зонах деформации; влияние подвижности отдельных элементов и их концентраций на оценки параметра давления [Аранович и др., 2009; Беляев, Митрофанов, Петров, 1998]; постепенное повышение общего давления при приближении к надвигам [Луханов, Ревердатто, Козлов, 2011; Likhanov et al., 2001; 2004; Likhanov, Reverdatto, 2009].

Помимо связи параметра давления с тектоническим фактором в литературе также широко обсуждаются понятия “деформационного разогрева” пород в зонах повышенных дислокаций [Nebelec, Whittington, Hofmeister, 2010; Duprat-Oualid, Yamato, Pitra, 2013].

Не углубляясь в рамках настоящей статьи в существо всех этих вопросов, дополним выше приведенный обзор возможных источников влияния на термодинамические параметры вещественных преобразований, проходящих одновременно с деформацией, только несколькими дополнительными соображениями.

Как было показано в экспериментах Н.С. Ениколопяна на наковальнях Бриджмена [Ениколопян, 1985; Ениколопян, Мхитарян, Карагезян, 1986], сдвиговые деформации приводят к сверхбыстрым реакциям разложения твердого вещества, находящегося под давлением, и к экстремальному повышению скоростей диффузии на 10–15 порядков. Это естественным образом должно сказаться и на кинетике реакций преобразования, т.е. на скоростях реакции, на подвижности и концентрации элементов, от которых зависит и термодинамика процессов. Другой немаловажный момент связан с изменением объемов минеральных фаз, участвующих в метаморфических реакциях. В целом ряде публикаций показано [O’Hara, 2005; O’Hara et al., 2006], что тектонизация пород в разломах неизменно сопровождается уменьшением объема в милонитах или глинках трения и его увеличением в катаклазитах, что является критичным для оценок параметра давления, так как нарушается изохорность процесса, на которой основаны все расчетные геобарометры. Точно, также немаловажно, что разрушение породы, измельчение зерен приводит к возрастанию поверхности минеральных фаз, к увеличению концентрации свободных радикалов и соответствующему изменению скоростей преобразований и смещениям в химических равновесиях.

Подводя итог и переходя к выводам, можно констатировать, что приведенные выше натурные и аналитические данные, полученные в Северном Приладожье, вполне

вписываются в канву обсуждения проблемы влияния тектонического фактора на термодинамические параметры метаморфических преобразований в земной коре и дополняют фактический базис нового качественного понимания концепции стресс-метаморфизма.

Выводы

1. Проявления стресс-метаморфизма в Приладожье приурочены к зонам разломов и в первую очередь к тектоническому шву первого порядка – зоне Мейери, разграничивающей карельский и свекофеннский геоблоки. Стресс-метаморфизм относится к более позднему относительно регионального зонального метаморфизма деформационному этапу.

2. Выделяются две стадии стресс-метаморфизма, разделенные фазой складчатости. Продуктами стресс-метаморфизма ранней стадии являются роговикоподобные тектониты (“роговики”) квазиизотропной петроструктуры, возникшие по наиболее компетентным разностям (метапесчаникам/плагиогнейсам и амфиболитам) регионально метаморфизованных пород. Стресс-метаморфиты поздней стадии представлены бластокатаклазитами. *PT*-параметры формирования стресс-метаморфитов достигают значений 800–825°C/12–12.5 кбар для стресс-метаморфитов ранней стадии (“роговиков”) и 750–775°C/9–9.5 кбар для стресс-метаморфитов поздней стадии (бластокатаклазитов).

3. Минеральный состав лейкократовых (апогнейсовых) “роговиков” весьма схож с таковым их исходной “матрицы” – гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов, но составы породообразующих минералов “роговиков” статистически значимо отличаются от составов минералов “матрицы”. Бластокатаклазиты, наоборот, по минеральному составу заметно отличаются от гнейсов/плагиогнейсов, при том, что составы плагиоклаза, биотита и граната в них обычно близки таковым гнейсов/плагиогнейсов.

4. Наиболее примечательной особенностью стресс-метаморфизма является многоуровневая дискретность его проявления и, соответственно, “неоднородность” распределения стресс-метаморфитов обеих стадий, которая фиксируется на масштабных уровнях, различающихся на 7–8 десятичных порядков (в диапазоне от десятков километров – до миллиметров).

5. С дискретностью проявления сопряжены широкие вариации *PT*-параметров стресс-метаморфизма обеих стадий, из чего проистекает значительный разброс значений *PT*-параметров формирования и “роговиков”, и бластокатаклазитов; при этом, построенные по средним значениям тренды стресс-метаморфизма двух стадий оказываются весьма близкими. С векторами прогрессивных трендов практически совпадают и регрессивные тренды стресс-метаморфизма обеих стадий, т.е. снижение температуры и давления на регрессивных стадиях стресс-метаморфизма протекало так же сопряженно, как и рост этих параметров на прогрессивных стадиях.

6. С учетом несомненной пространственной и временной взаимосвязи деформационных и метаморфических процессов, статистически обоснованной корреляции степени тектонизации пород и вариаций *PT*-параметров метаморфизма, есть основания ставить вопрос о возможной роли тектонического стресса как дополнительного и существенного интенсивного термодинамического фактора.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 “Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели”.

Литература

- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Бушмин С.А., Викентьева О.В., Дубинина Е.О., Козловский В.М., Лебедева Ю.М. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. 2009. Т. 17, № 4. С.415–436.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.И. Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 3. С.353–356.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во Санкт-Петербург. ун-та, 2000. 198 с.
- Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 276 с.
- Беляев О.А., Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации *PT*-параметров тектоно-метаморфизма в зоне пластического сдвига // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 3. С.370–374.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Глебовицкий В.А. Свекофеннский метаморфический пояс // Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С.24–42.
- Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г. Время, длительность и *PT*-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронологии) // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 5. С.660–664.
- Ениколопан Н.С. Сверхвысокая молекулярная подвижность в твердых телах // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283, № 4. С.897–899.
- Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 3. С.657–660.
- Зиновьев С.В. Стресс-метаморфические комплексы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ, 1992. 128 с.
- Козловский В.М., Вирюс А.А. Гранулитовые парагенезисы в локальных зонах деформаций Восточного Беломорья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С.93–97.
- Козловский В.М., Кулаковский А.Л., Митрофанов Ф.П., Морозов Ю.А., Смольская А.И. Об изменчивости термодинамических параметров метаморфизма в локальных зонах деформаций // Материалы совещания “Современные проблемы магматизма и метаморфизма”. Т. 1. СПб., 2012. С.271–275.
- Кулаковский А.Л. Об одном типе метаморфических пород в зонах разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С.88–98.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011, Т. 52, № 10. С.1593–1611.
- Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С.29–48.
- Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С.37–50.
- Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С.3–120.
- Мясников В.П., Савельев А.А., Соколова Ю.Ф. Роль сдвиговых деформаций в метаморфизме горных пород // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С.349–361.

- Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с.
- Салон Д.И. Гнейсо-гранулитовый комплекс-фундамент карелид в Приладожье и свекофеннид на юге Финляндии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 5. С.3–17.
- Синица С.М. Купола Северного Приладожья и взаимоотношение их гранито-гнейсовых ядер со слоистыми оболочками // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С.15–23.
- Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. 119 с.
- Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма / Ред. Чиков Б.М. Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1990. 217 с.
- Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации // АН СССР. ЛАГЕД. Тр. 1954. Вып. 4. 198 с.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980. 131 с.
- Харкер А. Метаморфизм. М.: Изд-во Главзолото, 1937. 372 с.
- Чиков Б.М. Физико-механические и механические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. Новосибирск: Наука, 1988. С.5–28.
- Чиков Б.М. Об основах теоретической концепции стресс-метаморфизма // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск, 1990. С.6–31.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К., Поваркова А.В., Хрестенков С.А. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья (новая модель) // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С.52–62.
- Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Эволюция термального режима свекофеннид Западного Приладожья и ее геодинамическая интерпретация // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 3. С.380–383.
- Aranovich L.Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P.25–37.
- Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P.1–24.
- Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Park A.F. Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland // Precambrian Tectonics Illustrated / Eds. A. Kroner, R. Greiling. Germany. Stuttgart, 1984. P.147–171.
- Brun J.P., Cobbold P.R. Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review // J. Struct. Geol. 1980. V. 2, N 1. P.149–158.
- Coleman R.G., Wang X. (Eds). Ultrahigh pressure metamorphism. Cambridge: University Press, 1995. 528 p.
- Duprat-Oualid S., Yamato P., Pitra P. Major role of shear heating in intracontinental inverted metamorphism: inference from a thermo-kinematic parametric study // Tectonophysics. 2013. V. 608. P.812–831.
- Kapoor R., Nemat-Nasser S. Determination of temperature rise during high strain rate deformation // Mechanics of Materials. 1998. V. 27. P.1–12.
- Leloup P., Ricard Y., Battaglia J., Licassin R. Shear heating in continental strike-slip shear zones: model and field examples // Geophys. J. Int. 1999. V. 136. P.19–40.
- Li Z.H., Gerya T.V., Burg J.-P. Influence of tectonic overpressure P-T paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: thermomechanical modelling // J. Metamorph. Geol. 2010. V. 28. P.227–247.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Trans-Angarian Yenisey Ridge, Siberia // Int. Geol. Rev. 2009. V. 53, N 7. P.802–845.

- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Tgansangarian region of the Yenisei Ridge, eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. P.743–762.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Vershinin A.E., Krebs M., Memmi I. Metamorphic evolution of aluminous metapelites in the vicinity of the Panimbinsky overthrust (Yenisei Ridge): Mineral assemblages, P-T parameters and tectonic model // *Russian Geology and Geophysics.* 2001. V. 42. P.1205–1220.
- Mancktelow N.S. Tectonic pressure: theoretical concepts and modelled examples // *Lithos.* 2008. V. 103. P.149–177.
- Moulas E., Podladchikov Y.Y., Aranovich L.Ya., Kostopoulos D. The problem of depth in geology: when pressure does not translate into depth // *Petrology.* 2013. V. 21, N 6. P.527–538.
- Nebelec P., Whittington A., Hofmeister A. Strain heating as a mechanism for partial melting and ultra-high temperature metamorphism in convergent orogens: Implications of temperature-dependent thermal diffusivity and rheology // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. B.12417.
- O'Hara K. Evaluation of asperity-scale temperature effects during seismic slip // *J. Struct. Geol.* 2005. V. 27. P.1892–1898.
- O'Hara K., Mizoguchi K., Shimamoto T., Hower J.C. Experimental frictional heating of coal gouge at seismic slip rates: evidence for devolatilization and thermal pressurization of gouge fluids // *Tectonophysics.* 2006. V. 424. P.109–118.
- Park A.F., Bowes D.R. Basement-cover relationships during polyphase deformation in the Svecokareliides of the Kaavi district, eastern Finland // *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 1983. V. 74. P.95–118.
- Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for the exhumation of high-pressure rocks // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40, Is. 10. P.1984–1988. DOI: 10.1002/grl.50417.
- Wenk H-R., Johnson L., Ratschbacher L. Pseudotachylites in the Eastern Peninsular Ranges of California // *Tectonophysics.* 2000. V. 321. P.253–277.
- Wu C-M., Zhang J., Ren L-D. Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites // *J. Petrology.* 2004. V. 45, N 9. P.1907–1921.

Сведения об авторах

КУЛАКОВСКИЙ Алексей Львович – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(499) 254-92-05. E-mail: akulakovskij@mail.ru

МОРОЗОВ Юрий Алексеевич – доктор геолого-минералогических наук, зав. лабораторией, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(499) 254-92-05.

СМУЛЬСКАЯ Анна Игоревна – старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: 8(499) 254-92-05.

TECTONIC STRESS AS ADDITIONAL THERMODYNAMIC FACTOR OF METAMORPHISM (NORTHERN LADOGA REGION)

A.L. Kulakovsky, Yu.A. Morozov, A.I. Smul'skaya

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. On the basis of natural observations and analytical researches of zonal metamorphosed Paleoproterozoic Ladoga complex in south-eastern part of Baltic shield the fault tectonites (stress-metamorphites) on meta-sedimentary rocks with abnormally high pressure (up to 12 kbar) and heightened temperatures in compare with the background settings of regional metamorphism were discovered. The features of structure and composition of the two groups of stress-metamorphites, belonging to different stages of the one strain-metamorphic phase, are described; some parameters and trends of each stress-metamorphism stages were determined. On this basis, the aspects of spatial and temporal correlation between the processes of metamorphism and deformation are being analyzed, and the possible role of tectonic stress as an additional and very important thermodynamic factor of metamorphic changes in the Earth's crust is estimated.

Keywords: tectonic stress; thermodynamics parameters, metamorphism; paleoproterozoic Ladoga complex.