

УДК 551.72+551.21(470.22)

## ЭВОЛЮЦИЯ МЕЙЕРСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (РЕСПУБЛИКА КАРЕЛИЯ, СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ): *PT*-УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2021 г. Ш. К. Балтыбаев<sup>1, 2, \*</sup>, Э. С. Вивдич<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
д. 2, наб. Макарова, 190034 Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле,  
д. 7, Университетская наб., 199034 Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>Санкт-Петербургский горный университет, геологоразведочный факультет,  
д. 2, В.О, 21-линия, 199106 Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: s.k.baltybaev@ipgg.ru

Поступила в редакцию 02.12.2020 г.

После доработки 21.06.2021 г.

Принята к публикации 15.07.2021 г.

В нашем исследовании охарактеризованы термодинамические режимы в зоне надвигания палеопротерозойской новообразованной континентальной коры Свекофеннского подвижного пояса на окраину архейского Карельского континента по субширотной в современных координатах мощной сдвиговой зоне Северного Приладожья. Мейерская надвиговая зона Северного Приладожья по структурным особенностям и вещественному составу разделена на северную и южную части, которые рассматриваются нами как автохтонный и аллохтонный блоки. Автохтонный блок отличается наличием гнейсовых куполов с архейскими породами в ядрах, которые отсутствуют в аллохтонном блоке, расположенном южнее, – в нем развиты только палеопротерозойские породы. При формировании надвиговой зоны возникли биотитовые и мусковитовые минеральные парагенезисы низкотемпературной амфиболитовой фации, замещающие ранние минеральные парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма 1.86–1.85 млрд лет назад.

*Ключевые слова:* надвиговая зона, палеопротерозой, архей, *PT*-параметры, парагенезисы, геотермобарометрия, геодинамические реконструкции

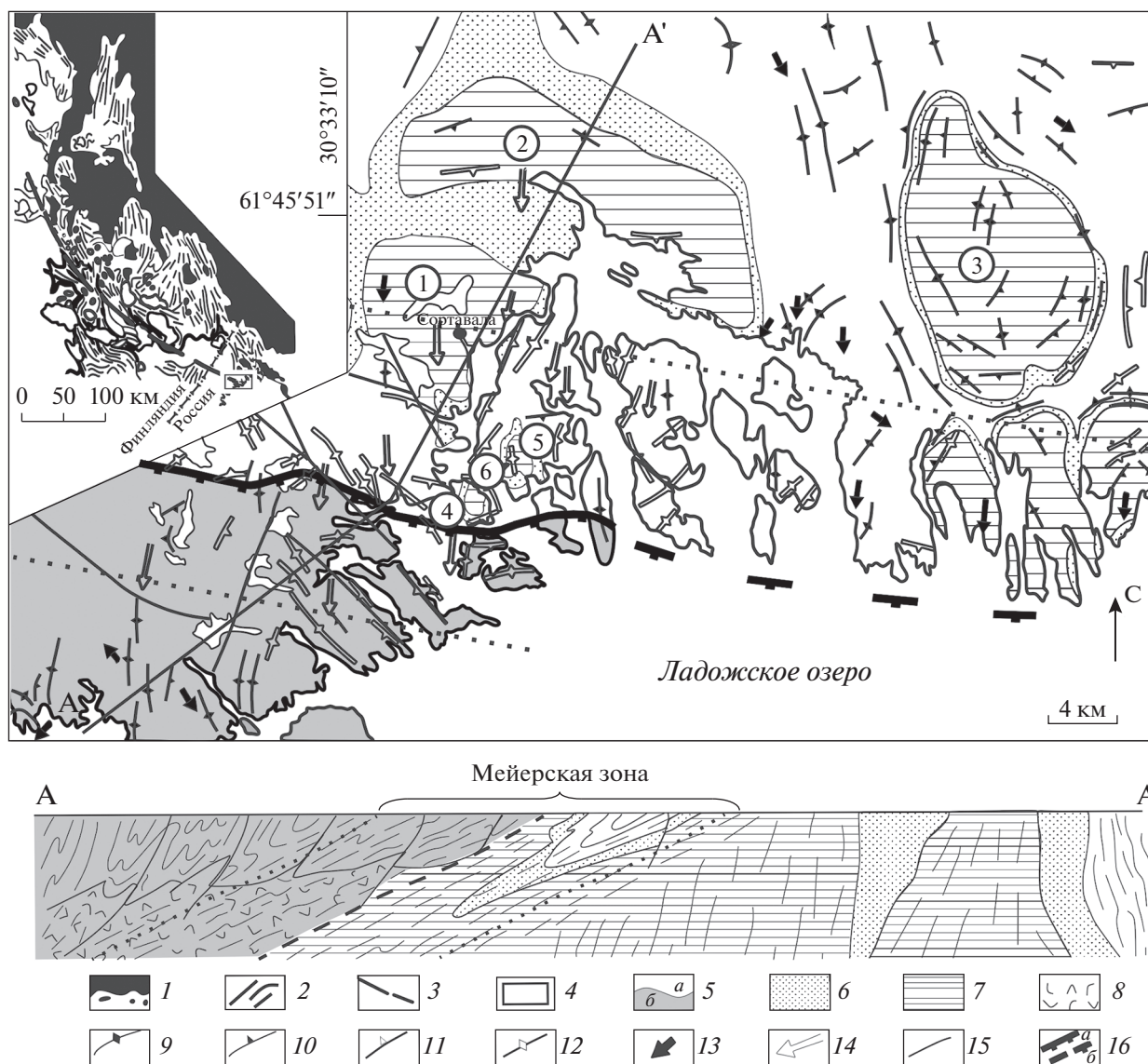
**DOI:** 10.31857/S0016853X21040032

### ВВЕДЕНИЕ

В Северном Приладожье (Южная Карелия и Карельский перешеек России) сочленяются палеопротерозойские породы Свекофеннского подвижного пояса и архей–палеопротерозойские породы Карельского кратона [3]. Тектоническое сочленение пород представляет надвиговую зону, названную Мейерской [1, 4]. Зона прослежена в субширотном направлении не менее чем на 40 км при ширине ~20 км и мощности 6–8 км (рис. 1).

Эта зона ранее была недостаточно изучена, и не предполагалось, что она маркирует важную границу, по которой отделяются породы архейской коры от протерозойской. С развитием и широким применением геохронологических методов установлено, что это именно так: к югу и юго-западу от указанной надвиговой зоны нет пород,

древнее протерозойских [23]. Поэтому становится важным не только установление структурного своеобразия этой зоны в виде развития в ее пределах линейных складок и разломов [3], но и изучение особенностей *PT*-эволюции пород, чтобы получить представление об истории развития стыка двух крупнейших структур Фенноскандинавского щита. Изучение тектонического развития Мейерской надвиговой зоны необходимо также потому, что она является фрагментом более крупной Раахе-Ладожской зоны, выделенной в Финляндии [32] как шовная зона между Свекофенским подвижным поясом и Карельским кратоном; эта структура имеет важное металлогенетическое значение [1, 4, 5, 7, 11, 31]. Исследования показали, что Свекофеннский подвижный пояс, обрамляющий с юго-запада архейский Карельский кратон, сложен породами сравнительно



**Рис. 1.** Геолого-структурная схема строения пород Северного Приладожья и разрез через Мейерскую надвиговую зону с отражением основных структурных элементов. Показаны купола (цифры в кружочках): 1 – Сортавальский, 2 – Кирьявалахтинский, 3 – Коккасальский, 4 – Хавусский, 5 – Иниваарский, 6 – Вуорио.

Показано (короткие точечные линии) на схеме и разрезе условные границы Мейерской надвиговой зоны.

1 – архейский фундамент в пределах Карельского кратона и его фрагменты; 2 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы; 3 – главная сutura Раахе-Ладожской зоны; 4 – контур положения Мейерской надвиговой зоны; 5 – нижний протерозой, ладожская серия (метаалевролиты, метапесчаники, их глубокометаморфизованные аналоги – биотитовые, гранатовые, гиперстеновые гнейсы и залегающие в них гранитоиды) доменов: *a* – северный, *b* – южный; 6 – нижний протерозой, сортавальская серия (амфиболиты); 7 – архейские гранито-гнейсы; 8 – основные и ультраосновные породы предполагаемой глубинной интрузии; 9–12 – ориентировка сланцеватости: 9 – субвертикальной (70°–90°), 10 – крутопадающей (50°–70°), 11 – пологопадающей (30°–50°), 12 – субгоризонтальной (0°–30°); 13–14 – ориентировка линейности: 13 – крутой (свыше 40°), 14 – пологой (до 40°); 15 – разломы; 16 – положение главного сместителя Мейерской надвиговой зоны: *a* – установленное, *b* – предполагаемое

молодой континентальной коры, сформировавшейся в позднем палеопротерозое. В составе коры Свеккофеннского подвижного пояса выделены вулканы островодужного типа, что послужило началом для плейт-тектонической интерпретации происхождения свеккофеннид [21–24, 27].

Архей–протерозойская Раахе-Ладожская зона, протяженностью более 400 км, представляет собой систему складок и разломов, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток. Эта структура хорошо выражена и в гравиметрических полях [17]. Юго-восточный фрагмент Раахе-

Ладожской зоны – Мейерская надвиговая зона – исключительно хорошо обнажена вдоль береговой линии Ладожского озера, что дает возможность получить прямые данные о составе, строении и соотношении архейских и протерозойских толщ.

Целью проведенного нами исследования было выявление *PT*-условий и стадийности минералообразования при формировании надвиговой зоны и геодинамическая реконструкция эволюции пород в зоне сочленения архейской и протерозойской коры.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

### Архейские породы в зоне сочленения Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона

Архейские породы в Северном Приладожье развиты в ядрах гнейсовых куполов [18], которые встречаются внутри широкой полосы палеопротерозойских пород, протягивающейся вдоль юго-западного края Карельского кратона. Эти изометрические тектонические структуры, объединяются в пределах Раахе-Ладожской зоны как кулисообразно расположенные группы поднятий [15, 16] (см. рис. 1, врезка). Они состоят из серии сближенных выступов архейских гранито-гнейсов, разделенных узкими межкупольными синклиналиями, сложенными палеопротерозойскими вулканогенными и осадочными породами. В Северном Приладожье эти межкупольные породы относятся к сортавальской и ладожской сериям палеопротерозоя.

Ядра куполов образованы, в основном, полосчатыми плагиогнейсами, плагиомигматитами и гранитами, среди которых выделяются тела амфиболитов и габбро-амфиболитов. Амфиболиты образуют пласты, конформные с кристаллизационной сланцеватостью вмещающих пород и иногда секущие тела мощностью от 0.5 до 30 м. Гранито-гнейсовые ядра практически повсеместно обрамлены преимущественно вулканогенными породами сортавальской серии, причем вдоль контакта прослеживается выдержанный горизонт терригенных полосчатых кварцитов и амфиболовых сланцев с прослоями скарнированных и доломитизированных мраморов. Этот комплекс пород указывает на первичные седиментационные границы перекрытия архейских пород палеопротерозойскими породами, в которых находятся некоторые разности, в частности, кварциты рассматриваются как образования древней переотложенной коры выветривания. Кварциты имеют ограниченное распространение в виде маломощных (десятки метров) разобщенных линзовидных тел, сложенных сливными мономинеральными, биотитовыми, гранатовыми, графитовыми квар-

цитами и перемежающимися с ними биотитовыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами [12].

Межкупольные пространства имеют сложное строение. В них наиболее ранними структурами являются складки разного масштаба (от нескольких сантиметров до сотен метров и первых километров за пределами Мейерской надвиговой зоны) с субгоризонтальными шарнирами и субвертикальными осевыми плоскостями. Параллельно их осевым плоскостям развита кристаллизационная сланцеватость. Ориентировка осевых поверхностей этих структур зависит от ориентировки границ гранито-гнейсовых ядер или от их положения между соседними ядрами сближенных куполов. Непосредственно на контакте сортавальской серии с гранито-гнейсами в породах с хорошо развитой полосчатостью и/или слоистостью и с низкой вязкостью образуются сложные, нередко хаотичные складки с круто падающими осевыми поверхностями и субвертикальными шарнирами. При разнородном составе толщ нередко формируется дисгармоничная складчатость, характерны реликтовые структуры, распознаваемые по сохранившимся элементам “замок в замке”, иногда в замках складок образуются раздувы. Для амфиболитов с неявной полосчатостью и с высокой вязкостью складчатые структуры не характерны. Обычно формируется сланцеватость, параллельная напластованию, и круто ориентированная линейность по амфиболу. В полосчатых амфиболовых сланцах проявляется будинаж с будинами, растянутыми в субгоризонтальном направлении.

Стиль складчатости и структурные преобразования в зоне контакта ядер с породами обрамления свидетельствуют о формировании складок в условиях пластического вязкого течения вследствие поднятия ремобилизованных архейских гранито-гнейсов фундамента [18]. В последние годы были проведены исследования и получены данные по возможной интерференционной складчатой природе купольных структур [6].

Исследователи региона выявили полифазный характер проявления деформационных процессов и неоднократно менявшиеся тектонические обстановки и кинематику движений в условиях длительно развивавшейся знакопеременной транспрессии, т.е. косоугольного сжатия [7, 8]. Предполагается формирование последовательно наложенных не менее трех генераций структурных парагенезисов, проявленных на масштабных уровнях от пород и обнажений и до картируемых крупных структур. Все структурное разнообразие было объяснено в терминах косоугольной субдукции палеопротерозойской ювенильной океанической коры под архейский Карельский кратон [7, 8, 14, 21, 27].

Несмотря на некоторые различия взглядов на природу купольных структур, они являются чет-

кими геологическими маркерами по наличию в них архейских пород в ядрах и приуроченности только к автохтонному блоку Мейерской надвиговой зоны.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЙЕРСКОЙ НАДВИГОВОЙ ЗОНЫ

По своим структурным и вещественным особенностям Мейерская надвиговая зона делится на северную и южную части, которые мы рассматриваем как автохтонный и аллохтонный блоки.

Автохтонный блок относится к Северному домену Приладожья и отличается присутствием гнейсовых куполов Хавус, Вуорио и других (см. рис. 1) с архейскими породами в ядрах. В северной части Мейерской надвиговой зоны в толщах автохтона присутствуют окаймленные гнейсовые купола архейских пород, отсутствующие южнее — в аллохтонном блоке этой зоны, где развиты только палеопротерозойские породы, относящиеся к Свеккофеннскому подвижному поясу.

Следовательно, наличие архейских гранито-гнейсов купольных структур, которые хорошо выделяются геологическими и геофизическими методами картирования, позволяет точно провести юго-западную границу окраины Карельского кратона. Купола хотя и невелики по площади (до нескольких квадратных километров), но их присутствие позволяет не только уточнить положение юго-западной границы архейского домена, но и установить здесь последовательность структурных преобразований. Морфологические свойства куполов внутри Мейерской надвиговой зоны существенно искажены, — они сильно наклонены к северо-востоку вплоть до образования опрокинутых и лежащих складок. К куполам с такими свойствами относятся небольшие Иниварский и Хавусский купола, а также южный борт крупного Сортавальского купола, в отличие от сохранившего крутое залегание его северного борта (см. рис. 1). Эти соотношения свидетельствуют о позднем возрасте пологих дислокаций, наложенных на изначально крутопадающие структуры гнейсовых куполов, которые сохранились значительно севернее Мейерской надвиговой зоны (купола Кирьяволахтинский, Коккасельский и др.).

Аллохтонный блок Мейерской надвиговой зоны относится к Южному домену Приладожья. Здесь развиты преимущественно гранат-биотитовые, гранат-(ортопироксен)-куммингтонитовые, высокоглиноземистые, кордиеритовые парагнейсы и различные гранитоиды. Эти породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации умеренных и низких давлений. Ориентировка сланцеватости и метаморфической полосчатости в аллохтонном блоке параллельна простираанию Мейерской надвиговой зоны с пологим ( $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$ )

падением на юг. Выдержана и ориентировка минеральной линейности и шарниров складок: они полого ( $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$ ) погружаются в южном направлении.

Таким образом, главной тектонической особенностью Мейерской надвиговой зоны является пологое залегание метаморфической полосчатости, сланцеватости и линейности. Структурные соотношения метаморфической полосчатости с дометаморфическими элементами обычно затушеваны интенсивной мигматизацией. Однако в автохтонном блоке, где мигматизация проявлена слабо, можно наблюдать пересечение сланцеватостью слоистости пород, что сопровождается смятием седиментационных границ в сильно сжатые и изоклинальные складки со смещениями вдоль поверхностей сланцеватости, — при этом слои фрагментируются на мелкие линзы и блоки.

Гранитоидные тела в Мейерской надвиговой зоне оказываются катаклазированными, особенно сильно катаклаз и бластокатаклаз проявлен у контактов с вмещающими слюдяными сланцами, которые сами интенсивно катаклазированы и рассланцованы. В целом, наблюдаемые в Мейерской надвиговой зоне пологие структуры метаморфической полосчатости, рассланцевания и бластокатаклаза могут быть охарактеризованы как результат вязкого сдвигового течения. Надвижки являются классическими структурами сжатия, а комплементарные им структуры развиваются в режиме простого сдвига, т.е. некоаксиальной деформации [20]. Этот вывод может быть распространен и на всю Мейерскую надвиговую зону, хотя в южной ее части, в аллохтонном блоке, из-за повышенной пластичности, обусловленной усилением метаморфизма и мигматизации, различать признаки катаклаза, поверхности сместителей и их отношения к предшествовавшим границам не всегда удается. На очень высокую величину деформации, выраженную в сильном растяжении и удлинении пород в направлении тектонического транспорта, указывает и форма многих гранитоидных тел в виде маломощных (десятки, сотни метров), но сильно (на километры) вытянутых вдоль линейности линз или стержней. Именно в этом случае значительная деформация простого сдвига приводит не только к сигаровидной или просто удлиненной форме геологических тел, но и к практически полной параллельности этих тел друг другу, а также минеральной линейности и шарниров складок.

Морфология Мейерской надвиговой зоны и ее ориентировка характеризуют поверхность пологого надвига, по которой глубоко метаморфизованные и интенсивно мигматизированные породы Южного домена надвинуты на не столь сильно измененные образования Северного домена [4]. Детальное полевое изучение показало, что плос-



кость сместителя Мейерской надвиговой зоны имеет субширотное простирание и пологое  $\sim 20^\circ$ – $30^\circ$  падение на юг. Ориентировка линейности метаморфических пород отражает субмеридиональное в современных координатах растяжение пород во время тектонического движения.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для выявления термодинамического режима эволюции пород шовной зоны при формировании Мейерской надвиговой зоны были изучены метаморфические минеральные парагенезисы в породах аллохтонного и автохтонного блоков. На данном этапе исследования наиболее представительный материал собран для гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных парагенезисов из метаморфических и метаинтрузивных пород. Минеральные парагенезисы, существовавшие до образования парагенезисов биотита и мусковита, сохранились плохо, поэтому в данной работе сделан акцент на поздней стадии развития Мейерской надвиговой зоны, которая значительно лучше подкреплена полученным нами фактическим материалом. Таким образом, подбор петрологического материала и методов исследования направлен на реставрацию поздней стадии развития надвиговой зоны.

В соответствии с имеющимися минеральными парагенезисами и производился подбор петрологических инструментов для термо- и барометрии пород. В изученных породах Мейерской надвиговой зоны поздние минеральные парагенезисы содержат гранат, биотит, мусковит, плагиоклаз и кварц, с которыми иногда встречаются силлиманит, калиевый полевой шпат и хлорит. Для такого набора основных минералов наиболее пригодны современные взаимосогласованные геотермометры: гранат-биотитовый (геотермометр Gt-Bt [25]), гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевый (геобарометр GBPQ [34]) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазовый (барометр GBMP [33]).

Из существующих в настоящее время около 30 версий гранат-биотитового термометра версия М. Холдуэя [25] дает наименьшую абсолютную погрешность ( $\pm 25^\circ\text{C}$ ) при воспроизведении экспериментальных температур Дж. Ферри и Ф. Спира [19] и Л.Л. Перчука, Л.Ю. Лаврентьевой [29] в широком диапазоне температур от  $550$  до  $950^\circ\text{C}$  [33]. Именно этот геотермометр [25], наряду с гранат-алюмосиликат-плагиоклаз-кварцевым барометром (GASP [26]) использовались С. Ву с коллегами [34] при разработке новых гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевого (GBPQ [34]) и гранат-биотит-мусковит-плагиоклазового (GBMP [33]) барометров. В силу этого, перечисленный набор геотермометров оказался взаимосогласованным, т.к. в расчете уравнений регрессии

и коэффициентов равновесия реакций применяются одинаковые модели активностей твердых растворов на основе единой термодинамической базы минералов и, что немаловажно, – все перечисленные инструменты калибровались с использованием общей экспериментальной базы данных. Геобарометры GBPQ и GBMP основаны на минеральных реакциях без силикатов алюминия (силлиманит, андалузит или кианит).

Следовательно, эти барометры можно применять в тех случаях, когда в метапелитах отсутствуют указанные силикаты алюминия и гранат-Al-силикат-плагиоклаз-кварцевый (GASP) барометр [26] не может быть использован.

Grt-Bt термометр рассчитан для интервала  $T = 515$ – $878^\circ\text{C}$  для широкого диапазона составов минералов, погрешность определения температуры составляет  $\pm 25^\circ\text{C}$ .

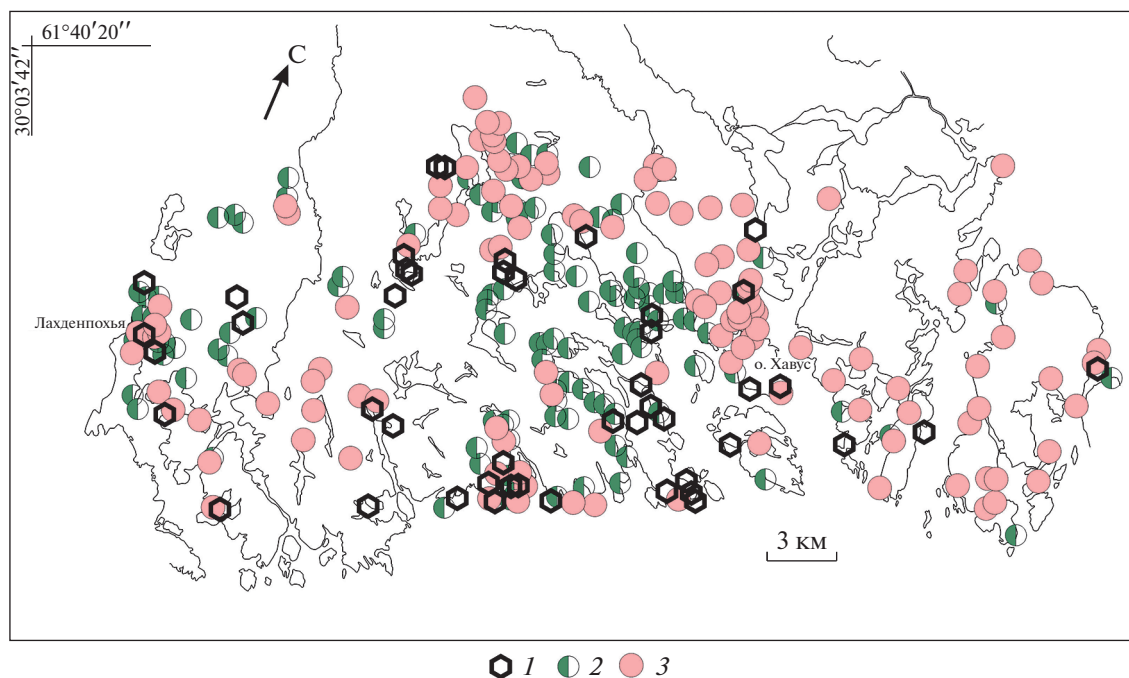
Барометр GBPQ применим для *PT*-условий  $1.0$ – $11.4$  кбар и  $515$ – $878^\circ\text{C}$  для метапелитов с диапазоном составов минералов  $\text{grs} = 0.03$ – $0.23$  в гранате,  $a_{\text{pl}} = 0.17$ – $0.93$  в плагиоклазе и  $X_{\text{Al}} = 3$ – $32\%$  в биотите с погрешностью определения давления  $\pm 1.2$  кбар.

Барометр GBMP применим для  $1$ – $14$  кбар и  $450$ – $840^\circ\text{C}$  для метапелитов с диапазоном составов минералов:  $a_{\text{pl}} = 0.17$ – $0.71$ ,  $X_{\text{Al}^{\text{M}_s}} = 0.75$ – $0.99$ ,  $a_{\text{lm}} = 0.52$ – $0.83$ ,  $\text{prp} = 0.04$ – $0.27$ ,  $\text{grs} = 0.03$ – $0.26$ ,  $X_{\text{Fe}}^{\text{Bt}} = 0.24$ – $0.63$ ,  $X_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} = 0.19$ – $0.60$ , с погрешностью определения давления  $\pm 1.2$  кбар с учетом погрешности исходной температуры и аналитических погрешностей определения химического состава участвующих фаз.

### Петрографическая характеристика гнейсов

Петрографические наблюдения показали широкое распространение в аллохтонном и автохтонном блоках Мейерской надвиговой зоны гранат-биотитового и гранат-двуслюдяного парагенезиса. Вместе с гранатом и слюдами встречаются кварц и плагиоклаз, иногда калиевый полевой шпат, кордиерит, силлиманит, амфиболы, хлорит и ряд других менее распространенных минералов.

В аллохтонном блоке практически все породы превращены в полосчатые, отчасти сетчатые мигматиты, различающиеся между собой количественными соотношениями фельзических и мафических минералов. Цветные минералы в лейкосомах представлены гранатом и биотитом; кордиерит и силлиманит встречаются редко. В мелано- или мезосомах биотит, гранат, кордиерит и силлиманит слагают до  $20$ – $40\%$  объема. Калиевый полевой шпат часто присутствует в поздних лейкосомах метапелитов, а для мезосом не характерен.



**Рис. 2.** Распределение и сохранность гранатсодержащих минеральных парагенезисов в метаморфических породах в Мейерской надвиговой зоне.

1–3 – степени замещения граната биотитом и агрегатом биотита с плагиоклазом: 1 – до 10%, 2 – на уровне 10–30% (замещение преимущественно зеленым биотитом), 3 – выше 30% (замещение преимущественно бурым биотитом)

В автохтонном блоке мигматизации подвержены только те породы, которые находятся ближе к сместителю Мейерской надвиговой зоны. Объем лейкократового материала в мигматитах или мигматизированных гнейсах обычно меньше 10–15% всего объема породы. Качественный минеральный состав лейкосом и мезосом такой же, как и в мигматитах аллохтонного блока.

Практически повсеместное присутствие граната в метаморфических породах обоих блоков Мейерской надвиговой зоны позволило петрографическими методами оценить интенсивность регрессивного минералообразования в зоне надвига.

#### Гранатсодержащие парагенезисы и степень их сохранности

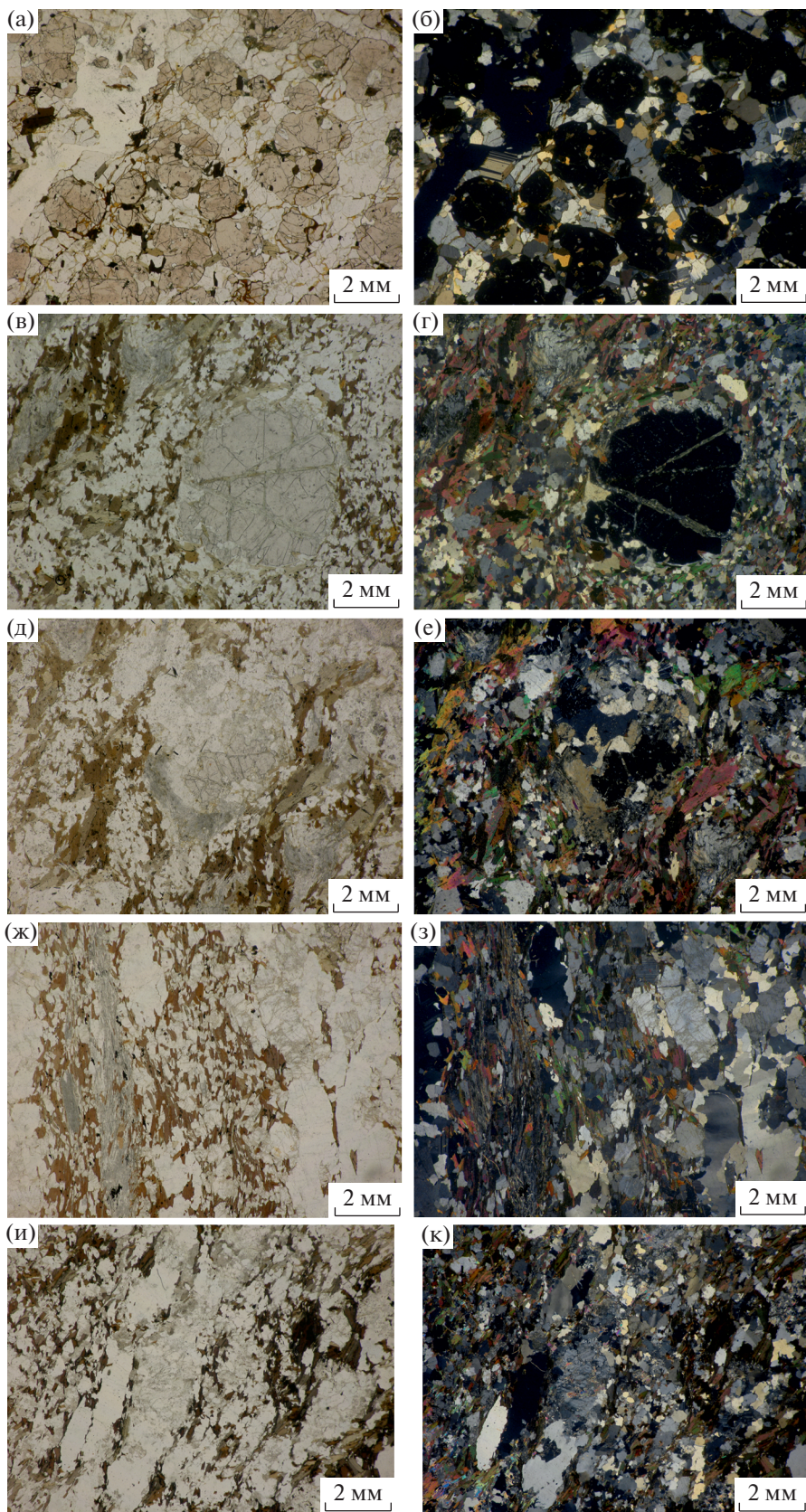
Две трети из более чем 400 шлифов, взятых из пара- и ортогнейсов, содержат гранат. Данный минерал одинаково хорошо (полно) распространен в породах как аллохтонного, так и автохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны.

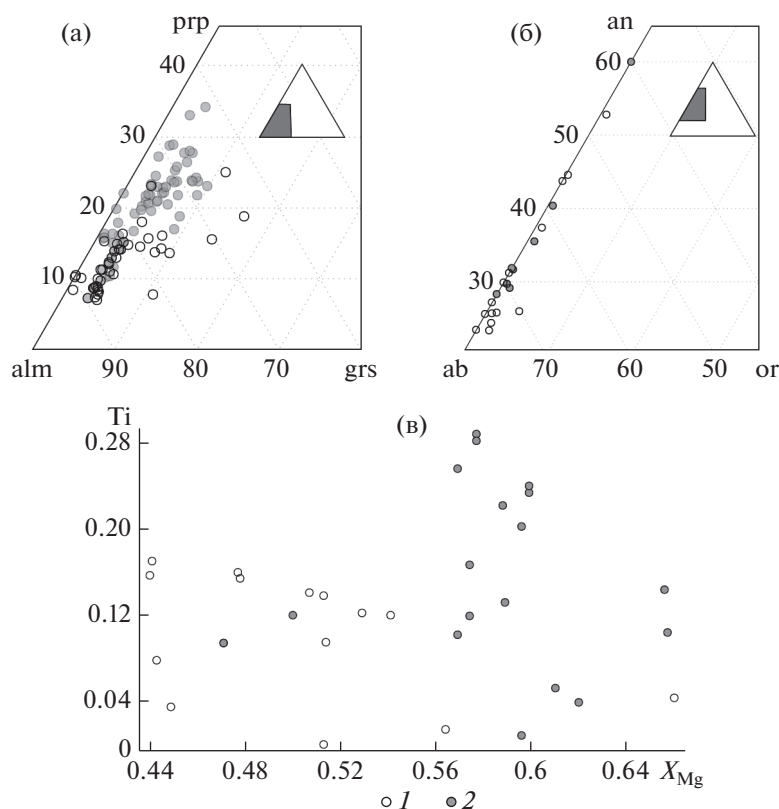
По петрографическим наблюдениям и результатам термобарометрии [4], центральные части зональных зерен граната во всех без исключения гранатсодержащих минеральных парагенезисах имеют признаки их принадлежности к наиболее раннему, пиковому по температуре парагенезису. Регрессивные изменения, которые затронули практически все породы Мейерской надвиговой зоны, проявились в различных преобразованиях граната. Более того, наиболее интенсивное и практически повсеместное замещение ранних минеральных парагенезисов новообразованными парагенезисами хорошо прослеживается именно по замещению граната (рис. 2, рис. 3). Так, по нему развиваются поздние парагенезисы биотита, биотита и плагиоклаза, гиперстена, амфибола и плагиоклаза, кордиерита и иногда хлорита. Эти изменения наблюдаются во всей Мейерской надвиговой зоне, хотя за ее пределами также можно наблюдать похожие замещения граната, хотя не столь часто. Максимальная степень замещения чаще встречается вблизи сместителя в автохтонном блоке к северу и северо-востоку от о. Хавус (см. рис. 2).

**Рис. 3.** Микрофотографии шлифов гранатсодержащих минеральных парагенезисов в метаморфических породах Мейерской надвиговой зоны.

(а)–(е) – разная степень замещения граната в гранат-биотитовых гнейсах в параллельных и скрещенных николях: (а), (б) – незамещенные; (в), (г) – незначительно замещенные до 10%; (д), (е) – замещенные до 50% и выше; (ж)–(к) – бластокатаклизированный Grt-Bt гнейс: (ж), (з) – обр. Б-20-464; (и), (к) – обр. Б-20-415.







**Рис. 4.** Диаграммы составов граната (а), плагиоклаза (б), биотита (в) из пород Мейерской надвиговой зоны. 1–2 – блоки: 1 – автохтонный, 2 – аллохтонный

Приведены особенности составов граната, плагиоклаза и биотита в породах автохтонного и аллохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны (рис. 4; Прилож. 1: табл. 1). Эти составы минералов удовлетворяют требованиям, рекомендуемым для применения выбранных нами геотермометров.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Данные геотермобарометрии

Термобарометрические расчеты позволили оценить  $PT$ -условия формирования поздних двуслюдяных парагенезисов в изученных породах и выявить ряд закономерностей (рис. 5; Прилож. 1: табл. 2, табл. 3).

В первую очередь обращает на себя внимание, что мусковитсодержащие парагенезисы имеют температурные (Прилож. 1: табл. 2) и барические (Прилож. 1: табл. 3) параметры, отличающиеся от  $PT$ -параметров образования парагенезисов без мусковита. Так, диапазон возможных давлений мусковитсодержащих парагенезисов ограничен интервалами 1.1–2.6 кбар (GBPQ(a)), 0.9–3.2 кбар (GBPQ(b)), 0.9–2.6 кбар (GBMP(a)), 0.8–3.2 кбар (GBMP(b)) при значениях температуры от 500 до

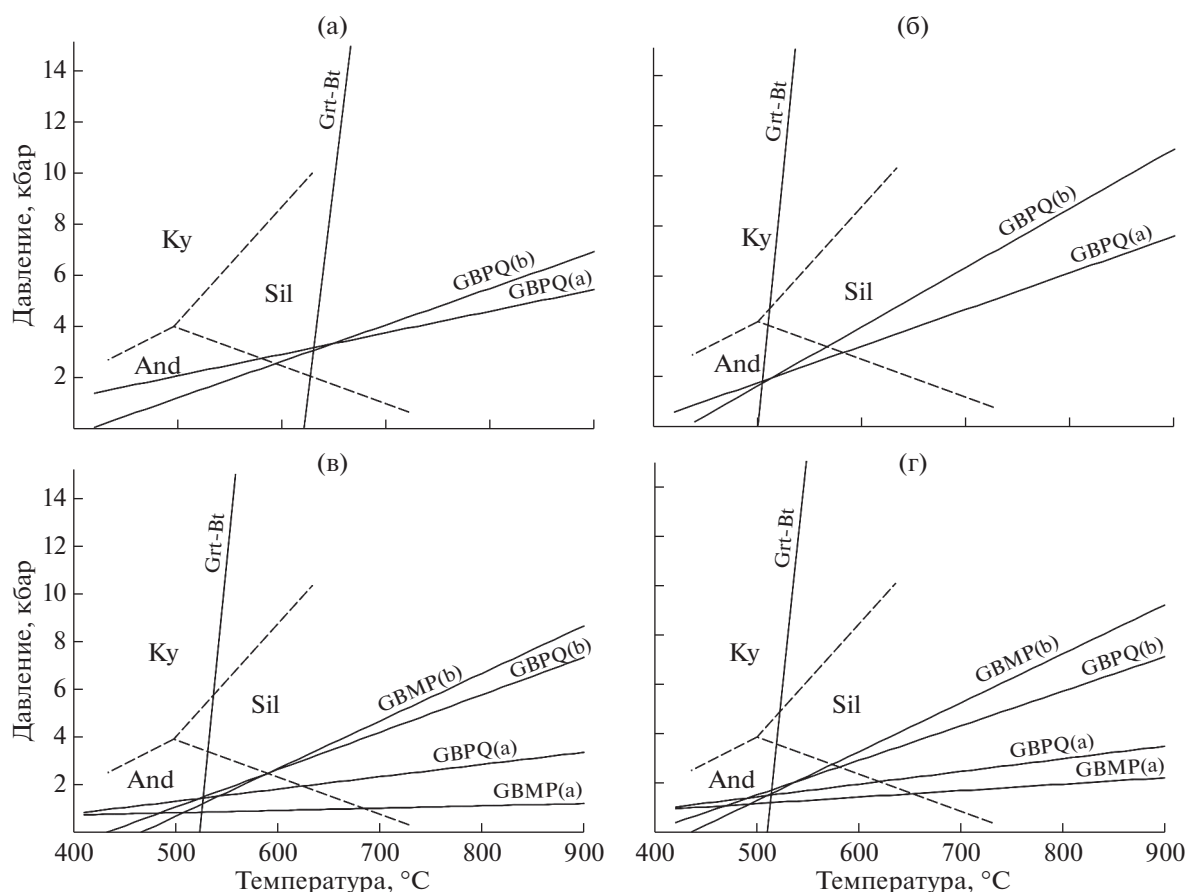
590°C (см. рис. 5; Прилож. 1: табл. 3). В безмусковитовых парагенезисах фиксируется увеличение давления до 1.4–5.5 кбар (GBPQ(a)) и 1.1–5.8 кбар (GBPQ(b)) при диапазоне температур 500–625°C (см. рис. 5; Прилож. 1: табл. 3).

Существует определенная закономерность в распределении выявленных  $PT$ -параметров на площади Мейерской надвиговой зоны. Фиксируется пониженная (500–530°C) температура минералообразования в породах автохтонного блока непосредственно вблизи тектонического шва (рис. 6, а). В этом же блоке выявляется наиболее высокое давление для поздних минеральных парагенезисов, достигающее 5–6 кбар (см. рис. 6, б).

Таким образом, результаты термобарометрии свидетельствуют о более низком барическом режиме (1–3 кбар) образования мусковитовых парагенезисов, что согласуется с петрографическими наблюдениями: мусковит чаще всего обнаруживает себя как наложенный минерал, формирующийся после биотита. Более высокотемпературный (биотитовый) парагенезис гнейсов сформировался при немного повышенном давлении (2–5 кбар).

В целом, согласно полученным данным, эволюция Мейерской надвиговой зоны на поздней





**Рис. 5.** *PT*-диаграммы для пород Мейерской надвиговой зоны с безмусковитовыми ((а) – обр. 9, (б) – обр. 5267а) и мусковитовыми ((в) – обр. 996-1, (г) – обр. 2465v) минеральными парагенезисами. Показаны рассчитанные линии минеральных реакций: гранат-биотитового равновесия в породах (субвертикальные линии) по уравнениям [25]; линии равновесия граната-плаггиоклаза и двух слюд (наклонные линии) по уравнениям [33, 34].

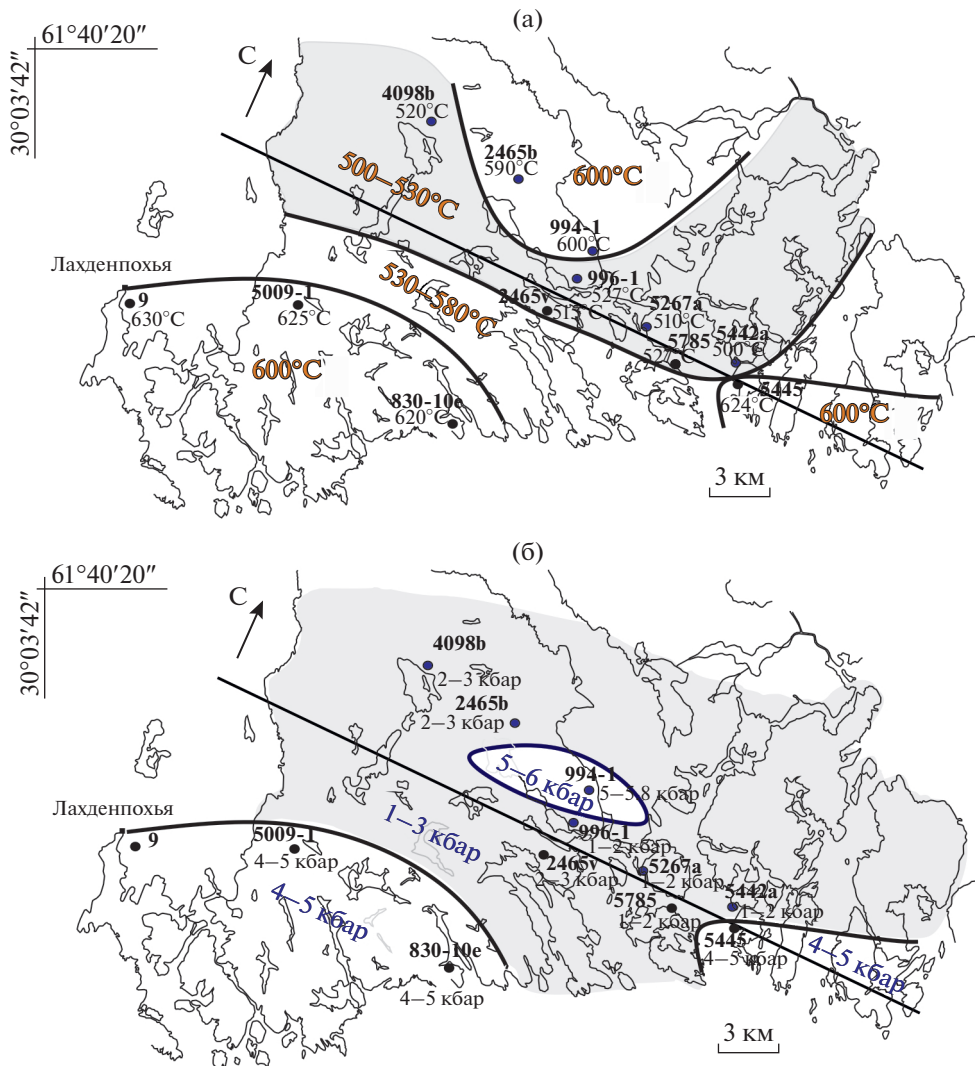
стадии характеризуется спадом давления при снижении температуры окружающей среды до 500–600°C. При этом различия *PT*-трендов аллохтонного и автохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны, заметные при более высоких *P* и *T*, нивелируются по мере снижения давления и температуры (рис. 7).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Геодинамические реконструкции Мейерской надвиговой зоны

По имеющимся изотопно-геохронологическим данным, основанным на U–Pb геохронометрии монацита и циркона, а также Sm–Nd датировании граната из метаморфических и магматических пород, надвиг сформировался не ранее 1.87 млрд лет назад и, вероятно, не позднее 1.85 млрд лет. Согласно структурным и петрологическим наблюдениям, геохронологическим данным, для такого вывода есть, по меньшей мере, два основания:

- Геологическим картированием установлено, что субпараллельно простиранию сместителя Мейерской надвиговой зоны, которая представляет собой субширотную зону сдвигового течения, к югу в тылу надвинутой пластины (в современных координатах) сформировались крутопадающие зоны брекчирования и растяжения также субширотного простирания. Такой областью выступает Тервуская зона брекчирования, вероятно, представляющая собой зону хрупко-пластичной деструкции толщ на фоне пологого расслабления, наблюдаемого в Мейерской надвиговой зоне (рис. 8). Мощность зоны брекчирования не менее 5–6 км, в нее внедрялись поздние гранитные магмы, в частности – поздне-посткинематический крупный Тервуский плутон, который вместе с жильной фацией имеет U–Pb возраст по циркону 1.86–1.85 млрд лет [2]. Пока нет возможности полностью охарактеризовать кинематику движений в Тервуской зоне брекчирования в силу отсутствия на сегодняшний день надежных кинематических и других структурных маркеров, но



**Рис. 6.** Схематическое деление пород Мейерской надвиговой зоны на основе *PT*-оценок по гранат-биотитовым и гранат-двуслюдяным минеральным парагенезисам. По полученным данным: (а) — геотермометрии, (б) — геобарометрии. Показано: (точки) место отбора образцов и их номера.

известно, что в данной зоне, среди глыбовых брекчий разного состава, залеченных двуполевошпатовыми гранитами, интенсивное развитие имеет кварц-муковитовая, местами кварц-хлоритовая минерализация. Эта минерализация сопоставима с той, что мы наблюдаем в пределах Мейерской надвиговой зоны: она также наложена на гранулитовые парагенезисы. Таким образом, с формированием Мейерской надвиговой зоны близкие по фациальной принадлежности минеральные преобразования гранулитов наблюдаются и в Тервуской зоне брекчирования.

• По имеющимся геохронологическим оценкам время гранулитового метаморфизма ограничивается в Приладожье достаточно узким интервалом 1885–1875 млн лет по данным U–Pb, LS–Pb методов датирования циркона, монацита и сил-

лиманита [2, 6]. В районе сместителя Мейерской надвиговой зоны (и нигде более в этом регионе) найдены свидетельства декомпрессионного замещения гранулитового граната минеральным парагенезисом ортопироксена и плагиоклаза. В описываемом гранат-роговообманко-гиперстеновом гнейсе кристаллы граната окружены реакционными каймами гиперстен-плагиоклазового и частично амфибол-плагиоклазового симплектита, замещающего гранат. Железистость граната на краях зерен несколько повышенная, чем в их ядрах. Гиперстен в симплектитовых каймах также отличается повышенной железистостью (52%) в сравнении с гиперстеном матрикса (50%). Состав плагиоклаза в симплектитовой кайме – 88–89% an, в матриксе – 83% an; включения плагиоклаза в гранате еще более кислые – до 69% an. Расчеты показали, что равновесие



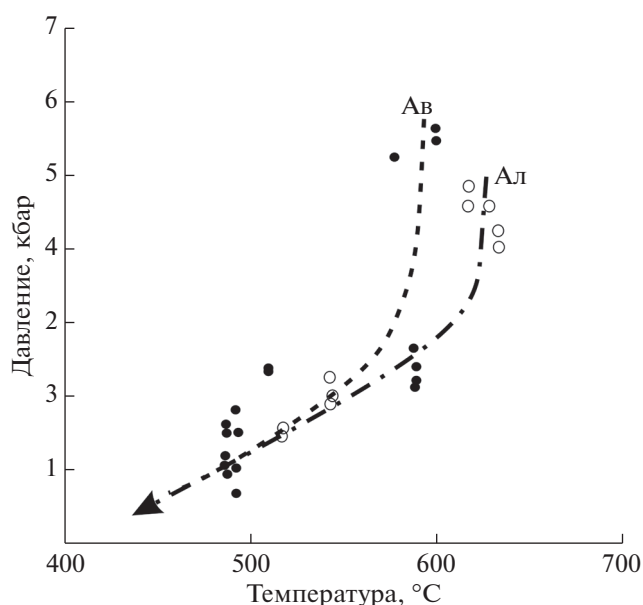
симплектитовой каймы с кромкой граната соответствовало температуре около 720°C при давлении 4.2 кбар. Эти параметры ниже по сравнению с расчетными на пике метаморфизма, поэтому возникновение гиперстен- и амфибол-плагноклазовых кайм связывается с небольшим decompressionным остыванием высокотемпературных пород. Такие условия, вероятнее всего, создавались при подъеме высокотемпературного аллохтонного блока.

Позднейшие эндогенные события в свекофеннской части Приладожья знаменуются появлением посттектонических гранитных даек и пегматитовых жил, U–Pb возраст которых не древнее 1859–1858 млн лет [6].

### Геодинамические обстановки формирования пород

**Досвекофеннская стадия.** Самые древние породы Северного Приладожья представлены архейскими гранито-гнейсами и плаггиогнейсами фундамента Карельского кратона. На этих породах в раннеятулийское время началось накопление кремнистых и карбонатных отложений протоплатформенного чехла. Нижнеятулийский чехол имеет широкое развитие к северу от Мейерской надвиговой зоны; он образует лишь маломощные выходы в обрамлении архейских ядер гранито-гнейсовых куполов. Начиная с позднего ятулия, 2.12–2.10 млрд лет назад, стадия стабильного развития архейского Карельского кратона прервалась и на его юго-западной окраине сформировались вулканические покровы и дайковые поля низкокальциевых толеитов палеопротерозойской сортавальской серии. Согласно данным [9, 10, 28], их составы соответствуют внутриплитным толеитам. Эти вулканиты могут рассматриваться как свидетельство обстановки растяжения, предшествовавшего формированию будущей активной окраины древнего континента.

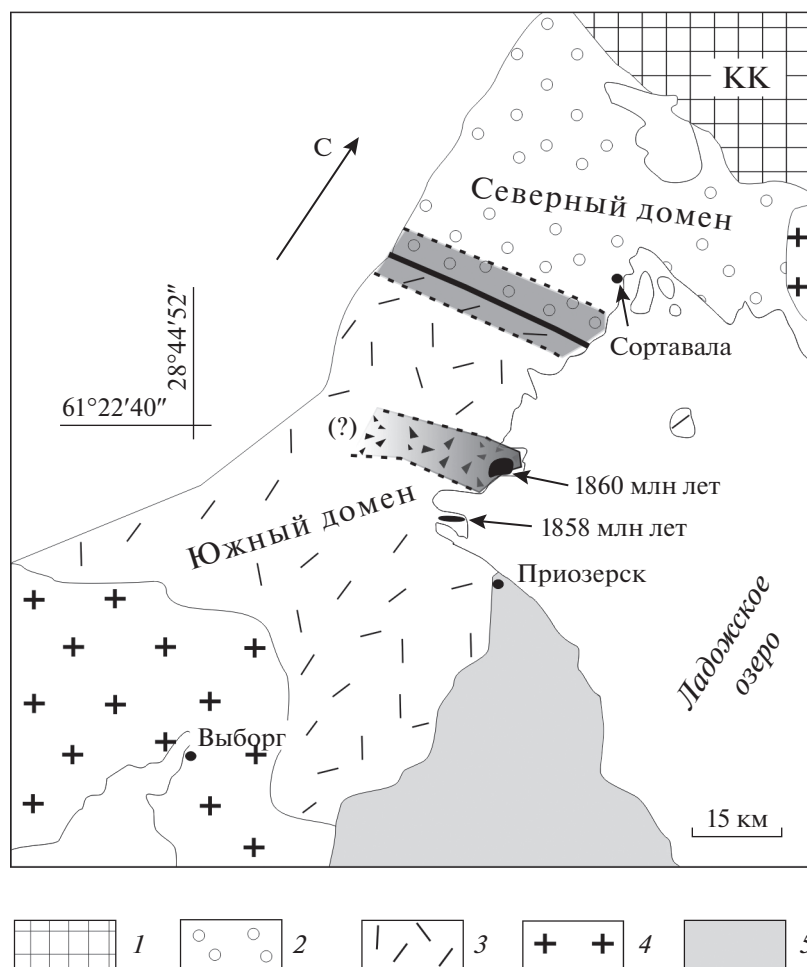
**Начальная свекофеннская стадия (до 1.90 млрд лет).** Начальная (доорогенная) стадия развития Свекофеннского подвижного пояса характеризовалась становлением комплексов активной окраины: островных дуг, окраинных морей, фронтальных впадин. Самым ранним событием было формирование офиолитовых комплексов Оутокумпу и Иормуа 1.97–1.96 млрд лет назад [23], аллохтонное залегание которых описано в Восточной Финляндии. В свекофеннской части Приладожья офиолиты достоверно не известны; к древнейшим свекофеннским образованиям (рис. 9) здесь относятся метатурбидиты ладожской и лахденпохской серий, которые сформировались в калевии 1.91–1.89 млрд лет назад [11, 13]. В обеих сериях присутствуют метаморфизованные вулканические породы [6]. Составы этих вулканитов, в отличие от составов сортавальской серии, соот-



**Рис. 7.** P-T-тренд для пород автохтонного и аллохтонного блоков Мейерской надвиговой зоны. Показано: (точки) усредненные значения P-T-определений пород.

ветствуют известково-щелочному и щелочному ряду островных дуг.

**Ранне- и синорогенная стадии (1.89–1.87 млрд лет).** Это главный этап развития, определивший основные особенности состава и структуры Северного Приладожья. Закрытие осадочных бассейнов и интенсивное горизонтальное сжатие сопровождалось внедрением гранитоидов и метаморфизмом. К докульминационной фазе этой стадии относятся тектонические и метаморфические преобразования, предшествовавшие становлению эндербитового комплекса 1.89–1.88 млрд лет назад (см. рис. 9). К ним, в частности, относятся ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов в эндербитах. В кульминационную фазу предполагается становление гипотетической гипербазит-базитовой интрузии в низах коры Южного домена Приладожья [4]. Эта интрузия, образовавшаяся из мантийных источников, дает начало зарождению эндербитовым и затем диоритовым и тоналитовым интрузиям в средней части земной коры. Этот магматизм обеспечивает тепловой поток на обширной территории Южного домена. Петрохимические характеристики эндербитоидов и диоритов отвечают низкокальциевой высококальциевой магме известково-щелочного ряда I-типа, формирующейся в зонах магматических дуг. Эндербитоиды и породы габбро-диорит-тоналитового комплекса образуют единый породный ряд известково-щелочной серии. Гранитоиды I-типа (с чертами M-типа в случае эндербитоидов) при переходе от эндербитоидов к габбро-диорит-тоналитам ха-



**Рис. 8.** Схематическое отображение положения Мейерской надвиговой зоны и Тервуской зоны брекчирования в области сочленения Северного и Южного доменов Приладожья. Обозначено: Мейерская надвиговая зона (серый однородный); Тервуская зона брекчирования (серый градиционный). Сокращение: КК – Карельский кратон.

1 – Карельский кратон; 2 – палеопротерозойские породы окраины Карельского кратона; 3 – палеопротерозойские породы Свеккофеннского подвижного пояса; 4 – граниты рапакиви; 5 – рифейский чехол

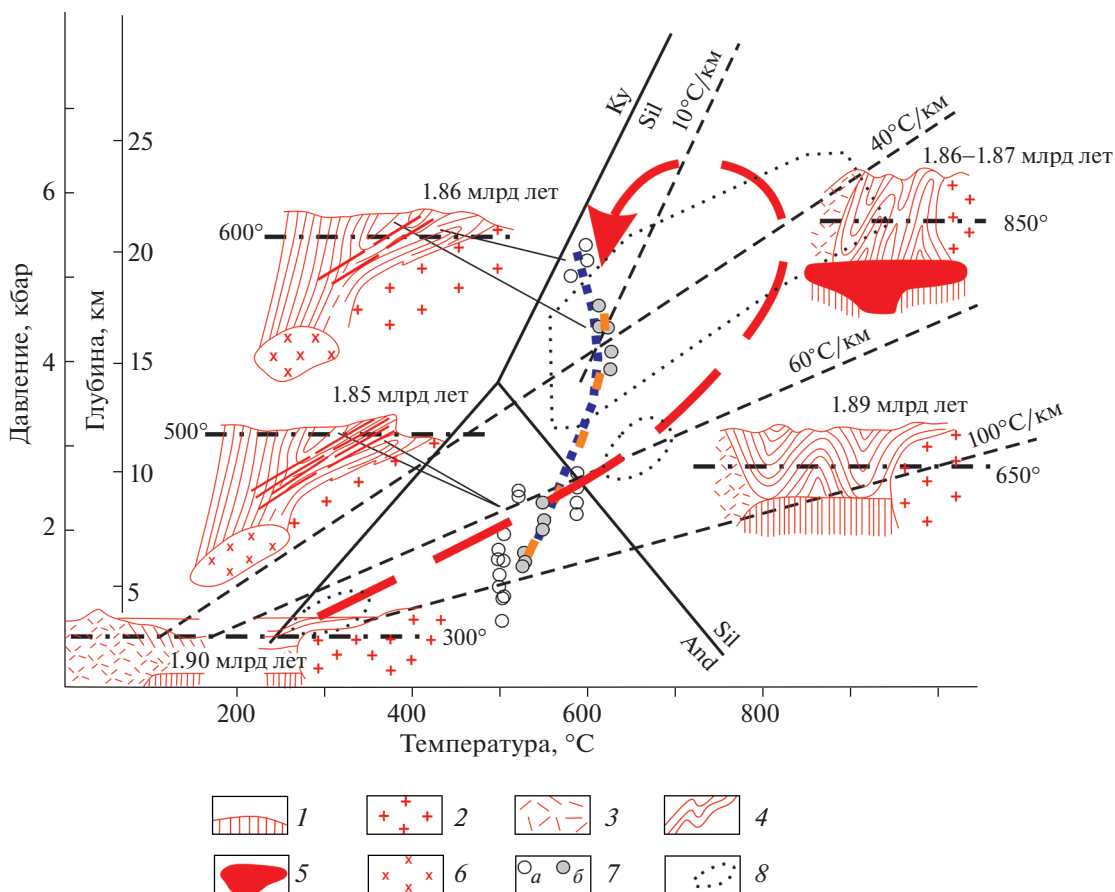
рактируются обогащением литофильными элементами и легкими редкими землями [4]. Эти геохимические характеристики согласуются с моделью эволюции магматических расплавов в обстановке возрастающей зрелости магматической дуги на краю континента (типа магматических дуг Западно-Тихоокеанской активной окраины).

Барометрия по углекислотным флюидным включениям в указанных магматических породах показала, что режим глубинности в процессе их формирования существенно не менялся: для эндрбитов диапазон давления составляет 4.7–5.1 кбар, для диоритов и тоналитов 4.5–5 кбар [4]. Судя по обилию оптически видимых включений в диоритах, кристаллизация этих пород и в особенности тоналитов протекала в условиях большей флюидонасыщенности по сравнению с эндрбитами [4].

К концу кульминационной фазы температура и давление метаморфизма снижаются примерно

до 650°C и 4.5 кбар, что свидетельствует о подъеме пород до уровня ~17 км. Снижение температуры и давления протекало параллельно при относительно одинаковом геотермическом градиенте, который в среднем оставался близким к 38°C/км. Понижение температуры и давления в дальнейшем свидетельствует о выжимании пород вверх в результате продолжавшегося латерального сжатия и вызванной этим эрозии кровли.

**Поздняя орогенная стадия (1.86 млрд лет).** Переход от синорогенной к позднеорогенной стадии развития ознаменовался сменой пликтивных деформаций и пластического сдвигового течения преимущественно разрывными деформациями со снижением температуры метаморфизма (см. рис. 9). Все эти явления можно связать с остыванием при подъеме пород, обнаженных сегодня на поверхности, при продолжавшемся режиме горизонтального сжатия. При надвигании новообразован-



**Рис. 9.** Эндогенная эволюция пород в зоне сочленения палеопротерозойской и архейской коры в Северном Приладожье. Показано развитие пород палеопротерозойского блока, надвинутого на окраину Карельского континента (штрих-линия красным в направлении против часовой стрелки); продолжение развития пород палеопротерозойского блока в Мейерской надвиговой зоне в аллохтонном (штрих-линия фиолетовым) и автохтонном (штрих-линия оранжевым) блоках. 1 – мантия; 2 – кристаллический комплекс архейской континентальной коры; 3 – островодужный комплекс палеопротерозойской коры; 4 – архей–раннепротерозойский аккреционно–коллизийный комплекс в шовной зоне; 5 – нижнекоровый гипотетический базитовый магматический резервуар; 6 – зона интенсивного плавления нижней коры; 7 – полученные усредненные *PT*-оценки для пород Мейерской надвиговой зоны для блоков: *a* – аллохтонного, *b* – автохтонного; 8 – предполагаемые для допиковых стадий *PT*-оценки по данным геотермобарометрии, по [2, 5].

ной свекофеннской континентальной коры на окраину древнего архейского Карельского континента, в зоне сместителя, проходящей в районе Мейери, образовалась субширотная мощная сдвиговая зона, полого погружающаяся на юг в современных координатах. Комплементарно, в тылу надвинутой пластины сформировались крупноподпадающие зоны растяжения также субширотного простирания, одним из выражений которых может быть Тервуская зона растяжения и брекчирования. Зона растяжения послужила каналом для внедрения поздних магм Тервуского плутона и коагматов [2].

**Заключительная орогенная стадия (1.85 млрд лет).**

Надвигание пород Свекофеннского подвижного пояса на древний кратон привело к увеличению мощности коры и перераспределению температуры по вертикали. Подъем разогретых до ~500°C пород на уровень около 10 км подтверждает быст-

рую, опережающую остывание, эрозию кровли надвигающейся тектонической пластины, что привело к росту геотермического градиента в верхней части коры как минимум до 45–50°C. Одновременно с этим в автохтонном блоке замедляется остывание пород при некотором возрастании общего давления (см. рис. 9). Эти явления фиксируются при геотермобарометрии по безмусковитовым гранат–биотитовым парагенезисам, выявившей повышенные температуры и давления в породах в Мейерской надвиговой зоне.

С возрастающим развитием хрупко-пластичных сдвиговых деформаций и появлением дислокационных поверхностей увеличивается флюидопроницаемость пород Мейерской надвиговой зоны, что способствует интенсивному замещению ранних минеральных парагенезисов поздними. Появление мусковитовых парагенезисов отвечает заключительной стадии развития Мейерской на-

двиговой зоны. Судя по фиксируемым давлениям минералообразования, на этой стадии происходит скачкообразный подъем современной эрозионной поверхности до уровня глубин 3–6 км (см. рис. 9).

Таким образом, формирование Мейерской надвиговой зоны характеризуется стадийностью. Согласно результатам геотермобарометрии и петрографическим данным, скачкообразная смена *PT*-режимов формирования биотитовых и мусковитовых минеральных парагенезисов указывает на дискретно меняющиеся глубины минералообразования от 10–15 км до 3–6 км.

## ВЫВОДЫ

1. Надвигание палеопротерозойской новообразованной континентальной коры Свеккофеннского подвижного пояса на окраину архейского Карельского континента по субширотной в современных координатах мощной сдвиговой зоне сопровождалось многостадийной интенсивной структурно-метаморфической переработкой метаморфических и интрузивных пород.

2. Нами выявлена связь формирования Мейерской надвиговой зоны с появлением биотитовых и мусковитовых минеральных парагенезисов низкотемпературной амфиболитовой фации, замещающих ранние минеральные парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма 1.86–1.85 млрд лет назад.

3. Стадийность развития Мейерской надвиговой зоны выражена в том, что гранат-биотитовые парагенезисы сформировались при относительно повышенном до 3–5 кбар давлении. Последующее понижение давления до 1–3 кбар и образование мусковитовых парагенезисов подтверждены петрографическим анализом, указывающим на наложенный характер мусковита, который вместе с кварцем и поздним плагиоклазом сформировался после завершения гранат-биотитового парагенезиса.

4. Поздняя стадия эволюции Мейерской надвиговой зоны характеризуется снижением температуры пород до 500–600°C на фоне сопряженного уменьшения давления до 1–2 кбар и подъема пород с глубины от 10–15 км до 3–6 км, обнаженных на современном эрозионном срезе.

**Благодарности.** Авторы искренне признательны В.В. Балаганскому (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия) за ознакомление с рукописью статьи и предложенные ценные рекомендации. Авторы благодарны Д.В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия) за набор геотермобарометров в его программе *PTQuick* [31]. Авторы благодарны рецензенту А.А. Шипанскому (ГИН РАН, г. Москва, Россия), С.Ю. Колодяжному (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за комментарии, которые позволили улучшить статью.

**Финансирование.** Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свеккофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
2. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свеккофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
3. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). – Под ред. Н.Г. Судовикова – Л.: Наука, 1970. 227 с.
4. Геология и петрология свеккофеннид Приладожья. – Под ред. В.А. Глебовицкого – СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
5. Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.
6. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). – Под ред. Н.В. Шарова – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
7. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свеккокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
8. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–28.
9. Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свеккокарелид Приладожья. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1992. 152 с.
10. Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И. Вулкано-плутонизм свеккокарелид Балтийского щита. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. 321 с.
11. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
12. Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11–22.
13. Шульдинер В.И., Левченков О.А., Яковлева С.З. и др. Верхний карелий в стратиграфической шкале России: выбор нижней границы и региональные подразделения стратотипической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. № 6. С. 20–33.
14. Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J., Park A.F. Structural features of basement and cover rocks in the eastern Svecokareliides, Finland. – In: *Precambrian tectonic illustrated*, Ed. by Kröner A., Greiling R., (Springer, Shtuttgart, Germany, 1984). P. 147–171.

15. Brun J.-P. The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability of the Proterozoic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 47. No. 3. P. 441–449.
16. Brun J.-P., Gapais D., Le Theoff B. The mantled gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 74. No. 3–4. P. 283–304.
17. Ekdahl E. Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of Raahe-Ladoga Ore Zone, based on Pielavesi area, Central Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1993. No. 373. 137 p.
18. Eskola P.E. The problem of mantled gneiss domes // *Geol. Soc. London Quart. J.* 1949. Vol. 104. Part 4. P. 461–476.
19. Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. Vol. 66. P. 113–117.
20. Fossen H. *Structural geology.* — (Cambridge Univ. Press, Cambridge, GB, 2016). P. 524.
21. Gaal G. Proterozoic tectonic evolution and late Svecofennian plate deformation of the Central Baltic Shield // *Geol. Rundschau.* 1982. Vol. 71. No. 1. P. 158–70.
22. Gaal G. Tectonic styles of Early Proterozoic ore deposition in the Fennoscandian Shield // *Precambrian Research.* 1990. Vol. 46. No. 1–2. P. 83–114.
23. Gaal G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // *Precambrian Research.* 1987. Vol. 35. No. 1. P. 15–25.
24. Hietanen A. Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian in Finland // *J. Research USGS.* 1975. Vol. 3. P. 631–645.
25. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // *American Mineralogist.* 2000. Vol. 85. P. 881–892.
26. Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // *American Mineralogist.* 2001. Vol. 86. P. 1117–1129.
27. Park A.F. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecofennides at the Baltic Shield // *Geology.* 1985. Vol. 13. No. 10. P. 725–729.
28. Pekkarinen L.J., Lukkarinen H. Paleoproterozoic volcanism in Kiihtelisvaara – Tohmajarvi district, eastern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1991. Vol. 357. 35 p.
29. Perchuk L.L., Lavrent'eva L.Y. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. — In: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions.* — S.K. Saxena (ed.), (Advanc. Phys. Geochem. 1983. Vol. 3), P. 199–239.
30. Simonen A. The Precambrian in Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.* 1980. Vol. 304. pp.58.
31. PTQuick. <http://dimadd.ru/ru/Program/ptquick> (Accessed December 8, 2020).
32. Wegmann C.E. Über die tektonik der jüngeren Faltung in Ostfinland // *Fennia.* 1928. Vol. 50. No. 16. P. 1–22.
33. Wu C.M. Revised empirical garnet-biotite-muscovite-plagioclase geobarometer in metapelites // *J. Metamorph. Geol.* 2015. Vol. 33. P. 167–176.
34. Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.* 2006. Vol. 45. No. 9. P. 1907–1921.

## Evolution of the Meyeri Thrust Zone of the Northern Ladoga Region (Republic of Karelia, North-West Russia): *PT*-Conditions for the Formation of Mineral Parageneses and Geodynamic Reconstructions

Sh. K. Baltybaev<sup>a, b, \*</sup>, E. S. Vvdich<sup>c</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,  
bld. 2 Makarova emb., 190034 St. Petersburg, Russia*

<sup>b</sup>*St. Petersburg State University, bld. 7 Universitetskaya emb., 199034 St. Petersburg, Russia*

<sup>c</sup>*St. Petersburg State Mining University, bld. 2, VO, 21-line, 199106 St. Petersburg, Russia*

\*e-mail: s.k.baltybaev@ipgg.ru

The thermodynamic regimes are characterized in the thrust zone of the Paleoproterozoic continental crust of the Svecofennian mobile belt to the margin of the Archean Karelian continent along the sublatitudinal in modern coordinates powerful strike-slip zone in the Northern Ladoga region. According to its rocks and structural features, the Meyeri thrust zone is divided into northern and southern parts, which are considered as allochthonous and autochthonous blocks. The autochthonous block belongs to the Northern domain and is distinguished by the presence of gneiss domes with Archean rocks in the cores, which are absent to the south, in the allochthonous block, where only Paleoproterozoic rocks are developed. During the formation of the thrust zone, biotite and muscovite mineral parageneses of the low-temperature amphibolite facies appear, replacing the early mineral parageneses of the high-temperature amphibolite and granulite facies 1.86–1.85 Ga ago. The staging of the development of the thrust is expressed in the first formation of garnet-biotite parageneses at a relatively high pressure of 3–5 kbar, and then quartz-muscovite ones, with a pressure decrease to 1–3 kbar. At the final stage of the evolution of the thrust zone, the *PT*-trend is characterized by a decrease of temperature to 500–600°C and pressure during the rise of the rocks exposed on the modern erosional level from a depth of 10–15 km to 3–6 km.

**Keywords:** thrust zone, Paleoproterozoic, Archean, *PT*-parameters, parageneses, geothermobarometry, modeling