

УДК 551.22+551.24

## ПЛАСТИНЧАТЫЕ ИНТРУЗИИ В СВЕКОКАРЕЛИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ: СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ, ПЕТРОГЕНЕЗ, ГЕОХИМИЯ, ВОЗРАСТ ПОРОД И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ<sup>1</sup>

© 2024 г. Ю. А. Морозов<sup>1, \*</sup>, Е. Н. Терехов<sup>1, 2</sup>, М. А. Матвеев<sup>1</sup>, Т. В. Романюк<sup>1</sup>, Т. Б. Баянова<sup>3</sup>,  
Е. Л. Кунаккузин<sup>3</sup>, О. И. Окина<sup>2</sup>, А. И. Смульская<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, д. 10, ул. Б. Грузинская, 123242 Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт геологии Кольского научного центра РАН, д. 14, ул. Ферсмана, 184209 Апатиты, Россия

\*e-mail: frost@ifz.ru

Поступила в редакцию 07.08.2024 г.

После доработки 09.09.2024 г.

Принята в печать 11.09.2024 г.

В статье детально охарактеризован специфический морфологический тип системы метаинтрузивных тел пластиноподобных форм, составляющих структурно единый ряд габбро-диоритов-гранодиоритов-гранитов, впервые выделяемый в сердобольский комплекс свекокарелид юго-восточной части Фенно-скандинавского щита. Показана их принадлежность к транспрессивному покровно-надвиговому парагенезу Мейерской шовной зоны, разделяющей метатерригенные образования карелид и свекофеннид на перикратонной окраине архейского Карельского массива. Они заполняют синдеформационные приразломные трещины отрыва и, кроме этого, могут быть подводными каналами для синтетектонических плутонов раннесвекофеннского этапа тектогенеза. На основе петрохимического анализа определена их формационная принадлежность к комплексам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) и адакитоподобных пород, формировавшихся в аккреционно-коллизийной системе зоны взаимодействия архейской континентальной плиты и свекофеннской ювенильной океанической коры. Приведены данные Sm–Nd изотопного состава этой системы пластинчатых тел и вмещающих пород метатерригенного ладожского комплекса, рассмотрены особенности их минерального и химического состава, а также получены возрастные датировки выявленных в магматическом субстрате реликтов ксеногенного циркона. Показано существенное влияние процессов частичного плавления в системе «архейский фундамент–палеопротерозойский чехол» на формирование пород сердобольского комплекса, предположительно инициированного поступлением расплавов из субдуцирующего слэба. Рассмотрены процессы коровой контаминации исходных магм.

*Ключевые слова:* тектоника, геодинамика, петрогенез, геохимический анализ, свекокарелиды, транспрессия, покровно-надвиговой парагенез, пластинчатые интрузии, ТТГ, адакиты

DOI: 10.31857/S0016853X24060015, EDN: RXHMWS

### ВВЕДЕНИЕ

В подвижных поясах разного возраста (от докембрия до кайнозоя), различного формационного наполнения (осадочного, магматического, метаморфогенного) и геоструктурного положения (внутри- и окраинноплитные) изредка встречаются специфические интрузивные образования пластиноподобных форм с многократным превышением их протяженности над истинной мощностью [72, 65, 39, 56, 55, 23, 59]. В соответствии с их морфологией, особенно в случае пологого залегания, они подобны силлам в осадочных бассейнах, но по соотношениям

с расслоенностью и структурой вмещающих толщ (дискордантность, приуроченность к разрывным поверхностям), силами являться не могут.

В архейском комплексе Центрально-Кольского блока нами была зафиксирована система пологих силлоподобных тел пикрит-долеритов с возрастом  $2217 \pm 27$  млн лет, локализованных вдоль пологих зон хрупких нарушений, секущих субвертикальную расслоенность гранито-гнейсового субстрата [23]. Их кулисно-эшелонированное расположение по отношению к разрывам, опережающим борт шовной зоны Колмозеро-Воронья, и структурная позиция, близкая положению трещин отрыва при сдвиге-надвиговой кинематике, указывают на транспрессивные условия их формирования

<sup>1</sup> Дополнительные материалы доступны по DOI: 10.31857/S0016853X24060015 статьи, для авторизованных пользователей.

в этой подвижной области на границе между Мурманским и Центрально-Кольским геоблоками.

В Южной Финляндии, крупные пластинчатые формы калиевых порфиридных гранитов S-типа с возрастом около 1840–1830 млн лет были отнесены к поздне Svecofennicким интрузивным образованиям, внедрившимся в условиях транспрессии по субвертикальным среднекоревым подводящим каналам и локализованным на более высоких уровнях коры вдоль субгоризонтальных сдвиговых зон во время поздней стадии складчатости [71].

Формирование пластинчатых интрузивных форм рассматривалось также в связи с процессами проявления гранитного плутонизма в Панафриканском поясе Дамара в эдиакарское время около 580–525 млн лет назад [55]. Была подчеркнута роль тектонических деформаций таких, как складчатость и локализованные сдвиги, не только в мобилизации расплавов в анатектических объемах в пределах ниже- и среднекорового гнейсового фундамента, но и в их миграции через транспрессивные сдвиговые зоны, которые обеспечивают субвертикальные пути проницаемости и способствуют вертикальному подъему магм и их накоплению на субсолидусных уровнях ( $T \sim 700\text{--}750^\circ\text{C}$ ,  $P \sim 5$  кбар). При этом полистадийные и импульсные деформации способствовали не только сегрегации расплавов из частично подплавленного субстрата, но и фракционированию магм. Сами системы пластинчатых форм лейкогранитов играли важную роль в поэтапном перераспределении, латеральном переносе и локализации небольших порций магм и оказали существенное влияние на процессы сборки крупных инъекционных комплексов в супрасолидусной коре.

В палеозойских комплексах Северных Аппалачей формирование пластиноподобных тел гранитов происходило на субсолидусном уровне коры под контролем тектонических процессов, что выразилось в приуроченности этих тел к дискретным зонам плоско текстурированных гнейсов, являющихся маркерами повышенных локализованных деформаций [39]. Кроме того, была отмечена связь морфологии обособляемых тел гранитов – пластинчатых или субизометричных в срезе (стержневых) – в связи с разделением объемов деформируемой среды в зависимости от типа эллипсоида деформации – уплощенного или вытянутого, соответственно. Было отмечено возможное влияние на пластинчатую морфологию гранитных тел термомеханической неустойчивости на поверхности солидуса, которая в своем развитии приво-

дит к формированию во время вязкого течения стержневых или пластиноподобных инъекций во вмещающие породы.

Интрузивный пластинчатый комплекс поздневарисийского возраста во внешней надвиговой зоне Сардинии был приведен как пример синтетектонического полифазного внедрения тоналитовой магмы, закончившегося на заключительной стадии тектогенеза интрузивным событием с участием лейкогранитных расплавов [56]. Пластиноподобные тоналитовые тела мощностью до нескольких метров там локализуются параллельно осевым поверхностям ранних складок, но затем они сминаются в складчатые формы последующей генерации, с которыми связаны еще одни протяженные жильные обособления гранитного состава. Синхронные с ними деформации оставили следы в тоналитовом субстрате в виде частичной или полной перестройки магматических структур. Считается, что эти тоналитовые расплавы были внедрены после температурного максимума раннекинематической стадии в остывающую кору, вероятно, при средне-зеленосланцевых температурных условиях и ниже.

В одной из обзорных работ [59] были исследованы структурные особенности процесса инъекции и продвижения магматического материала в виде пластиноподобных интрузий с учетом геометрии, морфологии сегментов и их соединительных элементов, а также соотношения со структурой вмещающих пород, что дает представление о механике внедрения магм, о палеострессовых условиях и реологии вмещающей породы во время магматического события. Были даны примеры того, как растяжение приводит к образованию интрузивных ступеней или мостиковых структур между соседними сегментами и как хрупкое сдвиговое разрывообразование и катакластические процессы, а также индуцированное теплом вязкое течение или флюидизация, способствуют развитию пластиноподобных инъекций во вмещающие породы.

Таким образом, общими закономерностями формирования пластинчатых тел можно считать несомненное влияние деформационных процессов, контролирующих их морфологию, пространственную приуроченность к тектоническим структурам и связь с синтетектоническими дилатансионными процессами.

Однако при всей важности и значимости тектонического фактора в формировании рассматриваемого типа магматических образований, их

изучение должно быть разносторонним и включать петрогенез, формационную принадлежность, геомеханические условия, глубинность и геодинамические обстановки времени формирования.

Целью настоящей статьи является комплексный анализ этого специфического класса интрузивных тел на примере пластинчатых форм широкого формационного спектра от габбро до гранодиоритов и плагиогранитов в палеопротерозойском ладожском комплексе юго-восточной части Фенноскандинавского щита.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Ладожский комплекс палеопротерозоя развит в пределах Свекокарельской или Ладожско-Ботнической подвижной области и включает вулканогенно-осадочную сортавальскую серию верхнего ятулия–людиковия и терригенно-флишоидную ладожскую серию калевиа, залегающая, с одной стороны, на перикратонной окраине Карельского массива (карелиды), с другой стороны, – в области формирования ювенильной свекофеннской океанической коры (свекофенниды) [31] (рис. 1, а).

Этот комплекс претерпел полифазные деформации свекофеннского тектогенеза, произошедшего 1.92–1.79 млрд лет назад, и зональный метаморфизм умеренных давлений от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, связанных с косою субдукцией молодой свекофеннской океанической плиты под Карельский массив и с формированием аккреционно-коллизийного орогена [2, 5, 10, 18, 19, 29, 35, 63, 65].

Сформированная в результате этих событий подвижная зона, сложенная в Северном Приладожье ладожским комплексом и синтетектоническими магматическими образованиями имеет типичную для подвижных поясов дивергентно-вверную разрывно-складчатую структуру «трэнспрессивного дерева» или «цветка» с осевым сутурным швом Ладога–Раахе [22, 26, 27] (см. рис. 1, б).

Раннекинематический этап свекофеннских событий, синхронный с пиковым проявлением метаморфизма первого этапа в интервале 1.88–1.83 млрд лет, сформировал транспрессивную дивергентную структуру, в то время как на втором этапе в интервале 1.83–1.80 млрд лет была проявлена наложенная на нее региональная складчатость, под контролем которой процессы гранитизации достигли своего завершения, особенно в замковых участках крупных картируемых складок [24, 26].

Границей раздела между карелидами и свекофеннидами (составляют северный и южный домены) в Северном Приладожье принято считать Мейерскую зону надвигов, впервые выделенную и детально исследованную Ш.К. Балтыбаевым [1, 7, 8] с точки зрения эволюции термодинамических режимов в обстановке трансформационного надвигообразования (см. рис.1).

## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ПЛАСТИНЧАТЫХ ТЕЛ

### *Мейерская надвиговая зона*

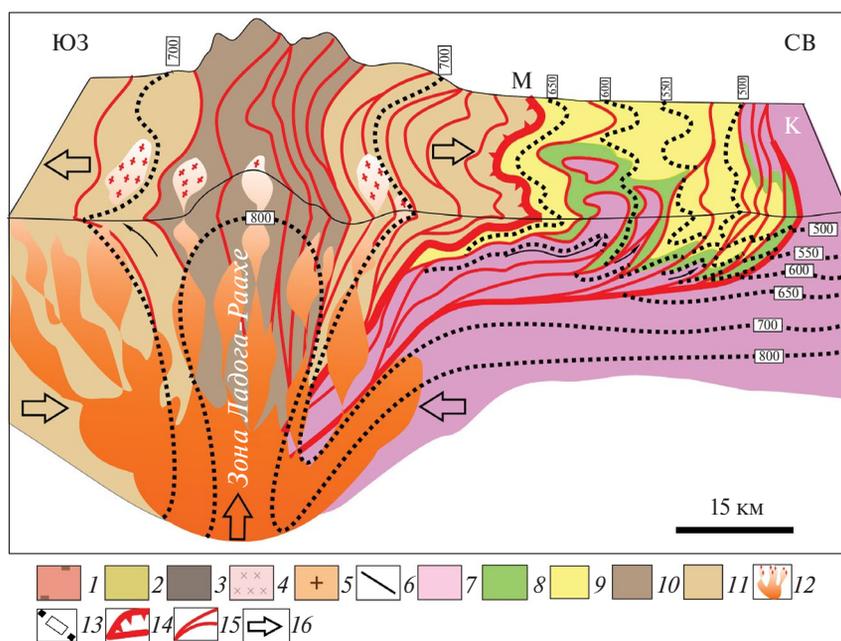
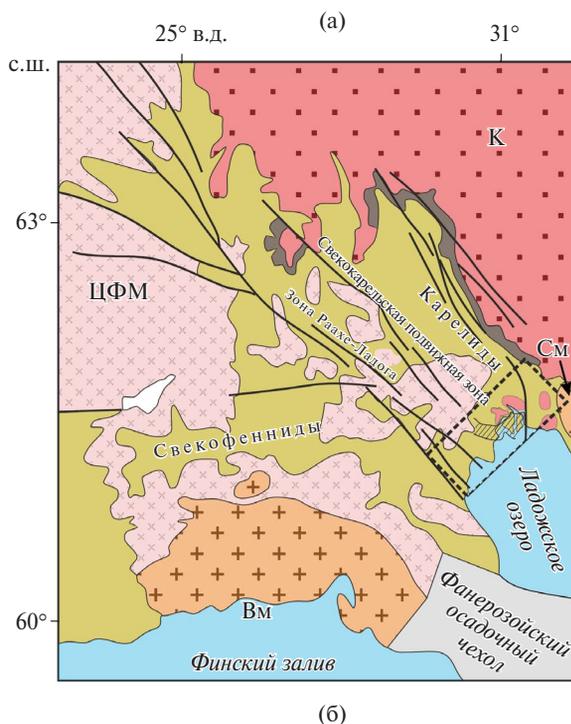
Мейерская зона представляет собой обширную полосу запад-северо-западного простирания, шириной до 15–20 км, интенсивно деформированных пород с преимущественно пологим залеганием элементов структуры, которая была сформирована в два последовательных этапа свекофеннского тектогенеза [19, 27]. Ее можно рассматривать как результат проявления «толстокожей тектоники», когда в единой полидеформационной структуре участвуют супракрустальные комплексы вулканогенно-осадочного чехла и реоморфизованного гранито-гнейсового фундамента [17]. Именно к этой зоне приурочены исследованные пластинчатые интрузии.

### *Структуры раннего деформационного этапа D1*

Структуры раннего деформационного этапа представлены разлинзованными фрагментами лежащих или наклонных изоклинальных складок, и сближенными системами пологих разрывов (рис. 2).

Эти разрывные нарушения с отчетливыми признаками надвиго-сдвиговой кинематики были выделены и зартированы нами на том основании, что среди типичных интенсивно деформированных гнейсов ладожской серии с сохраняющимися элементами исходной флишоидной слоистости, регулярно встречаются узкие (5–7 м) и протяженные зоны «прямых» гнейсов с плоскопараллельной формой гнейсоватости (рис. 3, а, б).

Эти узкие зоны маркируют поверхности сместителей шарьяжей и надвигов раннего этапа только в сочетании со структурами декомпрессионного приразломного повреждения субстрата, залеченными жильным гранитным материалом (см. рис. 3, в). Такие разрывы располагаются вдоль осевых поверхностей первоначально пологих (лежащих)



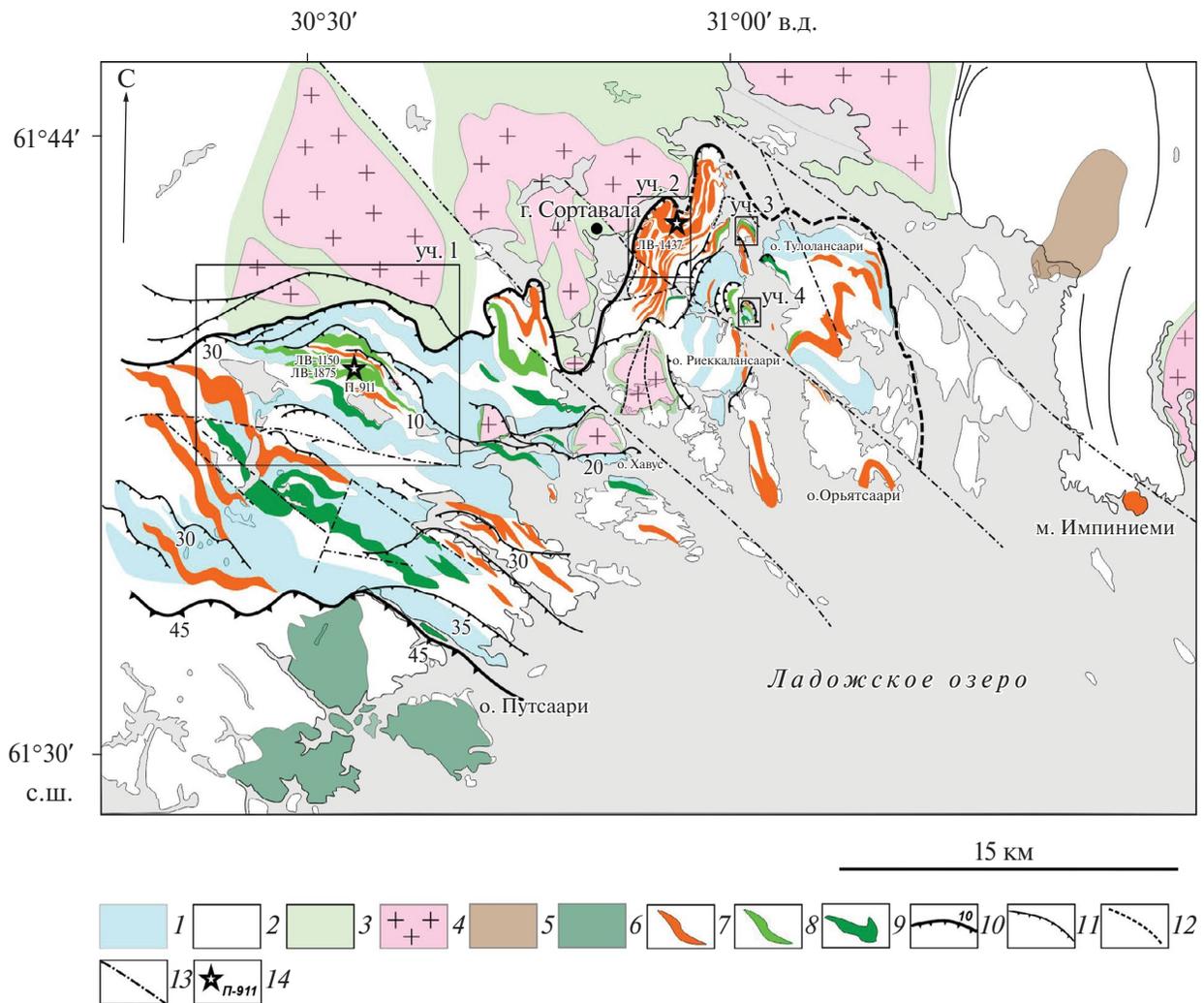
**Рис. 1.** Геологическое строение юго-восточной Фенноскандии и Северного Приладожья (по данным [27]).

(а) – Схема геологического строения Свско-Карельской подвижной зоны; (б) – палео-реконструкция строения Северного Приладожья. *Крупные структуры:* ЦФМ – Центрально-Финляндский массив; К – Карельский массив; М – Мейерская зона, разделяющая комплексы карелид и свскофеннид; *массивы:* СМ – Салминский, Вм – Выборгский. Показан (прямоугольником пунктиром) район исследования.

1–3 – комплексы: 1 – архейский, 2 – палеопротерозойский, 3 – ятулий; 4 – гранитоиды палеопротерозойского возраста; 5 – массивы гранитов-рапакиви; 6 – крупнейшие структуры; 7 – гранито-гнейсы архея; *палеопротерозойский ладожский комплекс (8–11):*

8 – метабазиты сортавальской серии, 9 – метасаммиты, метаморфизованные в диапазоне зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, 10–11 – образования, измененные: 10 – в зоне ультраметаморфизма, 11 – в условиях гранулитовой фации; 12 – магматические тела;

13 – изограды метаморфизма с индексом температуры; 14 – крупнейшие тектонические границы; 15 – разрывные нарушения; 16 – направление тектонического перемещения пород



**Рис. 2.** Обобщенная карта строения Мейерской шарьяжно-надвиговой зоны (по данным [27]).

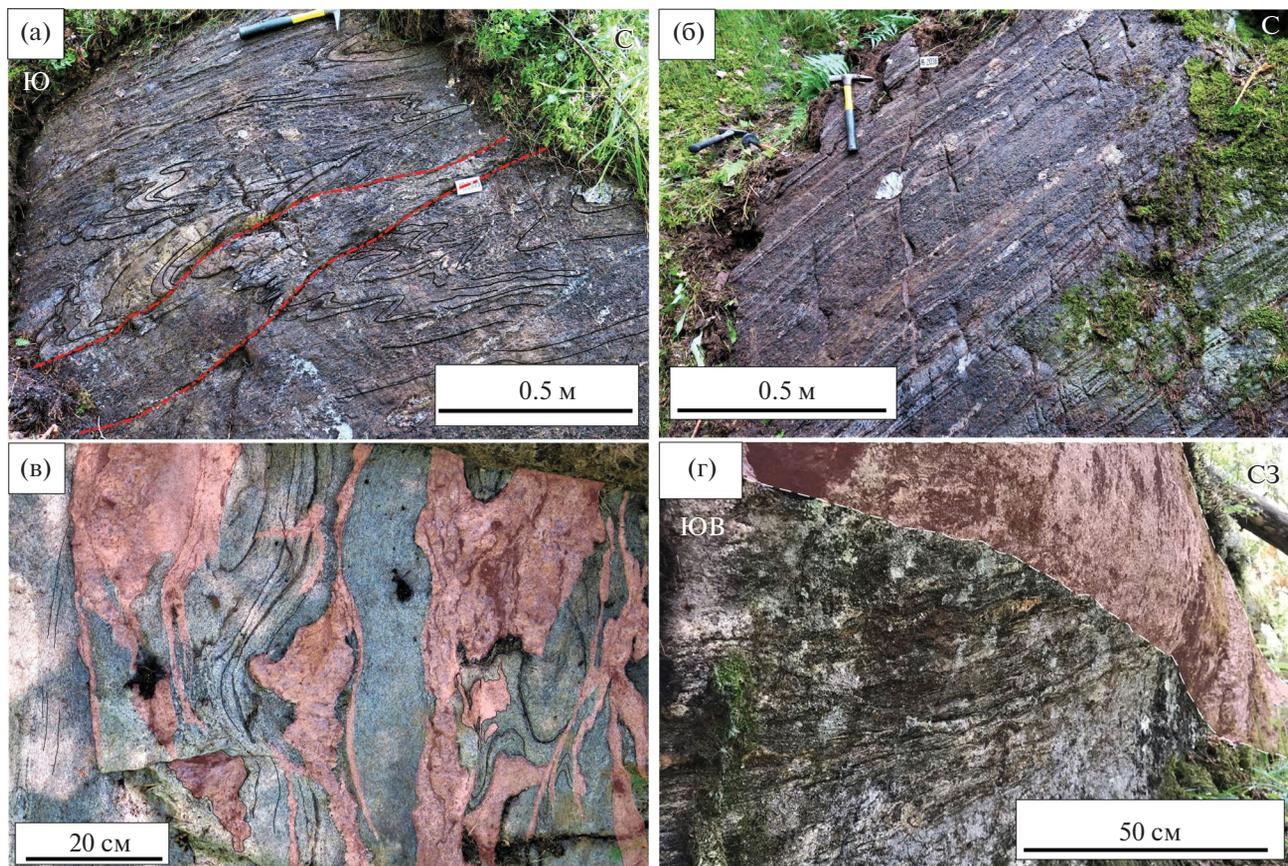
Показано (прямоугольники) положение четырех наиболее детально изученных участков.

1–2 – ладожская серия: 1 – гранат-содержащие гнейсы, 2 – слюдяные гнейсы; 3 – соргавальская серия; 4 – гранито-гнейсы архея; 5 – клинопироксенит-габбровый комплекс массива Вялимяки; 6 – Пуутсаарский габбро-монциодiorитовый комплекс; 7 – гранодиориты и граниты, неразделенные; 8 – диориты; 9 – габбро; 10 – тектонические границы мейерской зоны (числами показаны углы падения); 11–12 – надвиго-шарьяжи: 11 – выявленные (числами показаны углы падения), 12 – предполагаемые; 13 – поздние разрывы; 14 – точки отбора проб для U–Pb датирования пластинчатых тел

складок, картируемых на площади по конфигурации границ гранатовых и безгранатовых разновидностей гнейсов, метаморфизованных здесь в условиях амфиболитовой фации. Такие же разрывы недавно были выявлены нами и в комплексе подстилающего гранито-гнейсового фундамента методами магнито-теллурического зондирования [17] (рис. 4).

Вдоль осевых поверхностей этих складок и кулисно-эшелонированно по отношению к пологим разрывным нарушениям локализуются интрузивные пластиноподобные тела широкого спектра составов (габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты). По нашему мнению, они форми-

руют единую систему, встроенную в структурный парагенез покровно-складчатого ансамбля раннего этапа тектогенеза, и маркируют надвиго-правосдвиговую кинематику смещений по разломам. Пологое залегание от  $\sim 10^\circ$  до  $\sim 30^\circ$  интрузивных пластиноподобных тел, значительная протяженность от сотни метров и до первых километров при мощности от нескольких метров до первых десятков метров, а также субсогласные или кососекущие соотношения с расслоенностью вмещающих гнейсов ладожской серии позволяют относить их к силлоподобным интрузивным формам [23] (см. рис. 3, г). Именно по устойчивому сочетанию



**Рис. 3.** Элементы структурного парагенеза раннего кинематического этапа свекофеннского тектогенеза в пределах Мейерской зоны.

- (а) – типичная складчатая структура гнейсовых толщ в обнажениях ладожской серии;  
 (б) – зоны гнейсов (тектонитов) около поверхностей сместителей разрывных нарушений шарьяжно-надвигового типа;  
 (в) – приразломные зоны повреждения субстрата, отмеченные жильными инъекциями гранитного состава;  
 (г) – кососекущие соотношения гнейсоватости вмещающих пород и пластиноподобных тел гранодиоритов

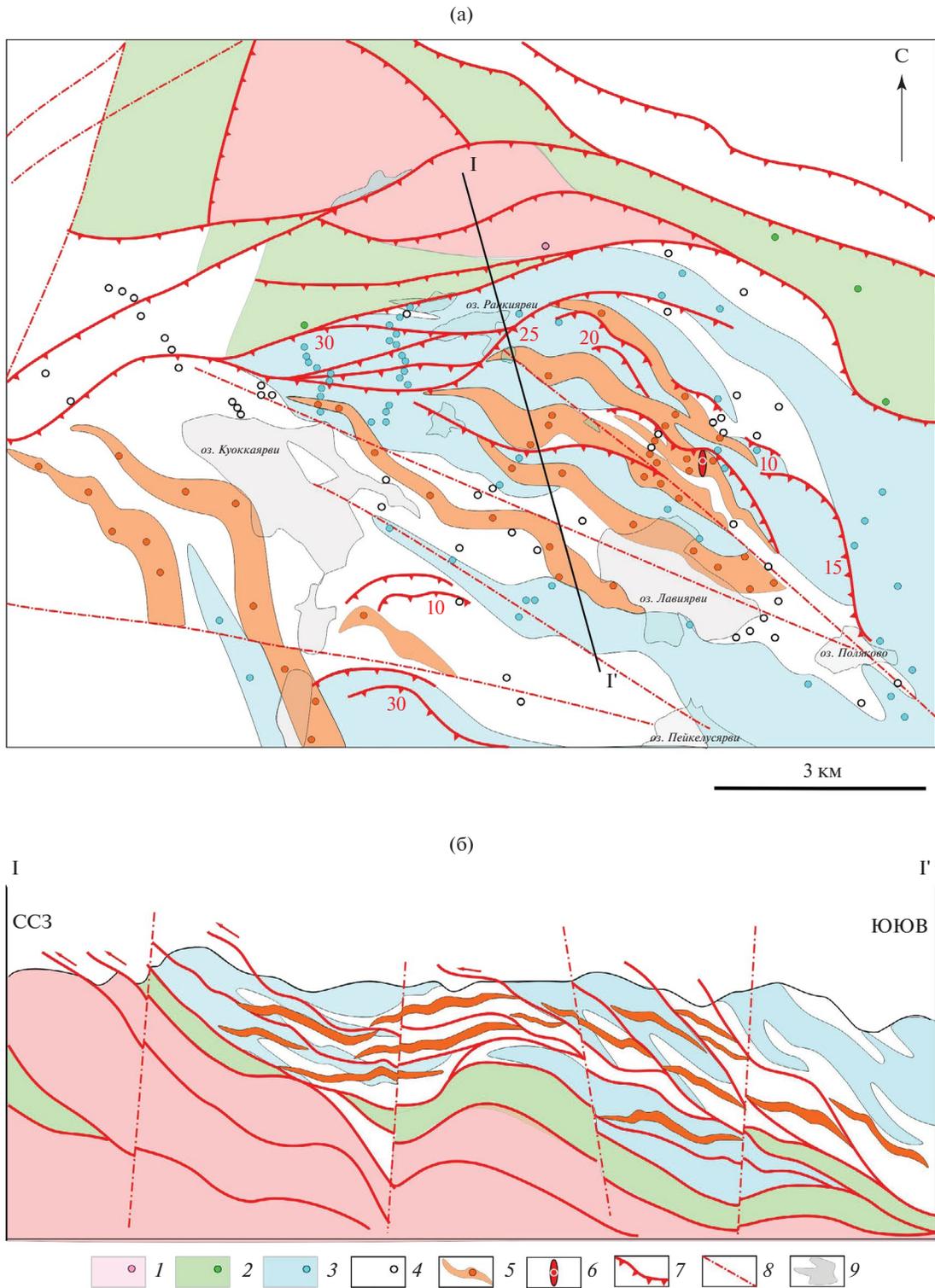
деформационных элементов структурного парагенеза этого раннего этапа нами были определены современные геологические границы Мейерской зоны [27] (см. рис. 2).

### *Структуры второго деформационного этапа D2*

На втором этапе тектонической эволюции Мейерской зоны на раннекинематические структурные элементы по всей ее площади была наложена региональная система разномасштабных прямых складок второго этапа деформаций с субмеридиональной или север-северо-западной ориентировкой осевых поверхностей. К замковым частям этих складок в зоне ультраметаморфизма приурочены участки объемной гранитизации гнейсов, в значительной степени или полностью, затушевывающей первичную расслоенность и гнейсоватость

субстрата. Кроме того, вдоль их осевых поверхностей местами были обособлены плагиогранитные и пегматитовые жилы, а в некоторых магматических телах предшествующего этапа становления произошло формирование локализованных палингенных выделов субстрата.

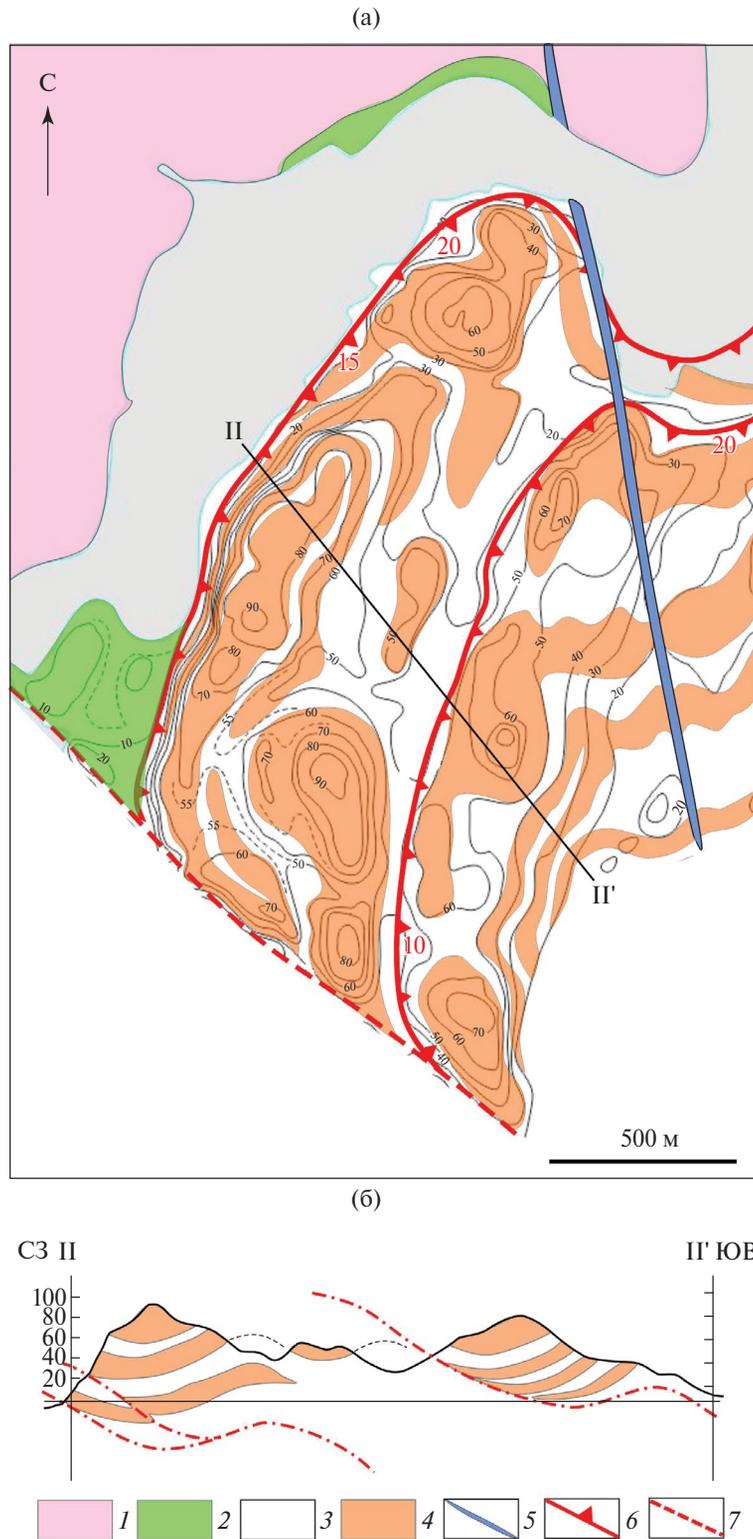
Выявленная площадным детальным картированием наполненность Мейерской зоны рассматриваемыми пластинчатыми телами варьирует в зависимости от степени обнаженности и расчлененности рельефа. В наиболее глубоких врезках в рельефе, где можно зафиксировать их расположение по вертикали, они неоднократно чередуются со складчато-деформированными вмещающими гранатовыми и безгранатовыми гнейсами, а также с зонами “прямых” гнейсов, маркирующими сместители шарьяжно-надвиговых пластин (см. рис. 4; рис. 5, разрезы).



**Рис. 4.** Пластинчатые тела в покровно-складчатом структурном парагенезе Мейерской зоны в районе оз. Куоккаярви и оз. Лаваярви (по данным [17]).

(а) – детальная карта; (б) – обобщенный разрез I–I'

Составы и точки опробования пород (1–6): 1 – гранитогнейсы, 2 – метавулканыты сортавальской серии, 3–4 – гнейсы ладожской серии: 3 – гранат-содержащие, 4 – слюдястые; 5 – пластинчатые тела диоритов и гранодиоритов, нерасчлененные, 6 – палингенные обособления гранодиоритов (точка отбора проб П-911/1); 7 – разрывы с покровно-надвиговой кинематикой (числами показаны углы падения); 8 – поздние разрывы, активизированные на новейшем этапе; 9 – озера



**Рис. 5.** Соотношение пластинчатых тел гранодиоритов с раннекинематическими разрывами Сортовальского выступа.

(а) – карта геологического строения участка в восточном обрамлении Сортовальского выступа; (б) – разрез II–II' участка уч. 2 (положение уч. 2 – см. рис. 2).

1 – гранитогнейсы архея; 2 – метавулканы сортовальской серии; 3 – метапсаммиты ладожской серии; 4 – гранодиориты; 5 – мезопротерозойская дайка долеритов (определение возраста сортовальита –  $1452 \pm 12$  млн лет (по [57])); 6 – разрывные нарушения раннекинематического этапа; 7 – поздние разрывы

**Разновидности и состав пластинчатых тел**

Дробная формационно-вещественная и тектоническая расслоенность Мейерской зоны усиливается также изменчивостью от места к месту составов пластинчатых тел. Среди них выделяются такие разновидности как (см. рис. 2, рис. 6):

- габбро (выделяются относительно редко);
- диориты, гранодиориты (преобладают);
- плагиограниты.

С учетом наложенного метаморфизма и частичной гранитизации этих пород их минерально-фазовый состав в среднем характеризуется следующим образом.

- Габбродиориты амфиболитизированы до состава полевошпатовых амфиболитов и местами гранитизированы, объемно или инъекционными прожилками, и имеют в составе (рис. 7, а–в):

- плагиоклаз (от 30 до 40%) состава олигоклаз (внешняя оболочка)/андезин (ядро);
- роговая обманка (до 50%), единичные реликты клинопироксена;
- биотит (до 20%);
- аксессуарные минералы представлены апатитом (превалирует), ильменитом, пиритом.

Структура основной матрицы гранобластическая, но при тектонизации у контакта тела или в зонах локализованных сдвигов перестраивается в лепидогранобластовую с резким превалированием биотита над амфиболом и с появлением мигматитовых обособлений.

- Диориты и гранодиориты состоят из (см. рис. 7, д, е):

- существенно биотитовых пород (до 35%) или содержащих амфибол (до 7%)
- биотитовых пород с лейкократовой частью, сложенной преимущественно олигоклазом (до 50%), кварцем (до 5%), небольшим количеством микроклина (1–2%).

- местами гранитизированы и мигматизированы с исчезновением амфибола и нарастанием долей биотита и кварца;

- аксессуарии представлены апатитом, титанитом, цирконом, ильменитом.

- Плагиограниты (см. рис. 7, ж–и):

- обычно мелко-среднезернистые породы, массивные с гранобластовой структурой,

- сложены преимущественно олигоклазом (до 35%), микроклином (до 25%), кварцем (до 20%), биотитом (до 20%);

- на контакте с микроклином плагиоклазы альбитизируются;

- аксессуарии представлены цирконом, магнетитом, сульфидами;

- местами значительно окварцеваны;

- в зонах эндоконтакта часто сильно рассланцованы и обогащены мусковитом.

Изученные породы составляют структурно единый ряд от основных до кислых разностей, которые локализируются в виде самостоятельных, разобщенных тел. Однако, в целом и на отдельных участках, все эти разности закономерно группируются близко друг к другу, создавая трехкомпонентные системы смешения или ряды от кислых до основных, которые неоднократно по площади повторяются (см. рис. 2).

Вместе с тем, в отдельных обнажениях можно наблюдать постепенные переходы между этими разностями, наиболее полно установленные на о. Ваннисенсаари, расположенном в проливе между о. Риеккалансаари и о. Тулолансаари (см. рис. 2, уч. 3).

Там среди толщ чередования слюдястых и гранат-содержащих гнейсов ладожской серии картируются полого залегающие пластинчатые интрузивные тела, секущие их расслоенность и вместе с ней разворачивающиеся в синформной складчатой структуре второго этапа деформаций (см. рис. 6, б).

В едином подковообразном теле в непрерывном обнажении с запада на восток (между точками ЛВ2019 и ЛВ2259) можно проследить постепенный переход от плагиогранитных разностей в верхней части пластины (в точках ЛВ2019 и ЛВ2257), через гранодиориты в ее срединной части (в точке ЛВ2258), к габбро-диоритам у нижней поверхности (в точке ЛВ2059) (см. рис. 6, б).

Субстрат этого тела у контактов с вмещающими породами заметно огнейсован (см. рис. 7, г, и). При этом в центральной части преимущественно сохраняет массивное сложение (см. рис. 7, д).

В одном из интрузивных пластинчатых тел мыса Перяниemi в средней части о. Риеккалансаари, где, судя по разрозненным точкам наблюдения, в пределах предположительно единой пластинчатой формы происходит постепенный переход от более кислых разностей состава гранодиорита (в точке №1980), через диориты, к габбродиоритам в ее основании (в направлении к точке №1978) (см. рис. 6, а; см. рис. 2, уч. 4).

Аналогичные интрузивные тела с внутренними постепенными переходами от более основных к кислым разностям ранее были выделены в этом месте в качестве бескорневых интрузий [30].

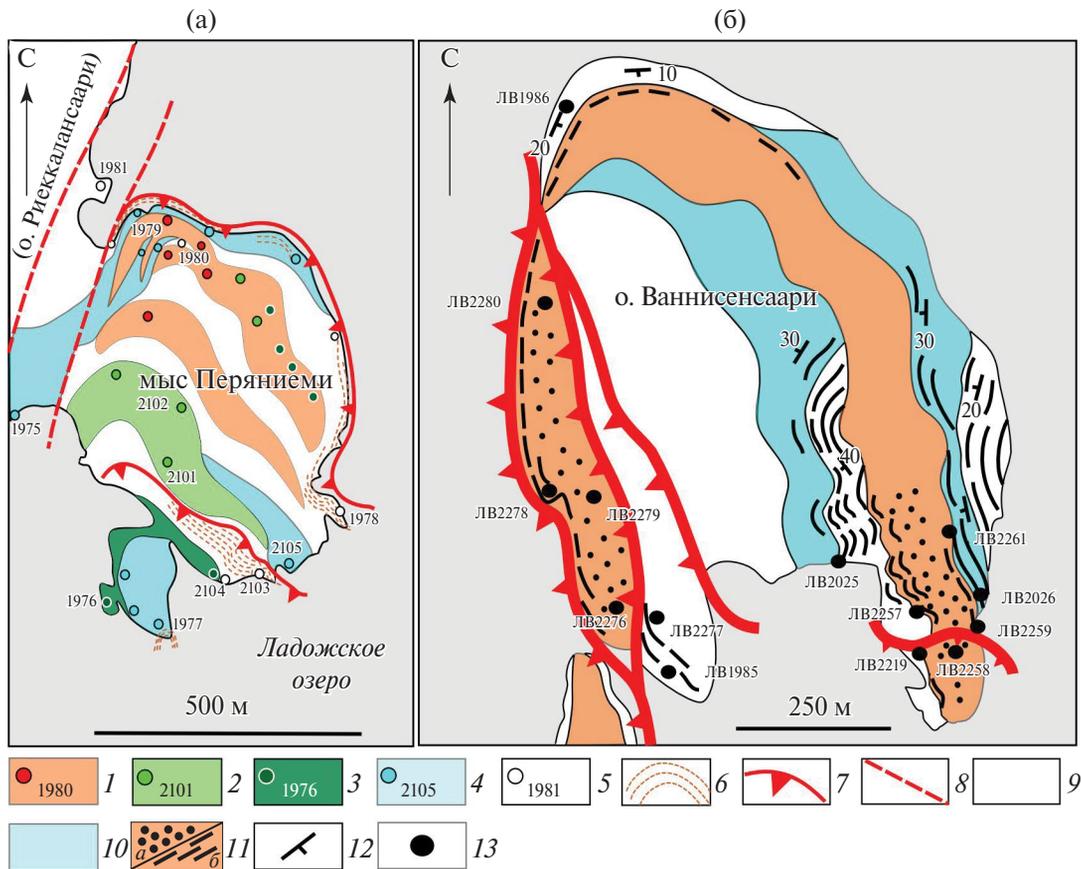


Рис. 6. Структурное положение интрузивных тел сердобольского комплекса среди гнейсов ладожской серии.

(а) – Геологическая карта мыса Перяниеми (о. Риеккалансаари), положение участка уч. 4 – см. рис. 2;

(б) – Геологическая карта о. Ваннисенсаари, положение участка уч. 3 – см. рис. 2.

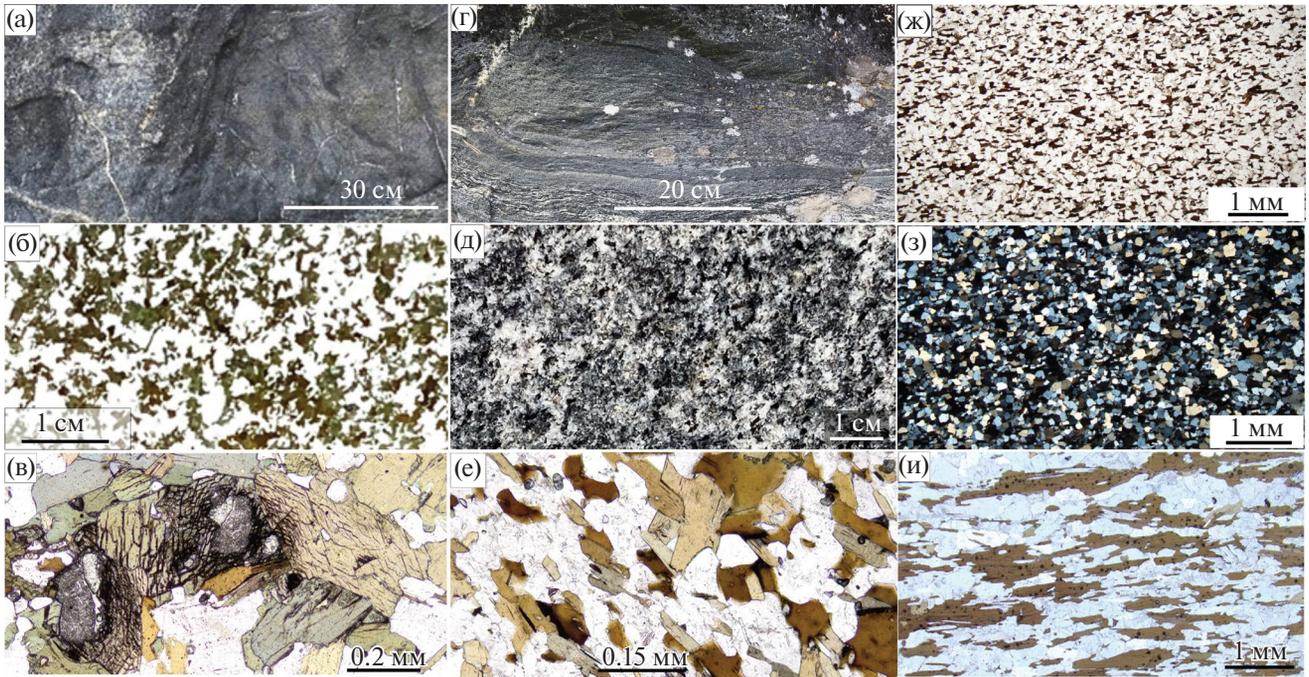
1–3 – пластинчатые интрузии с точками отбора проб: 1 – гранодиоритов, 2 – диоритов, 3 – габбро; 4–5 – вмещающие гнейсы ладожской серии с точками отбора проб: 4 – гранат-содержащие гнейсы, 5 – слюдистые гнейсы; 6 – зоны разломных хлоритовых тектонитов; 7 – надвиги; 8 – поздние разломы; 9 – слюдистые гнейсы; 10 – гранат-содержащие гнейсы; 11 – гранодиориты: а – массивные, б – огнейсованные; 12 – элементы залегания расслоенности, 13 – точки отбора проб

### Наложённые метаморфические процессы

Пластинчатые тела, структурно-кинематически связанные с ранним деформационным этапом свекофеннского тектогенеза, проходившего на пике регионального метаморфизма, находятся, преимущественно, в пределах зоны амфиболитовой фации, где они испытали соответствующие наложенные преобразования. Породы близкие по составу габбродиоритам преобразовались в амфиболиты, с редкими реликтами клинопироксена и укрупненного, предположительно магматического, плагиоклаза (состава андезина), сохранившегося среди более мелкозернистой матрицы, содержащей, помимо амфибола, только олигоклаз и крайне редкий кварц.

Более кислые разновидности (гранодиориты и плагиограниты) преобразованы в плагиоклаз-кварц-биотитовые породы однородного массивного сложения, в которых в качестве маркера метаморфических изменений появляется монацит, отсутствующий среди аксессуариев более основных типов метаматических пород. Отметим, что значительная по объёму часть этих пород подверглась локализованному синметаморфическому огнейсованию на первом деформационном этапе, т.к. эта гнейсовая текстура в последующем принимает участие в наложенной складчатости второго этапа. Формирование этой текстуры сопровождалось значительной биотитизацией амфибола, раскислением плагиоклаза и прочими минерально-фазовыми изменениями.

Последующие структурно-текстурные и вещественные преобразования изученных магматических



**Рис. 7.** Микрофото текстурно-вещественных различий ряда габбродиорит-гранодиорит-плагиогранит единого пластинчатого тела на уч. 3 о. Ваннисенсаари.

Положение: участка уч. 3 – см. рис. 2; точек отбора проб ЛВ2259, ЛВ2258, ЛВ2257 – см. рис. 6.

(а)–(г) – габбродиориты в точке ЛВ2259: (а) – в обнажении, (б) – в шлифе, (в) – с реликтами пироксена, (г) – в обнажении с огнейсованием у контакта с гранодиоритом; (д)–(е) – диориты в точке ЛВ2258: (д) – в обнажении, (е) – в шлифе; (ж)–(и) – массивные плагиограниты в шлифе точки ЛВ2257: (ж) – в плоско-поляризованном свете, (з) – в кросс-поляризованном свете, (и) – с существенной текстуризацией около эндоконтакта

пород, связанные со вторым этапом тектогенеза, также добавили, хотя и в меньшей степени, вариативность в их облик и состав на всей площади Мейерской зоны.

В частности, в пределах отдельных пластиновидных тел встречаются более молодые обособления массивного облика и гранодиоритового состава среди существенно огнейсованных различий, связанных постепенными переходами к исходными массивными диоритами (рис. 8, а; см. рис. 4, точка П-911).

Судя по общему субмеридиональному простиранию такого контакта, он близок положению осевых поверхностей картируемых складок второго этапа региональных деформаций, в которые сминаются пластинчатые тела (см. рис. 4).

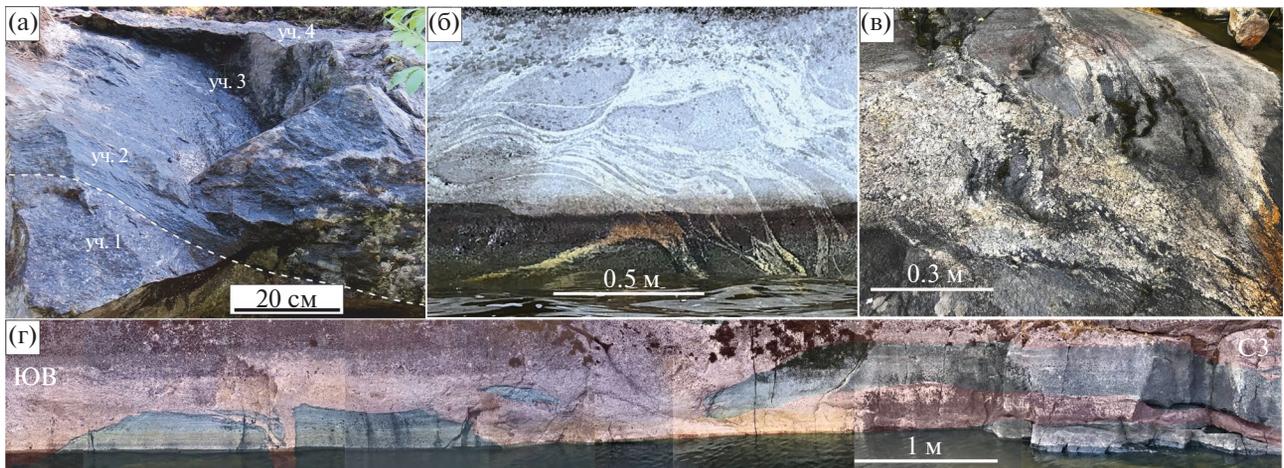
Полевые наблюдения показывают, что именно к замковым участкам этой наложенной складчатости максимально приурочена объемная и инъекционная гранитизация (позднекинематическая) вмещающих гнейсов. Это дает основание допустить связанную с процессами ультраметаморфизма палингенную природу таких массивных

обособлений гранодиорита и их синхронность со складчатостью второго этапа.

Помимо очевидной структурно-текстурной несхожести огнейсованной и массивной различий, имеются существенные различия и в их минеральном составе, особенно в сравнении с исходными массивными диоритами, а также в петрохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками.

Например, палингенный гранодиорит не содержит амфибола, его плагиоклаз олигоклазового типа ( $An\ 23-29$ ), в то время как в смежных огнейсованных различиях анортитовая компонента в плагиоклазе несколько возрастает ( $An\ 33-34$ ), а в массивных диоритах достигает состава андезина ( $An\ 41-44$ ). В матрице, кроме того, в отличие от вмещающего огнейсованного субстрата диоритов, в небольшом количестве появляется калиевый полевой шпат.

Точно так же заметны вариации в составе или пропорциях аксессуарных минералов – если в огнейсованных различиях диорита почти в равных пропорциях присутствуют ильменит, апатит,



**Рис. 8.** Фото наложенных преобразований диоритов стадии гранитизации в пределах Мейерской зоны.

- (а) – палингенная выплавка гранодиорита (уч.1) среди сильно огнейсованных разностей (уч. 2, уч. 3) исходного диорита (уч. 4);  
 (б) – инъекционные обособления гранитного материала в массивном субстрате диорита;  
 (в) – гранит-пегматитовые обособления в массивной матрице и мигматитовая полосчатость в огнейсованном субстрате диорита;  
 (г) – слоеподобные обособления гранитного материала с субвертикальными подводящими каналами среди полого залегающих слюдистых гнейсов

титанит и монацит, то в новообразованной массивной разности гранодиорита последний исчезает полностью.

В тектонизированных диоритах много карбонатной примеси, появление которой, вероятно, связано с разрушением амфибола и его существенным замещением биотитом, но эта примесь полностью отсутствует в палингенной разности. В тектонизированных магматитах, помимо биотитов часто появляются зоны их мусковитизации и хлоритизации, свидетельствующие о продолжении деформаций и в более низкотемпературных условиях.

Основной объем наложенных на пластинчатые тела преобразований связан с широко проявленными на втором этапе деформаций процессами ультраметаморфизма, которые выразились в пространственно неравномерной объемной и инъекционной гранитизации проходившей под тектоническим контролем. При этом в субстрате диоритов и других разностей формируются линзовидно-ветвистые структуры, выполненные гранитным материалом, характерные для зон пластического течения (см. рис. 8, б).

Вдоль зон огнейсования субстрата также происходит обособление лейкократового материала, с образованием мигматитоподобных пород, и секущих их пегматоидных тел, маркирующих присдвиговые кулисно-эшелонированные ряды трещин отрыва (см. рис. 8, в).

При наличии вертикальных врезов, видно внедрение в полого залегающие толщи вмещающих пород многоярусных обособлений гранитного материала, соединенных субвертикальными каналами его поступления (см. рис. 8, г).

Этот материал также внедрялся в пологие зоны огнейсования диоритов, распространяясь по латерали вдоль поверхностей их тектонического расчленения на десятки метров. Повсеместно, но не равномерно, проходят объемно рассеянные процессы гранитизации пластинчатых магматитов, фиксируемые по обильному насыщению исходного субстрата натровой специализации микроклином и кварцем. Здесь появляется альбит, чаще всего на контактах плагиоклаза и микроклина, а также идет замещение биотита белой слюдой.

На площади Мейерской зоны и в выходах пород описываемого ряда габбродиоритов-гранодиоритов в окрестностях г. Сортавала (прежнее название – Сердоболь) ранее добывались породы, называвшиеся обобщенно сердобольскими гранитами. Исходя из этого, все интрузивные тела пластинчатых форм обособления, с учетом их пространственной локализации только в пределах Мейерской зоны (вне ее пределов, синхронные и близкие по составу породы имеют преимущественно plutonic формы внедрения), мы объединяем в самостоятельный сердобольский комплекс.

## U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД СЕРДОБОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Нами было проведено U–Pb геохронологическое датирование нескольких пластинчатых тел гранодиоритового состава из двух значительно отдаленных друг от друга участков Мейерской зоны [27] (см. рис. 2).

Был определен временной интервал раннекинematicкой стадии и возрастной рубеж проявления наложенной складчатости второго этапа деформаций свекофеннского тектогенеза [27].

Основные тектоно-метаморфические события раннего этапа тектогенеза охватывают временной интервал, близкий к рубежу 1.87 млрд лет. Конкордантные возрасты магматических цирконов из тел гранодиоритов этих двух участков составляют (см. рис. 2):

- $1870 \pm 5$  млн лет (точка ЛВ1437);
- $1871.4 \pm 8.8$  млн лет (точка ЛВ1875);
- $1867.0 \pm 7.4$  млн лет (точка ЛВ1875).

Циркон из палингенных гранодиоритов имеет более молодые возрасты  $\sim 1830$  млн лет (большинство определений находятся в интервале от 1824 до 1841 млн лет) со средним конкордантным значением  $1828.6 \pm 4.3$  млн лет [27] (см. рис. 8, а, точка ЛВ1150).

Этот интервал мы связываем с проявлением ареальной складчатости второго этапа тектогенеза и синхронного с ним пика процессов гранитизации во всем регионе, т.к. близкий конкордантный возраст ( $1827.9 \pm 4.9$  млн лет) был нами получен также и за пределами Мейерской зоны для секущих плагиогранитных обособлений в замке складки второй генерации в метабазах сортавальской серии [27].

События, близкие к рубежу 1830 млн лет, выявленные нами в Приладожье впервые [27], можно сопоставлять с широко проявленными позднесвекофенскими анатектическими процессами в гранит-мигматитовой зоне Южной Финляндии [44].

Сопоставление этих возрастных данных для пластинчатых тел с результатами датирования близких по формационной принадлежности плутонических магматических массивов за пределами Мейерской зоны показывает схожие временные интервалы становления (см. рис. 2).

В Путсаарском массиве (габбронориты, монцодиориты–кварцевые диориты, тоналиты–микроклиновые граниты) конкордантные возрасты составляют [52]:

- $1869 \pm 7.7$  млн лет для его мафических разностей;
- $1868.2 \pm 5.9$  млн лет для гранитов.

Для Лауватсаарско-Импиниемского дифференцированного комплекса, состоящего из одноименных интрузий габбро-диорит-гранодиоритового состава получены возрасты  $1872 \pm 3$  и  $1871 \pm 12$  млн лет, соответственно [31].

В более древнем Вялимякском массиве габбро-пироксенитов ( $1900.4 \pm 6.4$ – $1889.6 \pm 6.4$  млн лет), расположенном в северном обрамлении Мейерской зоны, в его роговообманковых пироксенитах также зафиксирован дискордантный возраст в  $1874 \pm 24$  млн лет, вероятно отражающий этап наложенных преобразований во время свекофенских событий [19].

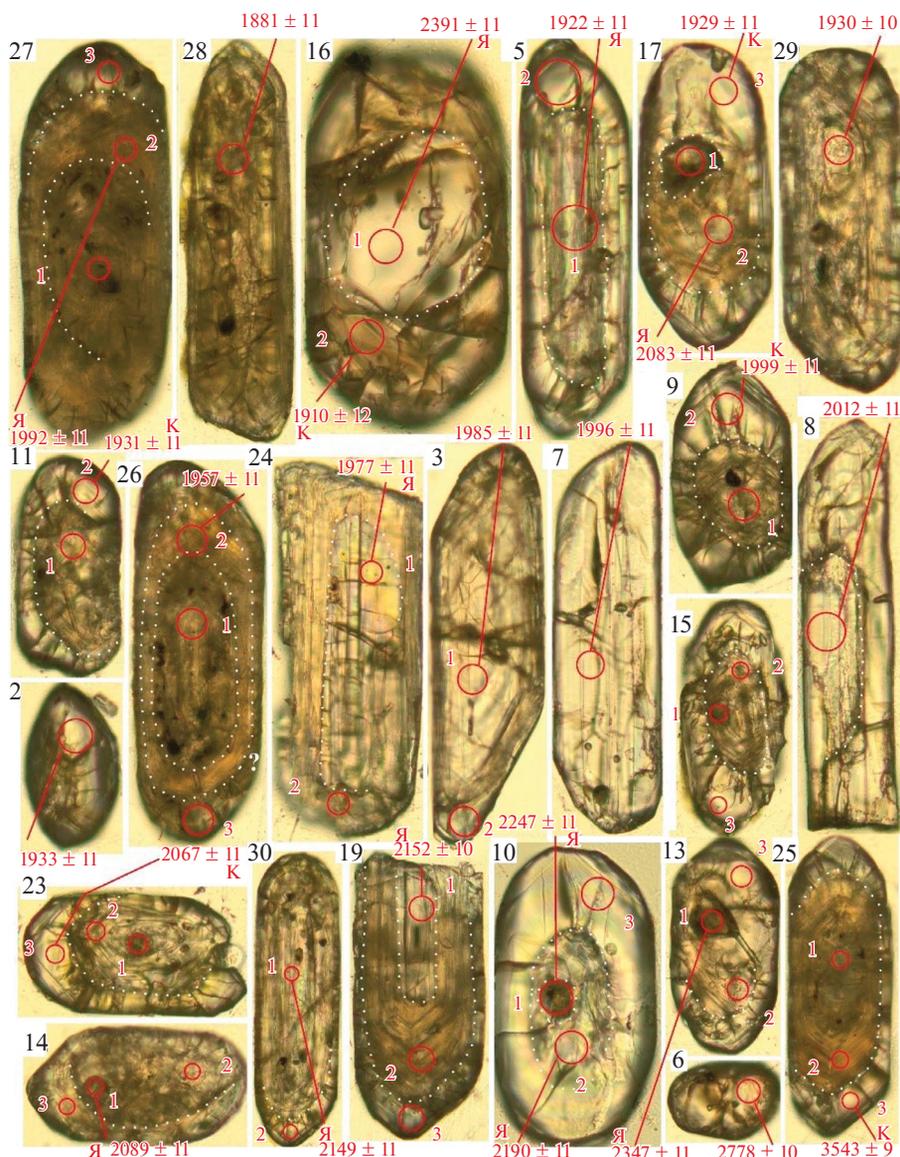
В еще более северном бимодальном комплексе Алатту, с возрастом ранней интрузивной фазы габбрового состава в  $1884 \pm 3$  млн лет, цирконы из сопряженных с ним даек кварцевых диоритов/тоналитов показали во внешних оболочках дискордантный возраст  $1871 \pm 14$  млн лет, а при исключении анализов с высоким уровнем Pb – конкордантную датировку  $1874 \pm 13$  млн лет [53].

Также близкие этому временному интервалу датировки тоналитовой мигматизации 1869–1872 млн лет, полученные по монациту для лейкосом и их вмещающих гнейсов в южном и северном доменах Приладожья, по-видимому, отражают метаморфические процессы раннекинematicкого этапа свекофеннского тектогенеза [3].

## ДАТИРОВАНИЕ КСЕНОГЕННОГО ЦИРКОНА В МАТРИЦЕ ПАЛИНГЕННЫХ ГРАНОДИОРИТОВ

Поскольку были выявлены обособления ремобилизованных, палингенных гранодиоритов среди огнейсованных диоритов, нами был детально изучен циркон в них и во вмещающем их субстрате (см. рис. 8, образцы П911-1, П911-2).

Выделенные из них зерна циркона были изучены в Лаборатории химико-аналитических исследований Центра коллективного пользования ГИН РАН (г. Москва, Россия) на установке, состоящей из системы лазерной абляции NWR-213, совмещенной с магнито-секторным масс-спектрометром высокого разрешения Element-2 (Thermo Scientific, Germany). Рабочие параметры аппаратуры приведены в работе [15] и в дополнительных материалах (Приложение 1: Табл. П1, П2).



**Рис. 9.** Схема микрофотографий изученных зерен циркона из пробы П911-1.

Фото скомпонованы по возрастанию возраста (млн лет) анализируемых зерен циркона (слева направо и сверху вниз). Обозначено: номер зерна (черным в левом верхнем углу), номер анализа в зерне (арабскими цифрами красным 1, 2, 3 и 4); видимые границы инхеритных ядер или границы между разными частями кристалла (точечными линиями белым); положение кратера лазерной абляции (кружок  $\varnothing=30$  мкм); полученный возраст (млн лет) показан красным цветом (дополнительная маркировка для: Я – ядро, К – оболочка); кратер без возраста (возраст не получен, т.к. анализ сильно дискордантный).

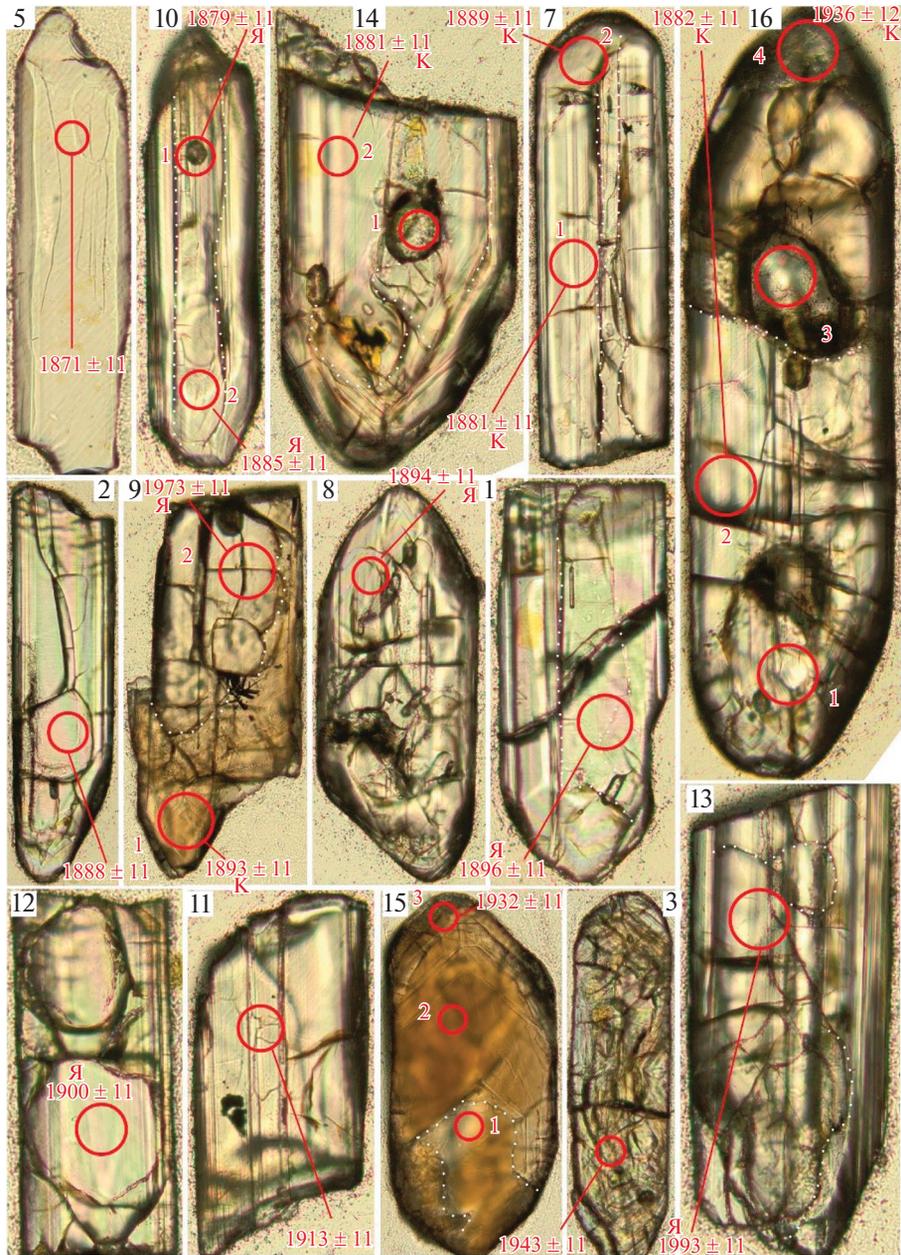
### *Выделение и описание зерен циркона*

Зерна циркона из проб П911-1 и П911-2 были выделены по стандартной методике с применением тяжелой жидкости, а затем имплантированы в эпоксидные диски диаметром 2.54 см, приполированы до середины типичного размера зерна и изучены под микроскопом (рис. 9, рис. 10).

Зерна циркона из пробы П911-1 представлены примерно поровну либо прозрачными, без выра-

женной цветовой окраски, либо мутными с неоднородным коричневым окрасом, разностями. В пробе П911-2 они преимущественно такие же прозрачные без выраженной цветовой окраски, и лишь единичные имеют неоднородный коричневый окрас или замутнены (см. рис. 9, см. рис.10).

Среди зерен циркона из обеих проб отсутствуют кристаллографически правильно оформленные зерна. Большинство зерен имеют очень сложное строение, иногда представляют собой бесформен-



**Рис. 10.** Схема микрофотографий изученных зерен циркона из пробы П911-2.

Фото скомпонованы по возрастанию возраста (млн лет) анализируемых зерен циркона (слева направо и сверху вниз). Обозначено: номер зерна (черным в левом верхнем углу), номер анализа в зерне (арабскими цифрами красным 1, 2, 3 и 4); видимые границы инхеритных ядер или границы между разными частями кристалла (точечными линиями белым); положение кратера лазерной абляции (кружок  $\varnothing=30$  мкм); полученный возраст (млн лет) показан красным цветом (дополнительная маркировка для: Я – ядро, К – оболочка); кратер без возраста (возраст не получен, т.к. анализ сильно дискордантный).

ные образования. Многие зерна содержат многочисленные включения разной природы и трещины, которые различаются по цвету, размеру, форме и другим деталям. Фиксируются редкие единичные включения игольчатой формы, которые наиболее вероятно являются кристаллами апатита.

Для 1/3 зерен циркона по микрофотографиям надежно выделяются древние унаследованные ядра и облекающие их оболочки, а для остальных предполагается наличие областей внутри зерен с разными свойствами, но без уверенности в том, что это ядра и оболочки или разные части кристалла. Все зерна округлены, некоторые до

почти круглой формы, и во всех не наблюдается ни сохранных вершин кристалла, ни граней. При оценке степени округлости зерен циркона мы применили методику из работы [32].

Однако многие зерна сохранили облик габитуса, свойственного кристаллам магматического происхождения. Все эти черты строения зерен свидетельствуют о сложной, полистадийной истории становления и эволюции зерен циркона. Форма зерен циркона со значительной степенью округлости, дает основания предполагать их ксеногенную природу, включая обломочную, и захват расплавом из окружающих магматических, метавулканических и метатерригенно-осадочных пород.

Для восстановления истории формирования и эволюции зерен циркона, в их крупных формах, где это было возможно, были намечены от двух до четырех областей для возможности определения возраста ядер и оболочек или их частей и/или доменов (см. рис. 9, см. рис.10).

#### *Данные U–Th–Pb датирования зерен циркона*

**Проба П911-1.** В данной пробе для 31-го зерна выполнено 69 анализов, из них 26 датировок кондиционны и использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности КПВ (см. Приложение 1: Табл. П1; рис. 11; рис. 12, а).

**Проба П911-2.** В данной пробе для 16-ти зерен выполнено 25 анализов, из них 18 датировок кондиционны и использованы для построения гистограммы и КПВ (см. Приложение 1: Табл. П1; см. рис. 11; см. рис. 12, б).

Статистически значимых различий по содержаниям U и Th и величинам Th/U в анализах, полученных для проб П911-1 и П911-2, не зафиксировано. Рутинные содержания U и Th, а также Th/U, попадающие в пределы от 0.1 до 1.0, считаются типичными для циркона из гранитоидов нормальной и пониженной кремнекислотности [48, 51, 69].

Попытки получить возрасты ядер и оболочек или их различных частей в пределах одного зерна дали следующие результаты (табл. 1).

**Проба П911-1.** В изображениях нескольких зерен видна внутренняя структура, соответствующая ядру, внутренней и внешней оболочке и предполагающая трехэтапную историю образования/преобразования этих зерен (см. рис. 9).

Однако ни в одном случае не удалось получить три различающихся конкордантных возраста

в одном зерне. Для двух зерен № 16 и 17 получены конкордантные значения для ядра и внешней оболочки. Для зерна № 10 определены два существенно различающихся возраста, которые мы рассматриваем как возрасты ядра и внутренней оболочки (см. рис. 11).

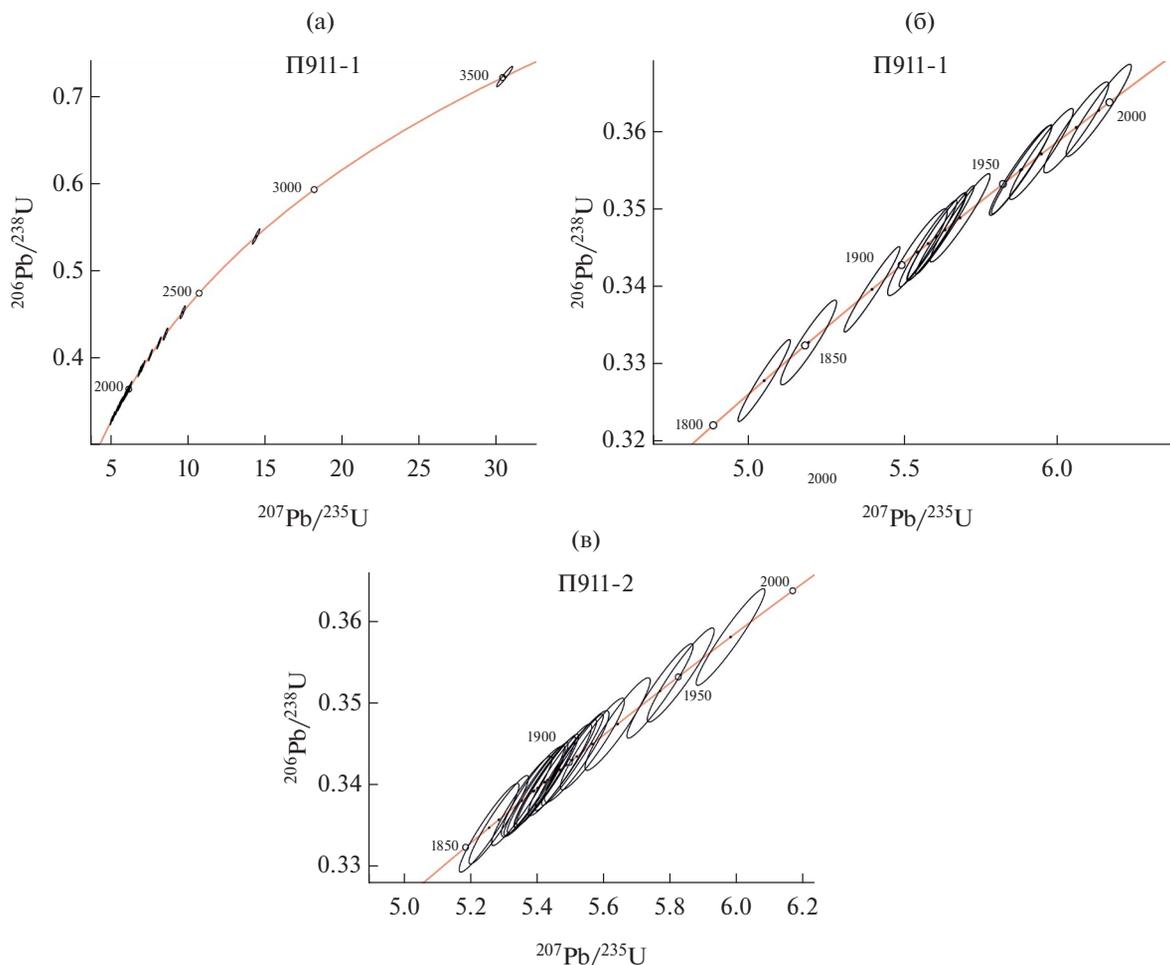
Тем не менее, объединенные полученные возрасты для зерен №10, 16 и 17 соответствуют общей схеме образования/преобразования этих зерен. Наиболее древние центральные части зерен – это цирконовый материал с возрастом 2.4–2.2 млрд лет, после чего ядра облеклись внутренней оболочкой с возрастом 2.2–2.0 млрд лет и затем на зернах образовалась внешняя кайма с возрастом 1.90–1.95 млрд лет. В эти интервалы возрастов попадают несколько единичных датировок других зерен из этой же пробы (см. рис. 11).

**Проба П911-2.** Для зерна № 10 в ядре, имеющем сложное строение, определены два возраста, совпадающие в пределах ошибки измерений (см. рис.11). Для зерна № 7 получены два возраста, тоже совпадающие в пределах ошибки измерений, которые мы трактуем как возраст внешней оболочки. Для зерна № 9 определены различающиеся возрасты ядра и внешней оболочки, которые также, существенно отличаются и по U–Th характеристикам. Для большого по размеру зерна №16 пробоотбор сделан в 4-х точках, но конкордантные значения получены только по двум кратерам. Эти два возраста интерпретируются как возрасты внутренней и внешней оболочек.

Таким образом, по крайней мере, два зерна из этой пробы имеют двухэтапную историю. Их ядра с возрастом ~1.95 млрд лет обросли оболочками с возрастом ~1.85 млрд лет. Количество кондиционных датировок в сложноустроенных зернах циркона статистически недостаточно представительно, поэтому не исключены и более сложные сценарии эволюции зерен в пробах П911-1 и П911-2.

Полученный возраст ксеногенного циркона в пробах П911-1 и П911-2 можно сопоставить с результатами датирования циркона из окружающих пород ладожского комплекса, его гранито-гнейсового фундамента и из некоторых терригенных и магматических образований смежного Карельского кратона (см. рис. 12).

Из двух зерен с архейскими возрастными, определенными в пробе П911-1, наиболее близка к точности датировка  $2778 \pm 10$  млн лет и она может соответствовать захваченным зернам из гранито-гнейсов нижележащего фундамента, которые



**Рис. 11.** Диаграммы с конкордией результатов изучения U–Th–Pb изотопных систем в зернах циркона из проб П911-1 и П911-2 (для построения диаграмм использована программа IsoplotR v. 6.4.2 [83]).

(а) – проба П911-1;

(б) – увеличенный фрагмент пробы П911-1;

(в) – проба П911-2.

Обозначен (эллипсы): доверительный интервал измерений 68% для всех анализов.

в Приладожье характеризуются достаточно широким диапазоном неархейского интервала.

В Кирьявалахтинском куполе были получены датировки ядер зерен циркона в  $2695 \pm 13$  млн лет, а для оболочек, фиксирующих предположительно реоморфизм фундамента в возрастном интервале 2.45–2.50 млрд лет цирконы, дают дискордию с верхним пересечением  $2479 \pm 27$  млн лет [12].

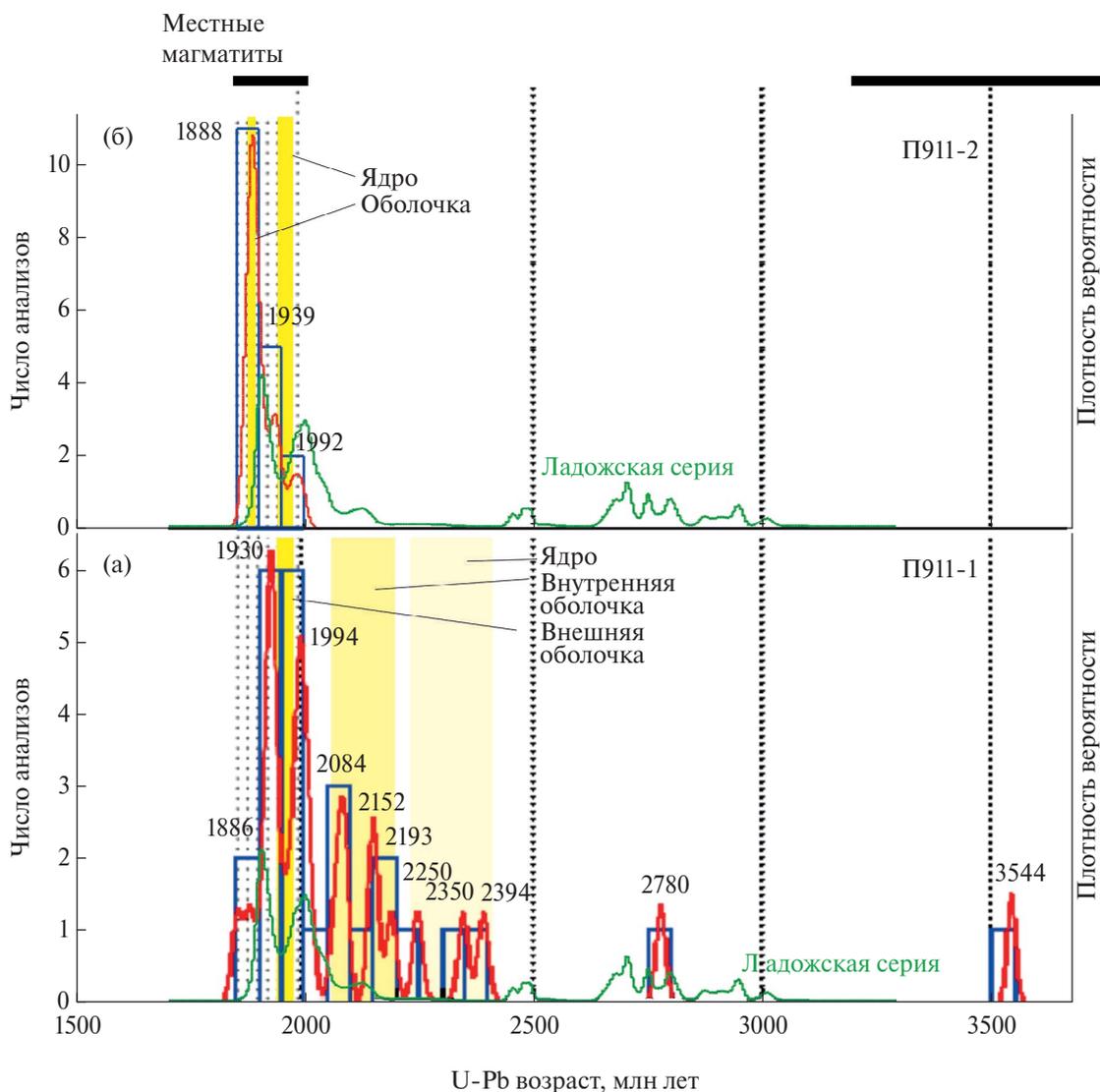
Для цирконов из гранитоидов Питкярантско-Койринойского купола был получен конкордантный возраст  $2659 \pm 15$  млн лет [28]. Ранее были датированы гранито-гнейсы Коккасельского выступа возрастом 2740 млн лет [36].

Наши данные U–Pb датирования (SHRIMP-II) по циркону из микроклин-плаггиоклазовой пегматитовой жилы, секущей метавулканиты сортаваль-

ской серии непосредственно у контакта с гранито-гнейсами Импилахтинского выступа, показали возраст в интервале 2640–2780 млн лет с верхним пересечением дискордии  $2729 \pm 56$  млн лет и средним значением (8 определений)  $2701 \pm 17$  млн лет.

Вторичным источником палеоархейского зерна с возрастом 3544 млн лет могли быть близлежащие ятулийские терригенные толщи этого региона Фенноскандии, содержащие детритовые цирконы близкого возраста [34].

Протолитом большинства зерен ксеногенной природы могли служить метатерригенные и магматические образования нескольких этапов длительной эволюции региона. Проба П911-2 содержала зерна циркона с узким возрастным интервалом 1.8–2.0 млрд лет, соответствующим проявлению



**Рис. 12.** Графики распределения U–Pb изотопных возрастов зерен циркона из проб П911-1 и П911-2.

(а)–(б) – пробы: (а) – П911-1; (б) – П911-2.

Обозначено: гистограммы и КПВ (линии красным); возрастные интервалы разной интенсивности, проявленные в ядрах и оболочках зерен циркона (желтый фон); КПВ для сланцев ладожской серии (линии зеленым), по [19]; возрастные интервалы (жирные линии черным –верху); пиковые значения (арабские цифры)

свекофеннского тектогенеза в регионе исследования [54, 2, 4, 13, 14, 27].

**Протолит в пробе П911-1.** Здесь, помимо возрастного диапазона свекофеннского тектогенеза, также представлены немногочисленные зерна с возрастными 2.05–2.4 млрд лет. Наиболее вероятным их источником были продукты разрушения вулканогенно-терригенных и магматических образований сортавальской серии, относимых к ятулийскому и людиковийскому надгоризонтам карелия 2213±30–1920 млн лет [21, 19]. Совпадение КПВ для возрастов циркона из пробы П911-1 и из метапелитов ладожской серии дает основание

допускать в качестве протолита первых или непосредственно эти породы, либо их возрастные аналоги [28] (см. рис. 12).

#### *Источники поступления циркона в расплав*

Таким образом, все эти данные по ксеногенному циркону из изученных проб свидетельствуют, что одним из вероятных источников их поступления в расплав была метатерригенная толща, наполненная материалом из разных протолитов, среди которых могли быть продукты разрушения гранито-гнейсов архейского основания, палеопротерозойского чехла (сортавальская и ладожская

**Таблица 1.** Анализ возраста циркона из проб П911-1 и П911-2

Номер зерна циркона в пробе	Часть зерна циркона, в которой расположен кратер пробоотбора		
	Ядро (млн лет)	Оболочка внутренняя (млн лет)	Оболочка внешняя (млн лет)
<b>Проба П911-1</b>			
№10	2247 ± 11 (кр 1)	2190 ± 11(кр 2)	–
№16	2391 ± 11 (кр 1)	–	1910 ± 12 (кр 2)
№17	–	2083 ± 11(кр 2)	1929 ± 11 (кр 3)
№27 (по записи)	–	1922 ± 11(кр 2, начало записи)	1854 ± 11 (кр 2, конец записи)
<b>Проба П911-2</b>			
№7	–	–	1889 ± 11 (кр 2) ----- 1881 ± 11 (кр 1)
№9	1973 ± 11 (кр 2)	–	1893 ± 11 (кр 1)
№10	----- 1885 ± 11 (кр 2) ----- 1879 ± 11 (кр 1)	–	–
№16	–	1936 ± 12 (кр 4)	1882 ± 11 (кр 2)

Примечание. кр – кратер, цифра – номер кратера (см. рис. 9, см. рис. 10); погрешность – ±1s; прочерк – данные не получены.

серии) и различных составных частей свекофеннского магматического комплекса.

Кроме того, выявление разновозрастных датировок из ядерных частей и оболочек зерен циркона указывает на длительную, возможно, трехэтапную историю развития этого объема свекокарелид, включая собственно события свекофеннского тектогенеза. При этом сохранность в ксеногенном цирконе широкого возрастного спектра свидетельствует о том, что температурные условия при выплавлении магм пластинчатых тел не превышали уровень, критический для нарушения U–Th–Pb изотопной системы.

### SM–ND ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЛАСТИНЧАТЫМ ТЕЛАМ И ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Для оценки возможных источников магм сердобольского комплекса нами были получены Sm–Nd характеристики нескольких разностей пластинчатых тел в пределах Мейерской зоны и в окружающих породах, а также привлечены аналогичные опубликованные данные по региону [52, 16].

Среди пластинчатых интрузий проанализированы (рис. 13):

- габбродиориты (ЛВ1976);
- огнейсованные диориты (П911-2);

– обособленные в огнейсованных диоритах палингенные гранодиориты (П911-1);

– плагиограниты (ЛВ2022/4).

В дополнение к этому изучены (см. рис. 13):

– образец реоморфических диоритов среди гранито-гнейсов подстилающего архейского фундамента (П99-1),

– слюдистые гнейсы ладожской серии около изограды силлиманита-ортоклаза (П920-1) и

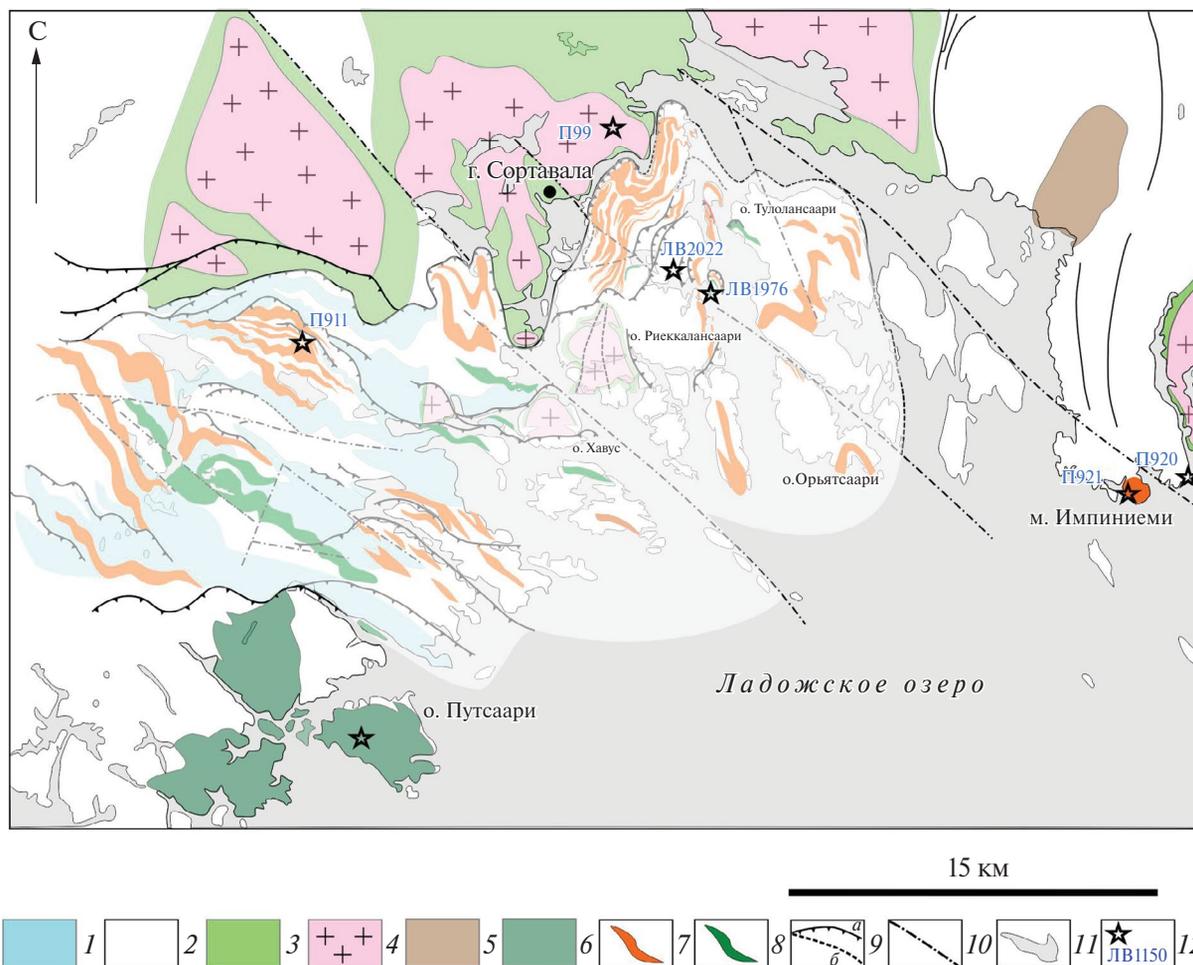
– внедрившиеся в слюдистые гнейсы гранодиориты плутонического массива Импиниеми (П921-1).

Для всех этих разностей сделаны анализы главных элементов, микроэлементов и редких земель (табл. 2).

#### Методика Sm–Nd изотопных исследований

Для проведения изотопных Sm–Nd исследований были отобраны пробы весом 1–1.5 кг, которые были раздроблены и истерты до состояния пудры. Для анализов использовались навески весом 100–120 мг, в которые добавлялся смешанный трассер <sup>149</sup>Sm–<sup>150</sup>Nd для определения концентраций Sm и Nd и изотопного состава методом изотопного разбавления.

Пробы разлагались во фторопластовых бюксах с нагревом на электроплите в смеси плавиковой и азотной кислот с добавлением соляной кислоты



**Рис. 13.** Схема точек опробования пластинчатых тел Мейерской зоны и окружающих толщ для Sm–Nd изотопных исследований.

1–2 – ладожская серия: 1 – гранат-содержащие гнейсы, 2 – слюдяные гнейсы; 3 – сортавальская серия; 4 – гранито-гнейсы архея; 5 – клинопироксенит-габбровый комплекс массива Вялимяки; 6 – Пуутсаарский габбро-монциодоритовый комплекс; 7 – гранодиориты и граниты, неразделенные; 8 – диориты и габбро, неразделенные; 9 – надвиж-шарьяжи: а – выявленные, б – предполагаемые; 10 – поздние разрывы; 11 – малые озера; 12 – места U–Pb датирования пластинчатых тел

по мере выпаривания. Далее выделение суммы РЗЭ проводилось на кварцевых хроматографических колонках с добавлением ионообменной смолы AG 50W-X8 в два этапа с использованием 2.3 N и 4.5 N HCl.

Разделение Sm и Nd из полученной фракции РЗЭ проводилось в кварцевых хроматографических колонках с использованием ионообменной смолы Ln в два этапа с 0.1N и 0.3N HCl.

Измерение изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводилось в Центре коллективного пользования “Кольский центр геохронологических и изотопно-геохимических исследований” ФИЦ КНЦ РАН (г. Апатиты, Россия), на 7-ми канальном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) (Finnigan, Germany)

в статическом двухленточном режиме с использованием Re и Ta лент. Воспроизводимость и корректность анализов контролировалась сериями измерений стандарта JNdi-1 [72].

Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512117 \pm 20$  ( $2\sigma$ , N=8). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях составляет 0.3% ( $2\sigma$ ) – среднее значение из 8 измерений в стандарте BCR-2 [68]. Погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004%. Холостое внутрिलाбораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг.

Изотопные отношения были нормализованы по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.241572$  для устранения эффекта масс-зависимого фракционирования,

Таблица 2. Химический состав пород с проанализированными Sm–Nd характеристиками

Компонент	Проба						
	П99-1	ЛВ1976	П920-1	П911-1	П911-2	П921-1	ЛВ2022-4
	реоморфный диорит	габбро- диорит	гнейс вмещающий	палингенный диорит	габбро- диорит	гранит Импиниemi	плагиигранит
SiO <sub>2</sub>	61.91	49.46	62.04	59.72	61.13	71.33	71.63
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.73	0.74	1.08	1.22	0.38	0.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.76	13.40	16.71	16.78	16.91	14.32	14.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.48	9.26	6.8	6.32	5.34	2.64	3.07
MnO	0.12	0.20	0.06	0.1	0.08	0.05	0.04
MgO	2.01	11.25	2.48	2.37	2.01	0.89	0.91
CaO	4.94	8.90	1.08	5.93	5.02	1.76	2.03
Na <sub>2</sub> O	4.89	2.31	1.77	3.97	4.14	3.57	4.30
K <sub>2</sub> O	2.32	1.87	4.23	1.81	2.19	4.38	1.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.29	0.15	0.42	0.43	0.11	0.07
П.п.п	1.62	2.13	3.67	0.95	1.02	0.41	0.56
<b>Сумма</b>	<b>99.76</b>	<b>99.81</b>	<b>99.73</b>	<b>99.74</b>	<b>99.57</b>	<b>99.59</b>	<b>99.54</b>
Li	16.6	32	48	19.4	25	73	18.8
Be	2.4	1.59	3.3	2.4	2.9	2.0	2.5
Sc	16.5	34	17.8	11.5	10.8	4.1	6.9
V	71	212	107	104	72	23	37
Cr	70	761	118	86	94	49	124
Co	12.2	47	18.3	15.8	12.6	4.0	8.4
Ni	19.9	235	46	24	19.8	6.2	25
Cu	9.4	60	46	28	24	8.8	17.6
Ga	25	14.6	24	22	24	19.0	16.6
Rb	73	56	179	49	70	89	47
Sr	611	681	97	1073	1103	345	368
Y	25	10.4	32	15.8	15.7	11.2	8.5
Zr	104	43	224	209	362	173	190
Nb	4.9	3.5	13.4	17.5	19.3	16.6	7.6
Mo	3.1	1.05	4.6	2.3	3.4	4.3	13.0
Sn	3.0	1.20	3.0	1.88	1.57	3.2	1.45
Sb	0.073	0.12	0.050	0.14	0.07	0.13	0.12
Cs	0.67	5.5	6.1	0.95	1.16	3.2	1.59
Ba	431	435	572	692	1113	1314	368
La	21	10.2	48	42	98	35	33
Ce	54	22	94	89	186	62	61
Pr	8.0	3.0	11.1	10.4	19.2	6.5	6.7
Nd	34	12.2	40	39	63	24	23
Sm	7.3	2.6	7.2	6.2	8.4	4.1	4.0
Eu	0.84	0.80	1.28	2	2.1	1.07	1.56
Gd	5.7	2.3	6.1	4.6	5.2	3.45	3.0

Окончание таблицы 2 на стр. 24

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Проба						
	П99-1	ЛВ1976	П920-1	П911-1	П911-2	П921-1	ЛВ2022-4
	реоморфный диорит	габбро- диорит	гнейс вмещающий	палингенный диорит	габбро- диорит	гранит Импиниеми	плаггиогранит
Tb	0.79	0.33	0.90	0.59	0.65	0.42	0.37
Dy	4.6	1.94	5.7	3.2	3.3	2.1	1.84
Ho	0.89	0.38	1.13	0.58	0.58	0.36	0.30
Er	2.5	1.09	3.3	1.5	1.41	0.98	0.74
Tm	0.34	0.16	0.49	0.21	0.18	0.15	0.11
Yb	2.1	1.04	3.2	1.27	1.05	0.95	0.64
Lu	0.29	0.16	0.49	0.19	0.15	0.16	0.10
Hf	2.3	1.11	5.5	4.1	6.6	4.2	4.6
W	0.17	1.17	1.99	0.13	0.26	0.21	0.57
Tl	0.45	0.21	0.92	0.3	0.42	0.68	0.26
Pb	11.0	5.8	24	13	13.6	19.7	19.0
Th	0.34	0.91	12.9	3.5	8.9	5.8	12.0
U	0.24	0.57	4.4	0.69	1.18	–	2.8
E(T)	–4.9	–9.0	–13.1	4.7	–0.1	0.5	–28.4
T(ДМ)	2904	3297	3382	1920	2217	2233	4389
(La/Yb) <sub>n</sub>	6.7	6.6	9.8	22	62	25	34
Eu*	0.39	0.95	0.59	1.1	0.9	0.8	1.29
Sr/Y	26	65	3	68	70	32	44

затем скорректированы на принятое отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1=0.512115 [72].

При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{(\text{DM})}$  использованы значения:

– однородного хондритового резервуара CHUR по [38]:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630, ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960);$$

– деплетированной мантии DM по [47]:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151, ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137).$$

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показали, что все магматические разности пластинчатых тел, независимо от их состава (ЛВ1976, П911-2, ЛВ2022-4), в пересчете на датированный возраст 1870 млн лет имеют отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и оценки Nd модельного возраста  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  более древние, чем возраст пиковых тектоно-термальных событий раннекинематического этапа (табл. 3, рис. 14).

Эти значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  входят в интервал величин (за исключением плаггиогранитной разности), полученных для разновозрастных и формационно близких магматитов плутонических массивов Путсаари, Лауватсаари-Импиниеми и указывают на их потенциальное генетическое сродство [53]. Сходство значений  $\epsilon_{\text{Nd}}$  также показывают породы близлежащих куполовидных выступов архейского фундамента. В нашем исследовании этот показатель для реоморфических диоритов, секущих гранито-гнейсы Сортавальского выступа (П99-1), равен – 4.9, при этом, породы Коккасальского, Кирьявалахтинского выступов показывают величины –7.6 и –8.8, в пересчете на 1890 млн лет [53]. Это не противоречит вероятности ассимиляции гранито-гнейсового материала расплавами сердобольского комплекса.

Однако для ладожских сланцев и гнейсов, вмещающих пластинчатые тела, значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  нами получено только для одной точки П920-1, непосредственно за пределами Мейерской зоны в обрамлении Импиниемского массива, около изограды силлиманита-ортоклаза, фиксирующей

Таблица 3. Изотопные данные по Sm–Nd для сердобольского комплекса и вмещающих пород

№ образца	Порода	Возраст (млн лет)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Погрешность ( $\pm 2\sigma$ )	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	$T_{(\text{DM})}$
ЛВ1976	габбродиорит	1870	2.86	13.96	0.1238	0.511496	15	–4.8	2791
П99-1	реоморфический гра- нодиорит фундамента	1870	7.96	35.60	0.1352	0.511641	19	–4.7	2915
П920-1	сланцеватый гнейс	1870	3.57	21.10	0.1021	0.510997	17	–9.3	2926
П911-1	палингенный гранодиорит	1830	3.19	19.76	0.0977	0.511637	12	+3.8	1984
П921-1	гранит Импиниеми	1870	4.20	25.44	0.0999	0.511390	19	–1.1	2349
П911-2	огнейсованный диорит	1870	8.98	66.77	0.0813	0.511231	12	+0.3	2203
ЛБ2022-4	плагиогранит	1870	2.67	14.73	0.1095	0.510119	19	–28.3	4389

Примечание. Среднее значение отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512117 \pm 20$  ( $N=8$ ); ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  соотношениях составляет 0.3% ( $2\sigma$ ) – среднее значение из 8-ми измерений в стандарте BCR-2 [61]; погрешность измерения изотопного состава Nd в индивидуальном анализе не превышала 0.004%; холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd=0.3 нг и по Sm=0.06 нг; изотопные соотношения были нормализованы по отношению  $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.241572$ , а затем пересчитаны на принятое отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте JNdi-1=0.512115 [64]; при расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  и модельных возрастов  $T_{(\text{DM})}$  использованы значения однородного хондритового резервуара CHUR по [36] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512630$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1960$ ) и деплетированной мантии DM по [44] ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$ ).

первые проявления мигматизации (анатексиса) в осадочном чехле.

Полученное значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  для ладожских сланцев и гнейсов оказалось равным –13.1 и попадает в широкий интервал значений, ограниченных величиной  $\epsilon_{\text{Nd}}=0.8$  из зоны силлиманита [53], а также кучным скоплением этого параметра (15 анализов) от –21.8 до –25.9, установленного для всей полосы выходов ладожской серии от низов зеленосланцевой до изограды силлиманита-ортоклаза [16].

Соотношения Sm–Nd и Rb–Sr в интрузивных породах Сердобольского комплекса имеют тенденцию к снижению в сравнении с этими параметрами в породах вмещающих толщ ладожской серии (см. табл. 2, табл. 3).

Отмеченная тенденция изменения этих параметров, мы полагаем, может отражать результат немодального частичного плавления при формировании анатектических расплавов из метатерригенного источника (в нашем случае это метапелиты и метапсаммиты ладожской серии) в условиях активного воздействия трансформационного флюидного потока, с направленным снижением Sm/Nd и Rb/Sr соотношений по сравнению с протолитом [81].

В соответствии с приведенными данными и с учетом факта наполненности магматического субстрата ксеногенным цирконом с широким

спектром возрастов вплоть до архея, можно сделать достаточно определенный вывод о значительном вкладе окружающего субстрата комплексов чехла и фундамента в контаминацию исходных магматических расплавов изученных пластинчатых тел.

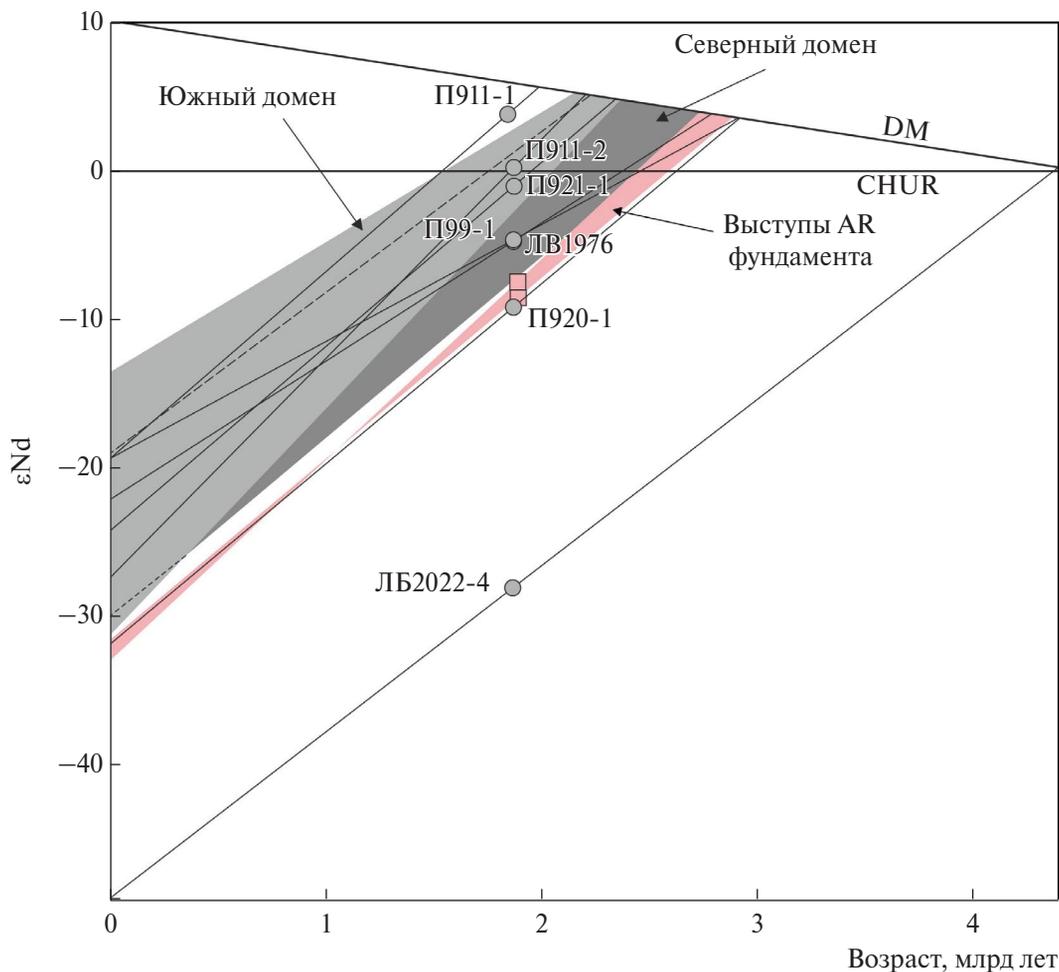
По Nd данным для палингенных обособлений гранодиоритового состава в огнейсованных диоритах (П911-1) получено умеренно положительное значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (3.8) в пересчете на более молодой датированный возраст 1830 млн лет, что отличает их от всех остальных разностей пластинчатых тел.

Сравнение состава и содержаний аксессуариев в палингенном гранодиорите П911-1 и в исходном огнейсованном диорите П911-2 показывает (рис. 15):

– палингенный гранодиорит содержит очень высокое содержание раскристаллизованного из расплава апатита (45% от всех аксессуариев) и полное отсутствие монацита;

– огнейсованный диорит содержит монацит (20%) и намного меньшее количество апатита (20%).

При этом, анализ микроэлементов и РЗЭ в этих двух разностях показал существенное фракционирование изотопов Sm и Nd, а также повышение соотношений Rb/Sr (в 2 раза), Sm/Nd (на 1.6)



**Рис. 14.** Диаграмма соотношений возраста и исходного изотопного состава Nd в магматических разностях пластинчатых тел и в окружающих их породах северного и южного доменов Приладожья (поля выделены на основе данных [53]).

Обозначены (кружочки серым) пробы.

и величины  $\epsilon Nd$  (до +3.8) в палингенном гранодиорите по сравнению с его диоритовым протолитом (см. табл. 2).

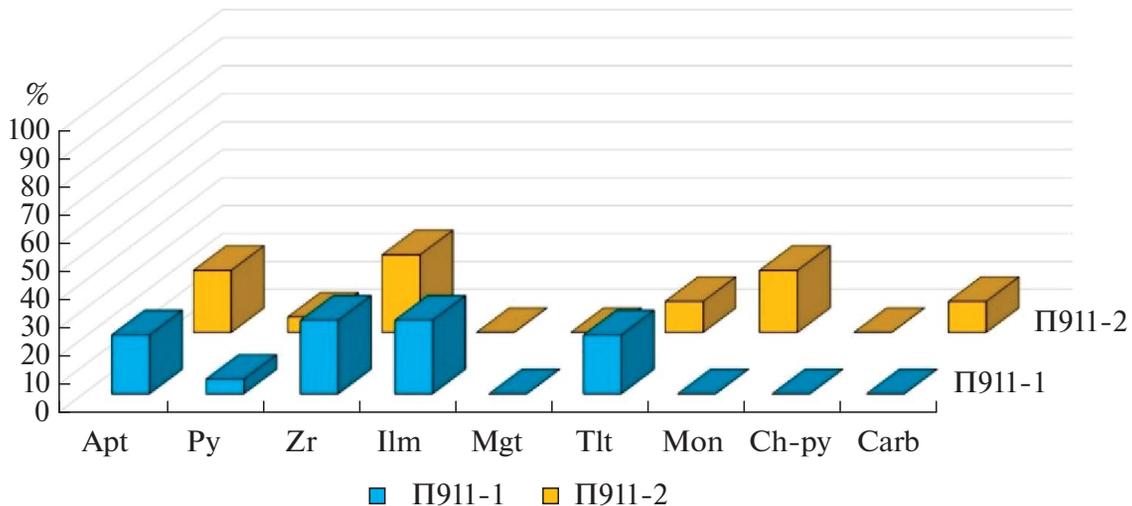
Это в полной мере согласуется с результатами экспериментального изучения геохимических последствий растворения при частичном плавлении ряда акцессорных минералов, в первую очередь апатита и монацита, определяющих соотношения Sm/Nd, и доли участия в этом слюд, плагиоклаза и К-полевого шпата, регулирующих Rb/Sr отношения [81].

Результаты моделирования Zeng с соавт. [81] показали именно такую, соответствующую нашему исследованию, направленность изменений отмеченных характеристик для дегидратационного частичного плавления метатерригенного субстрата с обилием водосодержащих минералов (мусковита, биотита), когда преимущественному

растворению в пералюминиевом расплаве, как в нашем анализе, подвергается именно апатит, но не монацит.

Установленный факт появления положительных значений  $\epsilon Nd$  в палингенной разности гранодиоритов, полагаем, следует связывать не с обогащением этого магматического материала мантийными источниками, а с процессами повторного плавления пород корового комплекса.

При первичном выплавлении расплава сердобольских магм, в основном, за счет частичного плавления метатерригенных пород ладожской серии, процессы анатексиса развивались под воздействием активного флюидного потока через Мейерскую тектоническую зону, заметно снижавшего температуру плавления, что обусловило ненарушенность и сохранность U–Pb изотопной системы ксеногенного циркона в расплаве.



**Рис. 15.** Диаграмма содержаний аксессуарных минералов в огнейсованном диорите (проба P911-2) и в палингенной производной разности гранодиорита (пробы P911-1, LB1150)

Это определило фиксируемое нами понижение значений Rb/Sr, Sm/Nd отношений и  $\epsilon Nd$ , в сравнении, например, с протолитом ладожской серии, что соответствует реакции немодального частичного плавления метаосадочного источника в обводненных условиях [81]. Это плавление происходило, вероятно, с участием пород гранито-гнейсового фундамента, особенно его реоморфизованных диоритов, судя по схожим характеристикам  $\epsilon Nd$ .

Влияние субстрата сортавальской серии, возможно, выразилось в контаминации расплава ее коматиитовыми разностями свиты петсивара с положительными значениями  $\epsilon Nd$ , а также в создании дифференцированного ряда магм от базитов до гранодиоритов и гранитоидов [12].

Последующий этап повторного плавления (палингенез) интрузивных пород сердобольского комплекса на этапе региональной складчатости второго этапа деформаций, сопряженной с пиком гранитизации, проходил при более высокой температуре  $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$ . Он включал дегидратационное плавление субстрата с водосодержащими фазами, в частности, биотита, приводящее, наоборот, к повышению значений Rb/Sr, Sm/Nd и  $\epsilon Nd$  в сравнении с протолитом [6, 81].

При этом сохраняющаяся в некоторых случаях после частичного плавления ненарушенность изотопных систем ксеногенных цирконов в пластинчатых телах могла быть связана с локализованностью видимых проявлений в них анатектических процессов второго этапа деформаций (см. рис. 8, а–в).

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД СЕРДОБОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

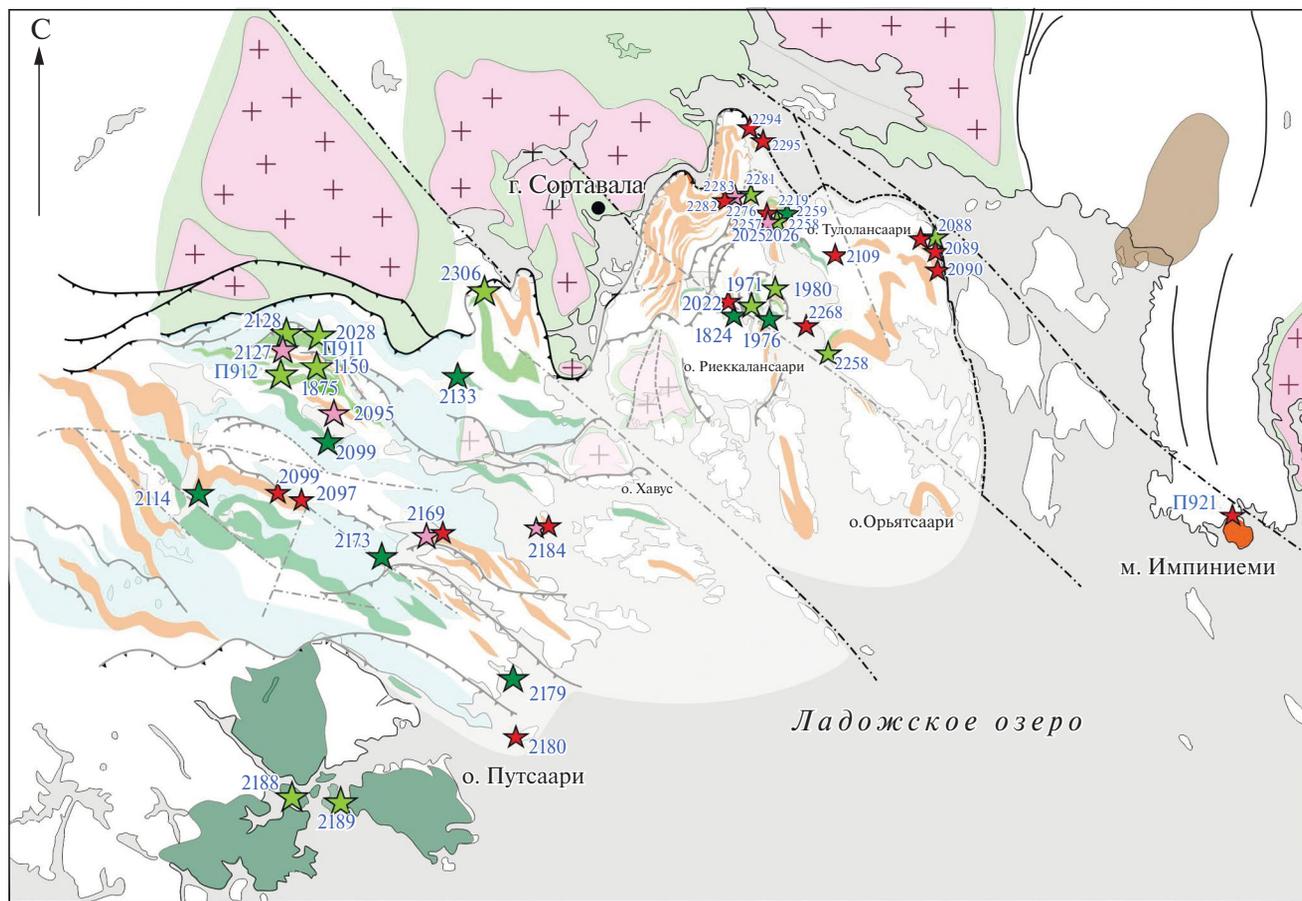
В ходе площадного детального картирования всего было выявлено более сотни пластинчатых интрузивных тел сердобольского комплекса, из которых нами отобрано и проанализировано 58 геохимических проб из всех выделяемых разностей (рис. 16).

### *Образцы и методика исследования*

Петрогенные элементы определялись в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) на рентгеновском спектрометре S4 PIONEER фирмы “Bruker AXS” (Germany), микроэлементы определялись там же методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра “Element-2” (Thermo Scientific, Germany).

Для максимального учета участия аксессуариев в концентрации индикативных элементов проводилось полное разложение образцов в автоклавах, для чего хорошо истертую навеску пробы 50 мг помещали во фторопластовый стакан объемом около 5 мл, приливали 0.3 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч. и 1.5 мл  $\text{HF}$  ос.ч., закрывали крышкой, завинчивали в автоклавы и выдерживали в сушильном шкафу при  $210^\circ\text{C}$  в течение 18–20 часов.

Затем проводили последовательное упаривание полученных образцов с добавлением 0.5 мл  $\text{HClO}_4$  ос.ч., затем смеси 0.5 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч. и 0.5 мл раствора борной кислоты 0.05 М, приготовленной из перекристаллизованной борной кислоты, и затем



15 км

Содержание  $\text{SiO}_2$  (%): ★ 43–52   ★ 52–65   ★ 65–68   ★ 68–73   2180 – номер пробы

**Рис. 16.** Схема расположения точек петрохимического опробования пластинчатых тел Мейерской зоны, с их разделением по содержанию кремнезема

0.5 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч. После этого к каждому образцу добавляли 1.0 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч и 1.0 мл деионизованной воды (18.2 MΩ.cm, Milli-Q, ADVANTAGE A10, Millipore Corp., France), закрывали крышкой, устанавливали в автоклавы и выдерживали в сушильном шкафу при 160°C в течение 10 ч.

Полученные растворы переносили в мерные колбы объемом 100 мл, добавляли 1 мл  $\text{HNO}_3$  ос.ч., внутренний стандарт (индий) и доводили до метки. Концентрация индия в анализируемых растворах составила 1 мкг/л.

Для контроля правильности результатов проводился анализ стандартного образца сланца SBC-1 (USGS, USA) и контрольного образца риолита ORPT-1 (IAG, UK). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более, чем 10–15 отн.%.

#### *Аналитические данные по составам пород ряда габбро-гранодиориты*

Все породы сердобольского комплекса по своему химическому составу были разделены на 4 группы в порядке возрастания  $\text{SiO}_2$ , образующие структурно-единный ряд от габбро до гранитов (см. рис. 16; рис. 17, а).

Представлен химический состав изученных образцов (см. Приложение 1: Табл. П2). Из этих данных следует их общая принадлежность к известково-щелочной серии, широкая формационная вариативность по содержанию калия и преимущественно пералюминиевый состав (см. рис. 17, б–г).

Их более детальное изучение позволило выявить некоторые признаки, свойственные одновременно двум геохимически близким ассоциациям – ТТГ



и адакито-подобным породам. Фракционная кристаллизация расплавов от основных и средних разностей до кислых, специфика минерального состава (преимущественно плагиоформация), а также соответствующее расположение точек составов на диаграмме QAP (см. рис. 17, д), допускает их принадлежность к ассоциации ТТГ. При этом такие характеристики, как умеренные концентрации Sr ( $> 300$  ppm), низкие значения Y ( $< 20$  ppm), Yb ( $< 1.8$  ppm) и Nb ( $\leq 10$  ppm) и, наоборот, высокие содержания таких микроэлементов, как Ba, K и Rb являются тому доказательством [43, 50].

Одновременно с этим, впервые для Северного Приладожья среди проанализированных проб сердобольского комплекса нами были выделены разности, которые по отдельным геохимическим критериям  $(La/Yb)_n > 20$ ,  $Sr/Y > 40$  соответствуют адакитоподобным породам [43, 61, 62, 20] (см. Приложение 1: Табл. П2).

Они чаще более мафические по составу, чем ТТГ, и в них относительно высокие содержания Sr  $> 500$  ppm (часто  $> 1000$  ppm), заметное обогащение Ba (до 2200 ppm), умеренные суммы  $(CaO+Na_2O < 11\%)$ , но при этом низкие содержания Y = 4.2 – 36.0 ppm и Yb = 0,12 – 2,5 ppm, что приводит к пониженным значениям отношений  $Sr/Y = 58-137$  и  $(La/Yb)_n = 14-115$ .

Для них также характерен отчетливый Nb–Ta минимум относительно легких РЗЭ, отсутствие очевидной Eu-аномалии и близость отношений Nb/Ta к значениям примитивной мантии (обычно между 15 и 20, среднее – 17.7), что соответствует нашему анализу (17.29, 16.78, 16.15, 20.66 и т.д.) [61, 58, 46]. При этом, абсолютное большинство адакитоподобных пород сразу по нескольким параметрам попадают в поля высококремнистых разностей (HSA;  $SiO_2 > 60$  мас.%), которые обычно считаются продуктами плавления субдуцированного слэба [61, 20] (рис. 18, а–г).

Однако есть еще один знаковый показатель – магнезиальность пород, который не позволяет их относить к классическим адакитам, связанным с субдукцией океанических плит ( $Mg\# > 50$ ), т.к. в наших образцах она заметно понижена до  $Mg\# < 30$ , и скорее характеризует адакитоподобные магмы, генезис которых широко вариативен и по источникам и по геодинамическим обстоятельствам [41, 61] (см. рис. 18, а, б).

Изменчивость этого показателя может быть связана как с процессами мантийно-корового существенно-флюидного обмена, так и со смешением магм разного происхождения и состава в зоне

плитного взаимодействия, а также и с формированием магм в континентальных условиях [58, 82, 46, 20].

В частности, соотношения щелочей в породах сердобольского комплекса показывают, что их разности с адакитоподобными характеристиками попадают в поля выплавов как океанической коры, так и коры континентальной природы, допуская смешение базитовых и фельзитовых расплавов (рис. 19, а).

Высокие величины отношений высокозарядных элементов в изученных адакитоподобных разностях также косвенно подтверждают возможность смешения вещества коры и мантии, например, их значения Nb/Ta варьируют между средними значениями континентальной коры ( $Nb/Ta = 11$ ) и средней первичной мантией [70, 73].

Эта вероятность усиливается с учетом того обстоятельства, что магматический расплав этих разностей показывает наклонный тренд частичного плавления, а корреляционные соотношения между La и La/Yb подтверждают вероятную роль смешения магм [46] (см. рис. 19, б).

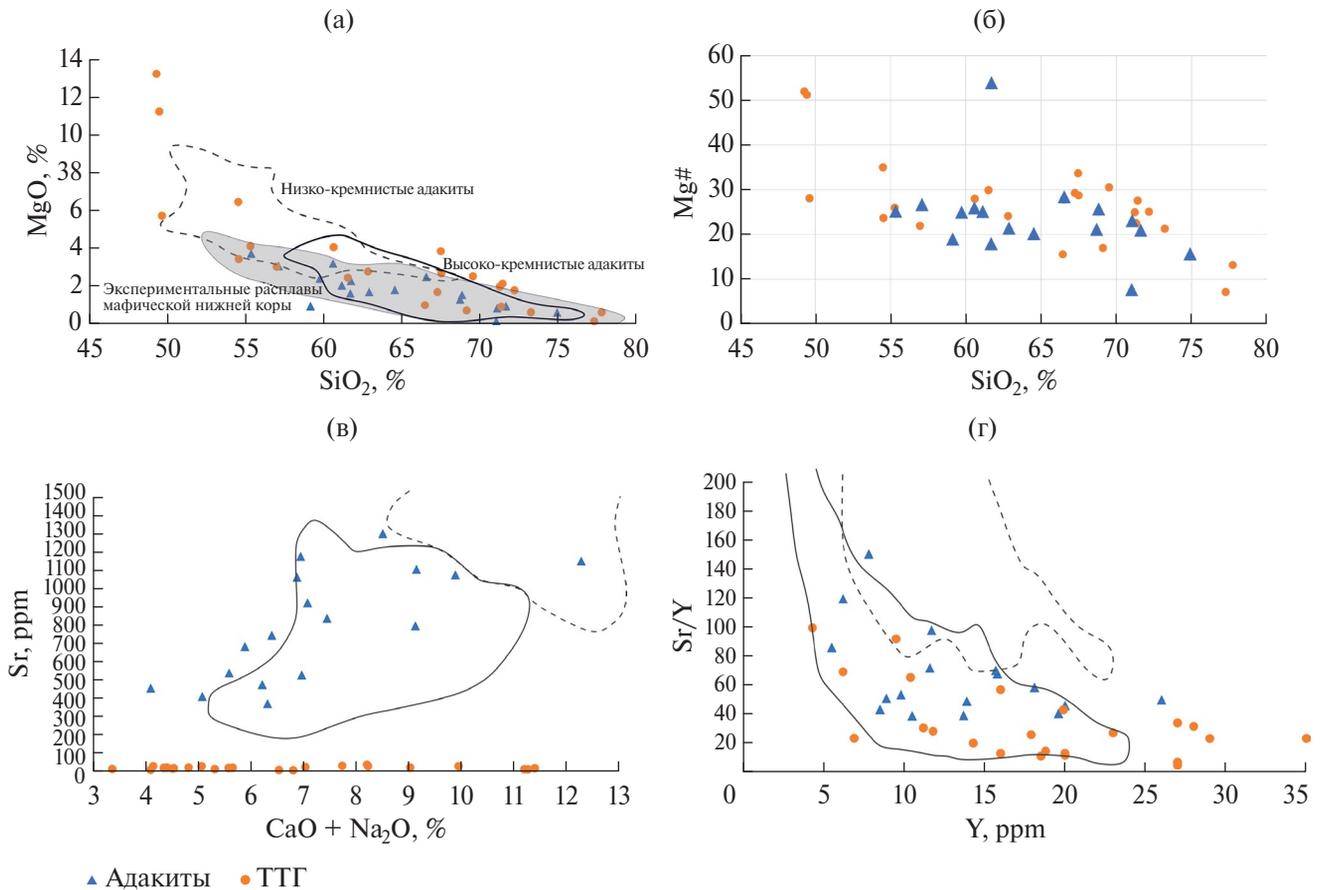
Континентальные условия, в которых происходит формирование пластинчатых интрузий вполне допустимы, т.к. по параметру магнезиальности их адакитоподобные разновидности почти полностью входят в поле экспериментальных расплавов нижней континентальной коры мафического состава [67] (см. рис. 18, а).

ТТГ и породы с адакитовыми характеристиками обладают высокой степенью геохимического сродства, если исходить из фактов их согласованного обогащения наиболее несовместимыми элементами, одинаковой отрицательной аномалии Nb–Ta и сильного обеднения тяжелыми РЗЭ и Y [42, 60] (см. рис. 19, в).

Это может указывать на общность источника, который не должен напрямую относиться к MORB-типу, судя по отчетливой разнонаправленности их тредов.

Некоторые дополнительные данные по каждой из четырех выделенных по основности групп заметно усложняют петрохимические и геохимические характеристики рассматриваемых пород и расширяют вариативность потенциальных источников расплавов.

Прежде всего, это – некоторая обособленность от всей остальной совокупности пород группы габбро, например, по параметрам щелочности и глиноземистости (см. рис. 17, а, в, г). При этом по одному из критериев ( $(La/Yb)_n > 6$ ) они формально



**Рис. 18.** Дискриминационные диаграммы (а) MgO–SiO<sub>2</sub>, (б) Mg#–SiO<sub>2</sub>, (в) Sr–(CaO+Na<sub>2</sub>) и (г) Sr/Y–Y для составов пластинчатых интрузий. Показано: состав (серый фон) экспериментальных расплавов мафической нижней коры, по [68]; низкокремнистые адакиты (контур пунктиром); высококремнистые адакиты (сплошная линия), по [40, 61].

близки магмам островодужных обстановок, но одновременно имеют высокие содержания Ba, K, Rb и Sr (см. Приложение 1: Табл. П2).

Подобное обогащение некогерентными элементами может указывать на поглощение исходными магмами материала метаосадочных образований [45], как в нашем исследовании – ладожской серии и/или пород архейского фундамента, что нами было показано, на основании других критериев, например, по Sm–Nd отношениям и возрастным спектрам изученных нами ксеногенных цирконов.

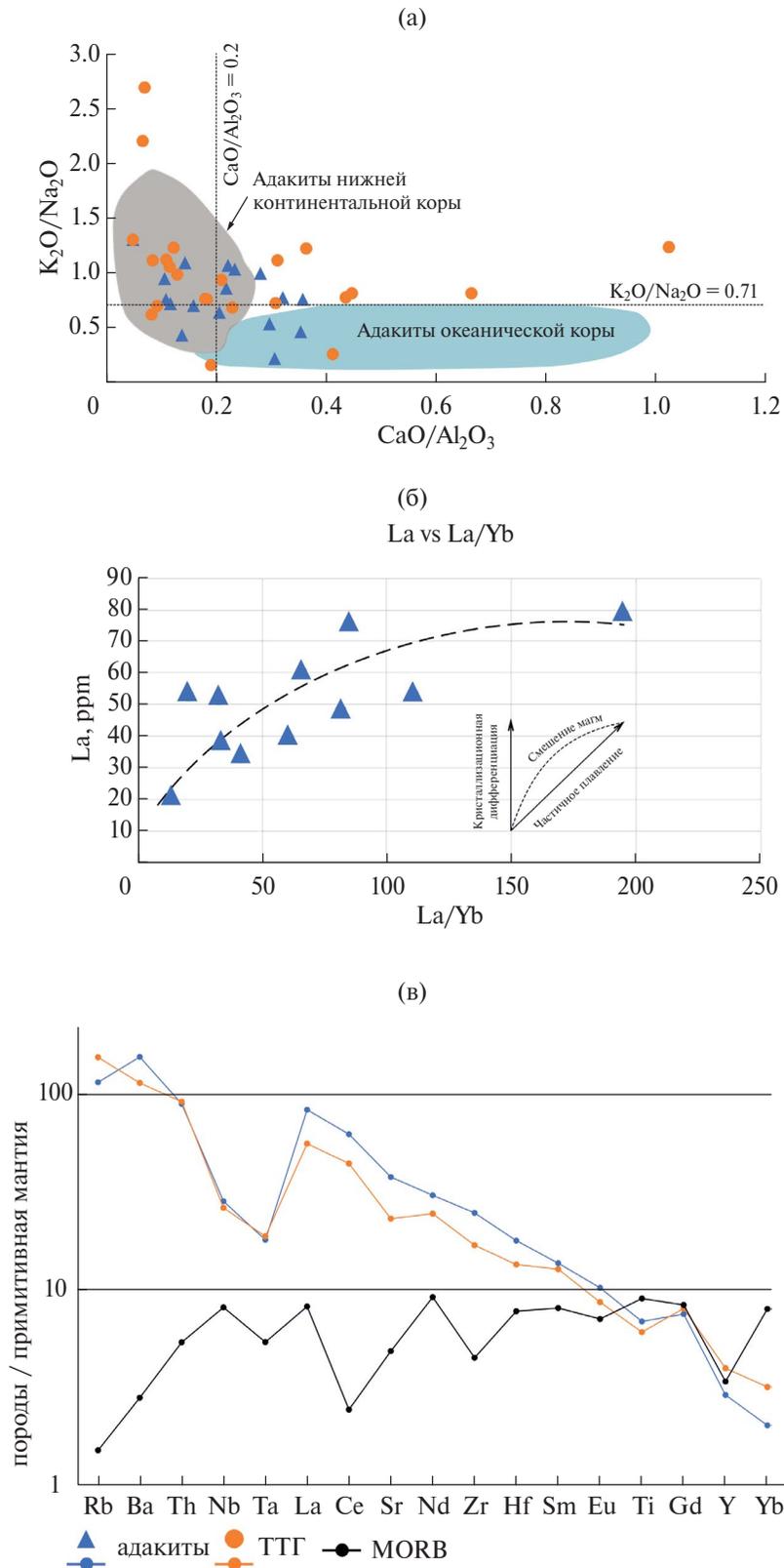
Диориты и гранодиориты по своим петрогеохимическим характеристикам относятся к продуктам кристаллизации высококальциевой магмы известково-щелочного ряда (см. Приложение 1: Табл. П2, анализы №№ 9–44).

Независимо от химического состава они все имеют однотипное распределение РЗЭ – это высокие отношения  $(La/Yb)_n > 20$  и наличие слабо отрицательной Eu аномалии (рис. 20, б, в).

Причем у основных диоритов SiO<sub>2</sub> = 54–57% все пробы, за исключением одной, имеют Sr/Y < 40 и по этому критерию не могут относиться к адакитовым разностям, хотя по другим параметрам они близки к ним. В части несколько более кислых диоритов SiO<sub>2</sub> = 57–60% все пробы удовлетворяют критериям для отнесения их к адакитоподобным породам (см. рис. 20 в). То же относится и к гранодиоритам SiO<sub>2</sub> = 61–62% (см. рис. 20, г).

Кислые разности сердобольского комплекса (граниты) редко имеют адакитовые характеристики  $(La/Yb)_n > 20$  и Sr/Y > 40, хотя в отдельных случаях вписываются в поле адакитоподобных пород фельзитового состава молодых островодужных систем [67] (рис. 21, д, е).

При этом все они близки к ним по этим параметрам, но по содержанию таких элементов как MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Li, Sc, V, Cr, Co, Ni, Nb они могут отличаться в 2 и более раз.

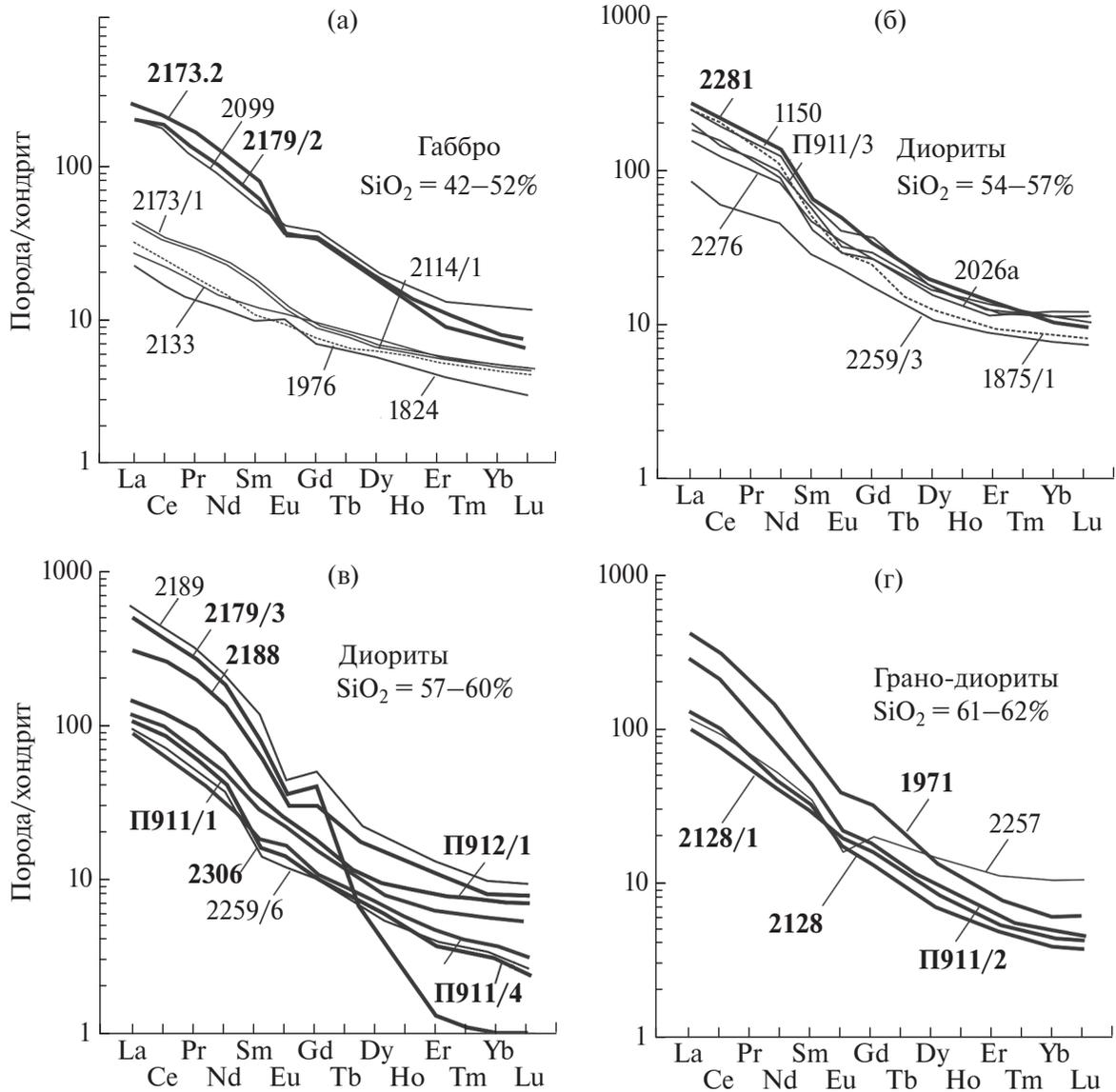


**Рис. 19.** Диаграммы соотношения щелочей и РЗЭ в адакитах и ТТГ.

(а) – соотношение  $K_2O/Na_2O$  с  $CaO/Al_2O_3$  в породах сердобольского комплекса;

(б) – корреляция между  $La$  и  $La/Yb$  в адакитоподобных разностях;

(в) – нормализованное на примитивную мантию (MORB) распределение микроэлементов в адакитоподобных и ТТГ-разностях пластинчатых тел (осреднение всех анализов)



**Рис. 20.** Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в габбро, диоритах и гранодиоритах Сердобольского комплекса. Обозначены: пробы (надписи жирным) и породы (линии жирным), имеющие адакитоподобные геохимические характеристики

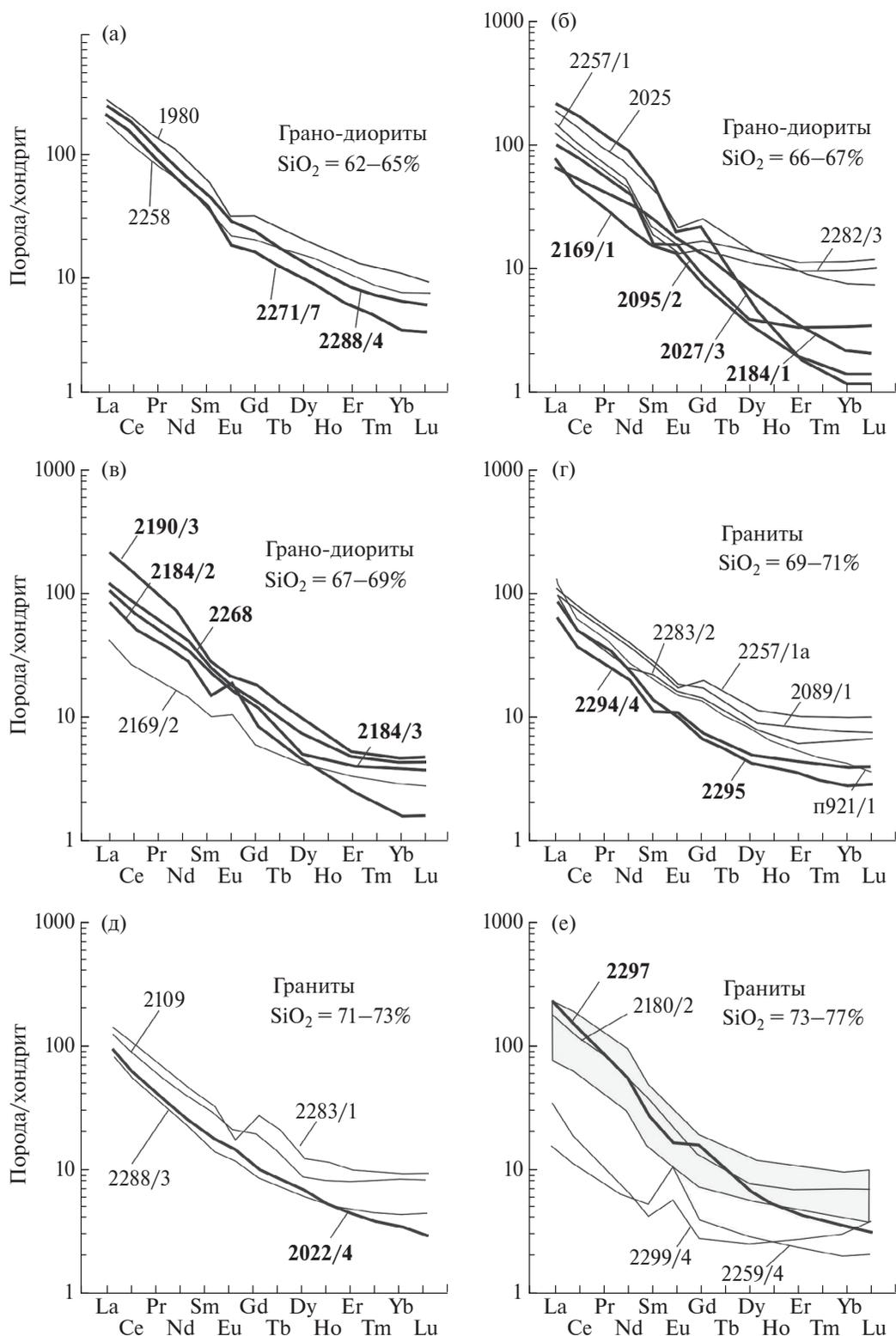
Адакитоподобные характеристики по критериям  $(La/Yb)_n > 20$  и  $Sr/Y > 40$  свойственны только половине разностей из выделяемых четырех групп сердобольского комплекса, и они характерны для диоритов и гранодиоритов с содержаниями  $SiO_2$  в интервале 57–69%. Остальные характеристики, хотя и имеют достаточно близкие к ним отношения  $(La/Yb)_n = 10–20$ ,  $Sr/Y = 20–40$ , выходят за пределы поля классических адакитов [42, 60, 41, 20] (рис. 22, рис. 23).

Кроме того, породы по минеральному составу и своей основности вполне соответствующие габбро, не могут относиться к адакитоподобным

породам, хотя по геологическим данным они также входят в группу пластинчатых раннекинематических интрузий.

Обратим внимание на то обстоятельство, что все породы вне адакитового поля, которые по нескольким критериям близки к ассоциации ТТГ, по параметру  $(La/Yb)_n - Yb_n$  полностью попадают в поле, статистически заполненное аналогичными разностями именно с постархейскими возрастами, соответствующими нашему исследованию [41].

В разностях единого ряда диориты-гранодиориты-граниты (за исключением группы габбро), как правило, насыщенных пегматоидными прожилка-

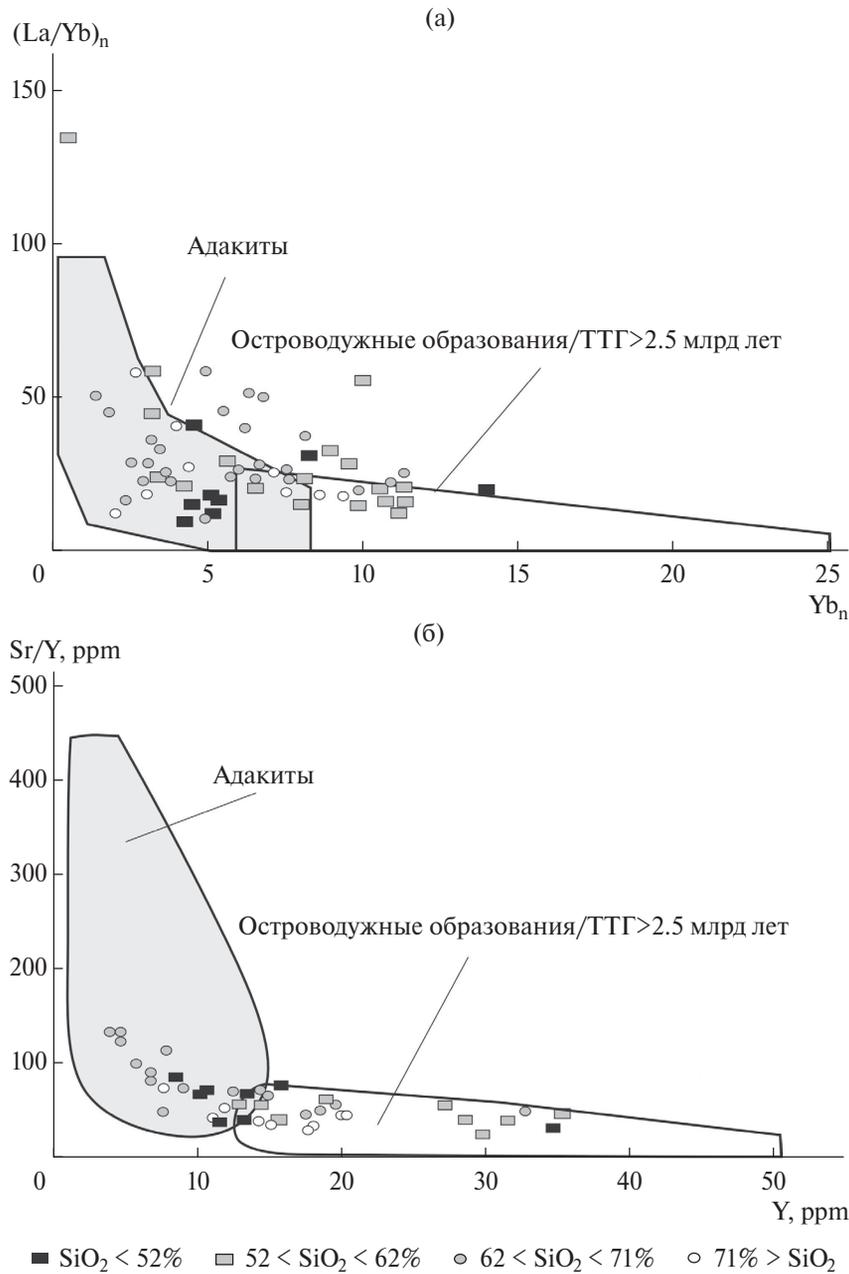


**Рис. 21.** Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в грано-диоритах и в гранитах Сердобольского комплекса, в сопоставлении с адакитами юрского островодужного комплекса (по данным [68]).

(а)–(д) – Сердобольский комплекс с вариациями содержания  $\text{SiO}_2$ : (а) – 62–65%, (б) – 66–67%, (в) – 67–69%, (г) – 69–71%, (д) – 71–73%;

(е) – граниты сердобольского комплекса в сопоставлении с юрским островодужным комплексом.

Обозначены: пробы (арабские цифры жирным) и породы (линии жирным), имеющие адакитоподобные геохимические характеристики.

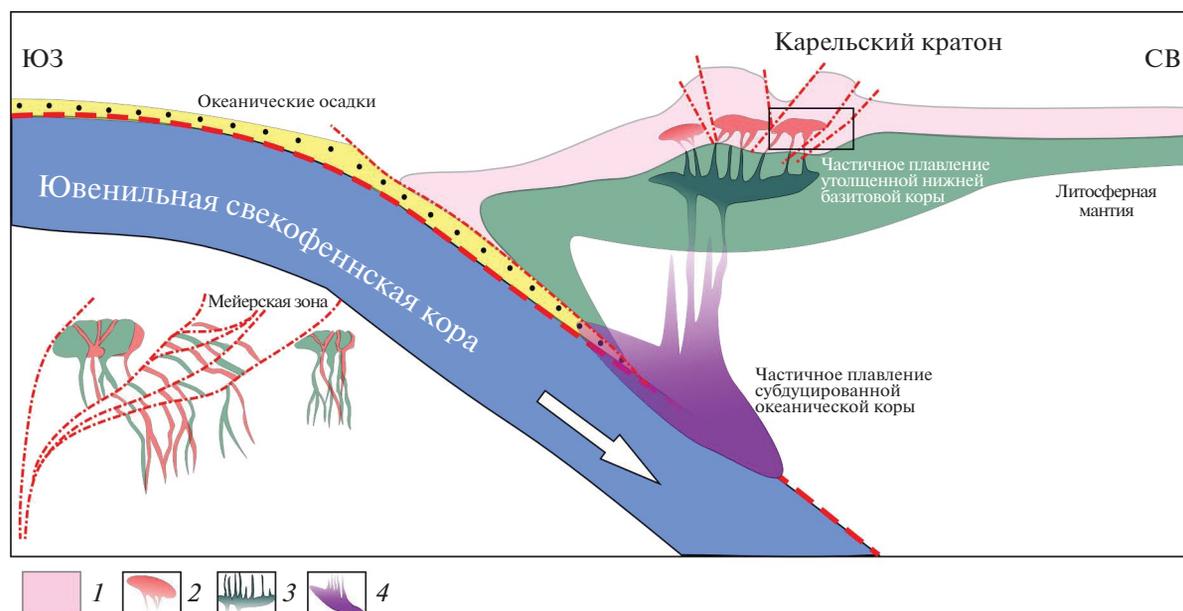


**Рис. 22.** График (а)  $(La/Yb)_n$  vs.  $Yb_n$  и (б)  $Sr/Y$  vs.  $Y$  для раннеорогенных интрузий Северного Приладожья. Поля адакитов и островодужных образований/ТТГ>2.5 млрд лет даны по [41, 42].

ми, встречаются разновидности с положительной Eu аномалией ( $Eu/Eu^* > 1$ ), что может быть связано с наложенными процессами на заключительных стадиях эволюции раннеорогенных интрузий и с переходом от пластичных условий деформаций к хрупким [26] (см. Приложение 1: Табл. П2).

Следует отметить еще одно немаловажное обстоятельство. Нами была исследована возрастная и формационная близость пластинчатых интрузий сердобольского комплекса с некоторыми плутоническими массивами на сопряженных с Мейерской

зоной с севера и юга территориях, где находятся габбродиориты Вялимякского массива, гранодиориты Импиниемского массива, гранитоиды Тервуского плутона, габбро, диориты и тоналиты Путсарского комплекса. По приведенным данным, все они по своей щелочной специализации попадают на диаграмме TAS в поле составов пластинчатых интрузий (см. рис. 17, а) и имеют схожие сильно фракционированные спектры РЗЭ, что может указывать на их генетическое родство и потенциальные комагматические связи.



**Рис. 23.** Палео-реконструкция обстановки формирования пластинчатых интрузий сердобольского комплекса Северного Приладожья в зоне взаимодействия ювенильной свекофеннской коры и Карельского кратона со структурно-кинематическим разрезом, показывающим потенциальную картину выведения шарьяжно-надвиговыми структурами Мейерской зоны корневых подводящих каналов синтетектонических плутонов в ладожском комплексе на общий с ними эрозионный уровень.

1 – верхняя, фельзитовая часть нерасчлененной архейско-протерозойской коры Карельского кратона; 2 – магматические очаги средней коры, с которыми связано формирование пластинчатых интрузивных тел ряда габбро-диориты-гранодиориты-граниты; 3 – очаги частичного плавления утолщенной гидратированной нижней коры базитового состава; 4 – область частичного плавления субдуцированной свекофеннской ювенильной коры

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ данных и фактического материала позволяет сделать некоторые обобщения, касающиеся геодинамических, структурно-тектонических и петрогенетических условий формирования таких специфических по форме магматических образований, как пластинчатые, силлоподобные интрузии Северного Приладожья, а также дополнить существующие представления о тектоно-метаморфической эволюции свекокарелид юго-востока Фенноскандии.

Полученные данные о геодинамической обстановке формирования свекокарелид содержат косвенные указания на возможную связь исходных магматических источников с субдукционными процессами, предполагаемыми на активной перикратонной окраине Карельского массива во время свекофеннского тектогенеза [63, 64]. Наиболее значимыми из них представляются петрохимические и геохимические свидетельства принадлежности части пластинчатых тел к адакитоподобным образованиям. Наличие среди последних именно высокремнистых разностей может быть след-

ствием плавления субдуцированного базальтового слэба ювенильной свекофеннской коры [61].

Более того, они также могут являться частичными расплавами субдуцированной смеси океанической коры и совмещенных с ней фрагментов осадочного слоя [45]. Это, в частности, отразилось в выявленных нами вариациях Nb/Ta в изученных адакитоподобных разностях между средними значениями континентальной коры (Nb/Ta = 11) [70] и составом первичной мантии (Nb/Ta = 15–20) [73], а также в корреляционных соотношениях между La и La/Yb [46] (см. рис. 19, б).

Тесная связь выделенных адакитоподобных разностей с породами ТТГ-типа и отмеченная их высокая степень геохимического сродства может соответствовать субдукционно-плитной модели их общего или взаимосвязанного формирования [61] (см. рис. 19, в).

Однако, несмотря на соответствие адакитовым составам таких геохимических критериев как  $(La/Yb)_n > 20$  и  $Sr/Y > 40$ , их параметры магнезиальности оказались значительно более низкими ( $Mg\# < 30$ ) в сравнении с типичными адакитами ( $Mg\# > 50$ ), что характерно для варианта их фор-

мирования в условиях утолщенной мафической континентальной коры, сформированной, мы полагаем, в связи с коллизионно-аккреционными процессами [58, 82, 79, 46, 80].

Дополнение комплекса адакитоподобных пород ассоциацией ТТГ-разностей могло быть связано с частичным плавлением в этих условиях гидрослюдистых мафических пород нижней коры в островодужных обстановках [41]. На это может указывать, в частности, соответствие некоторых разностей, близких по составу ТТГ, по отдельным геохимическим критериям  $((La/Yb)_n - Yb_n$  и  $Sr/Y - Y$ ) формациям островодужных обстановок (см. рис. 22, б).

Вместе с тем, попадание этих же разновидностей пород в поле статистической принадлежности к ассоциации именно постархейских ТТГ, которые имеют возраст, моложе 2.5 млрд лет, противопоставляемой архейским породам данной группы, подтверждает то, что они не являются чисто архейским феноменом, но участвовали в приращении континентальной коры на протяжении всего геологического времени, включая палеопротерозойский этап и приближенные к новейшему времени отрезки геодинамической эволюции литосферы [41].

Аналогичная ассоциация габбро-диоритов-тоналитов-трондjemитов схожего возраста (1.9 млрд лет) присутствует в юго-западной Финляндии, где она была образована при фракционной кристаллизации габбрового расплава в нижней коре, с участием роговой обманки, плагиоклаза и биотита в качестве основных осаждающихся фаз [37].

Магматические источники сердобольского комплекса в утолщенной континентальной коре, помимо частичного плавления гидратированного мафического материала нижних горизонтов, имеют вероятность добавления к расплаву фельзитовых выплавок из гранито-гнейсовой ее части, на что указывают повышенные значения  $K_2O/Na_2O$  (см. Приложение 1: Табл. П2) с высоким К-известково-щелочным сродством, а также факт близости пород пластинчатых интрузий и гранито-гнейсов архейского фундамента по параметру  $\epsilon Nd$  [46] (см. рис. 17, в).

Выявление в континентальной коре магматических пород с геохимическими признаками адакитоподобных разностей, часто именуемых "континентальными" адакитами, заметно расширило спектр возможных условий и источников их формирования [77, 49, 58]. Обсуждение параметра глубинности и самого факта генерации таких

магм, с учетом того, что они, как правило низкомагнезиальные ( $Mg\# < 40$ ) и их источник мог не соответствовать характеристикам MORB, привело к появлению представлений о малоглубинном уровне производства таких выплавок, в пределах нижней и средней коры [58].

Более того, проведенные эксперименты по плавлению при пониженном давлении до 10–12.5 кбар и 800–900°C, что соответствует глубинам ~30–40 км в аппарате "поршень–цилиндр" привели к формированию частичных расплавов, близких по содержанию основных элементов и микроэлементов к адакитовым/ТТГ породам и без образования эклогитовых остатков при выплавлении 10–40 вес.% образцов состава нижней коры [67].

Попадание составов изученных нами адакитоподобных пород в поле таких экспериментальных расплавов дает нам возможность учитывать предполагаемое расположение одного из промежуточных источников пластинчатых интрузий в низах мафической континентальной коры (см. рис. 18, а).

Приведенные факторы и обстановки генерации источников магматического материала пород сердобольского комплекса, включая плавление субдуктированного слэба, а также вовлечение в субдукцию осадочных образований и последующее частичное плавление гидратированной нижней континентальной коры, представляется нам не менее важным для акцентирования внимания на многочисленных свидетельствах контаминации рассматриваемых магм кислым коровым материалом (см. рис. 23).

Полученные данные по Sm–Nd систематике субстрата пластинчатых интрузий и вмещающих их пород свидетельствуют о близости Sm/Nd отношений и параметра  $\epsilon Nd$  к комплексам как архейского фундамента, так и его палеопротерозойского вулканогенно-осадочного чехла. Это может быть следствием обогащения поднимавшихся снизу расплавов продуктами частичного плавления материала средней коры, где происходили рассматриваемые деформационно-метаморфические преобразования свекофеннского тектогенеза. Это подтверждают данные о сохранности в магматических силлоподобных образованиях зерен ксеногенного циркона с возрастными спектрами, идентичными таковым во вмещающих породах ладожского комплекса (см. рис. 12).

Принимая вариант их частичного плавления, нами было учтено, что оно могло проходить либо под воздействием транскорового флюидного

потока, либо с участием воды при дегидратации водосодержащих минералов субстрата (мусковит, биотит, амфибол) [74, 75, 81, 76].

С учетом выявленного нами отчетливого снижения Sm/Nd и Rb/Sr отношений в расплавленном субстрате пластинчатых интрузий по сравнению с вмещающими породами ладожского комплекса в качестве предпочтительного был выбран вариант активного воздействия на породы транскорового флюидного потока, при котором формируются анатектические расплавы из метатерригенного источника [81] при относительно низких температурах  $< 700^\circ\text{C}$ , допускающих сохранность U–Pb изотопных систем в зернах ксеногенного циркона.

Именно на этом фоне протекали деформационно-метаморфические преобразования раннего этапа свекофеннского тектогенеза и возник складчато-надвиговый структурный парагенез, включающий пластинчатые интрузивные тела. При этом тектоническая нарушенность коры стимулировала приток глубинных транскоровых флюидов, а снижению температуры плавления вмещающего субстрата на этом этапе способствовала ускоренная декомпрессия, связанная с покровно-надвиговыми движениями и дилатационными процессами в зонах приразломного повреждения субстрата.

Как показали эксперименты на гидратированных базальтах [66], именно при наличии свободного водного флюида в относительно низкотемпературных  $T = 750^\circ\text{C}$  условиях формируются натровые расплавы ТТГ-типа.

Другой сценарий частичного плавления тоже мог быть реализован, но на более поздней стадии свекофеннской эволюции, связанной с региональной складчатостью второго этапа и сопряженными с этими процессами анатексиса в чехольном комплексе. На это указывает анализ аксессуарных минералов (прежде всего – апатита и монацита как главных носителей и регуляторов РЗЭ), проведенный раздельно в расплавленном субстрате раннекинематических пластинчатых тел и в их палингенных продуктах второго этапа деформаций.

Присутствие в палингенных продуктах только апатита и полное исчезновение монацита может служить, с одной стороны, показателем проявления на пике анатексиса более высокотемпературного частичного плавления субстрата при  $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$  с обилием таких водонасыщенных минералов, как мусковит и биотит (слюдистые метатерригенные гнейсы, гранито-гнейсы, огнейсованные диориты и гранодиориты). С другой – причиной зафиксированного повышения

отношений Sm/Nd и параметра  $\epsilon\text{Nd}$  (до положительных значений) [81, 78] в сравнении с таковыми в расплаве пластинчатых тел и во вмещающих породах. При этом, очевидная локализованность проявления процессов анатексиса допускает возможность сохранения местами начальных изотопных отношений в зернах ксеногенного циркона.

Особенности и закономерности локализации пластинчатых тел в деформационной структуре Мейерской зоны, их отчетливо кулисно-эшелонированное расположение относительно картируемых поверхностей сместителей покровно-надвиговых пластин допускают обособление расплавленного материала в синдеформационно раскрывающихся трещинах отрыва, входящих в складчато-надвиговый структурный парагенез. Это создавало необходимую для относительно низкотемпературного плавления декомпрессию на раннем этапе свекофеннских деформаций, протекавших в транспрессивной обстановке.

Именно транспрессия способствовала сегрегации небольших порций декомпрессионных расплавов из породной матрицы, их выдавливание, затем смешению с магмами, поднимающимися с низов коры, и локализации в раскрывающемся пространстве на более высоких субсолидусных уровнях коры, формируя более крупные тела пластинчатых интрузий [71, 55].

Сходство петрохимических составов всего спектра пластинчатых интрузий с почти одновозрастными с ними плутоническими интрузиями типа Путсаарского и Лауватсаарско-Импиниемского массивов, рассредоточенными в смежных с Мейерской зоной пространствах, позволяет предположить, что они могли иметь общие более глубинные первичные источники магм, позже значительно контаминированные материалом средней коры.

При этом, особенности морфологии пластинчатых тел и крупных ареальных массивов приводят к представлению о том, что пластинчатые тела находились первоначально на более глубоких уровнях и могли быть подводными каналами для массивов, а впоследствии были выведены шарьяжно-надвиговой тектоникой на один уровень в коре (см. рис. 23).

На более глубинный уровень формирования пластинчатых тел могут косвенно указывать и  $P$ – $T$ -условия синтетектонического метаморфизма вмещающих гнейсов Мейерской зоны, частично свидетельствующие о более высоких показателях параметров давления и температуры в сравнении с окружением этих плутонических массивов [18].

При этом давление в покровно-надвиговых структурах достигает 6–8 кбар, при температурах 600–680°C, а уровень становления плутонических массивов (например, Куркиекского массива), согласно результатам изучения углекислотных включений, характеризовался параметрами давления в 4.7–5.1 кбар [2].

Петрохимическая разобщенность в выделенном едином структурно-тектоническом ряду магматических тел габбро и диоритов-гранодиоритов-плагиогранитов могла стать как результатом проявления минглинга в магматических камерах [11], так и следствием пакетно-тектонического внутреннего строения самой Мейерской зоны, приведшего к совмещению в едином объеме тел из различающихся магматических источников (см. рис. 17, а, д, г).

Таким образом, изредка встречающиеся в подвижных поясах разного возраста специфические пластинчатые интрузивные тела могут быть, с одной стороны, магматическими формами структурно-вещественных парагенезов складчато-надвиговых ансамблей, с другой стороны, подводящими каналами для синхронных интрузий плутонических форм, вместе представляющих разные уровни локализации расплавов в земной коре активных континентальных окраин. Выявленная среди них принадлежность части тел к адакитоподобным породам, а другой части – к ассоциации ТТГ, может быть либо следствием полигенного характера их магматических источников и сочетания различных геодинамических условий формирования, либо свидетельствовать о конвергентности некоторых петрохимических характеристик.

**Благодарности.** Авторы внесли следующий вклад в создание статьи: Ю.А. Морозов – сбор полевого структурно-геологического и картировочного материала, концептуальное обобщение полученных аналитических данных; Е.Н. Терехов, О.И. Окина, М.А. Матвеев и А.И. Смутьская – анализ и обработка петрохимических данных; Т.В. Романюк – датирование ксеногенного циркона и анализ возрастных датировок; Т.Б. Баянова и Е.Л. Кунакузин – проведение и обобщение результатов Sm–Nd изотопных исследований.

Авторы признательны М.В. Лучицкой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за консультации по адакитам при подготовке материалов статьи.

Авторы благодарны рецензенту Ш.К. Балтыбаеву (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, Россия)

и анонимному рецензенту за полезные комментарии. Авторы признательны редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование рукописи.

**Финансирование.** Работа выполнена в рамках исследований по Государственным заданиям ИФЗ РАН (в части вопросов взаимодействия эндогенных процессов при формировании континентальной земной коры) и ГИ КНЦ РАН (в части изучения Sm/Nd систематики).

**Конфликт интересов.** Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и свекофеннского комплекса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. – СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
3. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // ДАН. 2002. Т. 383. № 4. С. 523–526.
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. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. – СПб.: Наука, 2009. 328 с.
6. Балтыбаев Ш.К. Мигматитообразование в калиевой зоне Северного Приладожья: термодинамические режимы плавления и кристаллизации, геохимическое моделирование перераспределения химических элементов в системе субстрат–расплав. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С.4–16. (Тр. КарНЦ РАН. Сер.: Геология докембрия. 2012. Вып.3).
7. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-запад России): P–T-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. № 4. С. 73–87.
8. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (Юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 22. С. 166–193.

9. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
10. Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. — Под ред. К.О. Кратца — Л.: Наука, 1972. 190 с.
11. Владимиров В.Г., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Механизмы магматического минглинга в композитных дайках: модели диспергирования и сдвиговой дилатации // Геодинамика и тектонофизика. 2019. № 2. С.325–345. Doi: 10.5800/GT-2019-10-2-0417
12. Вревский А.Б. Людикий Раахе-Ладожской зоны Фенноскандинавского щита (изотопно-геохимический состав и геодинамическая природа) // Геология и геофизика. 2021. № 10. С. 1335–1355. Doi: 10.15372/GiG2020168
13. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Главная стадия плутоно-метаморфической активности в Приладожье: результаты определения изотопного возраста // ДАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 667–671.
14. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Время, длительность и РТ-параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U–Pb-геохронологии) // ДАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.
15. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Шалаева Е.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С. Природа Пучеж-Катунской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.
16. Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Подковыров В.Н., Саватенков В.М. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. С. 3–22.
17. Куликов В.А., Морозов Ю.А., Ионичева А.П., Шагарова Н.М., Яковлев А.Г., Соколова Е.Ю., Матвеев М.А. Визуализация покровно-складчатой структуры метаморфических толщ в системе чехол-фундамент методом АМТЗ (на примере Мейерской зоны Приладожья) // Геофизические исследования. 2023. Т. 24. № 4. С. 58–80. Doi: 10.21455/gr2023.4-4
18. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
19. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) — Под ред. Н. В. Шарова — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
20. Лучицкая М.В. Адакитовый магматизм — состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина “адакит” // Геотектоника. 2022. № 4. С. 92–128. Doi: 10.31857/S0016853X22040051
21. Матреничев В.А., Матреничев А.В. Петрология людикийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. — В сб.: Балтийский щит. Под ред. В. С. Абушкевича, Н. А. Алфимовой. — СПб.: Политехнический ун-т. 2010. С. 223–256.
22. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и трансенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
23. Морозов Ю.А., Галыбин А.Н., Мухамедиев Ш.А., Смольская А.И. Тектонический и геомеханический контроль размещения даек и силлоподобных тел в северо-западной части Кольского полуострова // Геотектоника. 2017. № 3. С. 28–60.
24. Морозов Ю.А., Баянова Т.Б., Матвеев М.А., Смольская А.И. Возрастные метки ранне- и поздне- тектонических событий свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья). — В сб.: Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. — Мат-лы L (50-го) Юбилейного Тектонич. совещ. 30 янв.-3 февр. 2018. — М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 34–39.
25. Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смольская А.И. Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе “чехол — фундамент”. — В кн.: Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). — Отв. ред. Н. В. Шаров. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 162–180.
26. Морозов Ю.А., Терехов Е.Н., Матвеев М.А., Окينا О.И. Геохимические метки совместной структурно-вещественной эволюции чехла и фундамента (свекофенниды Северного Приладожья, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022а. Т. 13. № 3. С. 1–30. Doi: 10.5800/GT-2022-13-3-0636
27. Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Романюк Т. В., Смольская А.И., Терехов Е.Н., Баянова Т.Б. U–Pb датирование силлоподобных (пластинчатых) тел раннекинематической серии габбродиоритов-гранодиоритов в покровно-складчатом ансамбле свекофеннид Приладожья // ДАН. Науки о Земле. 2022б. Т. 507. № 1. С. 13–22. Doi: 10.31857/S2686739722601260
28. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И., Львов П.А. U–Pb геохронология (SHRIMP-II) цирконов из метаосадков ладожской серии (Северное Приладожье, Балтийский щит) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 2. С. 55–67.
29. Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: ЛГУ, 1974. 160 с.
30. Перекалина Т.В. Сложная бескорневая интрузия Перянием // Изв. Карело-Финск. фил. АН СССР. 1953. № 4. С. 79–89.
31. Ранний докембрий Балтийского щита — Под ред. В.А. Глебовицкого — СПб.: Наука, 2005. 711 с.
32. Романюк Т.В., Котлер П.А. Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен детритового циркона: пример ченкской толщи

- киммерид Горного Крыма // Литология и полезные ископаемые. 2024. №3. С. 299–313. Doi: 10.31857/S0024497X24030041
33. 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.
  34. Смолькин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р. Редкоэлементный состав детритового циркона архейского возраста из ятулийских терригенных пород Фенноскандии // Записки Российского минерал. общ-ва. 2020. № 6. Ч. CXLIX. С. 85–100.
  35. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). – Под ред. К.А. Шуркина – Л.: Наука, 1970. 227 с.
  36. Тугаринов А.И., Бибилова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. – Под ред. Ю.А. Шуколюкова – М.: Наука, 1980. 131 с.
  37. Arth J.G., Barker F., Peterman Z.E., Frirdman I. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrol. 1978. Vol. 19. Part 2. P. 289–316.
  38. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 273 (1-2). P. 48–57. Doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.010
  39. Brown M., Solar G.S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm // Tectonophysics. 1999. Vol. 312. P. 1–33.
  40. Castillo P.R. Adakite petrogenesis // Lithos. 2012. Vol. 134–135. P. 304–316. Doi: 10.1016/j.lithos.2011.09.013
  41. Condie K.C. TTGs and adakites: are they both slab melts? // Lithos. 2005. V. 80. P. 33–44. Doi: 10.1016/j.lithos.2003.11.001
  42. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. Vol. 347. № 6294. P. 662–665.
  43. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. B13. P. 21503–21521.
  44. Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland: a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 295–309.
  45. Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Crawford A.J. et al. Boninites and adakites from the northern termination of the Tongatrench: Implications for adakite petrogenesis // J. Petrol. 2008. Vol. 49. № 4. P. 697–715. Doi:10.1093/petrology/egm080
  46. Gan J., Xiong F., Xiao Q. et al. Petrogenesis and geodynamic implications of late triassic Mogetong adakitic pluton in east Kunlun Orogen, northern Tibet: constraints from zircon U–Pb–Hf isotopes and whole-rock geochemistry // Front. Earth Sci. 2022. Vol.10. Art.845763. Doi: 10.3389/feart.2022.845763
  47. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material implications for crystal evolution // Earth Plan. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
  48. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. and Geochem. 2003. Vol. 53. P. 26–62. Doi: 10.2113/0530027
  49. He Y., Li S., Hoefs J., Huang F., Liu S.-A., Hou Z Post-collisional granitoids from the Dabie orogen: New 3 evidence for partial melting of a thickened continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. Vol. 75. No. 13. P. 3815–3838. Doi: 10.1016/j.gca.2011.04.011
  50. Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D. Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 144. P. 38–56. Doi: 10.1007/s00410-002-0374-5
  51. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. Vol. 212–215. P. 397–414. Doi: 10.1016/j.lithos.2014.11.021
  52. Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake region, Russian Karelia // Precambrian Research. 2003. Vol. 120. P. 37–53.
  53. Konopelko D., Savatenkov V., Glebovitsky V., Kotov A., Sergeev S., Matukov D., Kovach V. Zagornaya N. Nd isotope variation across the Archaean-Proterozoic boundary in the North Ladoga area, Russian Karelia // GFF. 2005. Vol. 127. № 2. P. 115–122. Doi:10.1080/11035890501272115
  54. Korsman K., Korja T., Pajunen M. et al. The GGT/SVEKA Transect: Structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // Int. Geol. Rev. 1999. Vol. 41. P. 287–333.
  55. Kruger T.M., Kisters A.F.M. Magma accumulation and segregation during regional-scale folding: The Holland’s dome granite injection complex, Damara belt, Namibia // J. Struct. Geol. 2016. Vol. 89. P. 1–18. Doi: 10.1016/j.jsg.2016.05.002
  56. Kruhl J.H., Vernon R.H. Syndeformational emplacement of a tonalitic sheet-complex in a late-variscan thrust regime: Fabrics and mechanism of intrusion, monte’senes, Northeastern Sardinia, Italy // Can. Mineral. 2005. Vol. 43. P. 387–407.
  57. Lubnina N., Mertanen S., Soderlund U. et al. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia) // Precambrian Research. 2010. Vol. 183. № 3. P. 442–462. Doi: 10.1016/j.precamres.2010.02.014
  58. Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.-G. et al. Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2015. Vol. 419. P. 125–133. Doi: 10.1016/j.epsl.2015.02.036

59. Magee C., Muirhead J., Schofield N. et al. Structural signatures of igneous sheet intrusion propagation // *J. Struct. Geol.* 2019. Vol. 125. № 8. P. 148–154. Doi:10.31223/osf.io/pdn42
60. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. V. 46. P. 411–429. Doi: 10.1016/S0024-4937(98)00076-0
61. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moya J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24. Doi: 10.1016/j.lithos.2004.04.048
62. Moya J.F. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature” // *Lithos.* 2009. Vol. 112. P. 556–574. Doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.001
63. Park A.F. Accretion tectonism in the Svecokareliides at the Baltic Shield // *Geology.* 1985. Vol. 13. P. 725–729.
64. Park A.F., Bowes D.R., Halden N.M., Koistinen T.J. Tectonic evolution at an early proterozoic continental margin: The svecokareliides of eastern Finland // *J. Geodynam.* 1984. Vol. 1. № 3–5. P. 359–386.
65. Paterson S.R., Miller R.B. Mid-crustal magmatic sheets in the Cascades Mountains, Washington: Implications for magma ascent // *J. Struct. Geol.* 1998. Vol. 20. No. 9/10. P. 1345–1363. Doi: 10.1016/s0191-8141(98)00072-8
66. Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R.C. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust // *Nature.* 2001. Vol. 410. P. 197–200. Doi: 10.1038/35065583
67. Qing Q., Hermann J. Partial melting of lower crust at 10–15 kbar: constraints on adakite and TTG formation // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 1195–1224. Doi: 10.1007/s00410-013-0854-9.
68. Raczek I., Jochum K.P., Hofmann A.W. Neodymium and strontium isotope data for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2 and eight MPI-DING reference glasses // *Geostand. Geoanalyt. Res.* 2003. Vol. 27. P. 173–79.
69. Rubatto D. Zircon: The metamorphic mineral // *Rev. Mineral. Geochem.* 2017. Vol. 83. No. 1. P. 261–295. Doi:10.2138/rmg.2017.83.09
70. San S.-s. McDonough W.E. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // In: Saunders, A.D., Norry M.J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins.* Geological Society. London. Special Publications. 1989. V. 42. P. 313–345.
71. Selonen O., Ehlers C., Lindroos A. Structural features and emplacement of the late svecofennian Pernio granite sheet in southern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland.* 1996. Vol. 68. Pt. 2. P. 5–17.
72. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. Vol. 168. P. 279–281. Doi:10.1016/S0009-2541(00)00198-4
73. Taylor S.R., McLennan S.M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* 1985. Oxford. London. Edinburgh. Boston: Blackwell Scientific. 312 pp.
74. Watt G.R., Harley S.L. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 114. P. 550–566.
75. Whittington A.G., Treloar P.J. Crustal anatexis and its relation to the exhumation of collisional orogenic belts, with particular reference to the Himalaya // *Mineral. Magazine.* 2002. Vol. 66. № 1. P. 53–91.
76. Wolf M., Romer R.L., Glodny J. Isotope disequilibrium during partial melting of metasedimentary rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2019. Vol. 257. P. 163–183.
77. Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., Rapp, P.T. (). Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? // *Geology.* 2002. V. 30. P. 1111–1114.
78. Yang L, Wang J-M, Liu X-C, Khanal G.P., Wu F-Y. Sr-Nd-Hf Isotopic Disequilibrium during the partial melting of metasediments: insight from Himalayan leucosome // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. Art. 891960. Doi: 10.3389/feart.2022.891960.
79. Yu S, Zhang J., Li S., Santosh M. et al. TTG-Adakitic like (tonalitic trondhjemitic) Magmas resulting from Partial Melting of Metagabbro under High Pressure Condition during Continental Collision in the North Qaidam UHP Terrane, Western China // *Tectonics.* 2019. V. 38. Iss. 3. P. 791–822. Doi: 10.1029/2018TC005259.
80. Yuan J.-G., Ying Tong Y., Zhang H.-F., Geng X.-X. Partial melting of thickened lower crust in the intraplate setting: constraints from Triassic posttectonic baishandong granitic pluton in Eastern Tianshan // *Int. Geol. Rev.* 2023. Vol. 65. Is. 2. P. 253–277. Doi: 10.1080/00206814.2022.2042861
81. Zeng L., Asimov P.D., Saleeby J.B. Coupling of anatexis reactions and dissolution of accessory phases and the Sr and Nd isotope systematics of anatexis melts from a metasedimentary source // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 2005. Vol. 69. No. 14. P. 3671–3682. Doi: 10.1016/j.gca.2005.02.035
82. Zhang L., Li S., Zhao Q. A review of research on adakites // *Int. Geol. Rev.* 2019. Vol. 63. No. 6. P. 1–18. Doi: 10.1080/00206814.2019.1702592
83. IsoplotR v. 6.4.2, <https://isoplotr.geol.tay.eu/home/index.html> (Accessed August, 2024).

## Sheeted Intrusions in the Svecokareliides of the Ladoga Region: Structural Control, Petrogenesis, Geochemistry, Age of Rocks and Geodynamic Setting

Yu. A. Morozov<sup>a, \*</sup>, E. N. Terekhov<sup>a, b</sup>, M. A. Matveev<sup>a</sup>, T. V. Romanyuk<sup>a</sup>, T. B. Bayanova<sup>c</sup>,  
E. L. Kunakkuzin<sup>c</sup>, O. I. Okina<sup>b</sup>, A. I. Smulskaya<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, bld. 10, B. Gruzinskaya str., 123242 Moscow, Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute of the RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

<sup>c</sup>*Geological Institute, Kola Scientific Centre of the RAS, bld. 14, str. Fersman, 184209 Apatity, Russia*

*\*e-mail: frost@ifz.ru*

The paper characterises in detail the specific morphological type of meta-intrusive bodies system of sheeted forms that constitute the structurally unified series of gabbro-diorite-granodiorite-granite, first identified in the Serdobol complex of the svecokareliides of the southeastern part of the Fennoscandian Shield. It is shown that they belong to the transpressive nappe-thrust paragenesis of the Meyeri suture zone separating the metaterigenous formations of the Kareliides and Svecofennides on the pericratonic margin of the Archean Karelian Craton. They fill syndeformational near-fault fractures and, in addition, may be supply channels for syntectonic plutons of the early Secaucofennian tectogenesis. On the basis of petrochemical analysis their formation belonging to the complexes of tonalite-trondjemite-granodiorite series (TTG) and adakite-like rocks formed in the accretionary-collisional system of the interaction zone of the Archean continental plate and the Secaucofenian juvenile oceanic crust is determined. Sm–Nd isotopic composition of systems of bodies of sheeted forms and the host rocks of the metaterigenous Ladoga complex is presented; the peculiarities of their mineral and chemical composition, as well as the relics of xenogenic zircon of close age detected in the magmatic substrate are discussed. The significant influence of partial melting processes in the system “Archean basement–Palaeoproterozoic cover” on the formation of rocks of the Serdobol complex, presumably initiated by the influx of melts from the subducting slab. The processes of crustal contamination of initial magmas are considered.

*Keywords:* tectonics, geodynamics, geochemical analysis, petrogenesis, svecokareliides, transpression, nappe-thrust paragenesis, sheeted intrusions, TTG, adakite-like rocks