

УДК 552.3+552.11+553.086 (470.22)

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ В ТЕРВУСКОЙ АГМАТИТОВОЙ ЗОНЕ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)

© 2023 г. Ш. К. Балтыбаев^{1,2,*}, Н. Г. Ризванова¹, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов¹, М. Е. Петракова¹, Э. С. Вивдич¹

Поступило 21.03.2023 г.

После доработки 07.04.2023 г.

Принято к публикации 17.04.2023 г.

Формирование Тервуской зоны брекчирования в Северном Приладожье происходило синхронно с внедрением гранитоидов и было комплементарно образованию субширотного Мейерского надвига на завершающих этапах палеопротерозойской плутоно-метаморфической активности в регионе 1.86 млрд лет назад. Тервуская зона брекчирования с гранитоидными агматитами имеет субширотную ориентировку, которая дискордантна по отношению к ранним структурам и куркиёскому эндербитовому и лауватсарско-импиниескому диорит-тоналитовому комплексам. В этой зоне находятся наиболее крупные в данном районе гранитные массивы — Тервуская и Пелтолская интрузии. В работе впервые определен U–Pb-возраст монацита из гранитов крупной Пелтолской интрузии — 1859 ± 4 млн лет, который совпал с возрастом гранитов Тервуской интрузии (1859 ± 3 млн лет). Граниты обеих интрузий и более мелких тел внедрялись одновременно в тектонически ослабленную зону при смене пластических деформаций на упруго-пластические во время брекчирования свекофеннских пород. Полученные результаты выявляют особенности позднеорогенной стадии развития зоны сочленения двух крупнейших блоков Фенноскандинавского щита — Карельского кратона и Свекофеннского пояса.

Ключевые слова: позднеорогенные граниты, датирование, зона брекчирования, Приладожье, свекофенниды

DOI: 10.31857/S2686739723600546, **EDN:** WFHMDM

ВВЕДЕНИЕ

Тервуская зона брекчирования (ТЗБ) на территории Северного Приладожья расположена в районе полуострова Терву (рис. 1) и содержит различные тектонические брекчии, залеченные гранитоидами. Эта зона имеет видимую мощность не менее 6–8 км и субширотную ориентировку, резко дискордантную по отношению к ранним структурам региона, преимущественно северо-западного простирания. Тервуская зона была выделена нами и прослежена на более чем 20 км в широтном направлении при производстве научно-исследовательских работ с детальным картированием площади [1].

В региональном плане момент формирования ТЗБ соотносится с надвиганием протерозойского

свекофеннского блока на архейский Карельский кратон, которое фиксируется к серверу в виде образования Мейерского надвига (рис. 1, врезка) субширотного простирания [2, 3]. Формирование надвига вызвало, вероятно, появление комплементарных зон растяжения, одной из которых была Тервуская зона брекчирования. Мейерская надвиговая зона, в свою очередь, является юго-восточным фрагментом более обширной (протяженностью более 400 км) Раахе-Ладожской взбросо-надвиговой зоны, по которой происходит сочленение архейского Карельского кратона и протерозойского Свекофеннского пояса [3]. Этим определяются актуальность и региональная значимость предпринятых исследований, проливающих свет на поздние этапы тектонического развития зоны сочленения двух крупнейших блоков Фенноскандинавского щита — Карельского кратона и Свекофеннского пояса.

В Тервуской зоне образовалась одна из крупнейших интрузий гранитов в регионе — Тервуская. Изохронный U–Pb-возраст микроклиновых гранитов Тервуской интрузии был определен

¹Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: shauket@mail.ru

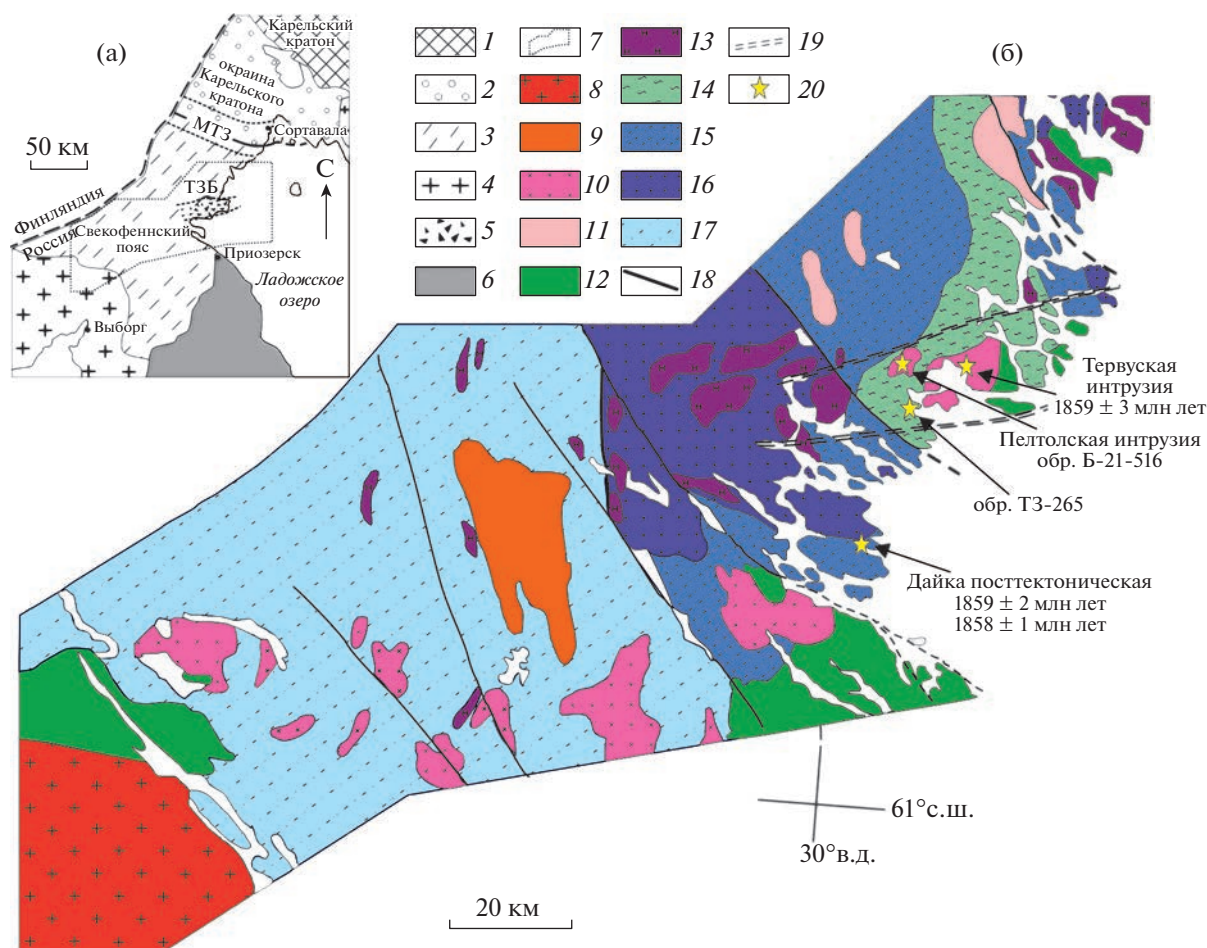


Рис. 1. Геологическая карта района исследования с указанием места отбора проб и их возраста. 1–7 (на врезке – А): 1 – окраина архейского Карельского кратона; 2 – палеопротерозойские породы окраины кратона; 3 – палеопротерозойские породы Свеклофеннского пояса; 4 – граниты-рапакиви; 5 – зона брекчирования; 6 – рифейский чехол Восточно-Европейской платформы; 7 – контур положения исследуемой территории; 8–20 (на карте – Б): 8 – граниты-рапакиви; 9–13 – свекофенские интрузии: 9 – посторогенные монциты, кварцевые сиениты и граниты 1.80 млрд лет, 10 – позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные 1.87–1.80 млрд лет; 11–13 – синорогенные интрузии: 11, 12 – лауватсарско-импиниевский комплекс 1.88–1.87 млрд лет (11 – поздняя фаза: тоналиты, 12 – ранние фазы: габбро, диориты, кварцевые диориты); 13 – синорогенный куркиекский комплекс 1.89–1.88 млрд лет (нориты, эндербиты); 14–17 – раннепротерозойские супракратальные серии лахденпохской метаморфической серии с петроформациями: 14 – биотит-гнейсовая, 15 – гранат-гнейсовая, 16 – гиперстен-гранат-гнейсовая, 17 – кордиерит-гнейсовая; 18 – разрывные нарушения; 19 – границы зоны брекчирования; 20 – место отбора проб для геохронологического изучения. МТЗ – Мейерская тектоническая зона, ТЗБ – Тервуская зона брекчирования. ТЗ-265 – номер и местоположение хлоритизированного гранат-амфибол-плагноклазового сланца.

U–Pb ID-TIMS (Supplementary Table ESM_1) методом по циркону как 1859 ± 3 млн лет, а возраст ее жильной фации по монациту как 1845 ± 2 млн лет [4]. Было предположено [1], что внедрение этой интрузии происходило в тектонически ослабленную зону на поздних стадиях плутоно-метаморфической активности в регионе, тем самым ее возраст определяет также и время формирования ТЗБ как ~ 1.86 млрд лет [2]. Однако предположение о времени образования тектонической зоны требовало дальнейшей проверки путем изучения других гранитных тел, пространственно и структурно связанных с развитием указанной

зоны. Учитывая достаточно большую протяженность ТЗБ и то, что датированная Тервуская интрузия представляет только ее западную прибрежную часть (рис. 1), важно было найти геохронологические свидетельства синхронного образования других гранитоидов на всем протяжении субширотной тектонической структуры. Такую проверку удалось осуществить благодаря наличию множества других тел гранитоидов внутри ТЗБ, наиболее крупной из которых является Пелтолская интрузия, результатам изотопного датирования которой посвящена данная публикация.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

U–Pb-изотопное исследование монацита. Из пробы микроклинового гранита (образец Б-21-516 весом 3 кг) были извлечены монофракции минералов, в частности, монацита. Монацит пробы представлен светло-желтыми прозрачными и полупрозрачными уплощенными кристаллами и крупными темно-коричневыми зернами со следами растворения. Изотопный U–Pb-анализ проводился для всех разновидностей монацита (4 фракции) после их отбора под бинокуляром и дополнительного просмотра некоторых зерен на электронно-растровом микроскопе. Выделение Pb и U проводилось с помощью HCl на ионообменной смоле BioRad AG 1-X8. Для изотопных исследований использован трассер ^{235}U – ^{208}Pb . Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме на Re-катодах, предварительно отожженных в течение 30 мин при температуре $2000 \pm 50^\circ\text{C}$. Для измерений применялся силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4 . Коэффициенты фракционирования, определенные для Pb по измерениям NBS стандарта SRM-982, а для U – по измерению природного образца соответственно составили 0.1 и 0.08‰ на а.е.м. Точность определения содержаний U и Pb, а также U/Pb-отношений – 0.5%. Холодное загрязнение не выше 25 пг Pb и 5 пг U. Все исследования проводились в ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург.

Микрозондовые исследования минералов в прозрачно-полированных шлифах были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 “JEOL” (ИГГД РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. В качестве стандартных образцов состава использованы природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1 вес. %.

Содержание химических элементов в породах определялось с применением рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РСФА, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Анализируемый материал сплавлялся в таблетки диаметром 40 мм и весом 4 г из смеси порошковой пробы с флюсом (50% метабората лития и 50% тетрабората лития) в отношении 1:9, расплавленной в золото-платиновых тиглях и далее спрессованной с усилием 20 тонн. Нижний предел определения содержания оксидов составляет 0.01–0.03 вес. %, малых элементов – 2–5 г/т.

Термобарометрические оценки образования метаморфических минеральных парагенезисов производились методом мультиравновесной геотермобарометрии с помощью программы THERMOCALC

[5] с использованием термодинамической базы данных минералов и моделей твердых растворов DS55 (с обновлением в 2004 г.).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ПЕЛТОЛСКОЙ ИНТРУЗИИ

В юго-восточной части Свекофеннского подвижного пояса магматические породы орогенической стадии развития объединены в три комплекса: куркиёвский, лауватсарско-импиниевский и тервуский [1, 4, 6]. Эти последовательно сменяющие друг друга комплексы образовались в главную стадию плутоно-метаморфической активности в регионе 1.89–1.86 млрд лет назад и тесно коррелируют с деформациями и метаморфизмом этого времени [1]. На ранне- и синорогенном этапах, наряду с формированием сжатых и изоклинальных складок, происходило становление куркиёвского эндербитового и лауватсарско-импиниевского диорит-тоналитового комплексов. Поздняя стадия орогенеза характеризовалась развитием плективных и преимущественно разрывных дислокаций и формированием интрузий и даек тервуского гранитоидного комплекса. Ориентировка структурно-деформационных элементов при формировании пород тервуского комплекса была главным образом север-северо-восточной и накладывалась на структуры раннего этапа, имеющие меридиональное и северо-западное простираие в современных координатах [1].

Для оценки времени формирования ТЗБ нами была изучена Пелтолская интрузия гранитов – вторая по крупности после плутона Терву интрузия, находящаяся в центральной части ТЗБ (рис. 1). Структурное положение Пелтолской интрузии указывает на ее становление синхронно с формированием тектонической зоны: имеются признаки “залечивающих” гранитов со следами слабо проявленных деформаций в них. Для Пелтолской интрузии характерны сложное строение, насыщенность многочисленными включениями пород рамы, обилие теневых текстур.

Пелтолская интрузия площадью около 20 км² – не единственная интрузия в данном районе: здесь широко распространены мелкие безымянные интрузии и жильные тела, которые инъецируют лахденпохскую метаморфическую серию и более древние интрузии куркиёвского и лауватсарско-импиниевского магматических комплексов. Рассматриваемые граниты, входящие в состав тервуского комплекса, характеризуются значительной однородностью, существенно коровыми (S-тип) геохимическими параметрами, вероятно, за счет образования преимущественно из осадочных пород (рис. 2 а–г).

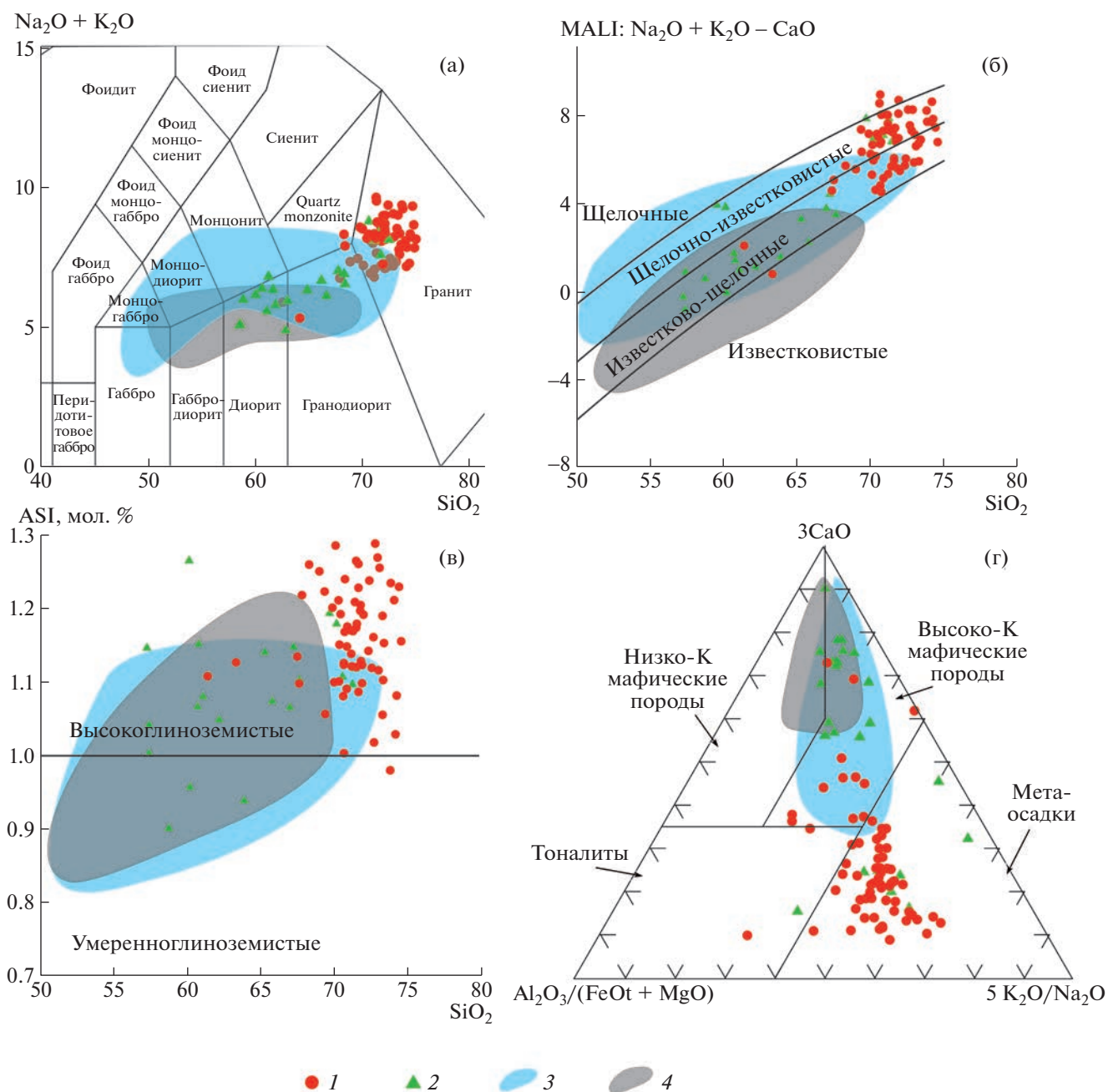


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для гранитоидов тервуского и дайкового комплексов Северного Приладожья. (а) $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ по [7]; (б) SiO_2 – индекс MALI и в) $\text{ASI} = \text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$ по [8]; г) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeOt} + \text{MgO}) - 3\text{CaO} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ диаграмма, характеризующая источники по [9]. Составы пород, показанные на диаграммах, приведены в приложении к данной статье (Supplementary Table ESM_2), часть их, относящаяся к тервускому комплексу, взята из [10]. 1 – породы тервуского комплекса, 2 – дайковый комплекс, 3 – поле составов пород куркиёского комплекса, 4 – поле составов пород лауватсарско-импиинемского комплекса. Поля составов пород магматических комплексов нанесены с использованием опубликованных данных [6].

Состав пород Пелтолской интрузии и вещественно сходных более мелких тел варьирует от лейкократовых биотитовых и двуслюдяных плагиогранитов до двуполевошпатовых гранитов. Краевые зоны рассматриваемых гранитоидных массивов имеют постепенные переходы в мигма-

титовые поля, образуя тела полосчатых мигматитов и агматитов. Петрохимические характеристики пород (рис. 2 а–г, Supplementary Table ESM_2) указывают на высокоглиноземистый состав гранитоидов двух интрузий и мелких тел, на их пограничное положение между известковисто-ще-

лочными и щелочно-известковистыми рядами (рис. 2 б, в).

Пелтолские и тервуские гранитоиды не являются самыми поздними магматическими образованиями в пределах ТЗБ и непосредственного ее окружения. Наиболее поздние магматические породы здесь представлены дайковым комплексом с составом пород от диоритов до гранодиоритов и гранитов (рис. 2 а). Хотя эти дайки пользуются сравнительно небольшим распространением, они важны для понимания истории развития эндогенных событий в районе. Местами дайки деформированы и смяты в складки, а местами не несут никаких следов деформаций. U-Pb-возрасты монацита одной из таких недеформированных даек составляют 1859 ± 2 млн лет и 1858 ± 1 млн лет [11], что практически совпадает с возрастом Тервуской интрузии. Эти дайки пересекают метаморфические, сильно мигматизированные породы и сами, в свою очередь, метаморфизованы и превращены в амфиболиты, биотит-роговообманково-плагиоклазовые и биотит-плагиоклазовые сланцы, нередко мигматизированные. Сланцеватость в породах даек параллельна их контактам, пересекающим сланцеватость вмещающих пород. В ТЗБ также встречаются будинированные и переориентированные фрагменты даек основного состава. В целом их ориентировка совпадает с доминирующей в регионе северо-западной ориентировкой осевых плоскостей более ранних складок. Есть предпосылки думать, что до образования хрупких деформаций в Тервуской зоне были пластические сдвиговые деформации такого направления [1].

Метаморфические и магматические породы основного состава в окружении Пелтолской интрузии подвержены интенсивной биотитизации, появляются бледно-зеленая роговая обманка, хлорит. В кислых породах проявлена мусковитизация, местами — андалузитизация. Минеральные преобразования во вмещающих Пелтолскую интрузию породах заключаются в развитии среднетемпературных метаморфических ассоциаций, замещающих высокотемпературные метаморфические минералы. Наиболее распространенной формой преобразования является замещение граната биотитом и биотит-плагиоклазовым агрегатом. Химическая зональность гранатов приобретает регрессивную направленность, что выражается в возрастании концентрации FeO, MnO и падении MgO по направлению к краям зерен этого минерала [1, 6]. Эта зональность вызвана приспособлением к понижавшимся температуре и давлению равновесного состава граната с окружающими фазами. Характер минеральных изменений говорит о падении температуры и повышении потенциалов воды и щелочей, о чем наглядно свидетельствует замещение граната биотитом и плагиоклазом, а новые термодинамические усло-

вия минералообразования отвечают полю устойчивости андалузита и прилежащей части силлиманитового поля. Для ассоциации минералов из пород ТЗБ, в частности хлоритизированного гранат-амфибол-плагиоклазового сланца (образец ТЗ-265, рис. 1), получены оценки ($T = 516^\circ\text{C}$ и $P = 3.7$ кбар, рис. 3, Supplementary Table ESM_3), которые подтверждают вышеуказанные регрессивные преобразования и соответствующие особенности химического состава минералов. В целом по региону, *PT*-параметры метаморфизма позднеорогенного этапа характеризуются схожими параметрами: $T = \sim 450\text{--}600^\circ\text{C}$ и $P = 2\text{--}4$ кбар [1, 12].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb-ДАТИРОВАНИЯ

Монацит для изотопно-геохронологических исследований отбирался из биотитового гранита (образец Б-21-516) центральной части Пелтолской интрузии (рис. 1). Выбранный образец характеризуется массивной текстурой, гранитной структурой. Порода розовато-серого цвета, неравномернозернистая крупно-, гигантозернистая. Состоит из биотита, двух полевых шпатов, кварца. Плагиоклаз представлен альбитом и олигоклазом (An от 24 до 9%), часто изменен, микроклин с пертитовыми вростками. Местами такие граниты мусковитизированы, а по биотиту может развиваться хлорит.

На диаграмме с конкордией (рис. 4) фигуративные точки измеренных изотопных составов четырех навесок монацита расположились ниже конкордатной кривой, хотя и достаточно близко к ней. Изохронное построение, выполненное по всем 4 точкам, позволяет по верхнему пересечению линии дискордии с конкордатной кривой оценить возраст как 1859.1 ± 3.7 млн лет, а по нижнему — 252 ± 340 млн лет, СКВО = 1.2 (рис. 4, табл. 1). Возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, интерпретируется нами как время образования гранита. Возраст по нижнему пересечению, учитывая, что он определяется с большой погрешностью, рассматривается как не имеющий геологического смысла.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изохронный возраст Пелтолских гранитов (1859 ± 4 млн лет) точно совпал с возрастом микроклиновых гранитов Тервуской интрузии (1859 ± 3 млн лет). Это является весомым аргументом в пользу формирования ТЗБ на поздней стадии плутоно-метаморфической активности в Приладожье. С учетом также близкого возраста вышеупомянутых недеформированных даек (1859 ± 2 млн лет и 1858 ± 1 млн лет), можно считать, что формирование ТЗБ и последовательно интрузивных и дайковых комплексов — это

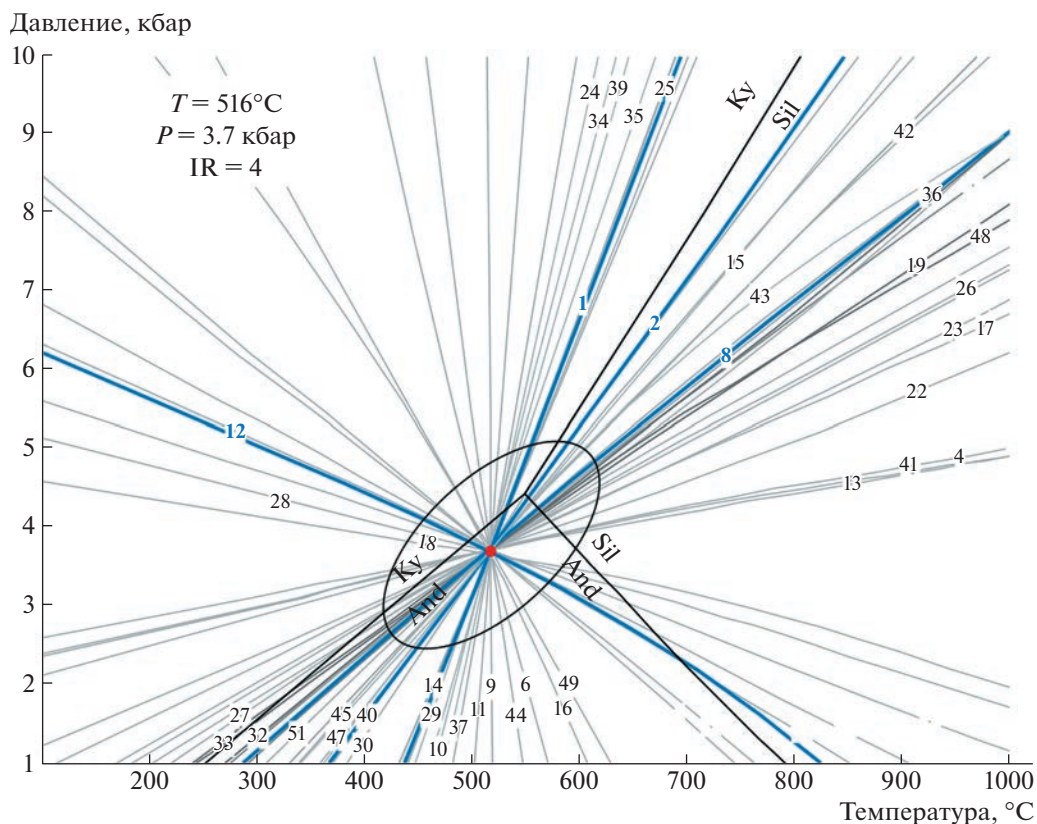


Рис. 3. *PT*-параметры поздней стадии метаморфизма пород мигматито-гнейсового комплекса в Тервуской зоне брекчирования по данным расчета в программе THERMOCALC [16]. Синим цветом выделены линейно-независимые минеральные реакции (IR), размер эллипса соответствует погрешности оценки *P* и *T* из-за погрешности определения активностей миналов. Положение линий реакций и тройной точки алюмосиликатов Al_2SiO_5 рассчитано с применением базы данных “ds55” программы THERMOCALC. Список реакций и их номера приведены в Приложении 3 (Supplementary Table ESM_3). Образец ТЗ-265 — хлоритизированный гранат-амфибол-плагноклазовый сланец.

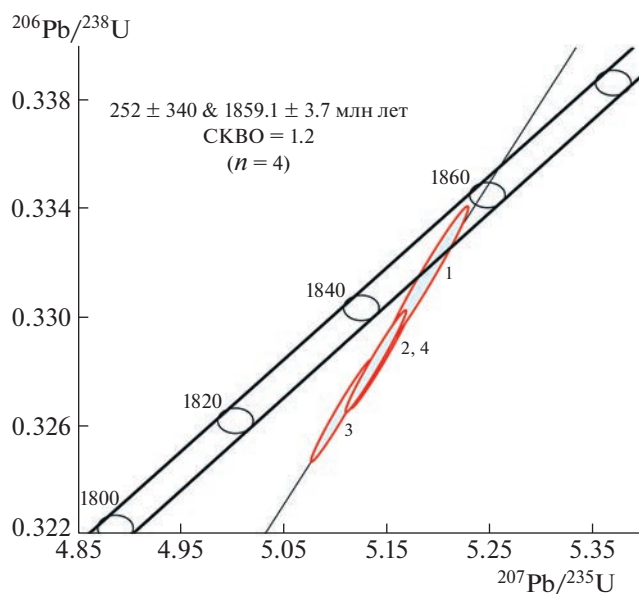


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для монацита из Пелтолской интрузии гранитов. Номера эллипсов соответствуют номерам анализируемых проб (см. табл. 1).

события очень короткого в геологических масштабах временного интервала.

На позднеорогенном этапе развития свекофеннид, консолидированная новообразованная протерозойская кора начинают взаимодействовать с окраинными частями архейского Карельского кратона. В этот момент времени интенсивно проявляются в зоне сочленения Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона как тектонические, там и магматические процессы.

Связь магматизма с развитием тектонических зон отмечается во многих работах. Например, для террейна Авалония в Канадских Аппалачах показано, что реактивация древних сдвиговых зон приводит к образованию милонитов и внедрению даек [13]. Впоследствии системы даек образуют плутоны с разными геохимическими характеристиками. Считается [14], что композитные плутоны могут содержать габброидную часть, образовавшуюся из магмы в результате частичного плавления мантии, и кислую — результат частичного плавления нижней коры.

На взаимосвязь тектонических процессов и гранитообразования указывает, например, и приуроченность гранитоидных массивов к сдвиговой зоне в провинции Борборема на северо-востоке Бразилии. Считается, что реологически неоднородные и не полностью закристаллизовавшиеся магматические тела могли вызвать локализацию деформации и зарождение сдвиговых зон [15, 16].

Для пород гранитоидных интрузий, развитых в сдвиговых зонах, характерны сланцеватость, минеральная линейность, которая интерпретируется как результат синтектонического внедрения магм. На основе наблюдений в одних гранитных массивах прямолинейной сланцеватости, а в других — концентрической, исследователи [17] пришли к выводу, что гранитные массивы могли иметь один источник, но формироваться и эволюционировать в разных тектонических обстановках: параллельная сланцеватость развивается в результате наложенных региональных деформаций, а концентрическая — за счет магматического течения.

Вполне вероятно, что наблюдаемое разнообразие структурно-текстурных особенностей позднеорогенных гранитоидов Северного Приладожья также определяется в первую очередь локальными тектоническими факторами. Особенно это вероятно, если учитывать, что формирование тел рассматриваемых гранитоидов совпадает по времени со сменой реологических свойств пород рамы и переходом от пластических деформаций к упруго-пластическим, с последующим развитием зон хрупких деформаций, одной из которых была ТЗБ.

Рассматриваемый позднеорогенный этап эндогенной активности в свекофенидах Приладожья знаменуется проявлением магматизма и метаморфизма, наложенных на породы ранне- и синорогенных магматических комплексов (эндербиты, диориты, тоналиты). К позднеорогенному этапу магматизма относятся: дайки основного и среднего состава, граниты тервуского комплекса, куда входят и породы датированной Пелтолской интрузии. Сопровождают позднеорогенный магматизм среднетемпературные метаморфические преобразования, местами наложенные на тервуские гранитоиды и на более древние магматические породы ранне- и синорогенного этапов. Метаморфизм пород при этом сопровождается формированием вторичной кристаллизационной сланцеватости и бластокатакластических текстур, в связи с уменьшением пластичности горных пород в среднетемпературных условиях, в которых, по нашему мнению, возникла субширотная Тервуская зона брекчирования. Она же послужила своего рода подводящим каналом для гранитоидов, которые хотя и выступали как залечивающие зону брекчий образования, но и сами при

этом подвергались деформациям из-за продолжавшихся тектонических движений. О последнем говорят отчетливо проявленный бластокатаклиз, разгнейсование, трахитоидность в гранитоидах, совпадающие по ориентировке с директивными структурно-текстурными элементами во вмещающих гнейсах и мигматитах [1, 18].

Петрохимические параметры гранитоидов позднеорогенного этапа показывают, что они отличаются от предшествующих магматических пород региона большей кислотностью и щелочностью магм. Такие особенности, наряду с повышенным содержанием глинозема у этих гранитоидов и более низкими величинами $eNd(t)$ по сравнению с эндербитами и тоналитами [19], указывают на происхождение их в основном за счет плавления осадочного материала коры. Подобные гранитоиды широко проявлены в соседней Финляндии, где их формирование фиксирует длительный этап корового магматизма от 1.86 до 1.81 млрд лет [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании возрастных данных, кинематических особенностей интрузивов и сопровождающих их дайковых и жильных серий пород можно сделать вывод о синхронности становления Тервуской и Пелтолской интрузий на поздних этапах метаморфических преобразований и деформаций свекофенид Приладожья. Структурная позиция гранитоидов и вмещающего мигматито-гнейсового комплекса указывает на постепенную потерю пластичности среды при формировании серии гранитоидов от более ранних к поздним, что проявляется в смене слабопликативных форм деформаций дизъюнктивными нарушениями. Такому предположению не противоречат имеющиеся геологические факты, включая приведенные здесь новые изотопные данные о возрасте гранитных интрузий, маркирующих время формирования субширотной зоны брекчирования.

Приложение 1. Таблицы с результатами изотопного датирования Тервуской интрузии и посттектонической дайки.

Приложение 2. Таблица 2. Химический состав магматических пород позднеорогенного этапа.

Приложение 3. Таблица 3. Список минеральных реакций на диаграмме с результатами PT -оценок метаморфизма (рис. 3).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов, связанного с этой публикацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннит Приладожья / СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 198 с.
2. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): РТ-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21040032>
3. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.А. Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
4. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
5. Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–344. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
6. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
7. Middlemost E.A.K. Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Science Reviews. 1994. V. 37. P. 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
8. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
9. Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of “modern-style” plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos. 2014. V. 205. P. 208–235. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012>
10. Котов А.Б., Саморукова Л.М. Эволюция гранитообразования в тектоно-метаморфических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарохимических исследований). Ленинград: Наука, 1990. 59 с.
11. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Оценка времени региональной постмигматитовой калишпатизации по данным U-Pb датирования монацита (Метаморфический комплекс Северного Приладожья, Россия) // ДАН. 2010. Т. 410. № 4. С. 529–532.
12. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
13. Murphy J., Keppie J., Nance R. Fault reactivation within Avalonia: Plate margin to continental interior deformation // Tectonophysics. 1999. V. 305. P. 183–204. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00017-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00017-7)
14. Pe-Piper G., Koukouvelas I., Piper D.J.W. Synkinematic granite emplacement in a shear zone: The Pleasant Hills pluton, Canadian Appalachians // GSA Bulletin. 1998. V. 110. № 4. P. 523–536. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<0523:SGEIAS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0523:SGEIAS>2.3.CO;2)
15. Neves S.P., Vauchez A. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; State of Pernambuco) // Journal of South American Earth Sciences. 1995. V. 8. № 3–4. P. 289–298. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00014-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00014-7)
16. Neves S.P., Mariano G., Beltrao B.A., Correia P.D. Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: Constraints on regional strain fields // Journal of South American Earth Sciences. 2005. V. 19. P. 127–141. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2005.04.004>
17. Nironen M., Bateman R. Petrogenesis and syntectonic emplacement in the early Proterozoic of south-central Finland: a reversely zoned diorite-granodiorite and a granite // Geologische Rundschau. 1989. V. 78. P. 617–631. <https://doi.org/10.1007/BF01776194>
18. Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). / Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1972. 127 с.
19. Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 394–414.
20. Kurhila M., Mänttari I., Vaasjoki M., Rämö O.T., Nironen M. U–Pb geochronology of the late Svecofennian Leucogranites of Southern Finland // Precambrian Research. 2011. V. 190. № 1. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.07.008>

LATE-OROGENIC GRANITOIDS OF THE TERVU AGMATITIC ZONE IN THE SOUTHEASTERN PART OF THE SVECOFENNIAN BELT (THE NORTHERN LADOGA AREA, RUSSIA)

**S. K. Baltybaev^{a,b,#}, N. G. Rizvanova^a, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov^a,
M. E. Petrakova^a, and E. S. Vivdich^a**

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

^b*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: shauket@mail.ru*

The formation of breccia zones was taking place with the simultaneous healing of them by granitic materials at the final stages of the Late Proterozoic magmatic and metamorphic activity in the region 1.86 Ga ago. The Tervu breccia zone with granitic agmatites has a sublatitude orientation, which is discordant in relation to the early structures and Kurkieki enderbite and Lauvatsari-Impiniemi diorite-tonalite complexes in the Svecofennian rocks of the Ladoga region. There are the largest granitic bodies in this area – Tervu and Peltola intrusions located in the Tervu breccia zone. The U–Pb age of monazite from granites of the Peltola intrusion is determined as 1859 ± 4 Ma, and coincides with the age of the granites of the Tervu intrusion (1859 ± 3 Ma). This assumes that the granites of both intrusions and some surrounded smaller bodies were intruded simultaneously into the tectonically weakened space when plastic deformations turned to elastic-plasticity ones during at the late-orogenic stage. The results obtained reveal the features of the tectonic development of the joint zone of the two largest blocks of the Fennoscandinavian shield – the Karelian craton and the Svecofennian belt.

Keywords: late-orogenic granites, dating, breccia zone, Ladoga region, Svecofennian rocks