

**Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН**

Егорова Юлия Сергеевна

**САНУКИТОИДЫ ФЕННО-КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА:
ГЕОЛОГИЯ, СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ**

25.00.04 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург

Содержание

ВВЕДЕНИЕ.....	5
<i>АКТУАЛЬНОСТЬ ИССЛЕДОВАНИЯ.....</i>	<i>5</i>
<i>ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ.....</i>	<i>6</i>
<i>ЦЕЛИ ИССЛЕДОВАНИЯ</i>	<i>6</i>
<i>ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ:</i>	<i>6</i>
<i>ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЯ.</i>	<i>7</i>
<i>НАУЧНАЯ НОВИЗНА И ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ.....</i>	<i>8</i>
<i>ОСНОВНЫЕ ЗАЩИЩАЕМЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ:</i>	<i>8</i>
<i>АПРОБАЦИЯ РАБОТЫ.</i>	<i>8</i>
<i>ОБЪЕМ И СТРУКТУРА РАБОТЫ.....</i>	<i>9</i>
<i>БЛАГОДАРНОСТИ.</i>	<i>9</i>
ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И АББРЕВИАТУРЫ	11
ГЛАВА 1. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	13
ГЛАВА 2. КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ПОРОД САНУКИТОИДНОЙ СЕРИИ.....	15
ГЛАВА 3. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ САНУКИТОИДОВ.....	17
ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И МЕСТО САНУКИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ.....	27
Кольско-Норвежская ГГО или провинция.....	30
<i>Мурманский домен</i>	<i>32</i>
Фенно-Карельская провинция	33
<i>Водлозерский домен.....</i>	<i>34</i>
<i>Центральнокарельский домен, включая террейн Иломантси.</i>	<i>36</i>
<i>Западнокарельский домен (ЗКД).....</i>	<i>38</i>
<i>Террейн Раутаваара.....</i>	<i>39</i>
ГЛАВА 5. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ САНУКИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА.....	43
Многофазные интрузии.	46
<i>Панозерский массив</i>	<i>46</i>
<i>Сяргозерский комплекс.....</i>	<i>50</i>
Двухфазные интрузии.	55
<i>Западно-Хижъярвинский массив.....</i>	<i>55</i>
<i>Эльмусский массив</i>	<i>56</i>
<i>Бергаулская интрузия</i>	<i>58</i>
<i>Хаутаваарский массив.....</i>	<i>59</i>
<i>Костомукинский комплекс.....</i>	<i>60</i>
Однофазные интрузии.....	61
ГЛАВА 6. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ САНУКИТОИДОВ КАРЕЛИИ.....	68
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАССИВОВ САНУКИТОИДОВ.....	68
Пироксент-монцодиориовый тип	68
<i>Панозерский массив</i>	<i>68</i>
<i>Эльмусский массив</i>	<i>69</i>

Пироксенит – сиенитовый тип.....	69
<i>Западно-Хижъярвинский массив.....</i>	69
<i>Сяргозерский комплекс.....</i>	70
Габбро-диорит-плагиогранитный тип	71
Монзонит (диорит) – монцогранитный тип.....	72
<i>Бергаулский массив</i>	72
<i>Хаутаваарский массив.....</i>	72
Диорит – гранодиоритовый тип.....	72
<i>Массив Кургенлампи (Таловейс), Костомукинский комплекс</i>	72
ОПИСАНИЕ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ РАЗНЫХ ТИПОВ САНУКИТОИДОВ: ОБЩИЕ ЧЕРТЫ И РАЗЛИЧИЯ.....	73
ГЛАВА 7. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САНУКИТОИДОВ	83
Геохимические особенности санукитоидной серии	83
Геохимические отличия санукитоидов от других архейских гранитоидов	83
Геохимическая характеристика санукитоидов Балтийского щита.....	83
<i>Геохимические серии санукитоидов Балтийского щита</i>	<i>84</i>
ГЛАВА 8. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САНУКИТОИДОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА	98
Rb-Sr изотопная система	98
Pb-Pb изотопная система.....	103
Sm-Nd – изотопная система.....	107
Восточная Карелия.....	108
Западная Карелия	116
Lu-Hf – изотопная система.....	121
Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов.	121
Изотопный состав кислорода санукитоидов Балтийского щита	125
ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО МАТЕРИАЛАМ С 4 ПО 8 ГЛАВУ:	127
ГЛАВА 9. ВОЗМОЖНЫЕ ФАНЕРОЗОЙСКИЕ АНАЛОГИ АРХЕЙСКИХ САНУКИТОИДОВ	128
ГЛАВА 10. ПЕТРОЛОГИЯ.....	133
СОСТАВ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ИСТОЧНИКА САНУКИТОИДОВ	134
Оценка минерального состава мантийного источника санукитоидных магм	135
<i>Оценка физико-химических параметров устойчивости Carb – Ap – Rut – Grt – Phl – Amph – лерцолита в мантийных условиях.....</i>	<i>138</i>
Изотопно-геохимическая характеристика мантийного источника санукитоидов.....	139
Оценка состава агента метасоматоза мантии и рассмотрение его источника	142
Условия формирования мантийных санукитоидных магм.....	146
<i>Влияние физико-химических параметров частичного плавления на состав минералов рестита и сосуществующего расплава.</i>	<i>148</i>
<i>Обогащение и плавление мантии одностадийный или двухстадийный процесс?..</i>	<i>150</i>
ПРИРОДА КОРОВОЙ КОМПОНЕНТЫ В СОСТАВЕ САНУКИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ.	150
Состав корового контаминанта.....	151
Механизмы контаминации.....	156
<i>Контаминация мантийного источника флюидами/расплавами, отделившимися от слэба в зоне субдукции.....</i>	<i>156</i>
<i>Ассимиляция во время фракционной кристаллизации</i>	<i>156</i>
<i>Смешение мантийного и корового расплавов.</i>	<i>157</i>
Оценка объемной доли контаминации санукитоидных расплавов материалом коры.	157

<i>Восточная Карелия</i>	158
<i>Западная Карелия</i>	159
<i>Кольский п-в.</i>	161
ГЛАВА 11. ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ САНУКИТОИДОВ	167
Существующие геодинамические модели плавления метасоматизированной мантии	167
Соотношение во времени метасоматоза мантийного источника санукитоидов и его частичного плавления	169
ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ.	172
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	174
ПРИЛОЖЕНИЕ	197
<i>Таблица 1. Представительные химические анализы пород Панозерского массива.</i>	197
<i>Таблица 2. Представительные химические анализы пород Эльмусского массива.</i>	200
<i>Таблица 3. Представительные химические анализы пород Западно- Хижъярвинского массива.</i>	201
<i>Таблица 4. Представительные химические анализы пород Бергаулского массива.</i>	202
<i>Таблица 5. Представительные химические анализы пород Хаутаваарского массива.</i>	203
<i>Таблица 6. Представительные химические анализы пород Сяргозерского комплекса.</i>	204
<i>Таблица 7. Представительные химические анализы пород Костомукишского комплекса.</i>	207

Введение.

Санукитоиды – специфическая группа высокомагнезиальных магматических пород, обогащенных Ba, Sr, LREE и щелочами. Термин «санукитоид» был введен канадскими геологами С.Б. Шири и Дж. Н. Хэнсоном для высокомагнезиальной серии гранитоидов и когенетичных им вулканитов архейского возраста провинции Сьюпериор Канадского щита (Shirey, Hanson, 1984). На Балтийском щите изучение архейских санукитоидов началось в 1999 году сотрудниками ИГГД РАН. Толчком к нему послужило отнесение к санукитоидам умереннощелочных пород Панозерской интрузии (Центральная Карелия) (Чекулаев, 1999). Ранее породы, соответствующие по составу санукитоидам, были описаны в Кольско-Норвежской (Vetrin et al., 1995; Nordgulen et al., 1995; Levchenkov et al., 1995) и в Карельской (Глебова-Кульбах и др., 1960, 1963; Чекулаев, 1996; Иваников, 1997) провинциях Балтийского щита.

В дальнейшем были сформулированы основные особенности химического состава и времени формирования пород неоархейской санукитоидной серии Карелии (Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 2005, 2008; Самсонов и др., 2001, 2004; Bibikova et al., 2005; Бибикова и др., 2006). В последние годы появились исследования санукитоидов Финской Карелии (Halla, 2005, 2009; Kärnäho et al., 2006, 2007; Neilimo et al., 2009, 2011, 2013; Mikkola et al., 2011a) и Кольского п-ва (Кудряшов и др., 2013).

К настоящему времени архейские «санукитоиды» известны на большинстве древних кратонов мира (рис. 1.1). На Балтийском щите установлено более 30 санукитоидных массивов (рис. 4.1).

Актуальность исследования. Первое и самое масштабное в истории Земли становление санукитоидов произошло в архее, после формирования основного объема континентальной коры древних кратонов. Большая часть архейской континентальной коры сложена породами тоналит-гранодиоритовой (ТГГ) ассоциации, формирование которых рядом исследователей объясняется плавлением основных пород нижней коры (Smithies et al., 2009; Вревский и др., 2010), тогда как особенности состава санукитоидов свидетельствуют, что их источником была обогащенная (метасоматизированная) мантия (Shirey, Hanson, 1984; Lobach-Zhuchenko et al., 2005 и др.). В связи с этим санукитоиды являются важным источником информации, как о процессах метасоматоза мантии в архее, так и о смене условий формирования архейской континентальной коры. Поэтому проблема генезиса санукитоидов является одной из актуальных в петрологии.

Актуальность исследования также определяется необходимостью разработки фундаментальной проблемы - состава и происхождения метасоматизированной мантии. Большинство предшествующих исследований санукитоидов касается отдельных массивов (или одного типа интрузий), из-за чего отсутствует единое представление о составе, условиях образования и плавления метасоматизированного мантийного источника санукитоидов, природе и составе агентов и времени метасоматоза мантии, роли ассимиляции корового материала и смешения расплавов из разных источников в ходе эволюции магм.

Изучение санукитоидов и ассоциирующих с ними лампрофиров имеет практический интерес, так как с подобными типами пород связаны проявления золотой минерализации (Lobach-Zhuchenko et al., 2000; Ларионова и др., 2007; Кулешевич, Лавров, 2007) и алмазов (Lefebvre et al., 2005).

Объект исследования: Санукитоидные интрузии Балтийского щита. Основное внимание в работе уделено санукитоидам Фенно-Карельской провинции.

Цели исследования. Установить закономерности в строении и составе санукитоидных интрузий, выделить основные типы санукитоидов, обладающих сходными характеристиками. Выяснить причины, обусловившие различия между разными типами санукитоидов. Определить состав, условия образования и плавления метасоматизированного мантийного источника санукитоидов.

Задачи исследования:

- (1) Изучить литературу и материалы предшествующих исследований, касающиеся санукитоидов Балтийского щита и других кратонов.
- (2) Изучить в ходе полевых работ геологическое строение и соотношение магматических фаз представительных санукитоидных массивов, отобрать пробы для лабораторных исследований.
- (3) Проанализировать петрографический и химический состав пород, выделить основные петрохимические типы санукитоидов.
- (4) Изучить Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопные системы пород и минералов разных типов санукитоидов, установить существующие вариации изотопно-геохимических характеристик и их соотношение с петрохимическим составом санукитоидов.
- (5) Изучить изотопный состав углерода и кислорода карбонатов санукитоидов для оценки природы флюида, участвовавшего в формировании санукитоидных массивов.

В результате:

- 1) Выделить группу санукитоидов, наиболее сохранивших мантийные характеристики, и на их примере оценить состав, условия формирования и плавления метасоматизированного мантийного источника.
- 2) Выделить группу санукитоидов, имеющих признаки коровой контаминации, и на их примере проанализировать состав корового контаминанта, условия и механизмы контаминации.
- 3) Провести сравнительный анализ санукитоидов БЩ с возможными фанерозойскими аналогами, для оценки уникальности условий образования санукитоидных расплавов.
- 4) На основании полученных результатов рассмотреть различные модели формирования санукитоидных интрузий БЩ.

Фактический материал исследования.

Для проведения настоящего исследования были использованы литературные и полученные в ходе предшествующих исследований данные, а также материалы автора по 34 интрузиям санукитоидов Балтийского щита: более 500 результатов химических анализов пород и 300 - минералов, в том числе более 200 не опубликованных ранее; 50 Rb-Sr, 36 Pb-Pb и более 200 результатов Sm-Nd изотопных анализов пород и минералов, а также 22 результата измерения изотопного состава углерода и кислорода карбонатов.

Личный вклад автора. В работе использованы геологические материалы, собранные автором в ходе полевых работ на Панозерской (2004, 2005 г.г.), Эльмусской (2005, 2006 г.г.) и Шаравалампинской (2007г.) интрузиях, а также данные, полученные при работе с коллекциями образцов по Хижъярвинской, Бергаулской, Хаутаваарской и Кургенлампинской интрузиям, предоставленных в распоряжения автора.

Автором было просмотрено и описано более 200 шлифов, выполнено более 100 определений химического состава минералов. По коллекциям автора произведено 15 определений изотопного состава углерода и кислорода карбонатов. Автором была проведена подготовка 20 проб пород в целом для Sm-Nd и 8 фракций апатита для Sm-Nd и Rb-Sr анализов, 9 - фракций калиевого полевого шпата для U-Pb изотопных анализов, включающая химическое разложение и последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии, в химической лаборатории ИГГД РАН.

Автором был проведен сбор и анализ большого объема данных для различных типов массивов санукитоидов, выполнена корреляция между геологическими, геохимическими и изотопными характеристиками массивов, рассмотрено влияние различных факторов на состав санукитоидов, проведено моделирование условий формирования санукитоидных расплавов.

Научная новизна и практическая значимость.

Впервые проведен комплексный анализ геологического строения, петрографического, химического и изотопно-химического составов пород и минералов почти всех известных к настоящему времени интрузий санукитоидов Балтийского щита. В результате установлены закономерные различия в геологическом положении, строении и составе интрузий, а также причины, обусловившие эти различия, главная из которых – коровая контаминация мантийных санукитоидных расплавов.

Определен минеральный состав и изотопно-геохимические характеристики архейской метасоматизированной мантии под Балтийским щитом, установлены физико-химические параметры ее частичного плавления, приведшего к формированию начальных санукитоидных расплавов.

Впервые детально рассмотрена роль коровой контаминации в генезисе санукитоидных интрузий: определены состав и объемная доля контаминанта, а также механизмы контаминации.

Доказано существование фанерозойских аналогов неархейских санукитоидов Балтийского щита.

Результаты диссертационного исследования могут быть использованы при геодинамических реконструкциях неоархейской истории формирования литосферы, моделировании глубин и условий формирования обогащенных мантийных расплавов. Полученные результаты для Балтийского щита важны для анализа особенностей состава и условий формирования архейских санукитоидов и их фанерозойских аналогов других геологических районов.

Основные защищаемые положения:

1. Неоархейские санукитоидные массивы Балтийского щита различаются по строению и составу пород: на востоке Фенно-Карельской провинции преобладают многофазные умереннощелочные интрузии; одно- двухфазные известково-щелочные интрузии преобладают на западе Фенно-Карельской провинции и в Кольско-Норвежской провинции.

2. Большинство умереннощелочных санукитоидов восточной части Фенно-Карельской провинции сохраняют мантийные изотопные характеристики: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7017 \pm 0.0005$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}_{(i)}$ (μ) 9.0 ± 0.2 , $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) +1.7 \pm 0.4$. Санукитоиды западной части Фенно-Карельской провинции и Кольско-Норвежской провинции, а также некоторые поздние фазы массивов на востоке Фенно-Карельской провинции имеют мантийно-коровые изотопные характеристики, что обусловлено контаминацией мантийных расплавов веществом коры ТТГ состава.

3. Формирование мантийных санукитоидных расплавов происходило в условиях дегидратационного плавления метасоматизированного гранатового лерцолита, при P около 24 кбар и T около 1150 °С.

Апробация работы.

Результаты исследований были представлены в устной форме и в форме тезисов на молодежных конференциях, посвященных памяти К.О. Кратца (СПб, 2007, Апатиты, 2008, 2013, Петрозаводск, 2012), на 16-й научной конференции Института геологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар, 2007), на Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М.Саранчиной (СПб, 2012), на III международной научно-практической конференции памяти А.П. Карпинского (СПб, ВСЕГЕИ, 2013), на Всероссийской (с международным участием) конференции «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах» (Апатиты, 2013) и в стендовой форме на 4ой международной студенческой геологической конференции в Чехии (Брно, 2013).

По теме исследований опубликовано 12 научных работ, в том числе 4 статьи в рецензируемых журналах и сборниках, из них 2 статьи в журналах из списка ВАК.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, одиннадцати глав, заключения и библиографического списка использованной литературы, содержащей 246 наименований. Общий объем диссертации составляет 208 страниц, в том числе 58 рисунков, 23 таблицы и 7 таблиц в приложении.

Благодарности. Автор глубоко признателен и высоко ценит огромную помощь и поддержку научного руководителя диссертации С.Б. Лобач-Жученко.

Автор благодарит Н.А. Арестову и В.П. Чекулаева за предоставленные материалы (карты, каменный материал и банки химических анализов) по санукитоидам Карелии, а также всестороннюю помощь и поддержку, оказанную на всех этапах выполнения работы.

Автор благодарит А.В. Коваленко, А.Ф. Лобикова и В.М. Саватенкова за руководство в овладении методом подготовки проб для изотопных Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb исследований; К.И. Лохова за измерение изотопного состава карбонатов и Е.С. Богомоллова за измерение изотопного состава Sm и Nd.

Автор выражает благодарность сотрудникам минералогической группы ИГГД РАН Л.А. Ивановой, Г.В. Платоновой и А.М. Федосеенко за подготовку проб и выделение мономинеральных фракций для дальнейших анализов.

Искреннюю благодарность автор выражает сотрудникам ИГГД РАН В.М. Саватенкову, В.А. Матреничеву, Н.С. Гусевой и аспирантке КарНЦ А.В. Дмитриевой за консультации и обсуждение результатов, а также директору института А.Б. Вревскому и ученому секретарю С.Г. Скублову за помощь и поддержку диссертационного исследования.

Отдельную благодарность автор выражает С.Д. Великославинскому и А.А. Арзамасцеву за ценные замечания, которые помогли улучшить первоначальный вариант рукописи.

Используемые сокращения и аббревиатуры

БЩ – Балтийский щит.

ВД – Водлозерский домен.

ВКГ – Восточнокарельская группа санукитоидов.

ГГО - Гранулит-гнейсовая область.

ГЗО – Гранит-зеленокаменная область.

ЗКД – Западнокарельский домен.

ЗКП – Зеленокаменный пояс.

КНП – Кольско-Норвежская провинция.

ТТГ – Тоналиты, трондьемиты, гранодиориты.

ТТ - Тоналиты, трондьемиты.

У/щел. – Умереннощелочной.

ФКП – Фенно-Карельская провинция.

ЦКД – Центральноккарельский домен.

DM (ДМ) – Деплетированная мантия.

UC (Upper Crust) – Верхняя кора.

mg# - индекс магнезиальности = $Mg/(Mg+Fe)$

Названия минералов:

Ab – альбит

An - анортит

Act – актинолит

All – алланит (ортит)

Amp - амфибол

Ap - апатит

Bt – биотит

Cal - кальцит

Carb – карбонаты

Crt - хромит

Di - диопсид

Ep – эпидот

Grt - гранат

Kfs (Kfsp) – калиевый полевой шпат

Mgt – магнетит

Mi – микроклин

Ort - ортоклаз

Pl - плагиоклаз

Sph – сфен (титанит)

Sulf - сульфиды

Qtz - кварц

Zo – цоизит

Zrn – циркон

Региональные подразделения:

Западная Карелия – западная окраина ЦКД (включая Иломантси террейн) и весь ЗКД (включая всю территорию Восточной Финляндии).

Восточная Карелия – восточная часть ЦКД и ВД.

Синонимы названий массивов санукитоидов:

Костомукшский комплекс: массив Кургенлампи, безымянные тела.

Кургенлампи: массив Таловейс (Центральный Шток) + массив Факторный.

Сяргозерский комплекс: массивы Сяргозеро, Усть-Волома, Шаравалампи (Шалговаара).

Пяозерский комплекс: Таваярви, Паанаярви.

Иломантвиярви – Погоста

Сисманярви - Оинассалми

Глава 1. Методы исследования

При выполнении работы были использованы следующие методы:

- Работа с литературой, посвященной санукитоидам мира, и неопубликованными материалами. Оценка изученности проблемы, постановка основных задач.
- Полевое изучение санукитоидных интрузий: Шаравалампи, Панозеро, Эльмус, составление детальных карт, сбор каменного материала, составление представительной коллекции пород изученных массивов.
- Выбор образцов для аналитических исследований с учетом полевых наблюдений, описаний шлифов и особенностей химического состава (для изотопных исследований), с целью максимально исключить влияние наложенных процессов.
- Определение содержаний редких и редкоземельных элементов в породах рентгеноспектральным и ICP методами, соответственно, во ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург.
- Изучение химического состава минералов на растровых электронных микроскопах JEOL JSM-6510LA с ЭДС приставкой JED 2200 в ИГГД РАН и VEGA II LSH, Tescan с ЭДМ INCA Energy 350 в КаРНЦ РАН.
- Химическое разложение проб и последующее выделение Sm, Nd, Rb и Sr методом ионообменной хроматографии в химической лаборатории ИГГД РАН согласно методике, описанной в (Саватенков и др., 2004) для дальнейших изотопных исследований.
- Определение изотопного состава Sm, Nd, Rb и Sr на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton T1. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR_1, соответствует $\pm 0.5\%$. Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm и 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR_1 (6 измерений): Sr = 336.7 мкг/г, Rb = 47.46 мкг/г, Sm = 6.47 мкг/г, Nd = 28.13 мкг/г, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM_987. Изотопный состав Sr нормализован по величине $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$, а состав Nd – по величине $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$).
- Расчет $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ с использованием параметров для однородного хондритового резервуара на сегодняшний день: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ (Фор, 1989). Расчет модельного Sm-Nd возраста T_{DM} согласно модели Де Паоло (DePaolo, 1981).
- Выщелачивание и разложение KFsp для U-Pb изотопных анализов в химической лаборатории ИГГД РАН согласно методике, описанной в работе (Amelin,

Neymark, 1998). Для выделения урана и свинца использована методика, основанная на процедуре, описанной в работе (Krogh, 1973). Изотопный состав U и Pb измерен на 8 - коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT_261 в статическом режиме. Воспроизводимость определения концентраций Pb и U, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR_2, соответствует $\pm 1\%$. Величина холостого опыта составляла 0.2 нг для Pb и 0.05 нг для U. Измеренный изотопный состав Pb и U был откорректирован на приборное масс-фракционирование, с использованием фактора 0.13% а.е.м. для Pb и 0.34% а.е.м. для U. Воспроизводимость определения изотопных отношений Pb составляет 0.1% для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0.15% для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и 0.2% для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

- Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов был определен в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартной методике: разложение карбонатов в ортофосфорной кислоте при комнатной температуре в течение 5 ч., очистка полученного газа от паров воды и сбор CO_2 в стеклянные ампулы. Изотопный состав C и O измерен на двухканальном масс-спектрометре MS-20 AEI, с использованием стандарта KH-2, имеющего параметры $\delta^{13}\text{C} = +1.97 \pm 0.9 \text{ ‰ PDB}$ и $\delta^{18}\text{O} = -2.96 \pm 0.13 \text{ ‰ SMOW}$. Воспроизводимость анализа $\pm 0.15 \text{ ‰}$ для углерода и $\pm 0.25 \text{ ‰}$ для кислорода.

Глава 2. Классификация и номенклатура пород санукитоидной серии

Санукитоидная серия – это геохимическая серия, объединяющая магматические горные породы с общими особенностями химического состава, такими как: высокое значение $mg\#$ (50-75), высокие концентрации Cr (200 - 500 ppm) и Ni (80 - 300 ppm), и одновременно повышенное содержание LREE ($La > 40$ ppm, до 300 ppm), $Ba > 1000$, $Sr > 1000$ ppm, щелочей и P_2O_5 (0.6 – 2 %) в примитивных членах серии с содержанием SiO_2 45-53 %. Процессы эволюции первичных расплавов, такие как фракционная кристаллизация, ассимиляция вещества вмещающих пород и смешение с инородными расплавами, могут приводить к отклонениям от заданных характеристик, и, как правило, сопровождаются ростом содержания SiO_2 и снижением концентраций как совместимых, так и несовместимых элементов.

Термин «санукитоид» применяется как общее название для магматических горных пород санукитоидной серии. Для корректного наименования пород, составляющих санукитоидные комплексы, были использованы петрографические критерии (Богатилов и др., 2008) сведенные в таблице 2.1. Разделение пород на известково-щелочную (нормальнощелочную) и умереннощелочную серии произведено по критериям, опубликованным в (Богатилов и др., 2008) (рис. 7.1-7.3).

Таблица 2.1. Классификация пород, используемая для санукитоидов в данной работе.

Соотношение полевых шпатов ↓	SiO_2 , вес. % →	45-53	53-62	58-67.5	63-68	68-73
	Qtz, % →	-	0-5	5-15	15-25	25-35
подотряд пород нормальной щелочности						
только PI ($F_{sp} < 10\%$)		габбро	габбро-диорит/диорит	кварцевый диорит	тоналит	трондьемит/плагiogранит
$PI \geq F_{sp}$		-	-	-	гранодиорит	плагiogранит/гранит ($F_{sp} > 20\%$)
$F_{sp} > PI$		-	-	-	-	гранит
подотряд умереннощелочных пород						
только PI ($F_{sp} < 10\%$)		умер./щел. габбро	умер./щел. диорит	умер./щел. кварцевый диорит	-	-
$PI \geq F_{sp}$		монцо-габбро	монцонит/монцо-диорит	кварцевый монцо-диорит	граносиенит	монцогранит
$F_{sp} > PI$		-	сиенит	кварцевый сиенит		

В этой работе пироксенит-сиенитовые интрузии, такие как Западное Хижъярви, Сяргозеро, Шаравалампи и Пяозеро отнесены к санукитоидной серии. Это обусловлено тем, что породы, слагающие пироксенит-сиенитовые массивы, имеют сходные с санукитоидами характер обогащения несовместимыми элементами (глава 7; Егорова, 2010) и изотопно-геохимические характеристики (глава 8; Kovalenko et al., 2005; Егорова, Гусева, 2010), а также близкий возраст (глава 5; Bibikova et al., 2005; Бибикова и др., 2006). Ранее неоархейские умереннощелочные пироксенит-сиенитовые интрузии Карелии выделялись в самостоятельную серию, отличную от санукитоидов (Иваников, 1997; Бибикова и др., 2006 и др.).

Глава 3. История изучения санукитоидов

Термин «санукитоид» был введен канадскими исследователями С.Б. Шири и Дж. Н. Хэнсоном для высокомагнезиальной серии гранитоидов и когенетичных им вулканитов архейского возраста в провинции Сьюпериор на Канадском щите (Shirey, Hanson, 1984).

Они были названы «санукитоидами» благодаря геохимическому сходству с высокомагнезиальными миоценовыми андезитами – санукитами¹ из вулканического пояса Сеточи в Японии (Tatsumi, 1982). Санукитоиды – дословно означает «санукитоподобные». Позднее были показаны существенные различия между санукитами и санукитоидами (Stevenson et al., 1999; Smithies, Champion, 2000; Kovalenko et al, 2005), но термин прочно закрепился в геологической номенклатуре.

К настоящему времени архейские «санукитоиды» установлены на большинстве древних кратонов мира (рис 3.1).

Наиболее детально архейские санукитоиды были изучены на Канадском щите в провинции Сьюпериор. С.Б. Шири и Дж. Н. Хэнсон исследовали неоархейские (2,68 - 2,75 млрд лет) когенетичные высоко-Mg монцодиориты и андезиты-трахиандезиты (рис 3.2) района Рэйни ривер (Shirey, Hanson, 1984, 1986). Ими были отмечены основные особенности химического состава санукитоидов, которые используются для их идентификации: высокая магнезиальность ($mg\# \geq 0.5$), высокие концентрации Cr (100-300ppm), Ba (>1000 ppm), Sr (>800 ppm), LREE и щелочей, прежде всего K_2O . На основании особенностей химического состава С.Б. Шири и Дж. Н. Хэнсон предложили модель формирования санукитоидных расплавов путем частичного плавления мантии, обогащенной LIL – элементами. Они также отметили, что Sm-Nd изотопный состав накладывает ограничения на временной промежуток между обогащением мантии и ее плавлением – не более 100-200 млн лет (Shirey, Hanson, 1984, 1986).

Позднее Р.А. Стерн с коллегами выполнили численное моделирование формирования многофазных санукитоидных интрузий (Stern et al., 1989; Stern, Hanson, 1991). Так, для массива Роаринг Ривер (провинция Сьюпериор) они показали невозможность происхождения различных фаз массива путем разной степени плавления единого источника или путем смешения расплавов различного состава. С помощью расчетов авторы установили, что серия пород массива от монцодиорита до гранодиорита может быть произведена путем фракционной кристаллизации высокомагнезиального монцонитового расплава.

¹ Санукиты получили свое название из-за близости населенного пункта Сануки.

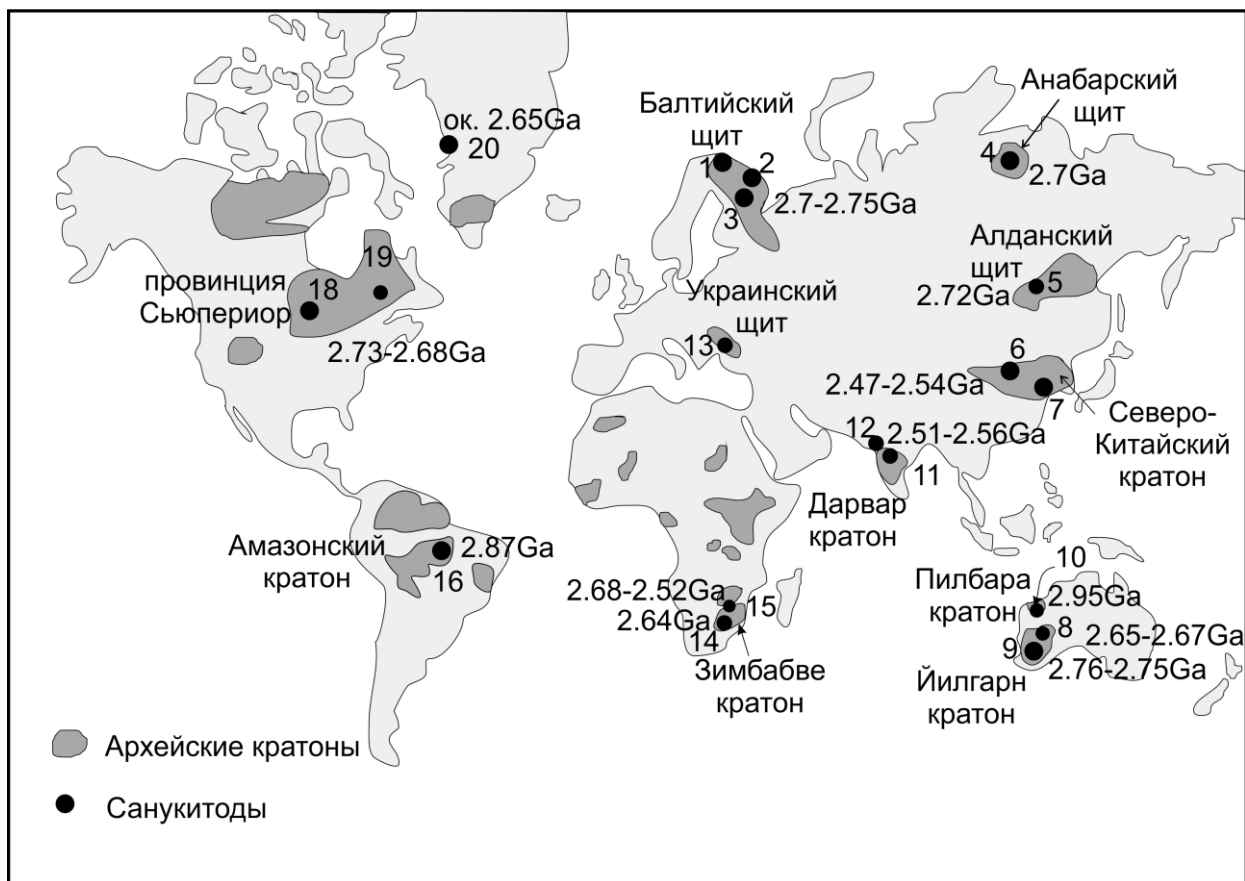


Рис. 3.1. Локализация и возраст архейских санукитоидов Земли.

Цифрами указаны санукитоидные провинции/интрузии: 1 – Норвежская (Nordgulen et al., 1995; Levchenkov et al., 1995), 2 – Кольская (Nordgulen et al., 1995; Петровский, 2002; Кудряшов и др., 2013), 3 – Фенно-Карельская (Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Heilimo et al., 2010 и др.), 4 - Усть-Монголинский массив, Котуйкан-Монголинской тектонической зона (Гусев, Ларионов, 2012), 5 – массив Укдуска, Чара-Олекминский геоблок (Табунас и др., 2004), 6 – Яншан блок (Маа et al., 2013), 7 – Восточный блок, Тайшан ГЗО (Wang et al., 2009; Peng et al., 2013), 8 – Истен Голдфилдс (Champion, 2001), 9 - Юанми террейн (Champion, Cassidy, 2007) 10 – группа интрузий, бассейн Маллина (Smithies, Champion, 2000), 11 – Клосепет массив (Moyen et al., 2001; Dey et al. 2012), 12 – Аравалли кратон, Берач массив (Mondal et al., 2013), 13 - (Artemenko et al., 2003), 14 – Тати ГЗО (Bagai et al., 2002; Kampunzu et al., 2003), 15 – Булай массив, пояс Лимпопо (Laurent et al., 2011, 2013), 16 – Рио Мария массив (Oliveira et al., 2009, 2010, 2011), 17 – юго-запад провинции Сьюперии (субпровинции: Вава, Вабигун, Кветико (Shirey, Hanson, 1986 и др.), 18 – субпровинция Абитиби (Sutcliffe et al., 1999), 20 – Гренландия (Steenfelt et al., 2005).

В последующие годы были проведены исследования целого ряда массивов провинции Сьюперии, отвечающих по составу санукитоидам (Sutcliffe et al., 1990; Stone, Crawford, 1993; Corfu et al., 1995; Sage et al., 1996; Henry et al., 1998 и др.).

В результате этих исследований была выявлена тенденция снижения значений ϵ_{Nd} от +3 для ранней фазы диоритов до -1.0 для завершающих гранитов (Stevenson et al., 1999). Такая же зависимость ранее была отмечена С.Б. Шири и Дж. Н. Хэнсоном для санукитоидов массива Rainy River (Shirey, Hanson, 1986). Р. Стивенсон с соавторами

объяснили такие изменения значений ϵ_{Nd} ассимиляцией корового материала в ходе магматической дифференциации санукитоидных серий. Этот вывод был подтвержден результатами измерений изотопного состава Pb калиевых полевых шпатов, для которых были получены повышенные отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (14.53-14.66), что также указывает на существенный вклад коровой компоненты в состав санукитоидов. Было показано, что подобные высокие отношения изотопов Pb характерны для всех членов изученной серии, в том числе для фаз, которые имеют положительные значения ϵ_{Nd} .

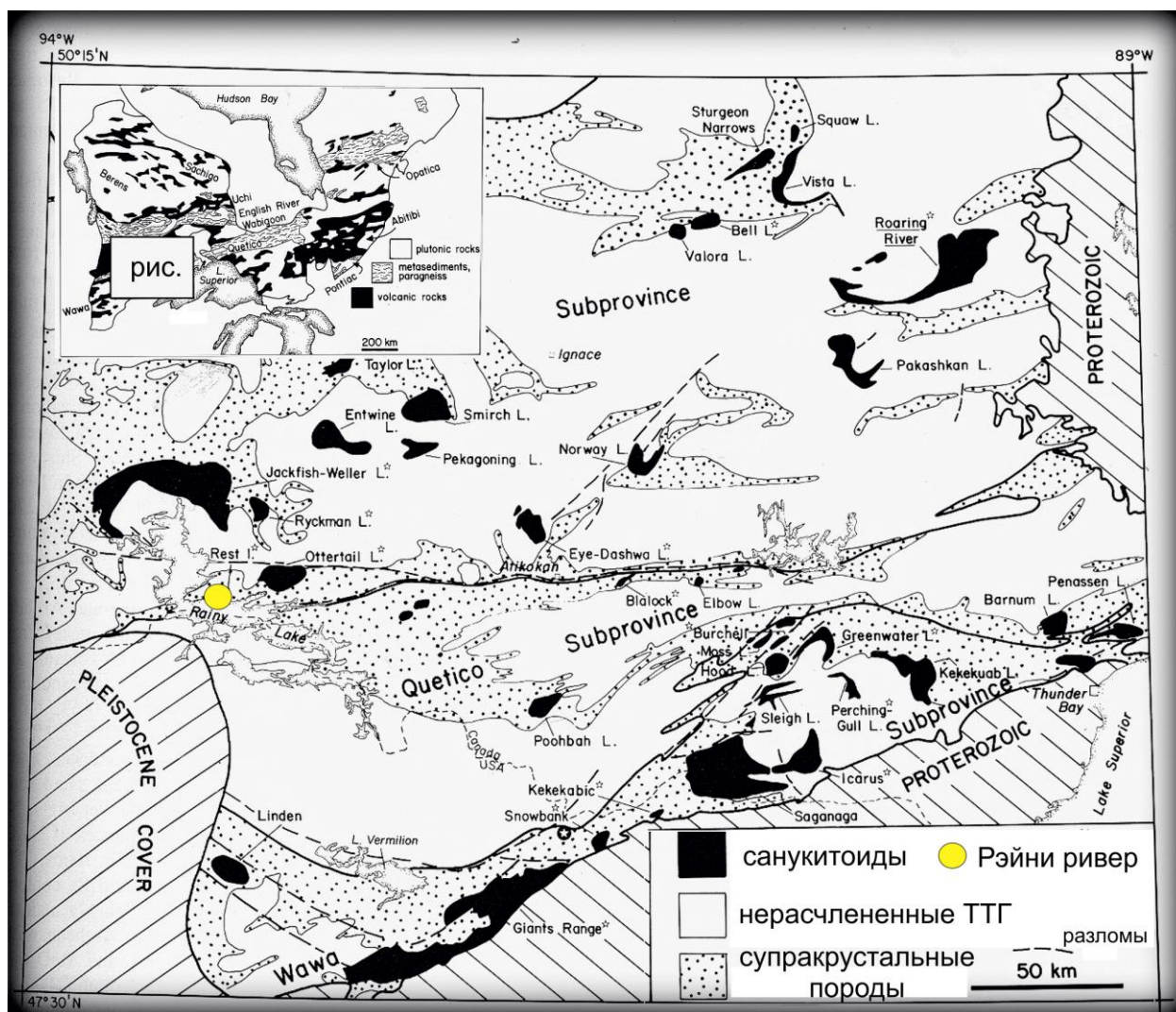


Рис. 3.2. Геологическая карта Юго-Западной части провинции Сьюперior, Канада по (Shirey, Hanson, 1986).

Р. Стивенсон (Stevenson et al., 1999), первым сравнил санукитоиды с адакитами, санукитами и шошонитами, и сделал вывод, что по составу санукитоиды ближе всего к шошонитам.

В 1999 году Р.П. Рэпп с коллегами провели первые эксперименты по изучению взаимодействия перидотита мантийного клина с расплавом, отделившимся от океанической коры погружающейся плиты в зоне субдукции. В результате этой реакции был получен гибридный расплав, близкий по составу к санукитоидам. Таким образом, было показано, что формирование санукитоидного расплава может происходить в одностадийном процессе в зоне субдукции (Rapp et al., 1999). Эта модель была принята рядом исследователей, хотя она не объясняет особенности формирования большинства интрузий санукитоидов, имеющих многие черты, характерные для анорогенных интрузий.

Наиболее древние санукитоиды с возрастом 2,95 млрд лет были изучены на кратоне Пилбара, Австралия (Smithies, Champion, 2000), где они представлены группой некрупных интрузий высоко-Mg диоритов. Авторы отметили следующие особенности положения санукитоидов в тектоно-магматической истории развития позднеархейской коры кратона:

- внутрикратонное размещение, отсутствие связи с действующей зоной субдукции;
- внедрение вдоль крупных разломов, возобновляемых в результате региональных тектонических событий;
- поздне- пост-кинематическое положение относительно региональных деформаций;
- формирование после основного этапа ТТГ магматизма, длившегося около 400-600 млн лет;
- как правило, ассоциация с кислыми щелочными магматическими комплексами;
- предшествование калиевому магматизму, широко проявленному спустя 10-20 млн лет (Smithies, Champion, 2000).

Впоследствии эти особенности были установлены для санукитоидов на всех древних кратонах.

В ряде исследований (например, Smithies, Champion, 2000) особое внимание было уделено взаимоотношениям санукитоидов с породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) ассоциации, совместное рассмотрение которых необходимо для более полного понимания процессов формирования архейской коры. Были выделены особые ТТГ-интрузии, составы которых занимают промежуточное положение между санукитоидами и большей частью ТТГ. Формирование таких ТТГ авторы связывают с плавлением базальтовой коры слэба в субдукционной обстановке, в которой ТТГ-расплав мог взаимодействовать с породами мантийного клина, с одной стороны ассимилировать

их, с другой - метасоматизировать. Формирование санукитоидных расплавов авторы связывают с последующим частичным плавлением метасоматизированной ТТГ расплавами мантии. Эта модель была подкреплена численным моделированием по редким элементам (Smithies, Champion, 2000).

В 2001 году были опубликованы результаты изучения гранитного комплекса Клосепет (около 2,52 млрд лет) (кратон Дарвар, южная Индия) (Moyen et al., 2001), представленного тремя группами пород: анатектическими гранитами, порфировыми монцогранитами и пироксеновыми монцонитами, образующими анклавы в монцогранитах. Последние две группы имеют геохимические черты санукитоидов. Для объяснения вариаций состава пород комплекса от монцонитов до гранитов Дж. Ф. Моэн с коллегами предложили модель смешения обогащенного мантийного расплава с продуктами анатектического плавления коры.

Целеноправленное изучение санукитоидов на территории Балтийского щита началось в 1999 году исследованиями ИГГД РАН. Толчком к нему послужило отнесение к санукитоидам субщелочных пород Панозерской интрузии (Центральная Карелия) (Чекулаев, 1999). Тогда были сформулированы основные особенности строения, геохимического состава и времени формирования архейских санукитоидов восточной части Балтийского щита.

Надо отметить, что породы, соответствующие по составу санукитоидам, были ранее описаны в Кольско-Норвежской (Vetrin et al., 1995; Nordgulen et al., 1995; Levchenkov et al., 1995) и в Карельской (Чекулаев, 1996; Иваников, 1997) провинциях Балтийского щита.

В процессе дальнейших исследований в Карельской ГЗО были выделены неоархейские умереннощелочные серии, включающие санукитоиды, часть гранитов с возрастом 2,7 млрд лет, а также дайки лампрофиров (Lobach-Zhuchenko et al., 2000). Была предложена модель, согласно которой источником всех рассматриваемых серий была метасоматизированная мантия, а в качестве механизма метасоматоза предполагалось взаимодействие мантии с коровым веществом, вероятно, в зоне субдукции Беломорской плиты под активную континентальную окраину Карельского кратона. В результате этих работ отмечалась определенная пространственно-временная связь с этими поздними этапами архейского магматизма золоторудной минерализации, установленная для аналогичных ассоциаций в Канаде (Lobach-Zhuchenko et al., 2000).

Изучение магнезиальных гранитоидов (санукитоидов) и лампрофировых даек было проведено учеными ИГЕМ РАН (Самсонов и др., 2004) в районе г. Костомукши (Костомукшская зеленокаменная структура, Западная Карелия). Это было первое

детальное петрологическое и геохронологическое исследование санукитоидов на примере массивов Таловейс и Факторный² и связанных с ними даек лампрофиров. На основе петрологического моделирования было показано, что вариации составов от диоритов до гранодиоритов обусловлены фракционной кристаллизацией обогащенного LILE и LREE магнезиальной расплава, соответствующего по составу наиболее примитивным фазам массива. Образование первичного расплава объясняется частичным плавлением мантийного источника, метасоматезированного кислыми расплавами с характеристиками более ранних (2,8 млрд. лет) синтектонических ТТГ, образовавшимися в зоне субдукции.

Сам санукитоидный магматизм, на основе особенностей размещения и строения интрузий, связывается с растяжением коры в ходе эволюции региональной сдвиговой тектонической зоны (Самсонов и др., 2004).

В 2005 году в журнале «Lithos» вышли три статьи, посвященные санукитоидам Карелии. В статье С.Б. Лобач-Жученко с коллегами (Lobach-Zhuchenko et al., 2005) рассмотрены пространственно-временное положение, геологическое строение, геохимические характеристики и условия формирования санукитоидов, которые разделены на две группы, приуроченные к двум тектоническим зонам субмеридионального простирания. Было показано, что санукитоидные интрузии западной зоны моложе, менее дифференцированные, содержат больше SiO₂, меньше щелочей, Sr, Ba, LREE, чем интрузии восточной зоны, все интрузии связаны в пространстве и времени с сиенитовым и лампрофировым магматизмом. На основании структурно-текстурных характеристик сделан вывод о малоглубинном становлении интрузий санукитоидов. Детально рассмотрены две интрузии: Кургенлампи и Панозеро, представляющие западную и восточную зону соответственно. Для них рассчитаны составы исходных расплавов и показана важная роль H₂O-CO₂ – флюидов в их формировании. Различия в возрасте интрузий западной и восточной зоны объяснены миграцией области плавления литосферной мантии, а различия в составах – разной степенью обогащения мантийного источника.

В работе Е.В. Бибиковой (Bibikova et al., 2005) приводятся результаты первого детального изучения и датирования цирконов ряда санукитоидных интрузий, которое позднее было дополнено изучением цирконов из сиенитов, гранитов и лампрофиров, ассоциирующих с санукитоидами (Бибикова и др., 2006). В результате было установлено, что санукитоиды, сиениты и лампрофиры Карелии сформировались в течение двух узких интервалов времени: 2734-2745 млн лет в восточной части и 2705-2720 в западной части (Bibikova et al., 2005). В ряде массивов обнаружены ксеногенные цирконы (табл 5.2, 5.3,

² В других работах оба эти массива объединены общим названием – Кургенлампи.

глава 5). Отмечено, что цирконы из санукитоидов и сиенитов отличаются от цирконов ТТГ существенно более высоким Th/U отношением (>0.5) (Bibikova et al., 2005). Такая же особенность была выявлена для санукитоидов Канады. Авторы делают выводы о невозможности генерации санукитоидных магм в зонах субдукции и связывают этот процесс с Беломорско-Карельской коллизией (Bibikova et al., 2005).

Изучение изотопного состава Sm и Nd санукитоидов Карелии и секущих их даек лампрофиров было проведено А. В. Коваленко с соавторами (Kovalenko et al., 2005). Ими было установлено, что санукитоиды Центральнокарельского домена имеют изотопные характеристики, сходные с деплетированной мантией, тогда как интрузии более древних Западнокарельского и Водлозерского доменов имеют более низкие значения $\epsilon_{Nd}(t)$. Эта изотопная гетерогенность объяснялась различным интервалом времени между метасоматозом (обогащением) мантии под разными доменами и ее последующим плавлением. Метасоматоз мантии авторы связывают с субдукционной обстановкой, поэтому различие во времени обогащения мантии под разными доменами Карелии объясняется разным временем существования субдукционного режима. Проведенное ими сравнение геохимических особенностей санукитоидов и производных высокомагнезиальных фанерозойских магм, образовавшихся в зонах субдукции: санукитами (андезиты Пиип-типа) и адакитами (андезиты Адак-типа), показало, что они не являются аналогами архейских санукитоидов.

Ученые ИГЕМ на основе Sm-Nd изотопных данных для Костомукшского, Пяозерского и Бергаулского массивов, (Ларионова и др., 2007), характеризующих Западный, Центральный и Восточный (Водлозерский) домены Карельского кратона, показали, что: (1) наиболее кислые гранодиоритовые члены интрузий имеют отличный изотопный состав Nd от собственно санукитоидной диорит-монцонитовой серии, зато близкий к ТТГ обрамления; (2) они часто содержат захваченные древние цирконы; (3) для них наблюдается изменение составов в сторону ТТГ-коры. Это позволило сделать ряд важных выводов: 1) Гранодиориты и диорит-монцониты имеют принципиально разные источники, коровый и мантийный соответственно. 2) Изотопный состав неодима примитивной санукитоидной серии отражает интервал времени, прошедший со времени обогащения мантии Nd (ее метасоматоза) до момента ее частичного плавления и формирования серии. 3) Разновозрастный метасоматоз мантии связан с двумя главными этапами ТТГ-магматизма (3.2 и 2.9-2.8 млрд. лет назад), которые интерпретируются как результат плавления субдуцирующей океанической коры. 4) Изотопный состав неодима гранодиоритовой санукитоидной серии отражает изотопный состав Nd их корового источника (Ларионова и др., 2007). Изучение Rb-Sr изотопной системы позволило

установить два этапа протерозойской тектонометаморфической переработки архейской коры (около 2.1 и 1.7 млрд лет назад). С последним этапом авторы связывают образование мезотермальной золоторудной минерализации (Ларионова и др., 2007).

В период с 2005 по 2013 годы опубликована серия статей, отражающих результаты изучения санукитоидов Финской Карелии (Halla, 2005, 2009; Kärnäho et al., 2006, 2007; Heilimo et al., 2009, 2011, 2013; Mikkola et al., 2011). В этих работах описано более 10 интрузий, выделенных из числа ТТГ-пород и отнесенных к санукитоидам на основе геолого-геохимических характеристик.

В результате изотопно-геохимического исследования санукитоидов Финляндии Я. Халла и Э. Хейлимо установили (Halla, 2005, 2009; Heilimo et al., 2011, 2013), что с одной стороны, изотопный состав Pb, Nd, Hf, а также присутствие древних ядер в цирконах санукитоидов отражают вклад корового вещества в их состав. С другой стороны, геохимические характеристики несут свидетельства их связи с обогащенной мантией. На основании отсутствия положительной корреляции между обогащением LILE и снижением ϵ_{Nd} и ϵ_{Hf} сделан вывод, что первая особенность санукитоидов не связана с вкладом коры в источник. Из-за однородности изотопного состава пород в пределах отдельных интрузий коровая контаминация в процессе внедрения интрузий, по мнению авторов, является несущественной и не учитывается при моделировании условий формирования санукитоидов Финляндии. Для объяснения природы санукитоидов привлекаются два независимых события: 1) рециклинг коры, осадков в зоне субдукции, приведший к метасоматозу мантии; 2) мантийный апвеллинг, обусловивший обогащение LILE и частичное плавление метасоматизированной мантии (Halla, 2005, 2009; Heilimo et al., 2011, 2013). Последнее событие связывается с обрывом слэба (Halla et al., 2009).

Финские геологи рассматривают в качестве фанерозойских аналогов санукитоидов обогащенные Ba и Sr высокомагнезиальные гранитоиды (Fowler et al., 2001, 2008), которые также были сформированы в посттектонической обстановке и обладают сходными с санукитоидами геохимическими характеристиками.

В 2010 году Р.П. Рэпп с коллегами провели экспериментальное изучение взаимодействия мантийного перидотита и водонасыщенного ТТГ расплава (Rapp et al., 2010) и показали, что при метасоматозе мантии большую роль играют два фактора, влияющие на состав расплавов, получаемых из нее впоследствии - это природа метасоматизирующего агента и соотношение объемов метасоматизирующего расплава (MP) и мантийного перидотита (МП), подвергающегося его воздействию (Rapp et al. 1999, 2010). Согласно экспериментам, когда MP/МП – составляет от 3:1 до 2:1, их взаимодействие приводит к генерации магнезиальных насыщенных кремнеземом

расплавов - низко-Ti санукитоидов, согласно классификации, предложенной в работе (Martin et al., 2009). Этот расплав будет в равновесии с гранатовым вебстеритом или гранатовым ортопироксенитом. При МР/МП около 1:1, МР полностью расходуется на метасоматическую реакцию, приводящую к образованию богатого щелочами амфибола, богатого пироповым миналом граната и низко- и высоко-Mg ортопироксена (Rapp et al., 2010).

За последние годы (2009-2013) вышло много работ, посвященных отдельным санукитоидным комплексам Китая, Индии, Южной Африки, Бразилии, Финляндии (Laurent et al., 2011, 2013; Oliveira et al., 2009, 2010, 2011; Dey et al. 2012; Mondal et al., 2013; Neilimo et al., 2010, 2011, 2013; Maa et al., 2013; Peng et al., 2013). Все они внесли вклад в накопление фактического материала по составу и строению санукитоидных интрузий.

В завершение обзора хочется особо отметить статью Х. Мартена, Дж. Ф. Мойена и Р.П. Рэппа о санукитоидных сериях мира и их месте в эволюции нашей планеты (Martin et al., 2009). В этой статье высказано предположение, что санукитоиды являются индикатором глобальной смены тектонических режимов и процессов плавления на рубеже архей-протерозой, обусловленной остыванием Земли (ранее такое предположение было высказано в работе (Smithies, Chempion, 2000)). В пользу своей гипотезы авторы приводят следующие аргументы: узкий интервал времени формирования санукитоидов на рубеже архей-протерозой; химический состав санукитоидов занимает промежуточное положение между ТТГ и современными островодужными гранитоидами. Смена во времени типов гранитоидного магматизма: ТТГ → санукитоиды → островодужные гранитоиды, по мнению авторов, связана с термальной эволюцией зон субдукции, которая отражает прогрессивное остывание Земли. Основные выводы авторов сводятся к следующему:

- 1) Высокий тепловой поток в архее стимулировал большие объемы образования пород ТТГ-ассоциации путем частичного плавления базальтовой коры (плавление слэба).

- 2) В конце архея, вследствие прогрессивного остывания Земли, объемы плавления слэба сокращаются. В таких условиях расплавы, отделившиеся от слэба, будут сильно контаминироваться мантийным перидотитом, что приведет к формированию низко-Ti санукитоидов (одностадийная модель по Rapp et al. 1999, 2010). Также вероятно, что слэб-расплавы будут реагировать с мантийным перидотитом, метасоматизируя его (двухстадийная модель). Последующее плавление такого источника приведет к образованию высоко-Ti санукитоидных магм.

З) Позднее 2.5 млрд лет, Земного тепла стало недостаточно для плавления слэба. Поэтому с этого времени островодужные магмы стали представлять собой результат плавления мантийного перидотита, метасоматизированного флюидами, отделившимися от субдуцирующего слэба.

Авторы отмечают, что этот процесс был постепенным, занимал много времени и происходил не одновременно на всей Земле.

Большинство исследователей (как было показано выше) считают субдукцию необходимым условием для генезиса санукитоидов, а некоторые из них (Самсонов и др., 2004, Ларионова и др., 2007, Martin et al, 2009, Oliveira et al., 2011 и др) и всего объема ТТГ магматизма в архее. Другие (Smithies, Champion, 2000, Martin et al, 2009) видят в санукитоидах свидетельство перехода к современной тектонике – переломный эпизод в истории Земли. Тем не менее эти вопросы остаются по сей день дискуссионными.

Обобщая результаты предыдущих исследований санукитоидов, можно сделать основные выводы:

- Архейские санукитоиды установлены на большинстве древних кратонов Земли; 90% интрузий санукитоидов располагается в пределах ГЗО, лишь 10% - приходится на подвижные пояса (Лимпопо, Аравалли).
- На всех кратонах проявление санукитоидного магматизма следовало после формирования основного объема континентальной коры и ее деформации и предшествовало внедрению калиевых (микроклиновых) гранитов.
- Наблюдается большое разнообразие в строении и составе санукитоидных массивов, из-за чего не существует единого представления об условиях их формирования.

Глава 4. Геологическое строение Балтийского щита и место санукитоидного магматизма в последовательности эндогенных процессов.

Архейские породы щитов формируют два типа тектонических структур: гранит-зеленокаменные и гранулитогнейсовые области (Windley, Bridgewater, 1971; Вревский и др., 2010 и др.). На Балтийском щите эти структуры представлены Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной (ФК ГЗО) и Кольско-Норвежской гранулитогнейсовой (КН ГГО) областями (Ранний докембрий., 2005). Их разделяет Беломорский складчатый пояс, который отличается от ФК ГЗО и КН ГГО, главным образом, значительной структурно-метаморфической переработкой в протерозое и повсеместным присутствием палеопротерозойских интрузий и даек основного состава (Степанов, 1981).

В пределах ФК ГЗО и КН ГГО основной объем занимают домены, сформированные гранитоидами (несколькими генерациями пород ТТГ-серии, мигматитами, гнейсо-гранитами, посттектоническими массивами гранитов). Вторым важным элементом в строении этих территорий являются, зеленокаменные пояса (ЗКП), сложенные метаморфизованными вулканогенно-осадочными сериями и составляющие не более 10-20% площади. На БЩ выделено три генерации ЗКП: 3.02 – 2.92, 2.88 – 2.78 и 2.76 – 2.75 млрд лет (Арестова, 2008). Самые древние пояса обрамляют Водлозерский домен, вторая генерация ЗКП развита на всей территории БЩ, включая внутрикратонные пояса Водлозерского домена (Маткалахтинский пояс). Самые молодые пояса расположены в Центральнокарельском домене (включая блок Иломанси, Финляндия) (рис 4.1).

Для КН ГГО в отличие от ФК ГЗО характерно многократные проявления высокоградного метаморфизма и деформаций (Ранний докембрий., 2005). Часть структурных преобразований относится к протерозойскому этапу и связано с развитием Лапландско-Кольского орогена (Мудрук и др., 2013).

Санукитоидные интрузии присутствуют в Фенно-Карельской и Кольско-Норвежской областях, поэтому ниже приведено их более подробное геологическое строение.



Рис. 4.1. Геологическая карта Балтийского щита. За основу взята карта из работы (Слабунов и др., 2011), границы и названия структурных подразделений: на территории Финляндии даны по (Hölttä et al., 2012), Кольского п-ва по (Nordgulen, et al., 1995 и Слабунов и др., 2011), российской части Карелии по (Лобач-Жученко и др., 2000). Локализация санукитоидных интрузий дана по (Nordgulen et al., 1995; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Käpyaho, 2006; Neilimo et al., 2011; Слабунов и др., 2011; Hölttä et al., 2012; Кудряшов и др., 2013).

БП – Беломорская провинция, домены: ЗКД – Западнокарельский, ЦКД – Центральноккарельский, ВД – Водлозерский, ЦК – Центральноккарельский (Кольско-Норвежский); террейны: – И – Иломанси, Ки – Кианта, Р – Раутаваара, Ма – Манамансало, Ка – Калпио, Си – Сиура, Ра – Рануа, Ии – Иисалми, ВЛ – Восточно-Лапландский, Ин – Инари, Ке – Кейвский, Со – Сосновский, Ст – Стрельненский; гранулитовые пояса: ЛГП – Лапландский, УГП – Умбинский.

Цифры в кружках – зеленокаменные пояса и их фрагменты: 1 – Хаутаваарский, 2 – Койкаро-Семченский, 3 – Киндасово-Мангиский, 4 – Совдозерский, 5 – Палаламбинский, 6 – Бергаульский, 7 – Остерский, 8 – Шилосский, 9 – Каменноозерский, 10 – Рыбозерский, 11 – Сетугозерский, 12 – Кожозерский, 13 – Янгозерский, 14 – Винельский, 15 – Кенозерский, 16 – Маткалахтинский, 17 – Уросозерский, 18 – Восточно-Идельский, 19 – Парандовско-Надвоицкий, 20 – Тунгудский, 21 – Пибозерский, 22 – Керетский, 23 – Хизоваарский, 24 – Лижмозерский (Сегозерский), 25 – Гимольский, 26 – Ялонваарский, 27 – Иломанси, 28 – Хедозеро-Большеозерский, 29 – Костомукшский, 30 – Суомуссалми, 31 – Кухмо, 32 – Типасъярви, 33 – Колмозеро-Воронья (Рыбаков, 1987; Лобач-Жученко и др., 2000, Ранний докембрий., 2005).

Условные обозначения:

архейские гранитоиды (ТТГ):

-  1 древние ядра континентальной коры с возрастом пород > 2.9 млрд. лет
-  2 нерасчлененные, с возрастом 2.9 - 2.65 млрд. лет
-  3 переработанные в свекофеннское время
-  4 а - тектонический коллаж неоархейских и палеопротерозойских пород, б – Танэвл и Колвицкий меланжи
-  5 неоархейские гранулитовые комплексы

метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы ЗКП:

-  6 3.1 – 2.92 млрд. лет
-  7 2.88 – 2.78 млрд. лет
-  8 2.78 – 2.75 млрд. лет

парагнейсовые пояса:

-  9 2.9 – 2.82 млрд. лет
-  10 2.78 -2.7 млрд. лет

-  11
 -  12
- ## интрузии санукитоидов

протерозойские и фанерозойские образования

-  13 гранитоиды, 2.45 млрд. лет
-  14 гранитоиды, 1.85 – 1.75 млрд. лет
-  15 граниты рапакиви, 1.65 – 1.54 млрд. лет
-  16 гранулитовые пояса, 2.0 – 1.9 млрд. лет
-  17 протерозойские супракрустальные породы
-  18 неопротерозойские и фанерозойские образования
-  19 палеозойские щелочные интрузии
-  20 границы доменов
-  21 границы террейнов
-  22 государственные границы

Кольско-Норвежская ГГО или провинция имеет мозаично-блоковое строение. В ее пределах выделяются Мурманский, Центральнокольский, Терский, Стрельнинский, Кейвский и Инари блоки (Ранний докембрий..., 2005). А.И.Слабуновым (Слабунов и др., 2011) Мурманский блок рассматривается в качестве самостоятельной провинции. Санукитоидные интрузии установлены в Центральнокольском и Мурманском блоках (рис. 4.1).

В *Центральнокольском домене* архейские образования представлены ТТГ породами и вулканогенно-осадочными комплексами кольской серии; породы претерпели неоднократные и неоднородно проявленные высокотемпературный метаморфизм и деформации (Ранний Докембрий..., 2005). На севере домена (оз. Нельявр) в гнейсах кольской серии обнаружены детритовые цирконы с возрастом 3606 ± 16 млн лет (Мыскова и др., 2005). Эти данные указывают на вероятное существование палеоархейской сиалической коры в северо-восточной части Балтийского щита. Древнейшие плутонические породы на современном эрозионном срезе представлены ТТГ-гнейсами с возрастом 2.93 – 2.9 млрд лет (табл. 4.1). По данным А.Б. Вревского близко по времени, в интервале 2.92-2.87 млрд лет, происходило формирование коматиит-толеитовых вулканитов в Полмос-Поросозерской ЗК структуре, сопровождающееся внедрением габбро-анортозитовых силлов (Ранний Докембрий..., 2005). В основании стратиграфического разреза Урагубской ЗК структуры присутствуют конгломераты (Ранний Докембрий..., 2005), свидетельствующие о начале формирования данной структуры во внутрикратонном режиме. Широкое проявление этого этапа магматизма в пределах домена подтверждается модельными Sm-Nd возрастными протолитами гнейсов кольской серии в северо-восточной и центральной части домена 2.92 – 2.95 млрд лет (Timmerman et al., 1995; Петровская, 2003).

В следующий этап - 2.88-2.80 млрд лет – имел место коматиит-толеитовый и базальт-андезит-дацитовый вулканизм (вдоль северо-восточной окраины домена) и происходило накопление верхней терригенной толщи (Ранний Докембрий..., 2005). Близко по времени с формированием верхних частей разреза ЗКП 2.83-2.8 млрд лет назад произошел второй этап ТТГ плутонизма (Кольская ..1988; Levchenkov et al., 1995). Около 2.83 млрд лет на территории домена проявлен ранний этап гранулитового метаморфизма, образование эндебитов (табл. 4.1) и два этапа складчатых деформаций (Добржинская, 1978). На основе имеющихся геохронологических данных был сделан вывод о региональном проявлении этого этапа метаморфизма в пределах центральной и северо-восточной частей Центральнокольского мегаблока и приуроченности формирования

эндербитов к областям развития высокометаморфизованных комплексов (Петровская, Петров, 2007).

Таблица 4.1. Положение санукитоидных массивов в последовательности проявления архейских эндогенных процессов на территории Центральнокольского домена и Кейвского блока.

Комплексы пород, метаморфизм	T (U-Pb), млрд. лет	геологические объекты	Ссылки
Кольская серия (детритовый циркон)	3.6	Р-н Оз. Нельярв	3
ТТГ и вулканогенно-осадочные породы	2.93 – 2.80	СГ-3, ЗКП Полмос-Порос Хомпен комплекс Кейвы Санвик-Лоттинская зона Магматический комплекс Веже-Тундры Комплекс Варангер	1,2 4 25 11 12 13 7
<i>I - Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, эндербиты</i>	~2.83	<i>Р-н оз. Чудзъявр, Тульпярв массив</i>	5,6,7
<i>II-Гранулитовый мет-м</i>	2.78 – 2.76	<i>Р-н Оз. Нельярв, Веже-Тундра</i>	3, 7
Габбро-диабазы	2.74	Кировогорская структура	11
Санукитоиды	2.73 (2.76-2.71)	Массивы Холмватн, Поросозеро, Тулома, Ропельв, Косинфъель	4,10,19
<i>III - Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, эндербиты</i>	~2.74-2.71	<i>Р-ны Пулозеро – Полнек-Тундра, оз. Вайкис – оз. Мончеозеро, северо-запад домена</i>	14,20,3
Гиперстенсодержащие монцодиориты-гранодиориты, лейкограниты, риодациты, граниты	2.72-2.71	Р-ны: оз. Чудзъявр, центр домена Оз. Поросозеро г. Арваренч	6 10 15
Лампрофиры	2.68-2.65	Массив Поросозеро	10
Габбро-анортозиты		Ачинский, Цагинский массивы	16
Щелочные граниты, граносиениты		Зап. Кейвы (Понойский массив, Белые тундры и др.)	17,6,26
<i>IV-М-м амфиболитовой и гранулитовой фации, эндербиты</i>	2.68-2.64	<i>Р-ны Пулозеро – Полнек-Тундра, оз. Чудзъявр</i>	14,6
Щелочные нефелиновые сиениты, карбонатиты анатектит-граниты и плагиопегматиты	2.63	Массив Сахарйок Р-н оз. Чудзъявр	17 6
<i>V - Метаморфизм амфиболитовой фации</i>	2.57	<i>Р-н Пулозеро – Полнек-Тундра</i>	14
Жильные граниты и пегматиты	2.55	Р-н Пулозеро – Полнек-Тундра, оз. Чудзъявр	14,6

Ссылки: 1 – Бибилова и др., 1993; 2 - Овчинникова и др., 1985; 3 - Мыскова и др., 2005; 4 – Levchenkov et al., 1995; 5 – Пушкарев и др., 1978; 6 – Balashov et al., 1992; 7 – Авакян 199; 8 – Геология архея Балтийского щита, 2006; 10 – Кудряшов и др., 2013; 11 – Кудряшов и др., 1998; 12 – Пушкарев, 1990; 13 – Кольская ..1988; 14 – Петровская, Баянова, 2000; 15 Пожиленко и др., 2000; 16 - Баянова и др., 2000; 17 – Зозуля, Баянова, 2000; 19 – Vetrin et al., 1995; 20 – Тугаринов, Бибилова, 1980; 21 – Петровский и др., 2010; 22 – Петровский и др., 2008а; 23 – Петровский, Петровская, 2009; 24 - Петровский и др., 2008б; 25 – Ранний Докембрий..., 2005; 26 – Ветрин, Родионов, 2009.

Следующий этап гранулитового метаморфизма зафиксирован в интервале 2.78 – 2.76 млрд лет (табл. 4.1) (Петровская, Петров, 2007). В это же время в условиях гранулитовой фации происходит становление гиперстеновых санукитоидов массива Холмватн на севере домена (табл. 4.1). Возраст этих санукитоидов определен классическим U-Pb методом по циркону (Levchenkov et al., 1995), поэтому может быть несколько завышен за счет присутствия ксеногенных цирконов, потому как большинство санукитоидных массивов Кольского п-ва имеют возраст около 2.73 млрд лет (табл с возр).

Интервал 2.74 – 2.71 млрд лет выделен как более поздний этап регионального высокотемпературного метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, проявленный на северо-востоке и в центре Центральнокольского домена (Петровская, Петров, 2007). В этот период в Центральнокольском домене происходит становление гранитоидов, таких как **санукитоиды - массивы: Ропельв, Тулома, Поросозеро, Косинфельд**; гиперстенсодержащие монцодиориты, кварцевые монцодиориты и гранодиориты в районе оз. Чудзъявр, лейкограниты Поросозерского массива (табл. 4.1). Массивы санукитоидов Косинфельд, Тулома и интрузии гранитоидов оз. Чудзъявр формировались в условиях, отвечающих гранулитовой фации метаморфизма (Balashov et al., 1992; Nordgulen et al., 1995).

2.68 - 2.63 млрд лет назад произошло внедрение гранитов, в том числе щелочных, метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации и формирование эндебитов, образование редкометальных и турмалиновых пегматитов (табл. 4.1) (Balashov et al., 1992; Ранний Докембрий..., 2005; Петровская, Петров, 2007). В Кейвской структуре формировались анорогенные магматические комплексы габбро-лабродоритов – латитов – монзонитов – щелочных гранитов – нефелиновых сиенитов (Ветрин, Родионов, 2009).

Около 2.57 млрд лет фиксируется самый поздний архейский этап метаморфизма амфиболитовой фации в гнейсах кольской серии и тоналитах района Пулозеро – Полнек-Тундры (табл. 4.1). 2.55 млрд лет назад происходит внедрение жильных гранат-силлиманитсодержащих гранитов, секущих гранулиты кольской серии района Пулозеро – Полнек-Тундры (Петровская, Петров, 2007) и постгранулитовых пегматитов района оз. Чудзъявр (табл. 4.1).

Мурманский домен сложен преимущественно тоналит-трондьемитовыми гнейсами и анатектическими гранитами, в значительно меньшем объеме представлены супракрустальные породы и гнейсы гранулитовой фации, эндебиты и чарнокиты (Ветрин, 1984; Ранний Докембрий..., 2005).

Формирование континентальной коры домена началось со становления тоналит-трондьемитового комплекса 2.9-2.88 млрд лет назад (табл. 4.1) (Петровский и др., 2010). В

интервале 2.79-2.77 млрд лет происходило становление интрузий эндербитов и плагиогранитов (Геология архея Балтийского щита, 2006; Петровский и др., 2008). На все эти комплексы пород накладывается региональный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождавшийся формированием крупных массивов мигматит-гранитов (Петровский и др., 2010). М.Н. Петровский связывает этот этап метаморфизма с коллизионными процессами: надвигом Мурманского блока на Кольский блок (Петровский и др., 2010).

2.74 млрд лет назад происходит внедрение **санукитоидов Колмозерского массива** в уже метаморфизованные и мигматизированные породы Мурманского домена и зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кудряшов и др., 2013). Последующие магматические события контролировались зонами разломов и имеют секущее положение к структурам фундамента (Петровский и др., 2010). Вслед за санукитоидами происходит формирование Погерьявского комплекса габброноритов – габбро-лабрадоритов и комплементарных ему даек в зоне Иоканьгского разлома (Петровский и др., 2010). Немного позднее, в интервале 2724-2735 млн лет, в эту же зону внедряется серия массивов рапакиобразных умереннощелочных гранитоидов Иоканьгского комплекса (Петровский и др., 2009).

Таблица 4.2. Положение санукитоидных массивов в последовательности проявления архейских эндогенных процессов на территории Мурманского домена.

Комплексы пород, метаморфизм	T (U-Pb), млрд. лет	геологические объекты	Ссылки
ортогнейсы дацитового состава (ТТ-породы)	2.88	Мурманский домен	21
эндербиты, плагиограниты	2.79-2.77	Мурманский домен	8,22
санукитоиды	2.74	Колмозеро	10
Габбро-нориты, габбро-лабрадориты	2.74-2.73	Погерьявский комплекс	21
Рапакиобразные гранитоиды	2.73-2.72	Иоканьгский комплекс	23
Дайки калиевых ультраосновных пород (Лампрофиры ?)	2.68	Мурманский домен	21
щелочные альбитовые сиениты	2.65	Панэярский массив	24

Ссылки те же, что в табл 1.

Позднее, в период 2.7-2.65 млрд лет назад происходит последовательное внедрение щелочных даек калиевых ультраосновных пород и щелочных альбитовых сиенитов Панэярского массива (табл. 4.1) (Петровский и др., 2010), которые завершают архейскую историю домена.

Фенно-Карельская провинция с севера-востока ограничена Беломорским складчатым поясом, с юго-запада – Свекофеннской провинцией (рис. 4.1). Юго-восточное продолжение ФК провинции скрыто под чехлом Восточно-Европейской платформы. В

строении Российской части ФК провинции выделены три домена: Водлозерский (ВД), Центральнокарельский (ЦКД) и Западнокарельский (ЗКД) (Лобач-Жученко и др., 2000). На территории Финляндии в ФК провинции выделяются террейны: Иломанси, Кианта (синоним - Лентуа), Раутаваара, Куопио, Манамансало, Калпио, Сиуруа, Рануа и Иисалми (рис. 4.1) (Hölttä et al., 2012). Террейн Иломанси относится к юго-западному продолжению ЦКД Карелии, а террейн Кианта составляет западное продолжение ЗКД (Hölttä et al., 2012). Интрузии санукитоидов локализованы в ВД, ЦКД (включая террейн Иломанси), ЗКД (включая террейн Кианта) и террейне Раутаваара.

Водлозерский домен представляет собой мезоархейский фрагмент континентальной коры БЩ (Лобач-Жученко и др., 2005). Древнейшими породами домена являются ТТ-гнейсы с небольшими включениями амфиболитов в районах р. Водла, р. Лай-Ручей, р. Выг, оз. Палая Ламба. Наиболее древние детритовые цирконы в кварцитах Маткалахтинского зеленокаменного пояса имеют возраст 3334 ± 11 млн лет (Кожевников и др., 2010), что свидетельствует о существовании сиалической коры данного возраста. Обрамление домена выполняют ЗКП (Ведлозерско-Сегозерский, Сумозеро-Кенозерский, Южно-Выгозерский), сложенные метавулканитами коматиит-базальтовой (3.02-2.91 млрд лет) и андезит-дацитовой (2.96-2.91 млрд лет) ассоциаций. Когенетичные вулканитам дайки аналогичного состава и возраста секут древние ТТ-породы основания (Чекулаев и др., 2009). На этапе 2.91-2.90 млрд лет был широко проявлен трондьемитовый магматизм в краевых частях ЗКП, связанный с плавлением тоналитов фундамента (Арестова и др., 2012 а, б). Позднее, 2.89-2.84 млрд лет назад происходило становление многочисленных даек и субвулканических тел, варьирующих по составу от габбро-диоритов до дацит – риолитов, и базит-ультрабазитовых (в том числе габбро-анортозитовых) интрузий (Семченская, Остерская, Палаламбинская). Завершается этот этап становлением тоналитовых интрузий, изученных в районах оз. Шилос и пос. Шальский с возрастом 2.85 млрд лет (табл. 4.3).

Таблица 4.3. Последовательность эндогенных процессов в Водлозерском домене и положение санукитоидных массивов в ней.

Комплексы пород, метаморфизм	Т, млрд. лет	геологические объекты и районы	Ссылки
ТТГ серия с включениями амфиболитов	3.24 - 3.15	р. Водла, р. Лай-Ручей, р. Выг	1,2,3
Дайки габбро, расслоенные интрузии	3.02 - 2.97	Оз. Палая Ламба, р. Лай-Ручей	1,2 4
Коматиит-базальтовая и андезит-дацитовая серии пород	2.96 - 2.92	ЗКП Хаутаваарский, Семченско-Койкарский, Кенозерский, Шилосский, Каменноозерский	2,4,5
Трондьемиты	2.91	Оз. Палая Ламба, р. Семчь, оз.Остер(галька конгломератов)	2,9
Дайки габбро-диоритов	2.89	Оз. Палая Ламба	9
Дайки андезит-дацит-риолитов	2.86	Р.Суна, оз. Шилос	4,5,6
Габбро-анортозитовые интрузии	2.86-2.84	Оз. Остер, р. Семчь, оз. Палая Ламба, оз. Шилос	4,7,8
ТТГ	2.85	Оз.Шилос, пос.Шальский	2,5,6
Дайки андезит-дацит-риолитов	2.83 - 2.8	Оз. Остер, оз. Шилос	4,5,6
Формирование внутрикратонного Маткалахтинского зкп: мафические вулканы, углеродистые сланцы, аренитовые кварциты; конгломераты зкп оз.Остер	~2.8	Маткалахтинский ЗКП, оз. Остер	10,2
Трондьемиты	2.78 - 2.76	Пос. Шальский	4,9
Санукитоиды	2.76 - 2.73	Массивы Бергаул, Эльмус, Конжозеро, Хаутаваара, Чалка	7,11, 12,2
<i>Локальный гранулитовый метаморфизм, энтербиты</i>	<i>2.73, 2.71</i>	<i>Пос. Шальский</i>	<i>13</i>
Дайки габбро	2.72	Оз. Остер	15
Граниты, мигматиты	2.71 - 2.68	Массивы Кубово, Гейне-Ойе, Хижозеро, Шальский и др	4,6,2
Дайки субщелочных амфиболитов.	2.68-2.65	Пос. Шальский	1,4
Дайки габбро-норитов	2.6	Пос. Шальский	14

Ссылки: 1 - Чекулаев и др., 2009; 2 – Арестова и др., 2012а; 3 - Сергеев и др., 2007; 4- Лобач-Жученко и др., 2005а; 5 - Светов и др., 2010; 6 - Мыскова и др., 2012; 7 - Житникова и др., 2012; 8 - Salnikova et al., 2008; 9 - Арестова и др., 2012б; 10 - Кожевников и др., 2006, 2010; 11 - Bibikova et al., 2005; 12 - Овчинникова и др., 1994; 13 – Слабунов и др., 2013; 14 - Mertanen et al., 2006; 15 – неопубликованные данные Н.А. Арестовой.

Около 2.8 млрд лет назад в центре домена был сформирован внутрикратонный Маткалахтинский зеленокаменный пояс, сложенный вулканитами и осадками: аренитовыми кварцитами, граувакками и углеродистыми сланцами (Кожевников и др., 2006, 2010). Их стратиграфическим аналогом, по-видимому, являются полимиктовые конгломераты Остерского ЗКП. Позднее, 2.78 - 2.76 млрд лет назад в зеленокаменных структурах формируются субвулканические и дайковые породы средне-кислого состава и

подчиненные тела поздних трондьемитов и диоритов (оз. Остер, восточный берег Онежского озера) (табл. 4.3).

2.75-2.73 млрд лет назад произошло становления **санукитоидных интрузий**, которые прорывают деформированные и метаморфизованные породы ЗКП и гранито-гнейсы фундамента: **массивы Эльмусский, Хаутаваарский, Бергаульский, Конжозерский** (рис. 4.1). Санукитоиды **Чалкинского массива** внедрились вдоль границы Хаутаваарского ЗКП и ТТГ-гранитоидов ЦКД (рис. 4.1).

После формирования санукитоидных массивов, происходит внедрение многочисленных даек различных по составу габброидов (неопубликованные данные Н.А. Арестовой).

Завершается архейский магматизм ВД 2.7-2.68 млрд лет назад внедрением интрузий гранитов: массивы Кубовский, Охтомозерский, Телекинский, Хижозерский, даек умереннощелочных габбро-амфиболитов и локальным метаморфизмом (вплоть до гранулитовых фаций) (Табл. 4.3).

Центральнокарельский домен, включая террейн Иломантси. В строении домена выделяют западный – Суоярвско - Нюкозерский и восточный – Ондозерско-Выгозерский блоки (Ранний Докембрий..., 2005). А.И. Слабунов (2011) в западном Суоярвско - Нюкозерском блоке выделяет: Таваярви-Гимольский и Вокнаволоок - Иломантси террейны, разделенные, вероятно, палеопротерозойским разломом. В данной работе для простоты изложения в дальнейшем использовано деление ЦКД на западную и восточную часть. К западной части ЦКД относится Суоярвско – Нюкозерский блок, который включает в себя Таваярви - Пяозерский, Нюк – Ледмозеро – Большозерский и Суоярви гранитоидные комплексы, Хедозерско – Большозерский и Гимольский ЗКП и террейн Иломантси (рис. 4.1). К восточной части ЦКД относится Ондозерско-Выгозерский блок, включая на севере Хизоваара – Керетский ЗКП и Нотозерский гранулитовый комплекс. Другие исследователи относят эти северные структуры к Беломорскому поясу (Слабунов и др., 2011).

Древние ядра с возрастом 3.2 млрд лет в цирконах санукитоидов Куйттила, террейна Иломантси (Heilimo et al., 2011) и с возрастом 3.1 – 3.5 млрд лет в цирконах из метаосадочных пород Хедозерско-Большозерского ЗКП (Назарова и др., 2013) свидетельствуют о существовании в западной части домена палеоархейского фундамента, тогда как большинство пород домена на современном эрозионном срезе имеет неоархейский возраст. ЗКП (Сегозерский, Хедозерско-Большозерский, Гимольский, Идельский, Хатту) относятся к самой молодой генерации (< 2.8 млрд лет) и сложены преимущественно метаморфизованными осадками и средне-кислыми вулканитами.

Породы коматиит-базальтиовой серии присутствуют в подчиненном количестве только в северных Хизоваарском и Керетском ЗКП и на юго-западе в Иломантси (Хату) ЗКП. Северо-восточные ЗКП (Хизоваарский и Керетский) расположены на границе ЦКД и Беломорского пояса, они отличаются от других ЗКП домена более древним возрастом пород (2.88 – 2.78 млрд лет), по составу и возрасту они соответствуют второй генерации ЗКП БЩ. На северо-востоке также расположены самые древние в этом домене ТТГ с возрастом 2.83 – 2.79 млрд лет (табл. 4.4 и ссылки в ней).

Таблица 4.4. Положение санукитоидных массивов в последовательности формирования магматических пород на территории Центральной и Северной Карелии.

Комплексы пород, метаморфизм	T (U-Pb), млрд. лет	Геологические объекты, Районы	Ссылки
Вулканисты: коматиит-базальтовая и андезит-дацит-риолитовая серии, ТТГ породы	2.88 - 2.78	Северо-восточная Карелия: Хизоваарский и Керетский ЗКП. Парандово-Пибозерский пояс Массив Лобаш, оз. Воронье	1 - 6 9
ТТГ	2.78-2.77	Район Суоярви, Керетский ЗКП, оз. Ондозеро	3, 8
вулканогенно-осадочные породы	2.75-2.73	ЗКП: Нюк-Большозерский, Гимольский, Керетская структура	9, 10
санукитоиды	2.76-2.73	Массивы: Зап. Хижъярви, Сяргозеро, Панозеро Шаравалампи	11,12
эндербиты и чарнокиты	2.73-2.72	Оз.Нотозеро	13, 14
санукитоиды	2.73-2.71	Массивы: Аминдамаоя, Пяозеро, Куусамо, Нюк- Ледмозеро, Большозеро	9, 15,16, 17, 18
Трондьемиты, дациты, граниты	2.72-2.7	Керетский ЗКП Структура Лехтинская Р-н оз. Ондозеро Хизоваарская структура	1 8, 9 20
умереннощелочные граниты, лейкограниты, мигматиты, габбро, эндербиты	2.7 - 2.66	Район Айда Вара, оз. Нотозеро, Пажминский массив гранитов	7,13
метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций	ок. 2.7 – 2.65	Оз. Нюк, оз. Нотозеро	

Ссылки: 1 – Бибилова и др., 1999; 2 – Slabunov et al., 1997; 3 – Самсонов и др., 2000; 4 – Кожевников, 1992; 5 - Матреничев и др., 2000; 6 – Беляцкий и др., 2000; 7 – Чекулаев и др., 1994; 8 – Бибилова и др., 1986; 9 - Левченков и др., 2000; 10 – Бибилова и др., 1995; 11 – Bibikova et al., 2005; 12 – Бибилова и др., 2006; 13 – Лобач-Жученко и др., 1995; 14 – Ризванова и др., 1994; 15 - Иваников, 1997; 16 - Heilimo et al., 2011; 17 – Бибилова и др., 1997; 18 – Самсонов и др., 2001; 19 – Schipansky et al., 1998.

Таблица 4.5. Положение санукитоидных массивов в последовательности эндогенных процессов на территории террейна Иломантси.

Комплексы пород, метаморфизм	T (U-Pb), млрд. лет	Геологические объекты, Районы	Ссылки
кислые вулканыты, туфы	2.88	Коверо ЗКП	1
кислые вулканыты	2.81	Ипатти ЗКП	1
габбро	2.76	Коверо ЗКП	1
коматеит-базальтовая серия, андезиты, дациты, порфиры, осадки	2.76 - 2.74	Коверо, Хатту ЗКП	1
ТТГ	2.76 - 2.73		1
Санукитоиды	2.75 - 2.72	Массивы: Куйтила, Тасанваара, Иломантсиярви, Сисьманярви Ялонваара	2
ТТГ, мигматиты и лейкограниты	2.7 - 2.61		1
Граниты	2.61		1

Ссылки: 1 – Nuhma et al., 2012 и ссылки в ней; 2 – Heilimo et al., 2011.

Западнокарельский домен (ЗКД), включая террейн Кианта. Большая часть пород домена, представленных на современном эрозионном срезе, имеют неоархейский возраст < 2.83 млрд лет (Hölttä et al. 2012). Фрагменты коры мезоархейского возраста (ТТГ около 2.95 млрд. лет) (Kärnäho et al. 2007; Nuhma et al. 2012; Mikkola et al. 2011a) установлены только на северо-западе домена (рис. 4.1). Большая часть домена сложена плутоническими породами среднего и кислого состава, формирование которых происходило в три этапа: около 2.95, 2.83-2.78 и 2.76-2.73 млрд лет (Mikkola et al., 2011a; Hölttä et al., 2012). ЗКП: Типасъярви, Кухмо, Суомуссалми и Костомукшский - были сформированы в интервале 2.87 – 2.76 млрд лет назад. Формированию вулканических серий сопровождалось внедрением интрузий габбро (табл. 4.6, рис. 4.2).

2.74 млрд лет назад произошло становление щелочного комплекса габбро – сиенит – карбонатитов - Ликаманникко (Mikkola et al., 2011b).

Санукитоидные массивы: **Каапинсалми, Каартоярвет, Костомукшского комплекса, Арола, Лосо и др.** образовались 2.73 - 2.71 млрд лет назад и массив **Синкалаhti** – 2.68 млрд лет назад (табл. 4.6). На этапе 2.7 – 2.65 млрд лет происходило внедрение гранитов, мигматизация и локальный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций. Завершается архейская геологическая история домена формированием платформенных осадков, в том числе кварцитов (табл. 4.6, рис. 4.2).

Таблица 4.6. Положение санукитоидных массивов в последовательности эндогенных процессов на территории ЗКД, включая террейн Кианта.

Комплексы пород, метаморфизм	T (U-Pb), млрд. лет	Геологические объекты, районы	Ссылки
ТТГ, мигматиты, Кислые вулканыты, Осадочные породы	~2.95	Р-н Суомуссалми, Кухмо Р-н пос. Вокнаволок	1
Габбро	2.86	ЗКП Суомуссалми, Тормуа	1
ТТГ	2.83 - 2.81	Р-н Суомуссалми, Кухмо	1
Коматиит-базальтовая, и андезит-дацит - риолитовая серии, туффиты	~2.85 - 2.79	ЗКП: Костомукшский, Суомуссалми, Кухмо, Типасъярви	7 1
Габбро	2.82-2.79	ЗКП Кухмо	1
ТТГ	2.79 - 2.78	Р-н Кухмо, Суомуссалми	1
ТТГ	2.76 - 2.75	ЗКП Кухмо	1
осадочные породы	2.75 - 2.74	ЗКП Кухмо	1
Щелочная серия: габбро, сиениты, карбонатиты	2.74	массив Ликаманникко	6
Лейкограниты	2.74	ЗКП Суомуссалми	1
Санукитоиды	2.73 - 2.72	Костомукшский комплекс, массивы Тулос, Каартоъярвет, Каапинсалми, Арола, Лосо, Койтере и др.	2,4
Эссекситы	2.71	Район Лиекса	1
ТТГ, субщелочные граниты, кварцевые диориты, лейкограниты, мигматиты	2.71 - 2.65	Районы Кухмо, Суомуссалми, Костомукша, г. Шурловаара	1,3
<i>Гранулитовый метаморфизм</i>	2.7 - 2.65	<i>Пос. Вокнаволок, оз. Тулос, район Лиекса</i>	5,8
Санукитоиды	2.68	Сиикалахти	4
Кварциты	<2.7	ЗКП Кухмо	1

1 – Nuhma et al., 2012 и ссылки в ней; 2 – Heilimo et al., 2011; 3 – Ранний Докембрий..., 2005 и ссылки в ней; 4 – Käpyaho et al., 2006, 2007; 5 – Lobach-Zhuchenko et al., 2000; 6 – Mikkola et al., 2011; 7 - Puchtel et al., 1997; 8 - Heilimo et al., 2010.

Террейн Раутаваара представлен на современном эрозионном срезе преимущественно неоархейскими гранито-гнейсами, претерпевшими деформации, мигматизацию и высокотемпературный метаморфизм (рис. 4.1, табл. 4.7). На юго-восточной границе террейна с ЗКД расположен массив санукитоидов **Нильсна**, который прорывает деформированные породы фундамента, а сам подвергается воздействию метаморфизма гранулитовой фации 2.63 млрд лет (Raavola, 1984).

Таблица 4.7. Положение санукитоидных массивов в последовательности эндогенных процессов на территории террейна Раутаваара.

Породы, процессы	T (U-Pb), млрд. лет	Геологические объекты, районы	Ссылки
ТТГ, мигматиты, метаосадки	2.73 - 2.7		1
Санукитоиды	2.72	Массив Нильсиа	2
<i>Гранулитовый метаморфизм</i>	2.63		3
Карбонатиты	2.6	Район Силинярви	1

1 – Nuhma et al., 2012 и ссылки в ней; 2 – Heilimo et al., 2011; 3 – Paavola, 1984.

Таким образом, формирование континентальной коры тоналит-трондьемитового состава на территории БЩ началось в палеоархее, о чем свидетельствует возраст пород, слагающих ядро ВД, блоки Иисалми (Mänttari, Hölttä, 2002) и Сиурья (Mutanen, Nuhma, 2003), возраст детритовых и ксеногенных цирконов Западной Карелии и Кольского п-ва, а также модельные возрасты пород. Около 3 млрд лет назад происходило заложение ранних рифтогенных структур: становление интрузий основного и ультраосновного состава, коматиит-базальтовый и андезит-дацитовый вулканизм, представленные на современном эрозионном срезе в зеленокаменных поясах западного и северного обрамления ВД.

До начала санукитоидного магматизма формирование ТТГ-зеленокаменных областей с небольшими перерывами продолжалось более 400 млн лет. За это время они претерпели несколько этапов деформаций и метаморфизма. Становлению санукитоидов в Западной Карелии в террейне Кианта предшествовал щелочной карбонатитовый магматизм, в Восточной Карелии в Водлозерском домене - формирование конгломератов и аренитовых кварцитов; на Кольском п-ве в Мурманском домене близко по времени с санукитоидами были сформированы габбро-лабродоритовые интрузии и рапакивиобразные граниты, а позднее, на этапе 2.68 – 2.63 млрд лет – анорогенные магматические комплексы в Кейвском блоке, что указывает на существование внутрикратонного режима на территории БЩ в начале неоархей. Близость по времени разного по составу и источникам магматизма, имевшего место на Балтийском щите в неоархее, скорее всего, связана с воздействием плюма.

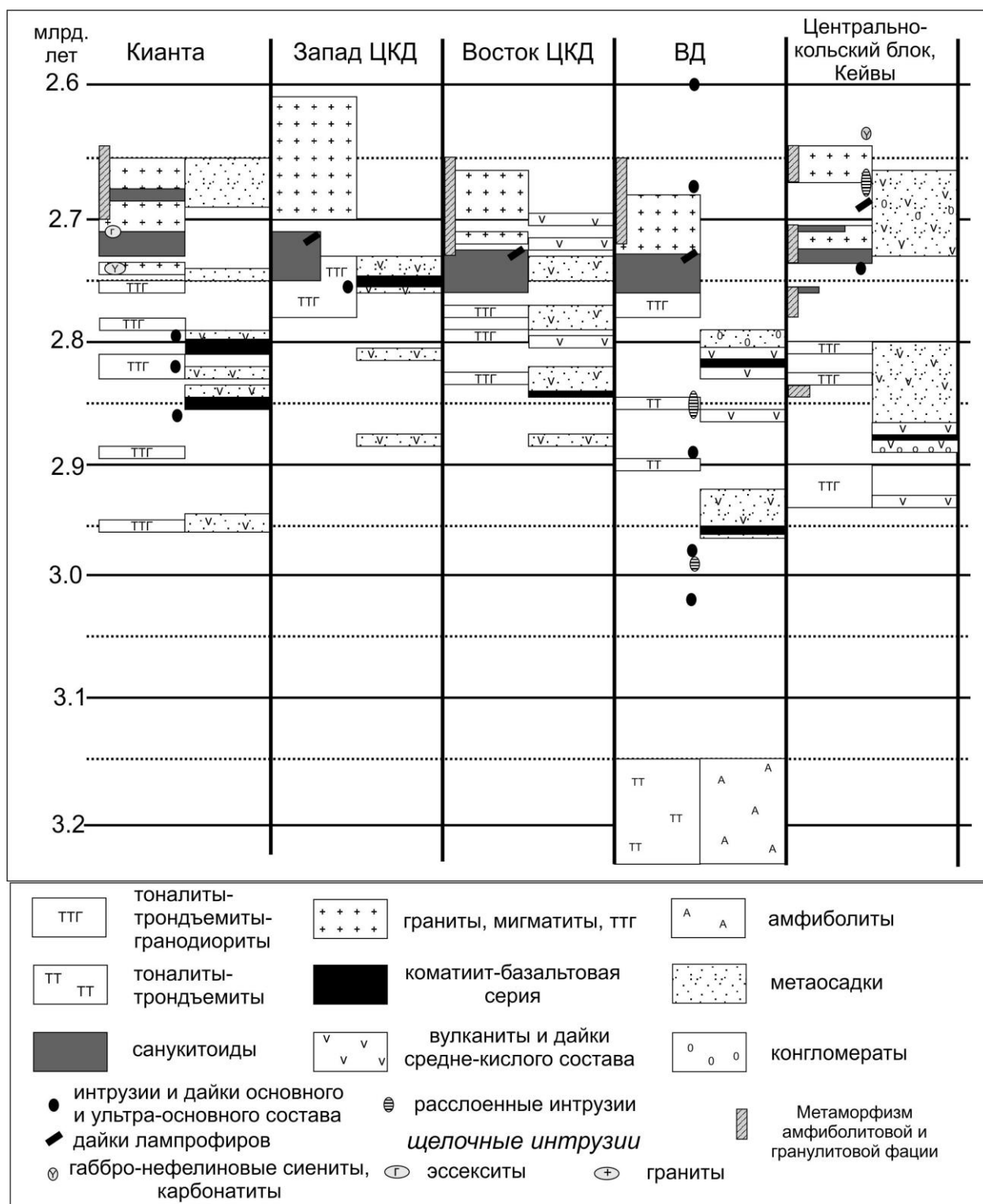


Рис. 4.2. Архейская история развития доменов Балтийского щита и место санукитоидов в ней.

Выводы:

- На Балтийском щите, так же, как и на других архейских кратонах Земли, становление интрузий санукитоидов происходило после формирования основного объема континентальной архейской коры, предшествовало внедрению интрузий

гранитов разного состава и региональному проявлению локального гранулитового метаморфизма.

- Локализация интрузий санукитоидов контролируется тектонически-ослабленными зонами – крупными разломами, сдвигами, приуроченными как к границам доменов, так и к структурам, секущим границы.
- К моменту становления санукитоидных интрузий архейский фундамент Фенно-Карельской кратона в основном был сформирован: санукитоиды секут многократно деформированные и метаморфизованные породы ЗКП и ТТГ-ассоциации.
- Формирование санукитоидных интрузий происходило почти синхронно на всей территории Балтийского щита, с незначительным уменьшением возраста в северо-западном направлении, что свидетельствует о существовании к этому моменту на Балтийском щите единого тектонического режима. Следующий этап 2.7 – 2.63 млрд лет – гранитообразования, формирования анорогенных магматических комплексов, локального метаморфизма гранулитовой фации, проявленный одновременно по всему Балтийскому щиту, подтверждает этот вывод.

Глава 5. Пространственное положение, геологическое строение и возраст санукитоидных интрузий Балтийского щита

На Балтийском щите установлено более 30 санукитоидных интрузий (рис. 5.1). Санукитоиды обычно образуют небольшие тела, измеряемые первыми км в поперечнике. Некоторые массивы (Койтере, Пяозеро, Колмозеро) имеют размеры до десятков и даже сотен км (рис. 5.1, табл. 5.3). Внедрение интрузий происходило вдоль тектонически ослабленных зон. Некоторые из этих структур приурочены к границам крупных блоков коры, в них расположены такие массивы санукитоидов как Чалка, Колмозеро, Тулос, Койтере. Становление ряда массивов происходило в зонах, где расположены деформированные разновозрастные супракрустальные породы, например, ЗКП Кухмо – Суомусалми: массивы Каапинсалми, Арола, Сиикалахти; Хаутаваарский и Бергаулский массивы в одноименных ЗК структурах и др (рис. 5.1). Ряд массивов располагается вдоль тектонических зон, секущих разновозрастные домены. Протяженный разлом северо-западного простирания сечет границу ЗКД и ВД; он контролирует размещение целой группы санукитоидных массивов: Западное Хижъярви, Сяргозеро, Шаравалампи (Шалгаваара)), Панозеро, Бергаул, Эльмус (рис. 5.1). Эти массивы имеют близкий возраст внедрения- 2.74 ± 0.02 млрд лет (рис. 5.2) и сходные изотопно-геохимические характеристики (глава 8, табл. 8.3).

Санукитоиды БЩ имеют неоархейский возраст (табл. 5.1-5.3, рис. 5.2). С юго-востока на северо-запад наблюдается уменьшение возраста санукитоидов от 2.74 ± 0.02 млрд лет до 2.71 ± 0.02 млрд лет (рис. 5.2), при отсутствии четко выраженных перерывов в процессе магматизма. В некоторых районах (террейн Иломантси, северо-запад Кольско-Норвежского домена) присутствуют разновозрастные интрузии (табл. 5.3, рис. 5.2).

Массивы санукитоидов имеют многофазное (3 и более фаз), двухфазное и однофазное строение. Наиболее сложно построенные многофазные массивы сформированы в ходе нескольких магматических циклов (Панозерский, Сяргозерский и Пяозерский комплексы) ³. Большая часть многофазных и двухфазных интрузий располагаются в Восточной Карелии, а однофазных - в Западной Карелии и на Кольском п-ве (рис. 5.1).

Санукитоидные массивы сложены четырьмя петрографическими сериями пород: клинопироксенит–монцодиоритовой, клинопироксенит-сиенитовой, монцодиорит (диорит)

³ В данной работе Поросозерский массив отнесен к двухфазным комплексам, так как только две из выделенных Н.М. Кудряшовым с соавторами (2013) фаз массива отвечают по составу санукитоидам.

– монцогранитной и диорит – гранодиорит - плагиогранитной. Ультрамафит-мафитовые фазы в некоторых интрузиях сохраняются в виде реликтов, либо не представлены совсем.

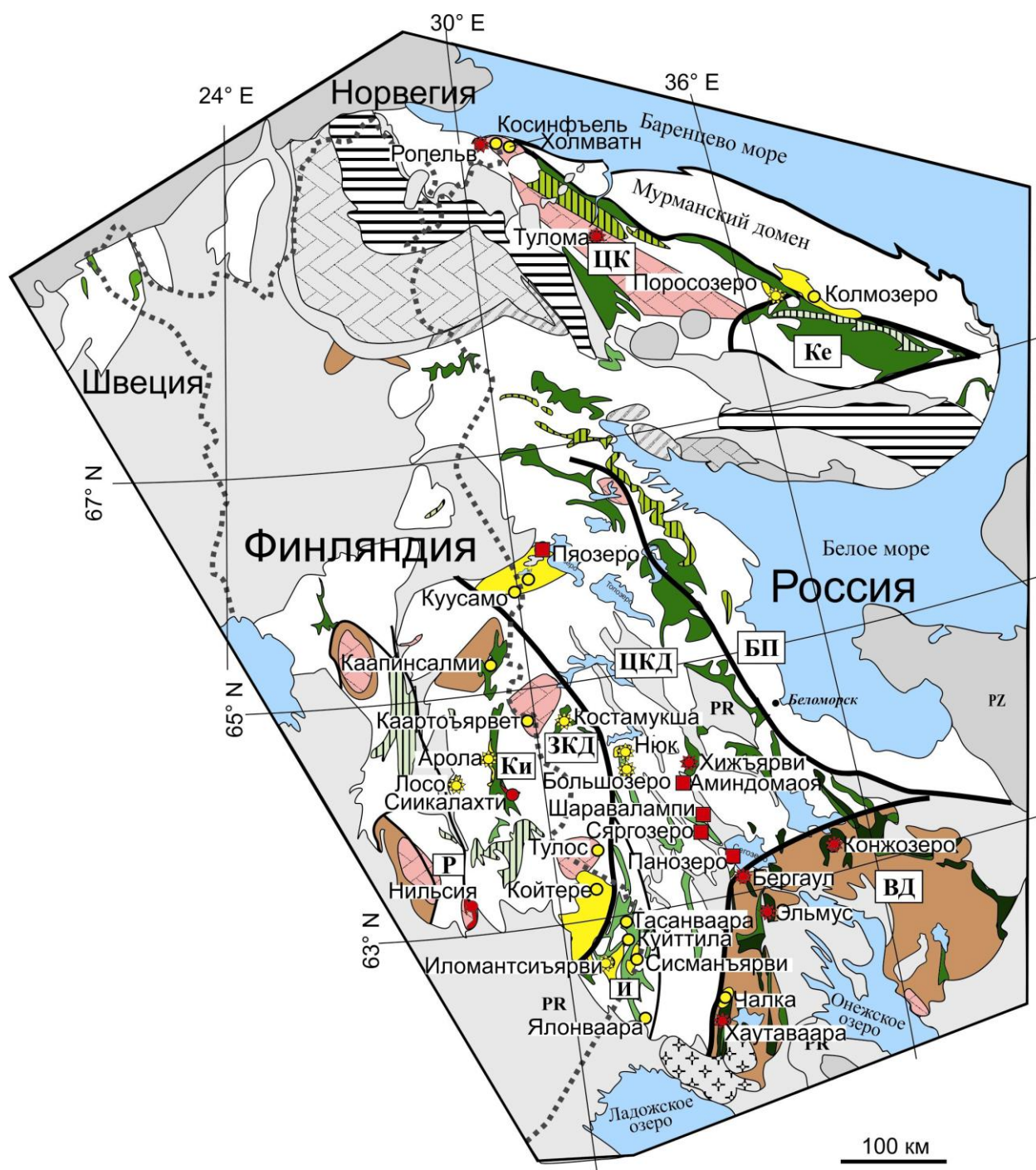


Рис. 5. 1. Локализация массивов санукитоидов на Балтийском щите.

Желтым цветом показаны известково-щелочные интрузии, красным – умеренно-щелочные (обоснование выделения этих серий приведено в главе 7), квадраты – многофазные, солнце – двухфазные, кружки – однофазные массивы, остальные условные обозначения те же, что на рис. 4.1.

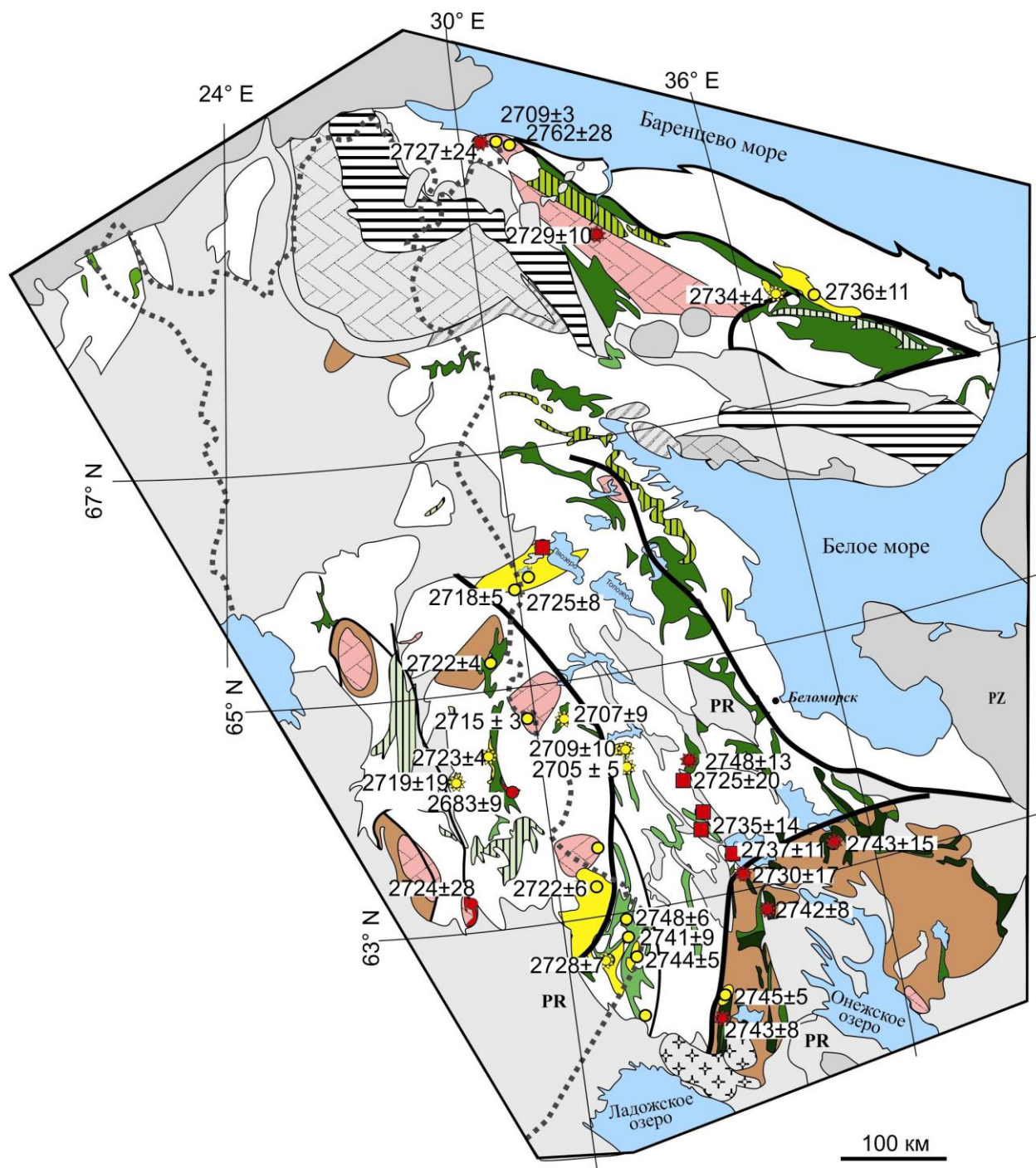


Рис. 5.2. Возраст санукитоидных массивов БЩ.

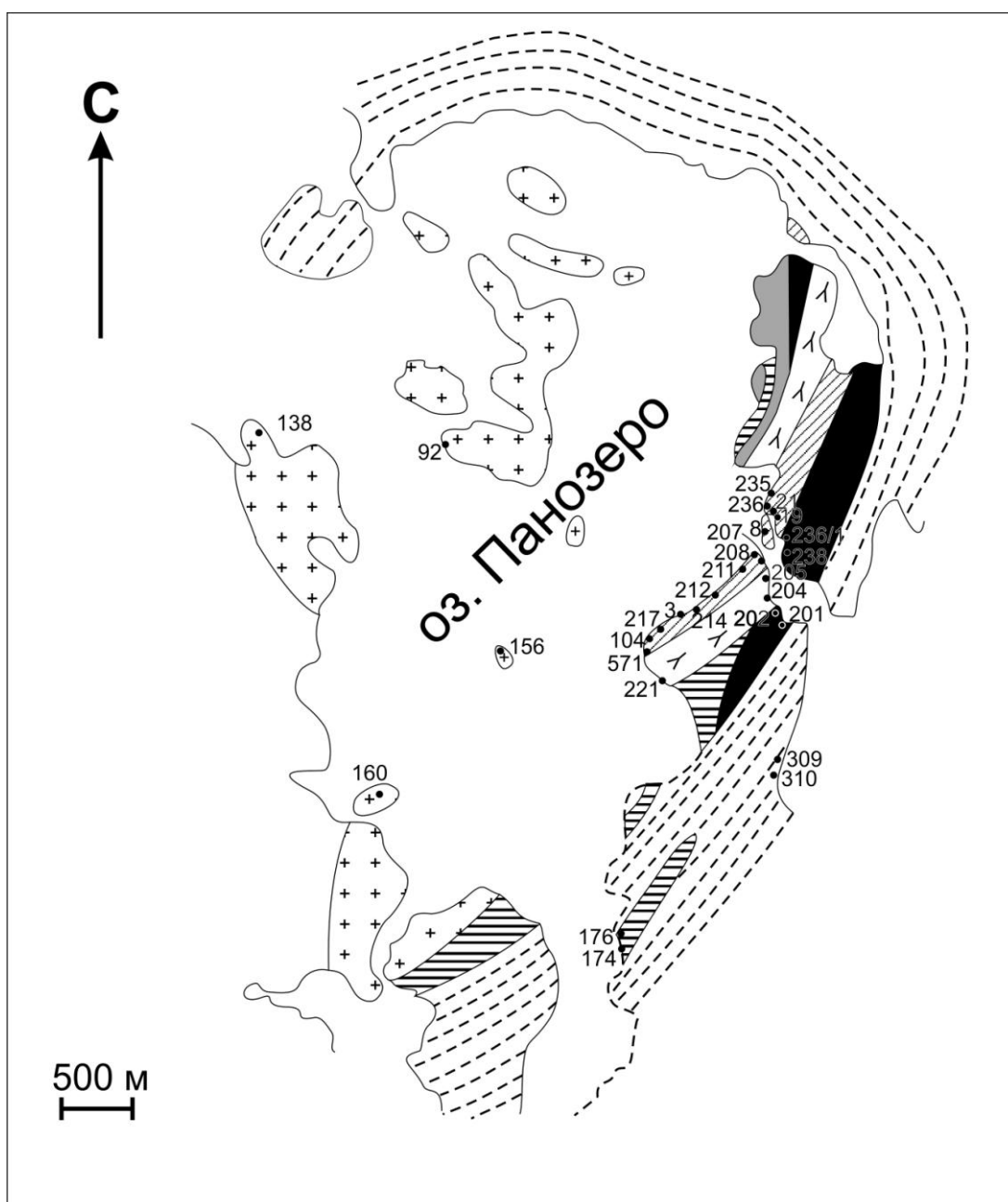
Условные обозначения те же, что на рис. 4.1 и 5.1. Ссылки на данные о возрасте массивов и методы его определения даны в табл. 5.1-5.3 и в тексте.

Ниже приводится характеристика типичных санукитоидных массивов БЩ, большинство из которых изучались научной группой ИГГД РАН, в составе которой с 2004 года работает автор.

Многофазные интрузии.

Панозерский массив представляет собой один из наиболее сложно построенных и при этом хорошо изученных санукитоидных комплексов (Lobach-Zhuchenko et al., 2005,2008; Гусева, 2006; Лобач-Жученко и др., 2007).

Панозерский массив является эталоном **клинопироксенит - монцодиоритовой серии** санукитоидов. Массив расположен по берегам и островам оз. Панозеро (рис. 5.3). Имеет форму овала размером 7х4 км. Вмещают массив слабо метаморфизованные вулканогенно-кластические и метаосадочные породы Западно-Сегозерского ЗКП (Глебова-Кульбах и др., 1963).



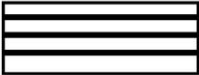
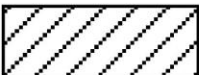
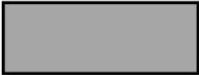
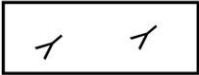
Цикл	Фаза	Порода	
III	5	Кварцевые монцодиориты	
	4	Монцониты - 3	
	д3	Известково - щелочные лампрофиры - 2	
II		Брекчии, сцементированные монцонитами - 2	
	3	Монцониты - 2	
	д2	Известково-щелочные лампрофиры - 1	
I	д1	Высоко магнезиальные лампрофиры и миаскитовые лампроиты	
	2	Монцониты - 1	
	1	Пироксениты - монцобаббро	
Метавулканиты и метаосадки Сегозерского ЗКП			

Рис. 5.3. Строение и последовательность формирования пород Панозерского массива по (Лобач-Жученко и др., 2007, Гусева и др., 2009).

Вмещающие породы претерпели два этапа деформаций, последний из которых связан со становлением массива. Вдоль контакта они рассланцованы, гидротермально изменены и содержат рудную минерализацию (Лобач-Жученко и др., 2007).

Таблица 5.1. Возраст пород Панозерского массива.

порода	№ образца	Возраст, млн лет	Метод, ссылка
1 магматический цикл			
монзонит	204	2785 ± 38	б, 1
	573/2	2737±11	в, 2
миаскитовый лампроит	8/52	2765±8	б, 3
лампрофир	8/1	2740 ±14	б, 1
	53/1, 53/2	2744 ±18	б, 1
2 магматический цикл			
монцодорит	208	2727±4	а, 4
	235	2739±11	в, 2
3 магматический цикл			
кварцевый монцодиорит	92	2736±14	а, 4
	156	2741±8	в, 2
Вмещающие породы			
Ксенолит вмещающих вулканитов	104	2784±4	а, 4
		2791±8	в, 2

Методы определения возраста: а - U-Pb, Zrn, классический; б - U-Pb, Zrn, SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ, Россия; в - U-Pb, Zrn, NORDSIM, Швеция.

Ссылки: 1 – Гусева и др., 2009; 2 - Bibikova et. al., 2005; 3 – Сергеев и др., 2007; 4 – Чекулаев и др., 2003.

В строении массива принимают участие интрузивная клинопироксенит-монцодиоритовая и субвулканическая лампроит-лампрофировая серии пород. Формирование массива происходило в течение трех магматических циклов (рис. 5.3, табл. 5.1), включающих становление 5 интрузивных фаз, разделенных между собой деформациями и внедрением даек брекчий и лампрофиров. Возраст пород массива в среднем равен 2.74 млрд лет (табл. 5.1) (Лобач-Жученко и др., 2007).

1 цикл. Формирование расслоенного комплекса мафитов-ультрамафитов (в соотношении 7/3), внедрение монзонитов 1. Их геологические взаимоотношения (структуры «минглинг» рис. 5.4а-в) указывают на синхронное внедрение обеих фаз. Завершается цикл формированием маломощных тел лампроитового состава (Лобач-Жученко и др., 2005в) и даек лампрофиров 1 (Лобач-Жученко и др., 2007).

2 цикл. Формирование тектонической зоны сложного строения, связанного с неоднократным проявлением базитового магматизма. Монзониты 2 цементируют фрагменты деформированных пород первого цикла, образуя гигантскую брекчию (рис. 5.3, 5.4 г-е). Завершает второй цикл внедрение даек лампрофиров 2 (Лобач-Жученко и др., 2007).

3 цикл. Внедрение монзонитов 3, которые формируют небольшие тела, прорывающие породы массива и вмещающие сланцы (рис. 5.3); содержат ксенолиты лампрофиров. Следующая магматическая фаза - кварцевые монцодиориты, на современном срезе занимают всю центральную часть Панозерского массива. Они также

секут породы первого и второго циклов в виде многочисленных жил (Лобач-Жученко и др., 2007).

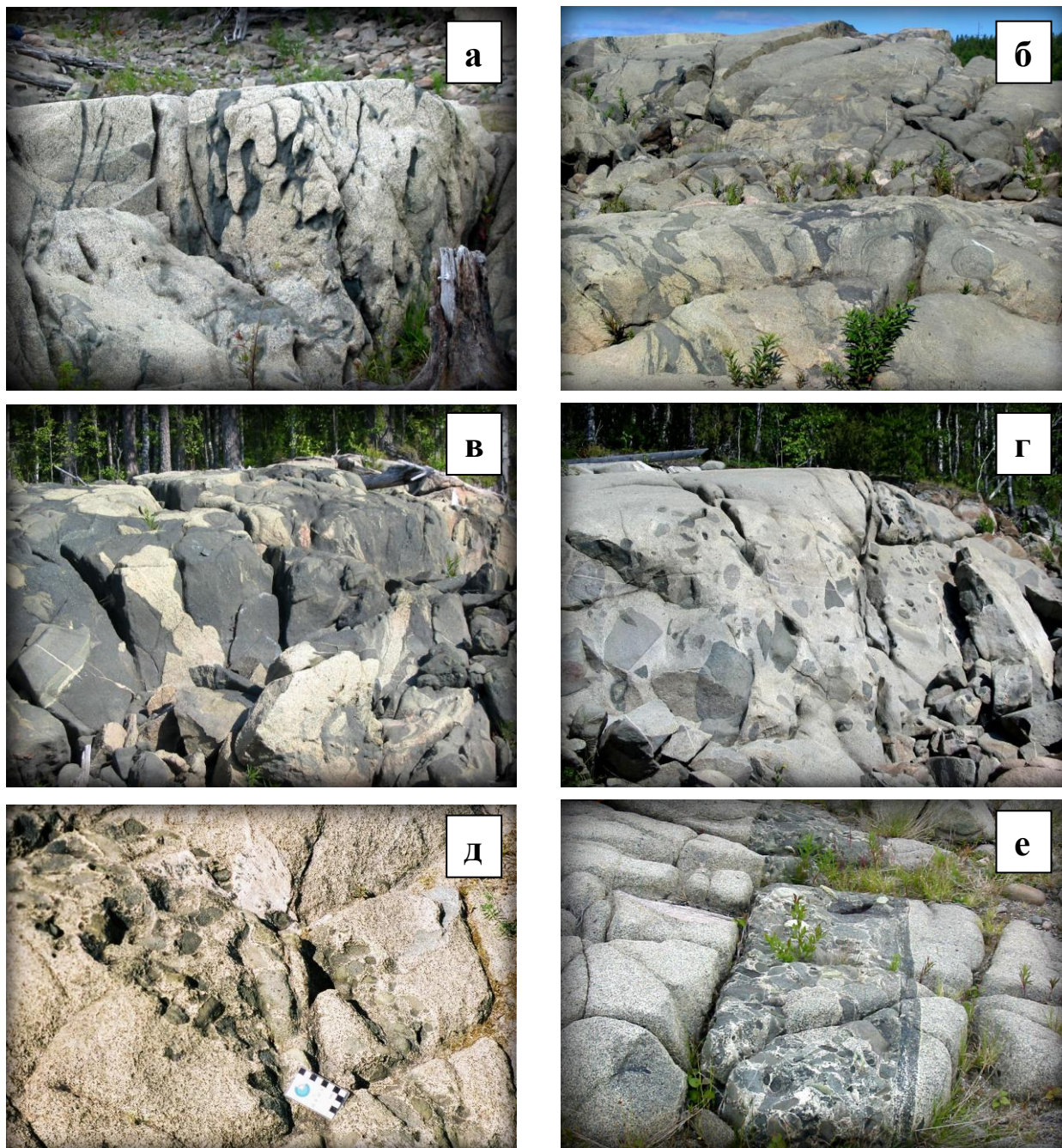


Рис. 5.4. Специфические текстуры пород: минглинг (а - в), брекчии (г-е). Панозерский массив. Фото И.Н. Крылова.

Все породы массива секутся маломощными жилами пегматоидных гранитов, лейкогранитов и аплитов, которые завершают магматические процессы на этой территории (Лобач-Жученко и др., 2007).

Сяргозерский комплекс объединяет интрузии: Сяргозеро, Усть-Волома, Шаравалампи (Шалгаваара), прорывающие метавулканиды (амфиболовые сланцы) Западно-Сегозерского ЗКП. Размещение и строение интрузий показано на схемах (рис 5.5, 5.6). Автором совместно с Н.А. Арестовой и Н.С. Гусевой было проведено изучение санукитоидов интрузии Шаравалампи в ходе полевых работ 2007г. В результате была составлена детальная геологическая схема участка работ (рис. 5.6), выполнен отбор проб и образцов, серия химических и изотопных анализов пород и минералов. Ранее породы комплекса изучались В.В. Иваниковым, В.Д. Слюсаревым, Н.А. Арестовой и А. В. Дмитриевой, в результате чего были составлены геологическая схема комплекса (рис. 5.5), выполнено петрографическое описание, серия химических анализов пород, определен возраст сиенитов и лампрофиров Сяргозерской интрузии (табл. 5.2, рис. 5.2) (Иваников, 1997а; Слюсарев и др., 2001; Бибикина и др., 2006).

Сяргозерский комплекс совмещает в себе два типа санукитоидных интрузий: клинопироксенит-сиенитовый и габбро-диорит-плагиогранитный.

К клинопироксенит-сиенитовому типу относятся 3 интрузивные фазы: 1 – **ультрамафит – мафитовая**: горблендиты (метапироксениты) – массив Шаравалампи (рис. 5.7а), и метагаббро – Сяргозерский массив (рис. 5.5), 2 – **сиенитовая**: сиениты – кварцевые сиениты (рис. 5.6, 5.7в), 3 - **граносиениты - монцограниты**.

К габбро-диорит-плагиогранитному типу относятся 2 интрузивные фазы: 1 – габбро - **диоритовая**: умереннощелочные габбродиориты (монцодиориты) – кварцевые биотитовые диориты (рис. 5.7б), 2 – **плагиогранитовая**.

Все породы массива секутся дайками умереннощелочных диоритов, жилами аплитов и лейкогранитов. Завершается формирование комплекса становлением даек лампрофиров.

Таблица 5.2. Возраст пород Сяргозерской интрузии.

порода	№ образца	Возраст, млн лет	Метод, ссылка
2 фаза: кварцевый сиенит	100-10	2735±14	в, 1
	2000/2	2738±12	в, 1
	100-10, ядро	2752±4	г, 1
	2000/2, ядро	2754±8	г, 1
3 фаза: граносиенит	2003/1	2734±15	а, 1
	2003/1, ядра	2809	г, 1
лампрофиры	100/8	2742±16	в, 1
	100/8, ядра	2817, 2825	г, 1

Методы определения возраста даны под табл. 5.1. Ссылка: 1 – Бибикина и др., 2006.

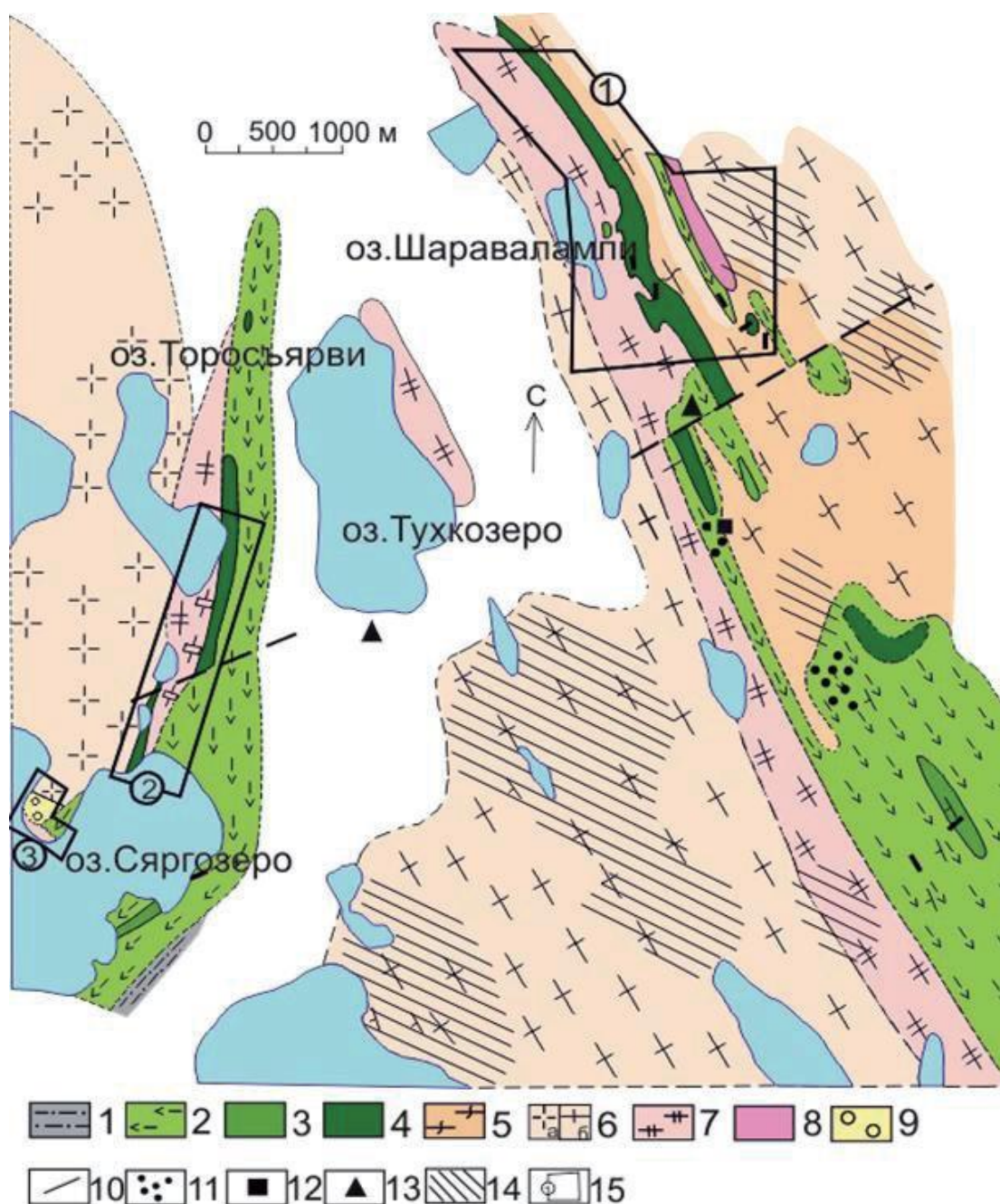


Рис. 5.5. Схема геологического строения района Сяргозера (по В.Д. Слюсареву (2001) и А.В. Дмитриевой (2011) с дополнениями автора).

1 – филлитовые чёрные сланцы, 2 – амфиболиты и амфиболовые сланцы по основным вулканитам, 3 – амфиболиты по габброидам, 4 – амфиболиты по пироксенитам, 5 – умереннощелочные Bt - габбро - кварцевые Bt - диориты, 6 – гранодиориты - плагиограниты (частью порфировидные) огнейсованные (а) и массивные (б), 7 – сиениты и кварцевые сиениты, 8 – субщелочные аплитовидные лейкограниты, 9 – анортотеловый порфиробластез, 10 – дайковые тела умереннощелочных кварцевых диоритов, диорит-гранодиоритовых плагиопорфиров, 11 – альбитизация порфиробластическая и альбит-эпидотовые ассоциации, частью сульфидсодержащие, 12 – наиболее интенсивная сульфидная минерализация, 13 – молибденовая минерализация, 14 – зоны проявления мелкопрожилково-порфиробластической калишпатизации (микроклинизации) и окварцевания, 15 – детали участки: 1 – р-н оз. Шаравалампи, 2 – р-н оз. Сяргозеро, 3 – р-н дер. Сяргозеро.

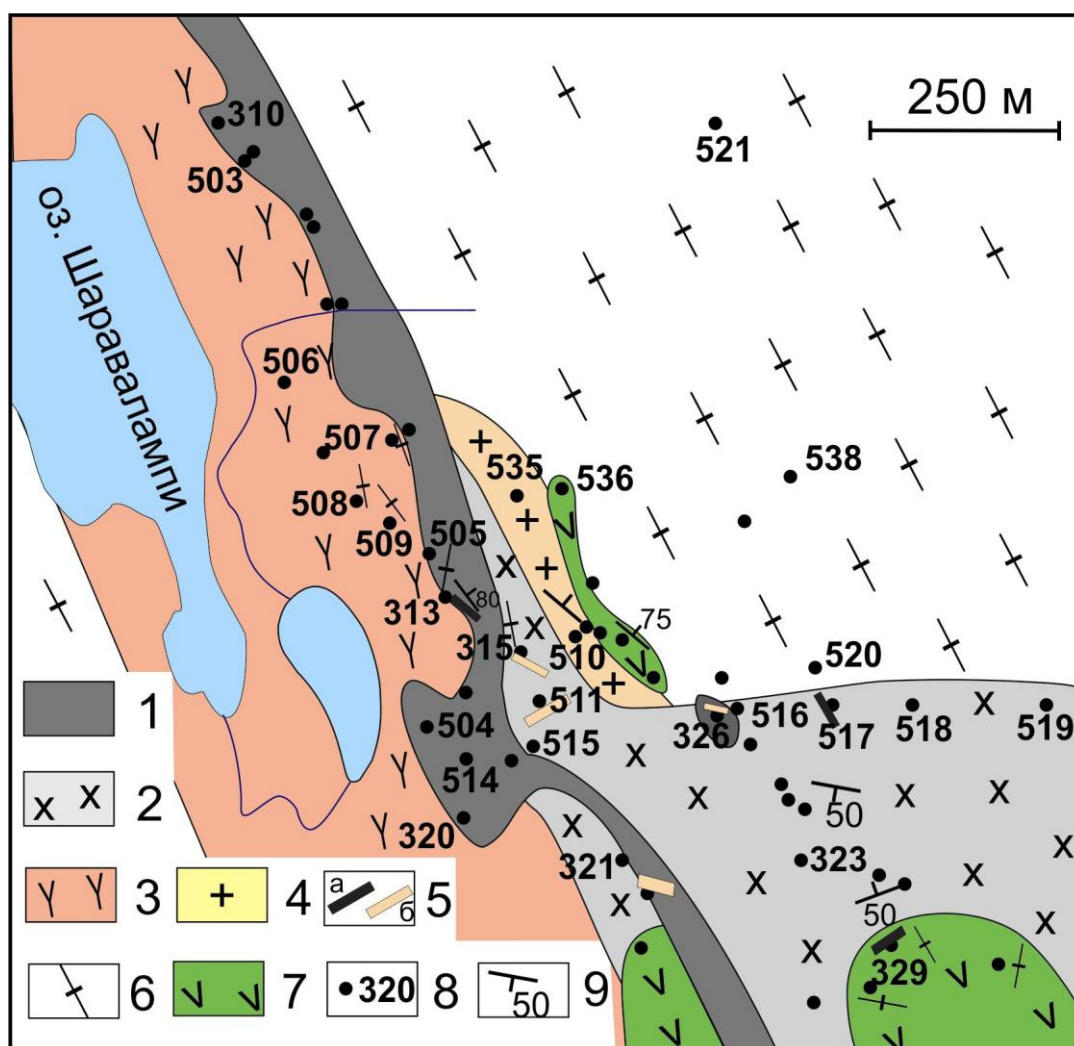


Рис. 5.6. Геологическое строение интрузии Шаравалампи.

1 - горблендиты (метапироксениты), 2 – Bt-габбро-диориты – Qtz-Bt-диориты), 3 – сиениты – кварцевые сиениты, 4 – плагиограниты (тоналиты), 5 – дайки лампрофиров (а), жилы лейкогранитов и аплитов (б), 6 – трондьемиты, 7 – метабазальты, 8 – обнажения и номера проб, 9 – элементы залегания.

Ранние фазы обоих типов: пироксениты (горблендиты) и габбро-диориты, вдоль контакта, к юго-востоку от оз. Шаравалампи, образуют текстуры жидкостной несмешиваемости (расслоенности), что свидетельствует о близком времени внедрения расплавов.

В телах пироксенитов (горблендитов) выделяются зоны Ar-Mgt-sph – оруденения (Слюсарев и др., 2001). В р-не оз. Шаравалампи метапироксениты (горблендиты) прорываются с запада сиенитами (рис. 5.6, 5.7в). При удалении от контакта с горблендитами (в западном направлении) меланосиениты постепенно становятся более лейкократовыми кварцевыми сиенитами. Вблизи контакта сиенитов и горблендитов прослеживается зона эруптивных брекчий, сложенных обломками метавулканитов и горблендитов, сцементированных меланосиенитами (рис 5.6, 5.7г). Сиениты содержат

кxenолиты метапироксенитов (рис 5.7д) и габбро-диоритов. Габбро-диориты сменяются к востоку светло-серыми среднезернистыми P1 – порфировыми тоналитами (рис. 5.6). Геологические соотношения этих фаз не установлены. Всю северо-восточную часть участка занимают лейкократовые плагиограниты (трондьемиты). Оба типа плагиогранитов, по составу не относятся к умеренно-щелочному комплексу. Их взаимоотношения с умереннощелочным комплексом установить не удалось. По-видимому, P1 – порфировые тоналиты являются более поздними по отношению к санукитоидам, так как дайки близкого состава прорывают породы комплекса, а трондьемиты – представляют породы рамы.

Метагаббро **Сяргозерской** санукитоидной интрузии прорываются кварцевыми сиенитами. Завершающей фазой сиенитового магматизма являются граносиениты - монцограниты Сяргозерского массива (Усть-Воломский в работе Бибикова и др., 2006), занимающие большую площадь на западе участка (рис. 5.5, в усл. обозначениях – ба). Дайки аналогичного состава прорывают кварцевые сиениты (Иваников, 1997а; Бибикова и др., 2006).

Все породы комплекса, а также вмещающие сланцы секутся жилами аплитов и лейкогранитов (рис. 5.7а). Завершается формирование комплекса внедрением даек лампрофиров (Иваников, 1997а). Вмещающие метавулканиты на контактах с породами комплекса часто брекчированы и насыщены жильным гранитоидным материалом (рис. 5.7е).



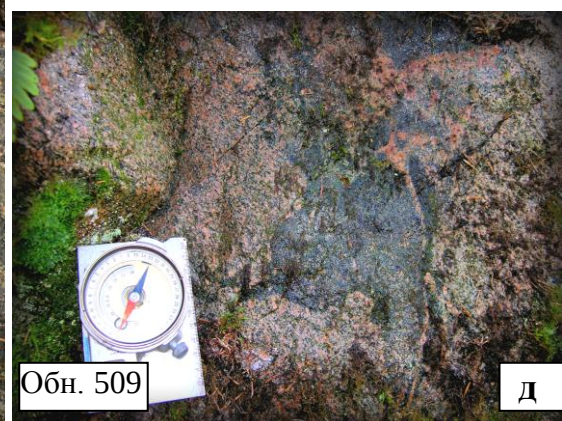
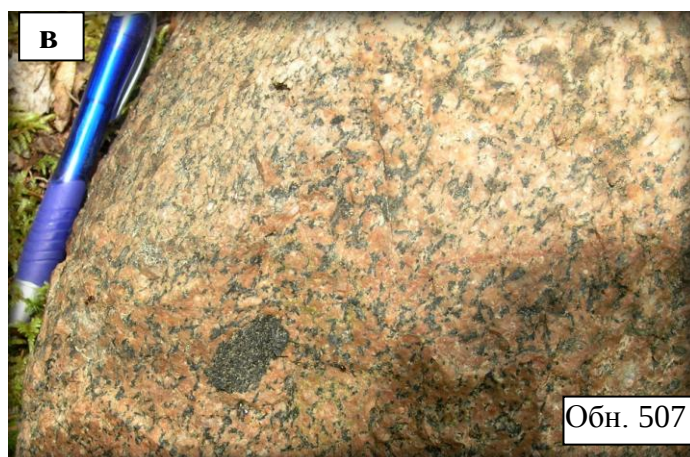


Рис. 5.7. Фотографии обнажений интрузии Шаравалампи: метапироксениты, секущиеся жилой лейкогранита (а), диорит (б), сиенит (в), брекчия: обломки метавулканитов и метапироксенитов сцементированные меланосиенитами (г), мафическое включение в сиените (д), вмещающие метавулканиты на контакте с породами комплекса (е).

У лежачего бока, вдоль юго-западного контакта, развиты крупно- и гигантозернистые порфировидные мезократовые сиениты с тонкими (до 0,5 м) прослоями клинопироксенитов. К центру массива они постепенно сменяются преимущественно равнозернистыми лейкосиенитами. Последние сменяются кварцсодержащими сиенитами, слагающими участок на северо-восточном контакте с вмещающими гнейсо-гранитами. Породы массива секутся многочисленными дайками гранит-порфиров и аплитов, реже сиенит-порфиров, которые также встречаются в породах рамы (Иваников, 1997; Бибикина и др., 2006; Егорова, 2010).

Возраст клинопироксенитов и сиенитов был определен локальным U-Pb методом датирования цирконов и равен 2748 ± 13 и 2744 ± 4 млн лет, соответственно (Бибикина и др., 2006).

Эльмусский массив расположен в краевой части ВД и прорывает метабазальты Семченского зеленокаменного пояса и гнейсо-граниты (рис. 5.10). Он имеет размер порядка 2х3 км и вытянут в северо-восточном направлении.

По составу Эльмусский массив относится к клинопироксенит – монцодиоритовой серии, хотя ранние мафитовые фазы сохранились здесь лишь в виде реликтов.

Большая часть интрузии однородна и представлена недифференцированными кварцевыми монцодиоритами; небольшая северная часть массива занята монцонитами и эпидотизированными горблендитами. Большинство контактов горблендитов с кварцевыми монцодиоритами тектонические. Однако в обнажении 212 на контакте основных пород и монцонитов наблюдаются текстуры указывающие на неполную солидификацию обоих расплавов на момент внедрения (рис. 5.9), что позволяет предполагать субсинхронное внедрение монцонитов и горблендитов.



Рис. 5.9. Текстуры минглинга в породах Эльмусского массива.

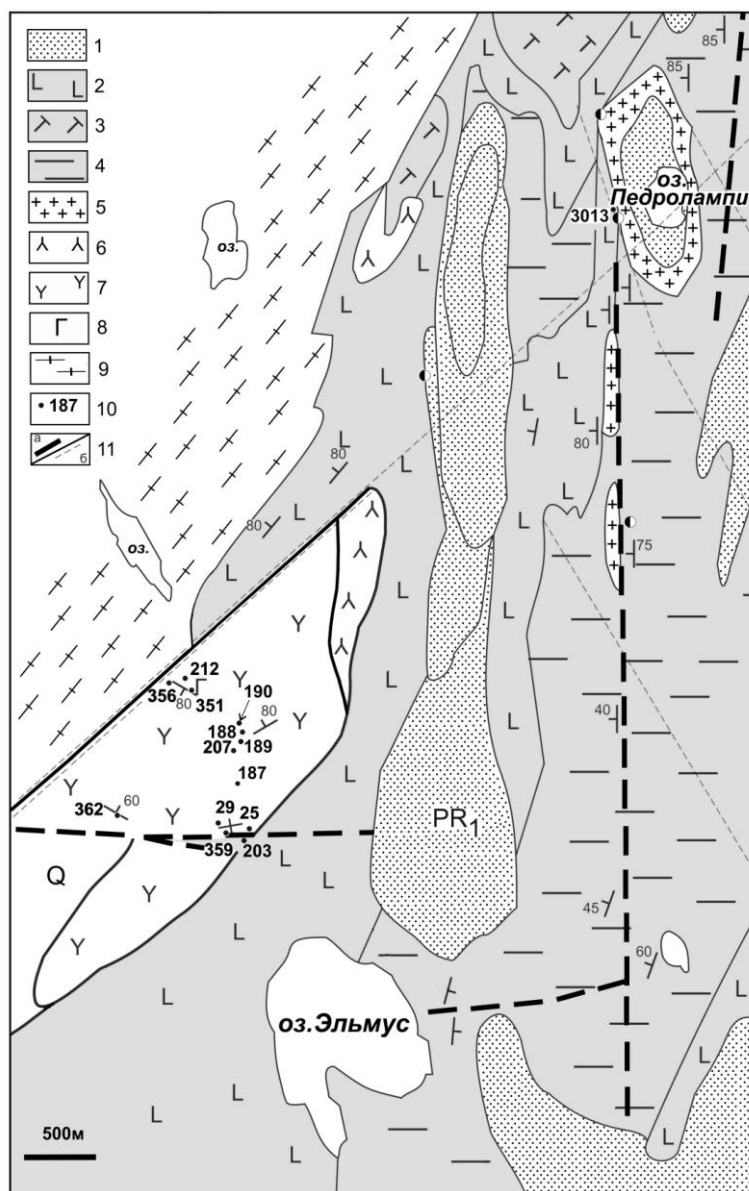


Рис. 5.10. Схема строения Эльмусского массива.

Геологическая карта Эльмусского района дана по Л.В. Кулешевич и О.Б. Лаврову (2007) с дополнениями автора.

Условные обозначения: 1 -палеопротерозойские (ятулийские и сумийские) осадочно-вулканогенные породы; неоархей, лопийский комплекс: 2 – метабазальты, 3 – метакоматииты, 4- сланцы по туфам и вулканитам андезитового и дацитового состава, углеродсодержащие сланцы, метаморфизованные песчаники и конгломераты бергаульской свиты; 5 - альбитизированные граниты, 6 – сиениты и субщелочные граниты, 7-8 - Эльмусский массив: 7 – монзониты - кварцевые монцодиориты, 8 – горблендиты, 9 – гнейсо-граниты, 10 – места отбора проб, для которых приведены химические анализы; 11 – тектонические нарушения: А - архейского возраста, Б – протерозойского.

В зонах контакта с вмещающими метавулканитами наблюдается рассланцевание и частичное окварцевание пород; с этими зонами связано развитие сульфидной

минерализации. Большинство зон тектонических нарушений и рассланцевания имеют СВ простирание, параллельное контактам интрузии (Иваников, 1997; Егорова, 2010).

U-Pb возраст цирконов кварцевых монцодиоритов Эльмусского массива равен 2742 ± 8 млн лет (Bibikova et. al., 2005).

Бергаулская интрузия относится к диорит – монцогранитному типу. Она расположена на СЗ границе ВД и прорывает метавулканы Бергаулской зеленокаменной структуры и гнейсо-граниты (рис. 5.11). Она располагается по берегам оз. Гормозеро, в плане имеет форму овала, размером около 1.5 x 2.5 км, вытянутого с ЮВ на СЗ.

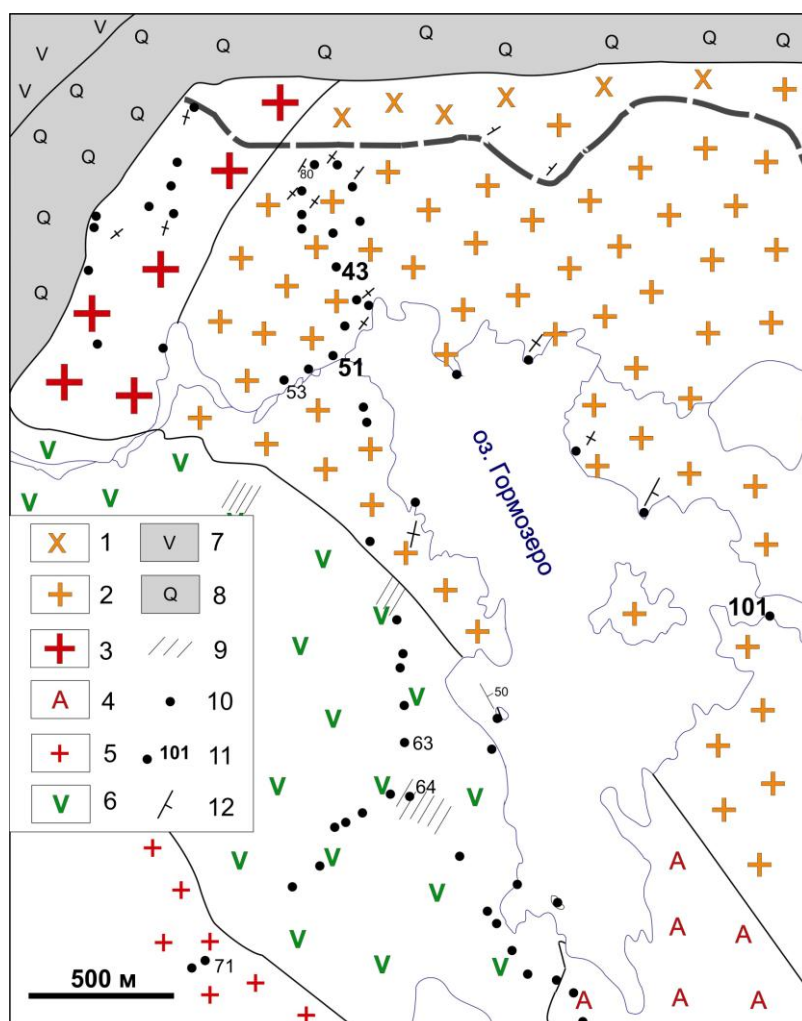


Рис. 5.11. Геологическая схема Бергаулского массива, составленная по материалам В.П.Чекулаева.

1 – 2 – породы массива: 1 – умереннощелочные диориты и кварцевые диориты, 2 – гранодиориты – монцограниты, 3 – 4 – гранитоиды, секущие породы массива: 3 – микроклин – порфиоровые граниты, 4 – аплиты и лейкограниты, 5 – 6 – вмещающие породы: 5 – трондьемиты, 6 – метабазальты, 7 – 8 – палеопротерозойский супракrustальный комплекс: 7 – диабазы, 8 – кварциты и коры выветривания, 9 – метасоматиты, 10 – обнажения, 11 – номер и место отбора пробы, 12 – элементы залегания.

Массив имеет двухфазное строение. Ранние диориты – кварцевые диориты обнажены на СВ периферии интрузии (Ларионова и др., 2007), вторая фаза представлена недифференцированными гранодиоритами - монцогранитами и занимает более 90% площади на современном эрозионном срезе. U-Pb возраст магматических цирконов монцогранитов равен 2730 ± 17 млн лет (Арестова и др., 2012 а, б). В монцогранитах были установлены ксеногенные цирконы с возрастом 2847 ± 32 млн лет (Арестова и др., 2012 а, б).

Хаутаваарский массив относится к монцодиорит-монцогранитному типу. Он расположен на западной окраине ВД, сечет метавулканы Хаутаваарского ЗКП (рис. 5.12).

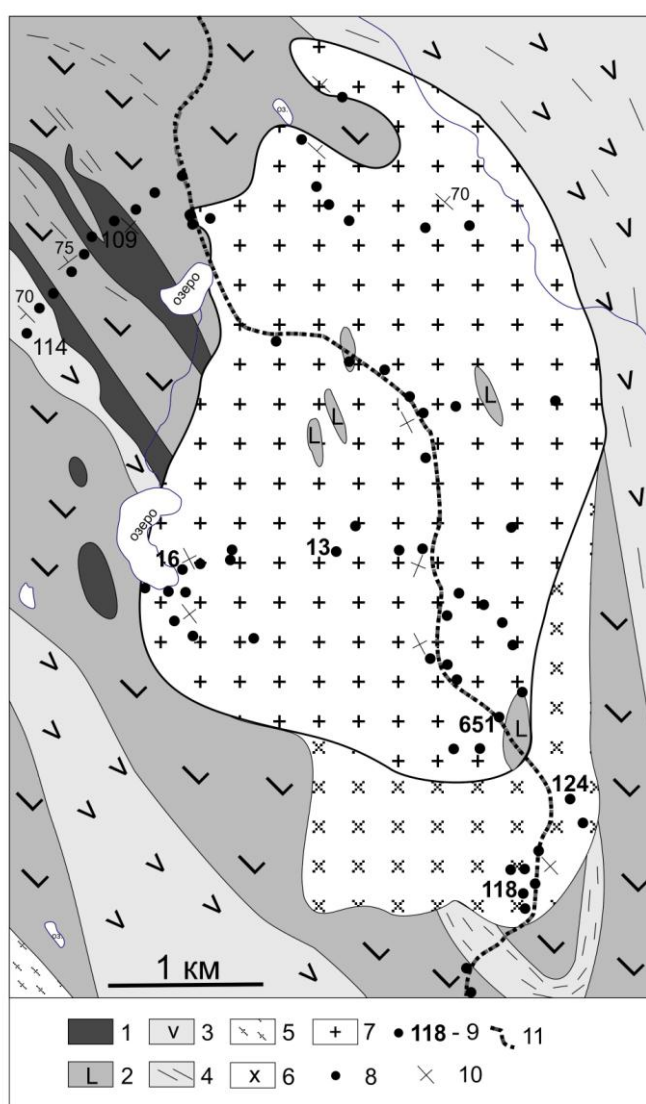


Рис. 5.12. Геологическая схема строения Хаутаваарского массива по Г.О. Глебовой-Кульбах (1960) и полевым материалам Н.А. Арестовой и В.П.Чекулаева.

1 – 4 – метавулканы Хаутаваарского ЗКП: 1 – метакоматииты, 2 – metabазальты, 3 – метаандезиты-дациты, 4 – амфиболовые сланцы, 5 – тоналито-гнейсы, 6 – 7 – породы массива: 6 – монцодиориты, 7 - кварцевые сиениты – граносиениты – монцограниты, 8 - обнажения, 9 – номер и место отбора пробы, 10 – элементы залегания, 11 – дорога.

Формирование массива происходило после деформации и метаморфизма пород Хаутоваарской структуры. (Иваников, 1997а). В плане интрузия имеет форму овала, размером 8 х 4 км, вытянута в субмеридиональном направлении. В ее строении принимают участие две интрузивные фазы: 1 - монцониты – монцодиориты с возрастом 2743 ± 8 млн лет (Bibikova et. al., 2005) и 2 – кварцевые сиениты – граносиениты – монцограниты с возрастом 2742 ± 23 млн лет (Bibikova et. al., 2005), которые составляют большую часть интрузии. В пределах всей интрузии отмечено большое количество ксенолитов вмещающих пород. Породы интрузии были в разной степени подвержены рассланцеванию и катаклазу после консолидации (Иваников, 1997а).

Костомукшский комплекс является примером диорит – гранодиоритовой серии санукитоидов. В его состав входит группа небольших интрузий, расположенных в р-не Костомукшского ЗКП, в их числе Кургенлампи, которая делится на южный массив - Таловейс (синоним Центральный Шток) и северный массив – Факторный (Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2005б).

Таловейс - наиболее крупная (0.5 х 1 км) и изученная интрузия Костомукшского комплекса (Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2005б), прорывает деформированные метавулканы Контоской серии. Массив имеет двухфазное, концентрически-зональное строение: первая фаза представлена диоритами - кварцевыми диоритами, для которых определен U-Pb возраст цирконов 2707 ± 9 млн лет (Bibikova et. al., 2005). Породы первой фазы прорываются порфировидными гранодиоритами второй фазы с возрастом 2718 ± 6 млн лет (Bibikova et. al., 2005, Самсонов и др., 2004). В цирконах гранодиоритов присутствуют ядра с возрастными 2.75 - 2.79 млрд лет (Bibikova et. al., 2005). Массив разбит на блоки двумя генерациями разломов: СЗ (близкое к субширотному) и СВ простирания, последние являются более поздними, с ними связано становление даек ультраосновных лампрофиров (Лобач-Жученко и др., 2005б). В южной части Костомукшского пояса, а также в ТТГ его обрамления диориты первой фазы встречаются в виде многочисленных даек (Самсонов и др., 2004).

Породы массива содержат ксенолиты вмещающих ультраосновных и основных вулканитов Костомукшского ЗКП (Самсонов и др., 2004).

К диорит-гранодиоритовому типу, можно так же отнести двухфазные интрузии: Ялонваара (Кондрашова, 2008), Большозеро (Самсонов и др., 2001), Нюк, Поросозеро (Кудряшов и др., 2013).

Однофазные интрузии

Являются наиболее распространенным типом санукитоидных интрузий. Они сложены однородными, либо дифференцированными, гранитоидами, преимущественно Fsp- порфировыми гранодиоритами. Породы содержат ксенолиты вмещающих пород, иногда мафические анклавы. Последние имеют родственный состав и, по-видимому, являются либо кумулатами, либо реликтами ранних магматических фаз. Большая часть однофазных интрузий расположена в Западной части щита (табл. 5.3, рис. 5.1).

В пределах блока Иломанси (территория юго-восточной Финляндии) серия однофазных массивов санукитоидов прорывают супракрустальные породы Иломанси ЗКП с возрастом 2754 ± 6 млн лет (рис. 5.1). Массивы санукитоидов можно разделить на две группы: 1 - более древние (2.74 млрд лет), синдеформационные тоналиты: Куйттила, Тасанваара и Сисманъярви (Оинассалми); 2 - более молодые (2.72 млрд лет) постдеформационные (?) гранодиориты – Qtz - монцодиориты: Иломансиъярви (Погоста) и Койтере⁴.

На территории блока Кианта большинство интрузий приурочено к Суомусалми – Кухмо ЗКП. По составу среди них также выделяется диорит-тоналитовая (без KFsp) (Лосо, Куусамо, Каапинсалми) и монцонит - гранодиоритовая (с KFsp) (Арола, Сиикалахти) группы (рис 5.1, табл 5.3).

К однофазным гранодиоритовым интрузиям также относятся: Тулос (ЗКД), Чалка (ВД), Колмозеро (Мурманский домен), Косиенфиль (Центральнокольский домен) (рис 5.1).

⁴ В работах (Heilimo et al., 2009,2010,2011,2012,2013) относится к блоку Иломанси, в работе (Hölttä et al.2012) – к Кианта (Лентуа) блоку.

Таблица 5.3. Строение и возраст других санукитоидных массивов Балтийского щита.

Кольский п-ов								
массив	Вмещающие породы	размер, км (км ²)	строение	порода	петрографический состав	возраст, млн. лет	метод, ссылка	ссылки
Холмватн	гнейсы, гранулитогнейсы кольской серии		однофазное	эндербит	Cpx, Opx, Hb, Bt, Act, KFs, Pl, +/- Qtz	2762±28	a, [L,95]	1
Косинфъель		50	однофазное	эндербит	Cpx, Opx, Hb, Bt, Act, KFs, Pl, +/- Qtz	2709±3	a, [L,95]	
Ропельв			двухфазное	монцонит - кварцевый монцодиорит сиенит	Cpx, Bt, Act, KFs, Pl, +/- Qtz	2727±24	a, [L,95]	
Тулумский		2 x 5	двухфазное	эндербит	Cpx, Opx, Hb, Bt, Act, KFs, Pl, +/- Qtz	2729±10	a, [L,95]	
Поросозерский	Колмозеро-Воронья ЗКП, гнейсы, гранулитогнейсы кольской серии	104	дифференцирован. от габбро-диоритов до гранитов, габбро-диориты - малые тела (кумуляты (?)) в кварцевых монцодиоритах, сечется дайками кв. диоритов-гранодиоритов, жилами аплитов и плагиогранитов, лейкогранитами, дайками лампрофиров, жилами пегматитов	1 фаза: габбро-диорит	Pl, Amp, Bt, KFs +/- Qtz, ep, mgt, sph, ap, aln, zrn			2 3
				1 фаза: кварцевый монцодиорит	Pl, Amp, Bt, KFs, Qtz, ep, mgt, sph, ap, aln, zrn	2734±4	a, [K,13]	
				1 фаза: гранодиорит - гранит	Pl, Amp, Bt, KFs, Qtz, ep, mgt, sph, ap, aln, zrn	2733±6	a, [K,13]	
				2 фаза: лейкогранит	Pl, +/- Amp, Bt, KFs, Qtz	2712±6	a, [K,13]	
				3 фаза: лампрофиры	Pl, Amp, Ep, carb, mgt, ap, zrn +/- Qtz	2680±10 2629±8	a, [K,13]	
				4 фаза: жилы пегматитов	Ab, Mi, Qtz, Mus, bt, turm, grt, mgt, gem, brnt, aln, aln, sph			
Колмозерский			однофазное	Гранодиорит	Pl, +/- Amp, Bt, KFs, Qtz	2736±11	a, [K,13]	

Ссылки: 1 - Nordgulen et al., 1995; 2 - Кудряшов и др., 2013; 3 - Петровский, 2002.

Таблица 5.3. Продолжение.

массив	вмеща- ющие породы	S, км (км ²)	строение	порода	возраст млн. лет	метод, ссылка	ссылки
Карелия							
север Центральнокарельского домена							
Куусамо	деформи- рованные и мигматизи- рованные гранито- гнейсы	неск. обн. на S= 30 x 40	однофазное западное продолже- ние диоритов Пяозерского массива	грано- диорит	2718±5	в, [Н,11]	4
Пяозер- ский				много- фазное, основная фаза - диориты- гранодиори- ты, их секут интрузии габбро, сиенитов, и дайки лампро- фиров	диориты - грано- диориты	2725±8	а, [Б,97]
		габбро					
		сиениты					
		лампро- фиры					
восток ЦКД							
Аминдо- мая		6.8	двух- фазное	габбро, габбро- нориты	2725±20	а, [И,97]	6
				Нориты- кв. диориты (с ОРх)			
ВД							
Конжозер- ский	Шилосский ЗКП, гранито- гнейсы		двухфазное	кв. сиенит	2743±15	б, [Ж,12]	7
				монцо- гранит	2762±9	б [Ж,12]	
Чалкин- ский	мета- вулканы Хаутаавар- ского ЗКП		однофазное	грано - диорит	2745±5	а, [О,94]	8
запад ЦКД							
Нюкозер- ский	супра- крупсталь- ные породы	5 x 6	дифферен- цированное от диоритов до гранитов	диорит			9
				грано- диорит	2709±10	в, [В,05]	
					2716±11	в, [В,05]	
Большо- зерский					грано- диорит	2732±4	а,[Ч,04]
				грано- диорит	2705 ± 5	в,[С,01]	10

Ссылки: 4 – Neilimo et al., 2011, 2013; 5 - Ларионова и др., 2007; 6 - Иваников, 1997а; 7 - Житникова и др., 2012; 8 - Овчинникова и др., 1994; 9 – Чекулаев и др., 2004; 10 - Самсонов и др., 2001.

Таблица 5.3. Продолжение.

Террейн Иломантси								
массив	вмещающ ие породы	S, км (км ²)	строение	порода	Петрогра- фический состав	возраст, млн. лет	метод, ссылка	ссылки
Куйттила	мета- вулcano- генно- осадоч- ные породы Хатту ЗКП	2 x 7	Одно- фазное, дифферен- цирован. от краев к центру	тоналиты- трондье- миты	Pl, Qtz, Bt, ±KFs, ap, zrn, ser, zo, cal	2741±9	в, [H,11]	11 12
						3223, 2863	г, [H,11]	
Тасан- ваара		5 x 10	Одно- фазное, недиф- ференц.	тоналиты	Pl,Qtz,Bt, ±KFs,ap, zrn,ser, zo, cal	2748±6	а, [V,93]	
Сис- манъяр- ви (Оинас- салми)		7 x 23	Двух- фазное, дифферен. 1фаза - анклавы; 2фаза – дифферен. тоналиты	1: ум/щел. диорит- кв. диорит	Pl, Hb, Bt, Qtz ap, zrn, zo			
				2 фаза: тоналиты	Pl, Hb, Bt, Qtz ap, zrn, zo	2744±5	в, [H,11]	
						2727±7 оболоч. 2691±7	г, [H,11] в, [H,11]	
Иломант- сиъярви (Погоста)		мета- вулcano- генно- осадоч- ные породы Хатту ЗКП, ТТГ	7 x 42	Двух- фазное, диффе- ренц., 1фаза - анклавы; 2фаза – дифферен. грано- диориты	1фаза (анклавы): монцонит	Pl, KFs, Bt, Hb, Qtz; Sph, Zrn. Ep, ab+zo, Ser, Chl		
	2 фаза: гранодиорит				Pl, Qtz, KFs, Bt, Hb; Sph, Zrn. Ep, ab+zo, Ser, Chl	2728±7	в, [H,11]	
террейн Раутаваара								
Нилсия	деформир ованные и мигматизи рованные гранито- гнейсы	8 x 22	одно- фазное	кв. монцонит	KFs, Pl, Qtz, Bt, Hb, Ep; Sph, Zrn, Ap, Mus, Chl	2724±28	в, [H,11]	4, 12, 13
						(я) 3200	г, [H,11]	
						1871±60	е, [Ko,92]	
						1828±55	д, [Ko,92]	

Ссылки: 11 - Sorjonen-Ward et al., 1993; 12 - Heilimo et al., 2010; 13 - Halla, 2005.

Таблица 5.3. Продолжение.

Западнокарельский домен (включая террейн Кианта)								
массив	вмещающие породы	S, км (км ²)	строение	порода	петрографический состав	возраст, млн. лет	метод, ссылка	ссылки
Каапмн-салми	метавулканогенно-осадочные породы Суомусалми ЗКП	10 x 15	однофазное	гранодиорит	Pl, Qtz, Hb, Bt; Kfs, Ep, Sph, Zrn, Ap, All	2722±4	в, [H,11]	4 12
Каартоъярвет	мигматизированные гранито-гнейсы	1 x 3	однофазное	монцонит - диорит	Pl (And), Hb, Bt, Zr, Sph, Kfs, Ep	2715 ± 3	в, [H,11]	14
Койтере	деформированные и мигматизированные гранито-гнейсы	40 x 50	однофазное, в северной части породы испытали гранулитовый метаморфизм	кв. монцонит	Pl, Kfs, Qtz, Bt, +/- Hb, +/- Opx, +/- CPx, ap, sph, Zr, chl	2722±6	в, [H,11]	4 12 13
						Ядра 3025±6 2770±12 оболоч. 2684 ± 2	г, [H,11]	
Сиикалахти	метавулканогенно-осадочные породы Кухма ЗКП, гранито-гнейсы	1.5 x 1.5	двухфазное, 1фаза: анклавы, 2фаза: кварцевые монцодиориты	1: монцодиорит	Pl, Kfs, Bt, Sph, Zrn, Ep.			14 15
				2: кварцевый монцодиорит	Pl (Olig/And), Kfs, Bt, Qtz, Sph, Zrn, Ser, Ep.	2683±9 ядра: 2789, 2808	в, [Ka,06] г, [Ka,06]	
Арола	породы Кухма ЗКП, гранито-гнейсы	2 x 25	двухфазное, 1ф: - анклавы, 2ф: гранодиориты	1: монцодиорит	Pl, Kfs, Bt, Zr, Sph, All, Ep			14
				2: гранодиорит	Alb/Olig/And, Kfs, Bt, Qtz, Zr, Sph, All, Cal, Ser, Ep	2723±4 ядра: 2841, 2846, 2786	в, [H,11] г, [H,11]	
Лосо	гранито-гнейсы	3 x 4	двухфазное, дифференцирован.	у/щел. диорит - кв. диорит	Olig, Qtz, Bt, Hbl, Sph, Zirc, Ap	2719±19	б, [Ka,07]	14
				кв. диорит - тоналит	Olig, Qtz, Bt, Hbl, Sph, Zirc, Ap			

Ссылки: 14 - Каруахо, 2006; 15 - Каруахо et al, 2006;

Методы определения возраста: а - U-Pb, Zrn, классический; б - U-Pb, Zrn, SHRIMP, ЦИИ ВСЕГЕИ, Россия; в - U-Pb, Zrn, NORDSIM, Швеция; г - Pb-Pb, Zrn, SHRIMP; д - K-Ar, Bt; е - K-Ar, Hb.

Источник данных о возрасте интрузий: [Б, 97] - Бибикова и др., 1997; [Ж, 12] - Житникова и др., 2012; [И, 97] – Иваников, 1997; [К, 13] - Кудряшов и др., 2013; [О, 94] - Овчинникова и др., 1994; [С, 01] - Самсонов и др., 2001; [Ч, 04] -Чекулаев и др., 2004; [В, 05] - Bibikova et. al., 2005; [L, 95] - Levchenkov et al.,1995; [Н, 11] - Heilimo et al., 2011; [Ка, 06], [Ка, 07] - Капуахо et al, 2006, 2007; [Ко, 92] – Kontinen et. al., 1992; [V, 93] - Vaasjoki et. al., 1993.

Выводы:

1. Длительность санукитоидного магматизма на Балтийском щите составила около 40-70 млн лет. Более древние интрузии расположены на юге и востоке щита (2.74 – 2.75 млрд лет), более молодые – на западе ((2.68) 2.71 – 2.73 млрд лет). В некоторых структурах присутствуют интрузии разного возраста (террейн Иломанси, северо-запад Центральнокольского домена). В ЗКД формирование санукитоидных интрузий и этап позднего ТТГ плутонизма перекрываются во времени.

2. Размещение интрузий контролируется тектонически-ослабленными зонами – крупными разломами, сдвигам, часто приуроченными к границам доменов, реже секущим эти границы.

3. Все многофазные санукитоидные интрузии расположены в центре БЩ вдоль разлома северо-западного простирания, маркирующего границу Суоярвско - Нюкозерского и Ондозерско-Выгозерского блоков ЦКД. Тогда как одно- и двухфазные – преимущественно на западе и востоке щита.

4. Преобладание среди санукикитоидных массивов интрузий центрального типа, с последовательным внедрением магматических фаз в одну камеру, участие в строении массивов большого числа разных по составу даек, реже штоков свидетельствует об их становлении в условиях тектоники растяжения.

5. Преобладание в породах порфировидных структур, участие в строение массивов большого числа субвулканических тел, магматических брекчий, свидетельствует о гипабиссальном становлении интрузий санукитоидов.

6. Строение многофазных комплексов (внедрение новых магматических фаз в консолидированные, иногда деформированные породы предыдущих фаз) свидетельствует о длительной истории их формирования.

7. Установлена связь между составом и строением санукитоидных интрузий:

- Все пироксенит-монцонитовые и пироксенит-сиенитовые интрузии образуют малые тела ($d < 10$ км), тогда как размер некоторых диорит-гранодиоритовых массивов достигает сотни км² (табл. 5.3, рис. 1).

- В строении большей части пироксенит-монцонитовых и пироксенит-сиенитовых интрузий присутствуют мафитовые фазы основного - ультраосновного состава, тогда как

диорит-гранодиоритовые интрузии либо содержат реликты мафитов основного - среднего состава (в виде включений), либо имеют однофазное строение и представлены только гранитоидами.

Глава 6. Петрография и минералогия санукитоидов Карелии.

Санукитоидные массивы представлены широким спектром пород от пироксенитов и фойдогаббро до лейкократовых монцогранитов и тоналитов. В работе использована петрографическая классификация, рассмотренная выше, в главе 2. Ниже приведено петрографическое описание пород, слагающих разные типы массивов: пироксенит – монцодиоритовый (Панозеро, Эльмус), пироксенит – сиенитовый (Западное Хижьярви, Шаравалампи), монцонит (диорит) – монцогранитный (Хаутаваара, Бергаул) и диорит – гранодиоритовый (Кургенлампи).

Петрографические типы массивов санукитоидов

Пироксент-монцодиоритовый тип

Панозерский массив (рис. 5.3)

Bt-Hb-пироксениты – монцогаббро расслоенного комплекса имеют панидиоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые и аллотриоморфнозернистые структуры. Первичные минералы Bt-Hb-пироксенитов представлены диопсидом (mg# 0.72 – 0.79, рис. 6.1, табл. 6.1), биотитом (mg# 0.54 – 0.6, рис. 6.3, табл. 6.3) и амфиболом (паргаситом и магнезиоганстингситом, mg# 0.50-0.68, рис. 6.2, табл. 6.2), соотношения которых варьируют. В монцогаббро к ним добавляется Pl (An₉₀) (до 50 %) и Kfs (до 5%). Акцессорные: Ap (до 3%), Sph, Zrn, Carb, Mag и Sulf (Лобач-Жученко и др., 2007).

Монцониты 1го магматического цикла представлены крупно и среднезернистыми монцонитами – монцодиоритами с гипидиоморфнозернистой, реже порфировой, структурами. Первичные минералы представлены диопсидом (mg# 0.71 – 0.75), биотитом (mg# 0.6), плагиоклазом (30-50%) и микроклином (20%), встречается до 5% роговой обманки. Акцессорные минералы: Ap (до 1.5%), Mag, Sulf, Sph, Aln, Zrn, Carb (Лобач-Жученко и др., 2007).

Монцониты – монцодиориты 2го магматического цикла имеют среднезернистую гипидиоморфнозернистую, реже порфировую структуру. Первичные минералы: биотит (15-30%), амфибол (эденит и магнезиальная роговая обманка mg# 0.67-0.73) (10-15%), плагиоклаз (первично An₄₀) (50-70%), Kfs (до 5%), редко встречаются реликты диопсида. Акцессорные минералы: Ap (до 1.5%), Mag, Sulf, Sph, Aln, Zrn, Carb, Qtz (Лобач-Жученко и др., 2007).

Монцодиориты – кварцевые монцодиориты 1й фазы 3го магматического цикла имеют порфировую структуру, образованную крупными зернами плагиоклаза (первично олигоклаза) (50-60%) и амфибола (реликты эденита в актинолите) (10-15%), окруженными

лейстами биотита (10-15%), в кварц-микроклиновой матрице (Qtz до 10%, Mi – 20%). Акцессорные минералы: Ap (до 1.5%), Mag, Sulf, Sph, Aln, Zrn (Лобач-Жученко и др., 2007).

Кварцевые монцодиориты 2й фазы 3го магматического цикла имеют крупнозернистую гипидиоморфнозернистую структуру. Первичные минералы: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) (50-60%), микроклин (20%), кварц (до 20%), эденит (mg# 0.73) (до 5%), биотит (mg# 0.58) (до 5 %). Акцессорные минералы: Ap, Mag, Sulf, Sph, Aln, Zrn, Carb (Лобач-Жученко и др., 2007).

Эльмусский массив (рис. 5.10)

Кварцевые монцодиориты представляют собой крупнозернистые породы, сложенные мезо- и антипертитовым полевым шпатом (60-80%), амфиболом (реликты эденита в актинолите, 10-15%), биотитом и флогопитом (до 10%, mg# 0.62-0.70, рис. 6.3, табл. 6.3), кварцем (5-10%) и карбонатом (до 3-5%). Акцессорные: Sph, Aln, Ap, Zrn, Mag и Sulf, а также торит, рутил, оксиды LREE. Породы имеют порфировую структуру за счет крупных (до 7мм) зерен мезопертитового полевого шпата, пространство между которыми выполнено темноцветными минералами и кварцем (Рис. 6.4 а) (Егорова, 2010).

Монцониты и монцодиориты от кварцевых монцодиоритов отличает более высокое содержание темноцветных минералов: эденита (10-30%), биотита (5-20%) и отсутствие магматического Qtz. Для них характерна большая степень вторичных изменений (эпидотизация, хлоритизация, окварцевание и катаклаз), что связано с их размещением преимущественно у контактов с вмещающими сланцами (Егорова, 2010).

Амфиболиты на 80-90 % сложены крупным амфиболом (реликты эденита (mg# 0.68) в актинолите, рис. 6.2, табл. 6.2); в интерстициях располагаются мелкие зерна микроклина (до 10%). Акцессорные: крупный Ap (до 5%), Carb (до 5%), Sph и мелкие рудные (меньше 1%) (Егорова, 2010).

Пироксенит – сиенитовый тип

Западно-Хижьярвинский массив (рис. 5.8)

Крупнозернистые сиениты массива обладают гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой структурами.

Главные минералы: анти- и мезапертитовый полевой шпат (70-80%), кварц (5-10%), амфибол (эденит mg# 0.50) (5-10%), диопсид (до 5%). Акцессорные минералы: Mgt, Sph, Zrn и Ap (Иваников, 1997; Егорова, 2010).

Меланократовые шпиры в крупнозернистых сиенитах (< 1% от объема породы) варьируют по составу от клинопироксенитов до амфиболовых габбродиоритов. Они

имеют гипидиоморфнозернистую структуру. Амфибол (эденит $mg\#$ 0.63, частично замещенный роговой обманкой и актинолитом, рис. 6.2, табл. 6.2) и диопсид ($mg\#$ 0.65-0.77, рис. 6.1, табл. 6.1) образуют крупные идиоморфные кристаллы, между которыми располагаются зерна Kfs и Pl. Акцессорные минералы: Bt, Qtz, Mgt, Sph, Ap. Главные вариации в химическом составе определяются содержанием мафических минералов, которое варьирует от 90% в клинопироксенитах до 45% в габбродиоритах, что, по-видимому, связано с разным объемом кумлусной фазы. В габбродиоритах встречаются редкие зерна кварца (Иваников, 1997; Егорова, 2010).

Лейкократовые и кварцсодержащие сиениты имеют тот же минеральный состав, что и крупнозернистые сиениты, но отличаются более низким содержанием темноцветных минералов (до 10%). В них преобладают полевые шпаты, преимущественно анти- и мезопертиты, хотя встречаются и отдельные зерна альбита и микроклина. Содержание кварца в наиболее кислых разновидностях достигает 10% (Иваников, 1997; Егорова, 2010).

Четкой границы, отделяющей лейкократовые сиениты от крупнозернистых мезократовых сиенитов, не прослеживается: уменьшение мафических минералов происходит постепенно.

Сяргозерский комплекс (рис. 5.6)

Метапироксениты (горблендиты) – габбро 1й магматической фазы (рис. 5.6, 5.7a) – массивные, средне- крупнозернистые породы, состоят на 80-95% из диопсида ($mg\#$ = 0.7-0.8, рис. 6.1, табл. 6.1) и темно-зеленого амфибола паргасит/магнезиогастингсит - эденитового ряда ($mg\#$ 0.51-0.73, рис. 6.2, табл. 6.2). В большей части изученных образцов пироксен не сохраняется. Содержание биотита не превышает 5 %. В наиболее дифференцированных разновидностях отмечается до 60% основного Pl, замещенного альбитом с цоизитом (представлены в Сяргозерской интрузии). Акцессорные минералы: F-апатит (3- 10%), магнетит (3 – 20%) и сфен (1-8%) содержатся в переменных количествах, в отдельных зонах достигают высоких концентраций (Слюсарев и др., 2001 и собственные наблюдения).

Сиениты - кварцевые сиениты (рис. 5.6, 5.7в) – средне- крупнозернистые, иногда порфировидные, до гигантозернистых (в Сяргозерском массиве), в разной степени разгнейсованные породы. Изменяются от меланократовых до лейкократовых разностей, при удалении от контакта с ультрамафитами. Выделяются на фоне всех остальных пород комплекса ярко розовой окраской полевого шпата. Состоят на 70-90% из Fsp: плагиоклаза (раскисленный олигоклаз), меза- и антипертитового анортоклаза, ортоклаза и микроклина; в лейкократовых сиенитах присутствует кварц до 15%. Темноцветные минералы (от 5 до 30%, в более меланократовых породах): диопсид, сине-зеленая роговая обманка,

актинолит, биотит, эпидот. Диопсид (встречается только в меланосиенитах) образует идиоморфные таблички, по составу более железистый и щелочной, чем в метапироксенитах (Слюсарев и др., 2001), псевдоморфно замещается сине-зеленой Hb, по которой развивается Act. Зеленый биотит (до 5%) встречается в виде мелких чешуй, содержит включения апатита. Акцессории: Ap (до 5%), Mgt (до 5%), Sph (до 4%), их концентрации снижаются с возрастанием SiO₂ в породе. По строению, петрографическим особенностям и составу они аналогичны акцессориям метапироксенитов.

Граносиениты - мелко- и среднезернистые, иногда порфировые породы массивной текстуры. Порфировые вкрапленники сложены анти- и мезапертитовым полевым шпатом (серитизирован и сосюритизирован), матрица состоит из мелких зерен микроклина, альбита и кварца, содержание последнего около 15-20%. Темноцветные минералы представлены хлоритизированным биотитом, актинолитом и эпидотом (в сумме меньше 10 %). Акцессории – апатит, сфен и циркон (Бибикова и др., 2006 и собственные наблюдения).

Габбро-диорит-плагиогранитный тип

Vt-габбро-диориты – диориты – кварцевые диориты **Сяргозерского комплекса (интрузия Шаравалампи)** (рис. 5.6, 5.7б), обладают преимущественно порфиробластовой структурой за счет крупных зерен вторичного амфибола в средне-, мелкозернистой матрице биотит-плагиоклазового состава ± кварц. Текстуры от массивной и слабогнейсовидной, до гнейсовой в приконтактных породах. Породы содержат 15-40% пятнистого амфибола (голубовато-зеленая Hb (mg# = 0.66-0.69, рис. 6.2, табл. 6.2, по которой развит актинолит). В некоторых образцах в Hb наблюдаются кляксовидные включения кварца, что, видимо, является следствием замещения первичного пироксена амфиболом. Темно-зеленый биотит (mg# = 0.6) (5 – 10% и до 30% в сильно разгнейсованных образцах) вместе с эпидотом развивается по амфиболу, а также образует самостоятельные скопления в виде гнезд в массивных породах и в виде линейных зон – в гнейсах. Плагиоклаз (40-60%), ксеноморфный по отношению к амфиболу, почти полностью замещен ab-zo – агрегатом. Встречаются мелкие единичные зерна микроклина. В наиболее кислых разностях встречается до 15 % кварца. Акцессорные: апатит, сфен, карбонаты. Породы в районе контакта с основными метавулканитами подвержены сильной эпидотизации, которая проявлена как в виде многочисленных мелких прожилков, так и в развитии эпидота по амфиболу и плагиоклазу и формировании собственных крупных кристаллов. В некоторых образцах содержание эпидота достигает 30-40%.

Плагиограниты (на восточном контакте комплекса)

Тоналиты среднезернистые Pl – порфировые породы с массивной, иногда – слабогнейсовидной текстурой. Pl (60-70%) почти полностью замещен ab-zo – агрегатом. Пространство между вкрапленниками Pl выполняют амфибол (светло-зеленый актинолит 1-5%), мелкие чешуйки светлого зеленовато-коричневого биотита (до 5%), кварц (10-20%), эпидот, акцессорные: апатит, сфен (образует бурые мелкозернистые агрегаты), рудные. Встречаются крупные рыжевато-коричневые полуразрушенные зерна сфена.

Трондьемиты массивные среднезернистые кварц (20-30%) – плагиоклазовые (65-75%) породы, с единичными лейстами зеленого биотита, хлорита и агрегатами мелкозернистого эпидота. Трондьемиты, по-видимому, не имеют отношения к санукитоидному комплексу.

Монцонит (диорит) – монцогранитный тип

Бергаулский массив (рис. 5.11)

Монцограниты, слагающие большую часть массива, имеют среднезернистую, иногда порфировую структуру и массивную текстуру. Порфировые вкрапленники сложены анти- и мезапелитовым полевым шпатом (серитизирован и сосюритизирован), матрица состоит из мелких зерен микроклина, кислого плагиоклаза и кварца (25-30%). Темноцветные минералы представлены биотитом, актинолитом и эпидотом (в сумме меньше 10 %). Акцессории – апатит, сфен и циркон.

Хаутаваарский массив (рис. 5.12)

Монцониты-монцодиориты 1й магматической фазы – среднезернистые, в разной степени огнейсованные породы, сложены плагиоклазом (35-55%), микроклином (15-30%), амфиболом (10-25%), биотитом (10-20%) и кварцем (0-12%), акцессорные: ap, sph, mgt, carb; вторичные: act, ep, chl, bt, mus, ab (Иваников, 1997а).

Кварцевые сиениты 2й магматической фазы имеют средне-крупнозернистую, иногда порфировидную структуру, сложены микроклином (41.9%), есть пертиты, плагиоклазом (25 %), кварцем (20 %), биотитом (10%), амфиболом (1-2%), акцессорные: ap, sph, all, zr, mgt (Иваников, 1997).

Диорит – гранодиоритовый тип

Массив Кургенлампи (Таловейс), Костомукинский комплекс

Вт-Нб-диориты – кварцевые диориты 1й магматической фазы имеют неоднородное по зернистости строение. Внешняя оторочка массива сложена среднезернистыми Вт-Нб-диоритами: плагиоклаз 30-50%, амфибол 15-25%, биотит 5%, кварц до 5%. Кварцевые диориты приурочены к зоне контакта 1й и 2й магматических фаз и имеют порфировидную

структуру, обусловленную крупными зернами плагиоклаза в равномерно-зернистом Qtz-KFsp-Bt матриксе. Главные минералы: плагиоклаз 55-60%, биотит 15-20%, кварц 5-15%, амфибол < 5%. Акцессорные: ар, sph, carb, zr, ер. Интрузивных соотношений между Bt-Hb-диоритами и кварцевыми диоритами не установлено (Самсонов и др., 2004; Lobach-Zhuchenko et. al., 2005; Лобач-Жученко и др., 2005б).

Вт-гранодиориты – граниты 2й магматической фазы имеют порфировидную структуру: более крупные идиоморфные зерна плагиоклаза, кварца, биотита располагаются в мелкозернистом кварц-плагиоклаз-биотит-микроклиновом матриксе. Главные минералы: кислый плагиоклаз 45-55%, биотит 5-20%, кварц 25-30%, микроклин до 20%, акцессорные: Mus 1-5%, Hb<1%, ар, ер, sph, sulf, zrn. (Самсонов и др, 2004).

Все описанные выше санукитоиды в той или иной степени подвержены низкотемпературным изменениям: эпидотизации, хлоритизации и окварцеванию. Магматический амфибол замещается актинолитом, что обуславливает зональное и пятнистое строение зерен, по трещинам спайности и краям развиваются биотит и мелкозернистый агрегат эпидота. Биотит в наиболее измененных породах хлоритизирован. Практически весь плагиоклаз соскюритизирован. В отдельных случаях, особенно в приконтактных зонах, наблюдается расщелачивание и окварцевание пород. Увеличение содержаний рудных минералов (особенно сульфидов) также связано с этими зонами.

Описание и состав минералов разных типов санукитоидов: общие черты и различия.

Клинопироксен присутствует в санукитоидах пироксенит-монцодиоритового и пироксенит – сиенитового типа. Он образует бесцветные округлые зерна 2-3 мм в диаметре. В большинстве случаев наблюдается его замещение роговой обманкой, актинолитом и/или биотитом по краям и трещинам спайности. В некоторых случаях остаются лишь реликты внутри актинолита. Первично магматическая природа пироксена определяется идиоморфизмом по отношению ко всем порообразующим минералам. Большинство зерен однородно и отвечает диопсидам с mg# 0.70-0.80, согласно классификации (Morimoto, 1988) (рис. 6.1, табл. 6.1). Встречающиеся реликты клинопироксена внутри актинолита также отвечают диопсидам, но имеют более низкую магнезиальность 0.63-0.65. Некоторые пироксены Шаравалампинского массива (Сяргозерский комплекс) попадают в поле авгита (рис. 6.1).

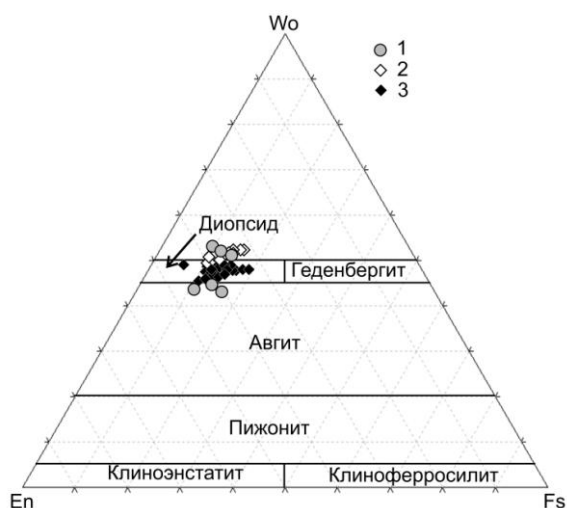


Рис. 6.1. Состав клинопироксенов санукитоидов Карелии:

- 1 – Сяргозерский комплекс,
2 – Западно-Хижъярвинский массив,
3 – Панозерский массив.

Таблица 6.1. Представительные составы клинопироксенов санукитоидов Карелии.

Инtruзия	Панозеро								Зап. Хижъярви			Шаравалампи		
порода	пироксенит			монцонаббро		монцонит			монцонит			пироксенит		
№ пробы	238	236/1	236/1	202	201a	238/11	204	235	184	134a	134a	503	9745	9743/1
SiO ₂ в породе	42.14	42.52	42.52	45.18	51.73	52.85	54.20	57.33	51.00	54.66	54.66	47.88	40.41	
mg# в породе	0.60	0.66	0.66	0.59	0.52	0.59	0.57	0.53	0.68	0.56	0.56	0.50	0.61	
минерал	диопсид												авгит	
SiO ₂	51.47	51.00	50.72	51.21	51.75	52.04	50.85	51.24	50.23	51.62	51.97	52.24	53.66	53.36
TiO ₂		0.26	0.26	0.14	0.33	0.10	0.25	0.06	0.32	0.04	0.06	0.00	0.21	0.36
Al ₂ O ₃	0.90	1.52	1.04	1.48	2.76	1.36	1.60	0.40	1.69	0.44	0.65	0.14	1.32	1.57
Cr ₂ O ₃		0.09	0.02	0.06	0.08	0.06	0.00	0.04	0.01	0.01	0.07	0.06	0.01	
FeO	7.99	9.21	7.61	8.06	6.95	8.47	8.21	9.94	10.55	10.03	7.43	8.43	6.49	9.41
MnO	0.25	0.30	0.32	0.36	0.16	0.32	0.25	0.68	0.35	0.69	0.47	0.44	0.31	0.40
MgO	14.14	13.47	14.20	13.58	14.40	14.15	13.77	12.36	11.25	11.73	13.98	12.85	14.40	12.22
CaO	24.69	23.28	24.54	23.63	23.62	22.65	22.90	23.35	25.44	24.24	23.64	25.95	20.30	18.93
Na ₂ O	0.41	0.52	0.21	0.85	0.70	1.32	1.37	1.07	0.64	1.11	1.01	0.73	0.70	1.30
сумма	99.85	99.71	99.00	99.42	100.82	100.52	99.20	99.17	100.54	99.95	99.35	100.83	97.57	97.85
mg#	0.76	0.72	0.77	0.75	0.79	0.75	0.75	0.69	0.66	0.68	0.77	0.73	0.80	0.70
Формула рассчитана на 6 катионов														
Si	1.908	1.868	1.899	1.904	1.888	1.905	1.885	1.926	1.876	1.930	1.929	1.927	2.022	2.026
Al	0.039	0.066	0.046	0.065	0.112	0.059	0.070	0.018	0.074	0.020	0.028	0.006	0.059	0.070
Ti	0.000	0.007	0.007	0.004	0.009	0.003	0.007	0.002	0.009	0.001	0.002	0.000	0.006	0.010
Cr	0.000	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002		
Fe ^{III}	0.175	0.216	0.156	0.181	0.138	0.221	0.210	0.206	0.205	0.201	0.182	0.190	0.059	0.112
Fe ^{II}	0.020		0.028	0.038	0.074	0.002	0.000	0.050	0.075	0.063	0.007	0.003	0.156	0.196
Mn	0.008	0.009	0.010	0.011	0.005	0.010	0.008	0.022	0.011	0.022	0.015	0.014	0.010	0.013
Mg	0.781	0.760	0.792	0.753	0.783	0.772	0.761	0.692	0.626	0.654	0.773	0.707	0.809	0.692
Ca	0.987	0.968	0.991	0.947	0.929	0.894	0.916	0.947	1.025	0.977	0.946	1.032	0.820	0.770
Na	0.029	0.037	0.015	0.061	0.050	0.094	0.099	0.078	0.046	0.081	0.073	0.052	0.051	0.096
ссылка	1	1	1	1	1	1	1	1	нд	нд	нд	нд	2	2

Ссылки здесь и в табл. 6.2-6.4: 1 – Лобач-Жученко и др., 2007, 2 - Слюсарев и др., 2001, 3 – данные В.В. Иваникова, нд - неопубликованные данные автора.

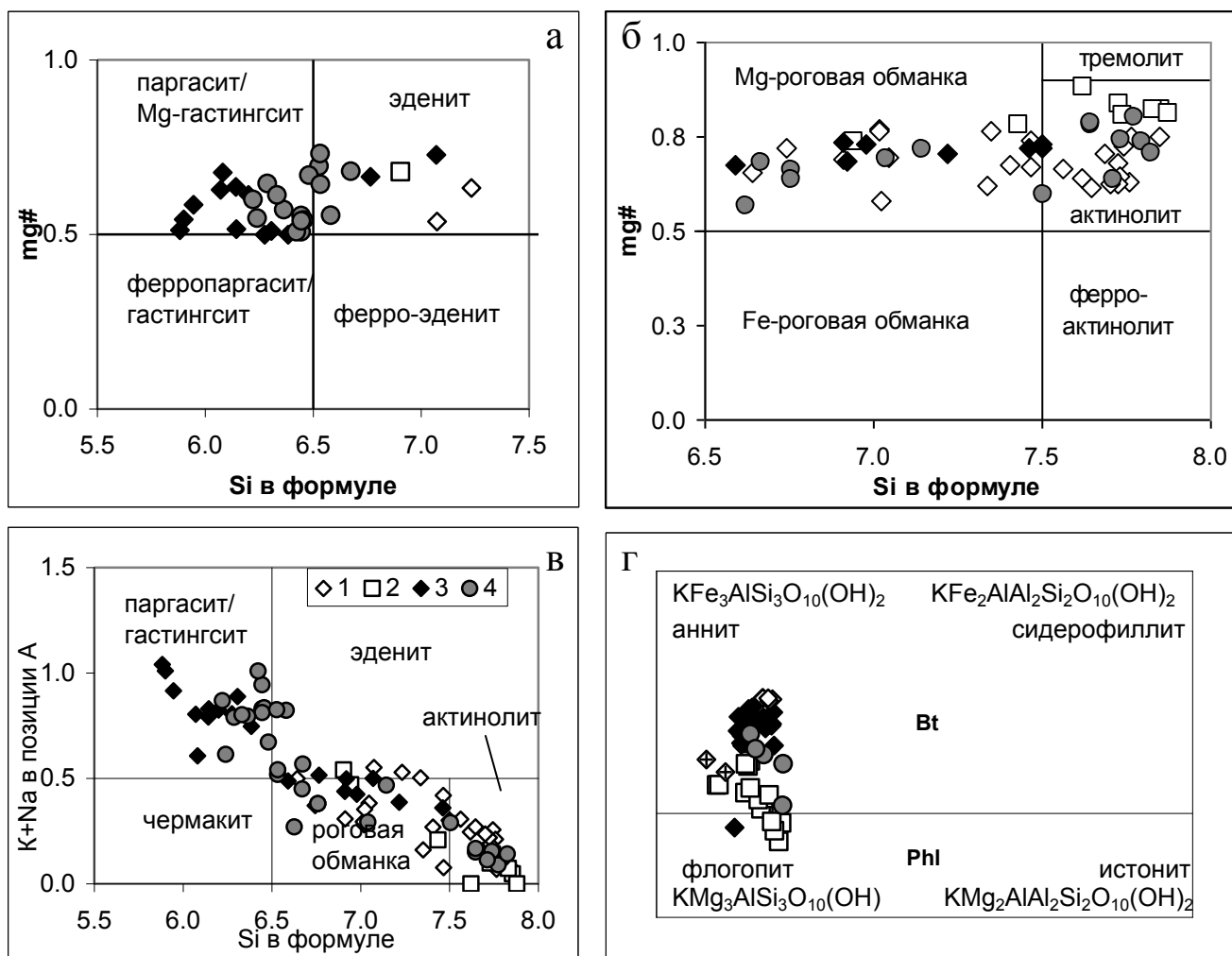


Рис.6.2. Классификация амфиболов (а-в) по (Leake et al, 1997) и слюд (г) по (Райдер, 1998) санукитоидов Западно-Хижьярвинского (1), Эльмусского (2), Панозерского (3) массивов и Сяргозерского комплекса (4), Восточная Карелия. Черные плюсы на рис г – хлоритизированные зерна.

Амфибол присутствует во всех типах санукитоидов. По химическому составу все амфиболы относятся к группе кальциевых амфиболов ($Ca_v \geq 1,5$) (Leake et al., 1997). Для расчета состава и классификации амфиболов была использована программа WinAmphcal (Yavuz, 2007). Магматические амфиболы представлены паргаситом и магнезиогастингситом в ультраосновных породах и эденитом – в основных и средних. Низкотемпературные изменения привели к развитию магнезиальной роговой обманки и актинолита по первичному амфиболу, в результате которых амфибол имеет пятнистую светло- и темно-зеленую окраску и неоднородный состав в виде непрерывного ряда от паргасита/магнезиогастингсита - эденита до замещающего их актинолита (рис. 6.2 в, табл. 6.2). Амфиболы пироксенит-сиенитового типа санукитоидов характеризуются немного более высокой железистостью и щелочностью по сравнению с амфиболами пироксенит-монцодиоритового типа санукитоидов (рис. 6.2, табл. 6.2).

Биотит, реже флогопит является породообразующим минералом для большинства санукитоидов, исключение составляют породы пироксенит – сиенитовой группы, в которых слюда присутствует в качестве акцессорного или вторичного минерала. Биотит образует лейсты темно буро-зеленого цвета, также развивается по трещинам в амфиболе и пироксене, сам замещается хлоритом. Встречаются зерна с сагинитовой решеткой (Панозерский и Хаутаваарский массив). Содержит включения ортита в сростках с эпидотом и мелкого апатита. По химическому составу слюда является высокомагнезиальным биотитом, реже флогопитом (табл. 6.3, рис. 6.3). Слюдь всех типов санукитоидов имеют близкое содержание глинозема, и немного различаются по магнезиальности, которая коррелируется с магнезиальностью породы.

Таблица 6.2. Представительные составы амфиболов санукитоидов Карелии.

Массив	Панозеро								Западное Хижъярви			
порода	ультрамафиты					монцодиорит		Кв. монцодиорит	Габбро		Монцонит	сиенит
№ пробы	236/1	202	236/1	238	201	208	235	156	184	184	134а	159
SiO ₂ в породе	42.52	45.18	42.52	42.14	42.58	54.14	57.33	65.72	51	51	54.66	61.94
mg# в породе	0.66	0.59	0.66	0.6	0.6	0.57	0.53	0.54	0.68	0.68	0.56	0.38
минерал	Паргасит		Mg-гастингсит		Mg-роговая обманка		Эденит				Mg-роговая обманка	
SiO ₂	40.20	41.68	40.51	38.92	44.59	52.16	46.00	48.66	49.29	49.08	51.01	47.83
TiO ₂	2.04	0.66	2.23	1.89	0.55	0.28	0.96	0.55	0.29	0.76	0.49	0.36
Al ₂ O ₃	12.54	11.70	13.22	12.85	10.33	2.62	7.08	4.85	5.15	5.85	3.67	6.46
Cr ₂ O ₃	0.18	0.05	0.14	0.00	0.00				0.03	0.00	0.08	0.00
FeO	13.64	18.71	13.34	18.69	15.05	12.61	16.72	14.74	14.41	14.34	13.78	19.21
MnO	0.11	0.37	0.11	0.31	0.26	0.30	0.40	0.57	0.49	0.60	0.54	0.89
MgO	11.35	9.36	11.72	9.64	12.06	16.21	12.75	14.67	13.59	14.66	14.38	10.74
CaO	11.68	11.81	12.10	11.85	11.53	12.90	11.85	11.82	12.97	11.40	13.19	11.03
Na ₂ O	2.11	2.46	2.27	2.62	1.64	0.96	1.81	1.93	1.41	1.43	0.73	1.59
K ₂ O	1.30	1.32	0.00	1.63	1.02	0.19	0.70	0.44	0.69	0.75	0.35	0.88
сумма	95.15	98.11	95.64	98.40	97.02	98.23	98.27	98.23	98.31	98.87	98.20	98.99
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.64	0.51	0.68	0.54	0.68	0.73	0.67	0.73	0.63	0.77	0.68	0.58
Si	6.14	6.31	6.08	5.90	6.59	7.50	6.77	7.07	7.23	7.02	7.41	7.02
Ti	0.23	0.08	0.25	0.22	0.06	0.03	0.11	0.06	0.03	0.08	0.05	0.04
Al	2.26	2.09	2.34	2.30	1.80	0.44	1.23	0.83	0.89	0.99	0.63	1.12
Cr	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺	0.27	0.34	0.42	0.54	0.59	0.22	0.65	0.60	0.05	0.79	0.17	0.67
Fe ²⁺	1.48	2.03	1.25	1.83	1.28	1.30	1.41	1.19	1.72	0.93	1.50	1.69
Mn ²⁺	0.01	0.05	0.01	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07	0.06	0.07	0.07	0.11
Mg	2.59	2.11	2.62	2.18	2.66	3.47	2.80	3.18	2.97	3.13	3.11	2.35
Ca	1.91	1.91	1.95	1.93	1.83	1.99	1.87	1.84	2.04	1.75	2.05	1.74
Na	0.63	0.72	0.66	0.77	0.47	0.27	0.52	0.54	0.40	0.40	0.21	0.45
K	0.25	0.25	0.00	0.32	0.19	0.04	0.13	0.08	0.13	0.14	0.07	0.17
ОН	2.00	2.00	2.00	2.00	1.97	1.92	1.96	1.94	1.96	1.91	1.94	1.96
ссылки	1	1	1	1	1	1	1	1	нд	нд	нд	нд

Таблица 6.2. Продолжение.

массив	Эльмус			Сяргозерский комплекс							
Порода	амфиболит		Кв. монцо- диорит	Метапироксенит (горблендит)						Габбро- диорит	сиенит
№ пробы	212	212	29	9741/ 6	503	503	505	503	505	511	9507
SiO ₂ в породе	50.2	50.2	61.60		47.88	47.88	49.5	47.88	49.5	51.92	
mg# в породе	0.72	0.72	0.59		0.50	0.50	0.56	0.50	0.56	0.66	
минерал	Эденит	Mg-роговая обманка		Mg- гастингсит	Паргасит		Эденит		Mg-роговая обманка		
SiO ₂	45.99	47.10	51.96	43.47	41.27	42.04	42.74	44.16	45.84	48.05	45.31
TiO ₂	1.09	0.56	0.52	1.29	1.18	1.34	1.42	0.56	0.52	0.37	1.18
Al ₂ O ₃	7.08	6.74	4.08	10.01	9.55	9.63	11.25	9.44	9.33	5.74	8.33
Cr ₂ O ₃	0	0.34	0.03	0.04	0.10		0.06	0.05	0.05		0.01
FeO	12.98	12.53	9.48	14.02	16.63	17.27	15.07	17.65	14.05	14.82	16.76
MnO	0.33	0.25	0.24	0.25	0.31	0.33	0.10	0.42	0.22	0.24	0.37
MgO	13.62	14.59	16.91	12.75	10.47	10.42	11.64	10.99	13.28	14.11	11.26
CaO	12.2	12.19	13.36	12.28	12.03	12.17	13.15	12.40	13.09	13.09	10.80
Na ₂ O	1.4	1.42	0.42	1.88	2.00	2.02	2.06	2.31	1.54	0.65	1.12
K ₂ O	0.88	0.72	0.50	0.88	1.13	1.20	1.10	0.94	0.72	0.58	1.74
сумма	95.57	96.44	97.49	98.44	94.67	96.42	98.60	98.90	98.64	97.65	101.4
Mg/ (Mg+Fe ²⁺)	0.68	0.73	0.78	0.67	0.55	0.54	0.61	0.56	0.68	0.69	0.63
Si	6.90	6.94	7.44	6.48	6.44	6.46	6.33	6.58	6.67	7.04	6.76
Ti	0.12	0.06	0.06	0.15	0.14	0.16	0.16	0.06	0.06	0.04	0.13
Al	1.25	1.17	0.69	1.76	1.76	1.74	1.97	1.66	1.60	0.99	1.47
Cr	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.19	0.38	0.12	0.35	0.21	0.20	0.25	0.25	0.36	0.44	0.64
Fe ²⁺	1.44	1.16	1.02	1.39	1.96	2.02	1.62	1.95	1.35	1.37	1.45
Mn ²⁺	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.01	0.05	0.03	0.03	0.05
Mg	3.05	3.21	3.61	2.83	2.44	2.39	2.57	2.44	2.88	3.08	2.50
Ca	1.96	1.93	2.05	1.96	2.01	2.00	2.09	1.98	2.04	2.06	1.73
Na	0.41	0.41	0.12	0.54	0.61	0.60	0.59	0.67	0.43	0.19	0.32
K	0.17	0.14	0.09	0.17	0.23	0.23	0.21	0.18	0.13	0.11	0.33
ОН	2.00	1.97	1.91	1.99	2.00	2.00	1.98	1.99	1.94	1.96	1.99
ссылка	нд	нд	нд	2	нд	нд	нд	нд	нд	нд	2

Таблица 6.2. Продолжение.

массив	Пано- зеро	Западное Хижъярви					Эльмус		Шаравалампи			
порода	М/дио- рит	габбро		М/дио- рит	сиенит		Габ- бро	Кв. м/дио- рит	Метапироксенит (горблендит)			
№ пробы	208	184	184	134а	159	149	212	29	503	503	503	505
SiO ₂ в породе	54.14	51.00	51.00	54.66	61.94		50.20	61.60	47.88	47.88	47.88	49.50
mg# в породе	0.57	0.68	0.68	0.56	0.38		0.72	0.59	0.50	0.50	0.50	0.56
минерал	актинолит											
SiO ₂	52.16	53.29	51.01	53.51	54.22	52.2	55.19	55.13	53.52	54.04	52.6	54.16
TiO ₂	0.30	0.04	0.29	0.07	0.00	0.0	0.00	0.06	0.13	0.00	0	0.06
Al ₂ O ₃	2.60	1.28	3.04	1.79	1.45	1.8	0.63	1.36	1.32	0.45	1.29	2.25
Cr ₂ O ₃		0.00	0.01	0.02	0.00	0.0	0.09	0.01		0.01	0	0.08
FeO	13.00	11.16	12.99	14.22	15.52	14.7	7.55	8.04	10.53	10.04	15.4	9.74
MnO	0.45	0.45	0.23	0.52	1.05	0.87	0.31	0.25	0.33	0.31	0.78	0.26
MgO	15.90	16.24	14.63	14.28	14.76	13.5	19.30	19.45	16.16	17.46	13.2	17.44
CaO	12.77	13.51	12.59	13.57	12.15	13.0	13.63	13.53	13.63	14.00	13.9	13.95
Na ₂ O	1.00	0.77	0.21	0.53	0.68	0.64	0.13	0.29	0.34	0.30	0.27	0.56
K ₂ O	0.15	0.22	1.30	0.20	0.12	0.20	0.06	0.11	0.14	0.04	0.19	0.08
сумма	98.33	96.94	96.30	98.71	99.95	96.9	96.97	98.23	96.09	96.65	97.59	98.59
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.72	0.73	0.67	0.65	0.63	0.62	0.82	0.84	0.74	0.80	0.64	0.78
Si	7.50	7.74	7.56	7.73	7.76	7.72	7.85	7.73	7.80	7.77	7.71	7.65
Ti	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al	0.44	0.22	0.53	0.31	0.25	0.32	0.11	0.22	0.23	0.08	0.22	0.38
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.25	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.14	0.03	0.29	0.24	0.14
Fe ²⁺	1.31	1.33	1.61	1.69	1.83	1.80	0.90	0.80	1.25	0.92	1.65	1.01
Mn ²⁺	0.06	0.06	0.03	0.06	0.13	0.11	0.04	0.03	0.04	0.04	0.10	0.03
Mg	3.41	3.52	3.23	3.08	3.15	2.98	4.09	4.07	3.51	3.75	2.90	3.67
Ca	1.97	2.10	2.00	2.10	1.86	2.06	2.08	2.03	2.13	2.16	2.18	2.11
Na	0.28	0.22	0.06	0.15	0.19	0.18	0.04	0.08	0.10	0.08	0.08	0.15
K	0.03	0.04	0.25	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03	0.01	0.04	0.02
ОН	1.92	1.94	1.98	1.93	1.91	1.98	1.90	1.87	1.95	1.92	1.96	1.89
ссылки	1	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд

Полевые шпаты представлены самостоятельными зернами плагиоклаза, калиевого полевого шпата (обычно микроклина) и анти- и мезопертитовым полевым шпатом (особенно характерен для сиенитов и монцогранитов). Плагиоклаз почти полностью замещен ab-zo-агрегатом. По KFsp развивается mus. Мезо- и антипертиты часто содержат Са-составляющую – вкрапления цоизита, что указывает на первично анортоклазовый состав полевого шпата. В сиенитах массива Западное Хижъярви, Сяргозерского комплекса и монцогранитах Бергаулского массива преобладают антипертиты, в монцогранитах Хаутоваарского массива и кварцевых монцодиоритах Эльмусского массива, преобладают пертиты и мезопертиты. Для KFsp санукитоидов характерно повышенное содержание Ва (табл. 6.4).

Таблица 6.3. Представительные составы слюд санукитоидов Карелии.

массив	Панозеро							Эльмус				Шаравалампи		Хижъярви
порода	Bt-Hb-пироксенит				монзонит		монцо-диорит	кварцевый монцодиорит				Bt-Hb-пиро-ксенит	габбро	
№ обр	236/1	238	237	201	238/11	204	235	156	29	29	207	9745	511	184
SiO ₂ в породе	42.52	42.14	42.26	42.58	52.85	54.2	57.33	65.72	61.6	61.6	63.3	40.41	51.92	51
mg# в породе	0.66	0.6	0.62	0.61	0.59	0.57	0.53	0.54	0.59	0.59	0.62	0.61	0.66	0.68
минерал	Phl	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Phl	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	38.43	36.26	38.01	38.79	38.72	38.41	37.00	37.77	40.22	39.01	38.49	39.07	39.54	37.53
TiO ₂	0.51	0.95	0.96	0.71	1.05	1.04	1.56	1.29	1.26	1.16	1.06	0.63	1.43	1.66
Al ₂ O ₃	14.69	15.44	16.18	16.27	14.71	14.98	15.51	14.74	17.11	15.82	14.75	14.55	15.86	15.88
Cr ₂ O ₃	0.12		0.05	0.03	0.04					0.06	0.07		0.08	0.03
FeO	13.93	17.82	18.77	16.44	18.92	17.40	18.02	17.54	12.67	14.08	15.43	14.94	15.86	19.42
MnO	0.16	0.23	0.25	0.32	0.30	0.28	0.35	0.31	0.25	0.10	0.17	0.26	0.20	0.23
MgO	17.36	13.63	12.90	13.95	13.41	14.78	13.11	13.80	16.65	14.63	14.47	17.05	13.74	12.27
CaO	0.82								0.00	0.00	0.00	0.20		0.00
Na ₂ O		0.31		0.15	0.03		0.24	0.26	0.24	0.39	0.02	0.04	0.36	0.24
K ₂ O	8.68	9.48	9.69	9.10	9.62	9.73	9.52	9.91	9.96	10.66	10.52	9.10	10.54	10.09
BaO	0.28	1.13	0.38	0.85	0.76						0.14			
сумма	94.99	95.25	97.19	96.60	97.56	96.62	95.31	95.62	98.36	95.89	95.11	95.84	97.61	97.35
mg#	0.69	0.58	0.55	0.60	0.56	0.60	0.56	0.58	0.70	0.65	0.63	0.67	0.61	0.53
Si	2.865	2.802	2.862	2.909	2.916	2.870	2.835	2.886	2.904	2.562	2.933	3.147	2.8947	2.848
Ti	0.029	0.055	0.054	0.040	0.060	0.058	0.090	0.074	0.068	0.057	0.061	0.038	0.0787	0.095
Al	1.291	1.407	1.436	1.439	1.306	1.320	1.401	1.328	1.456	1.224	1.351	1.381	1.3687	1.421
Cr	0.007	0.000	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.010	0.000	0.0000	0.002
Fe*	0.868	1.151	1.182	1.031	1.191	1.088	1.155	1.121	0.765	0.773	0.995	1.006	0.9710	1.232
Mn	0.010	0.015	0.016	0.020	0.019	0.017	0.023	0.020	0.015	0.005	0.012	0.018	0.0124	0.015
Mg	1.929	1.570	1.447	1.559	1.506	1.646	1.497	1.572	1.791	1.432	1.638	2.046	1.4990	1.388
Ca	0.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.0000	0.000
Na	0.000	0.046	0.000	0.022	0.004	0.000	0.036	0.039	0.034	0.050	0.020	0.006	0.0511	0.035
K	0.826	0.934	0.931	0.871	0.924	0.927	0.930	0.966	0.917	0.893	1.027	0.935	0.9844	0.976
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
ссылка	1	1	1	1	1	1	1	1	нд	нд	нд	2	нд	нд

Апатит, сфен, магнетит и сульфиды являются типичным аксессуарами всех типов санукитоидов, ниже дана их краткая характеристика.

F-Апатит встречается в виде включений в темноцветных минералах и самостоятельных крупных округлых и боченовидных зерен, содержит примеси Sr.

Сфен образует рубашки вокруг магнетита, мелкозернистые агрегаты вместе с эпидотом среди продуктов замещения амфибола и биотита, а также собственные крупные ромбические кристаллы рыжевато-коричневого цвета, обогащен Ba, Sr, LREE.

Магнетит и сульфиды встречается в виде редких зерен неправильной формы.

Карбонаты характерны для многих санукитоидов, особенно пироксенит – монзонитового типа. Они образуют ксеноморфные зерна неправильной формы и заполняют пространства между зернами и, иногда, трещины в минералах. В отдельных образцах встречаются крупные зерна и агрегаты зерен, приуроченные к плоскостям сланцеватости в породе. В рассланцованных приконтактных породах содержания

карбоната выше (до 10%), в них он вместе с мелкозернистым кварцем, хлоритом и эпидотом залечивает трещины в породе. По составу карбонат отвечает кальциту, реже доломиту. Обогащен Sr и Mn.

В породах содержится большое количество включений неправильной формы, заполняющих дислокации в породе и минералах, они часто образуют ассоциации с эпидотом, сфеном, хлоритом и карбонатом. В таких зонах встречены: богатый Ba и LREE торит, оксиды LREE, рутил с высоким содержанием LREE, сульфиды. Эпидот и сфен в этих зонах также обогащены LREE (рис. 6. 5в-е).

Таблица 6.4. Представительные составы калиевых полевых шпатов санукитоидов Карелии.

массив	Панозеро					Западное Хижъярви	
порода	монцонит		монцодиорит		Кв. монцо-диорит	габбро	монцодиорит
№ пробы	201a	238/11	208	235	156	184	134a
SiO ₂ в породе	51.73	52.85	54.14	57.33	65.72	51	54.66
mg# в породе	0.52	0.59	0.57	0.53	0.54	0.68	0.56
SiO ₂	64.15	64.41	63.71	62.18	62.71	64.20	63.12
TiO ₂	0.06					0.04	0.00
Al ₂ O ₃	17.95	18.55	18.16	18.74	18.57	17.75	18.09
FeO	0.63	0.05				0.21	0.04
MnO	0.01	0.01				0.07	0.01
MgO	0.21					0.00	0.00
CaO	0.02					0.00	0.00
Na ₂ O	1.24	0.36	0.28	0.15	0.33	0.56	0.16
K ₂ O	14.84	15.59	16.55	15.52	16.43	17.08	17.04
BaO	0.11	1.64	0.59	2.69	1.30	0.55	0.72
сумма	99.21	100.61	99.29	99.28	99.34	100.52	99.17
ссылки	1	1	1	1	1	нд	нд
массив	Эльмус			Хаутоваара	Ялонваара	Аминдомаоя	
порода	Кв. монцодиорит			монцогранит	гранодиорит		
№ пробы	207	29	29	652-1	510-2	30	30
SiO ₂ в породе	63.3	61.6	61.6	70.11			
mg# в породе	0.62	0.59	0.59	0.39			
SiO ₂	63.12	61.53	59.10	63.80	63.80	64.24	64.07
TiO ₂	0.02	0.00	0.00		0.18		
Al ₂ O ₃	17.98	18.82	19.79	18.28	18.54	18.71	19.28
FeO	0.08	0.00	0.00	0.15	0.06		
MnO	0.09	0.03	0.00				
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.28
Na ₂ O	0.26	0.32	0.42	1.33	1.16	1.35	1.89
K ₂ O	17.34	15.34	13.90	15.15	15.32	15.18	13.93
BaO	0.83	4.33	6.93	0.38	0.75	0.51	0.37
сумма	99.72	100.36	100.14	99.09	100.00	99.99	99.82
ссылки	нд	нд	нд	3	3	3	3

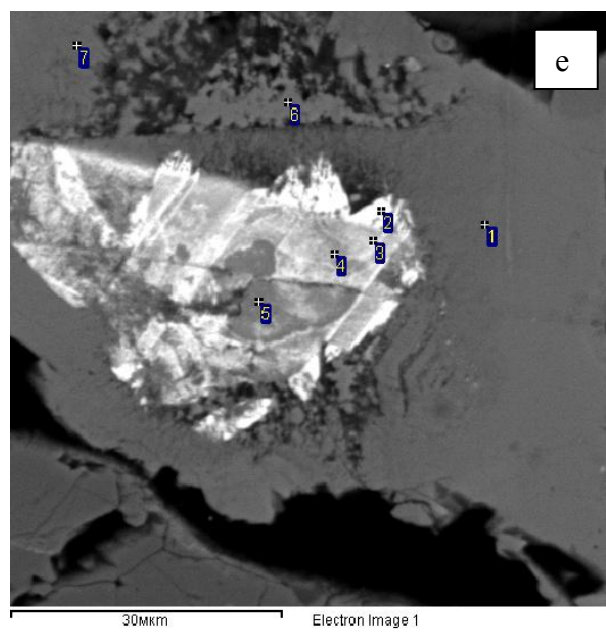
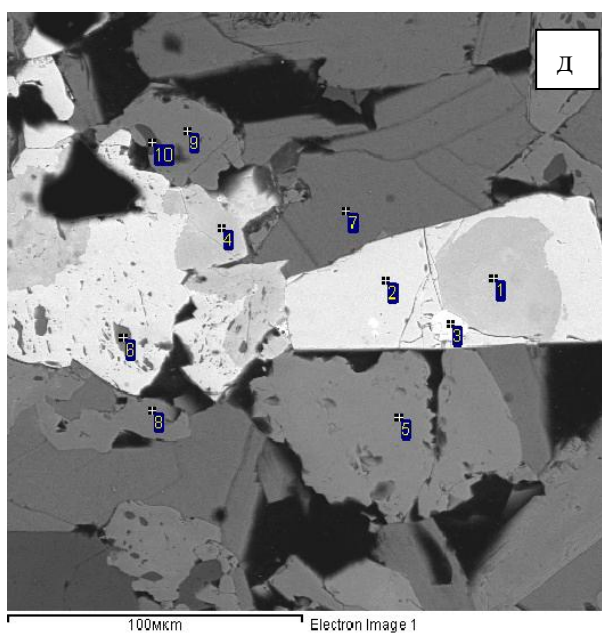
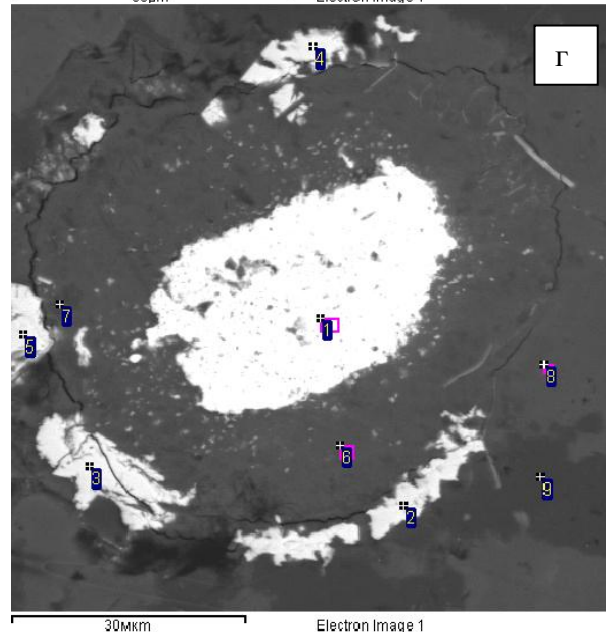
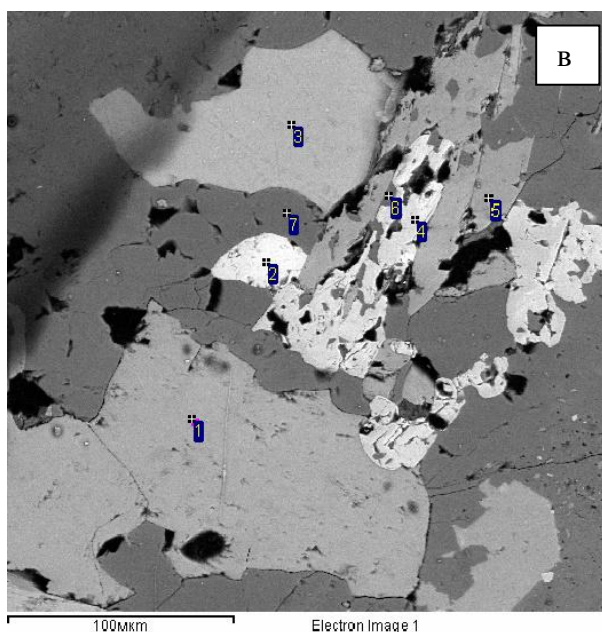
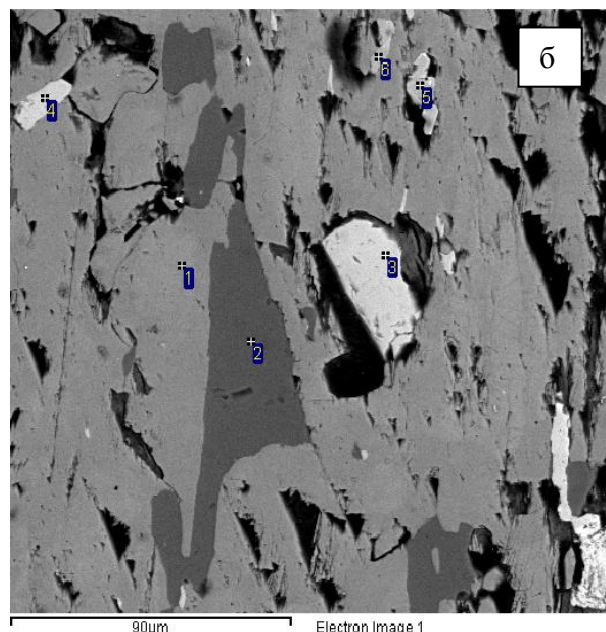
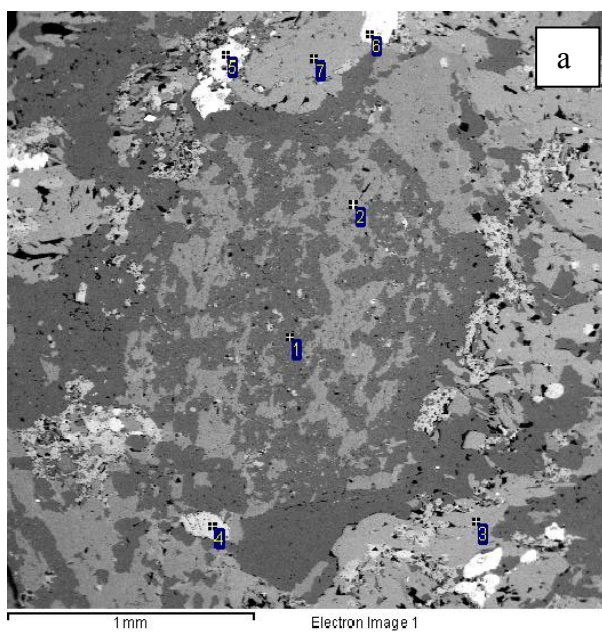


Рис. 6.4. Фотографии кварцевого монцодиорита Эльмусского массива, выполненные с помощью растрового электронного микроскопа в КарНЦ РАН, Петрозаводск. (а) Мезапелитовый полевой шпат: 1- альбит, 2 – КПШ; 3, 7 – биотит, 4 - фтор-апатит, 5, 6 – сфен. (б) Включения в амфиболе: 1 - актинолит, 2 – кварц, 3, 4 - фтор-апатит, 5, 6 – эпидот. (в) 1 – кальцит, 2 - фтор-апатит, 3 – флогопит, 4 – эпидот, 5 – актинолит, 6, 7 – кварц. (г) Включение торита в полево шпате: 1 - торит с Ba и LREE, 2-5 - ободок распада торита – La-Ce – оксид, 6, 7 – хлорит, 8 – КПШ, 9 – альбит. (д) 1, 4 - магнетит, 2 – пирротин, 3 - циркон, 5 – апатит, 6 – амфибол, 7 – биотит, 8, 9 – эпидот, 10 – кварц. (е) Включение в сфене: 1, 7 – сфен, 2 - La-Ce – оксид, 3 - 5 – рутил, обогащенный LREE, 6 – рутил.

Выводы

1. В целом, санукитоиды рассмотренных интрузий имеют сходный петрографический состав и химический состав минералов. Небольшие вариации в составе породообразующих минералов отражают различия состава исходных расплавов. Мафические минералы пироксенит-сиенитового типа санукитоидов характеризуются самой высокой железнитостью, амфиболы обладают более высокой щелочностью по сравнению с амфиболами других санукитоидов. Мафические минералы Эльмусского массива характеризуются максимальным значением индекса магнезиальности, что отражает высокую магнезиальность в породе. С ростом кремнекислотности пород снижается глиноземистость амфиболов во всех рассмотренных интрузиях, что закономерно для процессов последовательной кристаллизации. Слюды разных массивов различаются магнезиальностью, но имеют близкие содержания глинозема.

2. Присутствие в составе санукитоидов амфибола и биотита в качестве первичных породообразующих минералов и карбонатов, свидетельствует об участии в процессах формирования санукитоидных массивов С-О-Н флюида.

3. КПШ санукитоидов имеют повышенное содержание BaO (табл. 6.4), в кварцевых монцодиоритах Эльмуса содержание BaO в КПШ достигает 7%. Также повышенные содержания Ba отмечается в некоторых биотитах и роговых обманках.

4. Неравномерное обогащение минералов редкими элементами, их максимальные концентрации в поздних фазах, таких как эпидот, сфен, карбонат, рутил, торит, оксиды LREE, карбонаты, повышение концентраций редких элементов в породообразующих минералах на контакте с этими зонами - свидетельствуют о метасоматическом характере обогащения пород и минералов, вероятно, на поздне- постмагматической стадии в результате проработки пород сингенетическими флюидами, а не во время магматической кристаллизации минералов. Подтверждается этот вывод неоднородным распределением REE в цирконах, амфиболах и пироксенах (Федотова и др., 2009; Гусева, Скублов, 2011).

Глава 7. Геохимическая характеристика санукитоидов

Геохимические особенности санукитоидной серии

Главные геохимические критерии, которые служат для выделения санукитоидов в самостоятельную магматическую серию - это высокое значение $mg\#$ (50-75), высокие концентрации Cr (200 - 500 ppm) и Ni (80 - 300 ppm), и одновременно повышенное содержание LREE ($La > 50$ ppm, до 300 ppm), $Ba > 1000$, $Sr > 800$ ppm, щелочей (особенно калия) и P_2O_5 (0.6 – 2%) в примитивных членах серии с содержанием SiO_2 45-53 %. Процессы эволюции первичных расплавов, такие как фракционная кристаллизация, ассимиляция вещества вмещающих пород и смешение с инородными расплавами, могут приводить к отклонениям от заданных характеристик, и, как правило, сопровождаются ростом содержания SiO_2 и снижением концентраций как совместимых, так и несовместимых элементов.

Для всех санукитоидов характерно фракционированное распределение REE ($(La/Yb)_n = 15-50$ (ср. 30)), отсутствие Eu – аномалии на спектрах распределения REE, а также наличие отрицательных аномалий Ta, Nb и Ti в спектре распределения редких элементов (рис. 7.3).

Геохимические отличия санукитоидов от других архейских гранитоидов

От пород ТТГ ассоциации санукитоиды отличаются высокой магнезиальностью $mg\#$, и более высоким содержанием K_2O , Ba, Sr, Cr, Ni и LREE, для ТТГ характерны содержания $SiO_2 > 62\%$, тогда как санукитоидная серия объединяет породы с содержанием SiO_2 от 40 до 72% (рис. 7.1-7.3).

Неоархейские умереннощелочные граниты, которые так же, как и санукитоиды, характеризуются повышенными содержаниями щелочей, LILE и LREE, отличаются от санукитоидов более низкой величиной $mg\#$ (0.25 – 0.4), низким содержанием Sr, Cr, Ni, и более высоким содержанием SiO_2 , K_2O , Ba, LREE. В отличие от санукитоидов для них характерна отрицательная Eu – аномалия на спектре распределения REE (Чекулаев, 1999).

Геохимическая характеристика санукитоидов Балтийского щита

Анализ химического состава санукитоидов Балтийского щита основан на большой коллекции данных (более 500 результатов химических анализов, в том числе более 100 неопубликованных ранее). Методы определения химического состава пород описаны в главе 1.

Содержание SiO_2 в санукитоидах БЩ варьирует от 39 до 72 %, преобладают породы, содержащие 55-67% SiO_2 (табл. 7.1). В многофазных комплексах: Панозерском, Пяозерском и Сяргозерском, - наиболее полно представлен весь спектр составов пород,

тогда как в одно- и двухфазных интрузиях преобладают породы с содержанием $\text{SiO}_2 > 60\%$, а мафиты встречаются лишь в некоторых массивах в виде включений, реликтов ранних фаз или кумулусных образований.

Геохимические серии санукитоидов Балтийского щита

На диаграмме $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$, составы санукитоидов БЩ занимают поля умереннощелочных и известково-щелочных пород (рис. 7.1).

Известково-щелочные санукитоиды характеризуются более низкими концентрациями LREE и LILE ($\text{Sr} = 400\text{--}1000$ ppm, ср 700, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.7$, $\text{Nd}_{\text{ср}} = 28$ ppm (11–56 ppm)) и имеют промежуточный состав между умереннощелочными санукитоидами и архейскими ТТГ (табл 7.2, рис 7.1–7.4).

На этом основании на БЩ можно выделить две серии санукитоидов: **умереннощелочную и известково-щелочную.**

К первой были отнесены санукитоиды умереннощелочного состава (рис 7.1), характеризующиеся максимальной степенью обогащения LREE и LILE (рис 7.2, 7.3, 7.4). Большая часть санукитоидов этой серии представлена в многофазных интрузиях, расположенных в центре Фенно-Карельской провинции Балтийского щита (восточная часть ЦКД) (рис. 5.1).

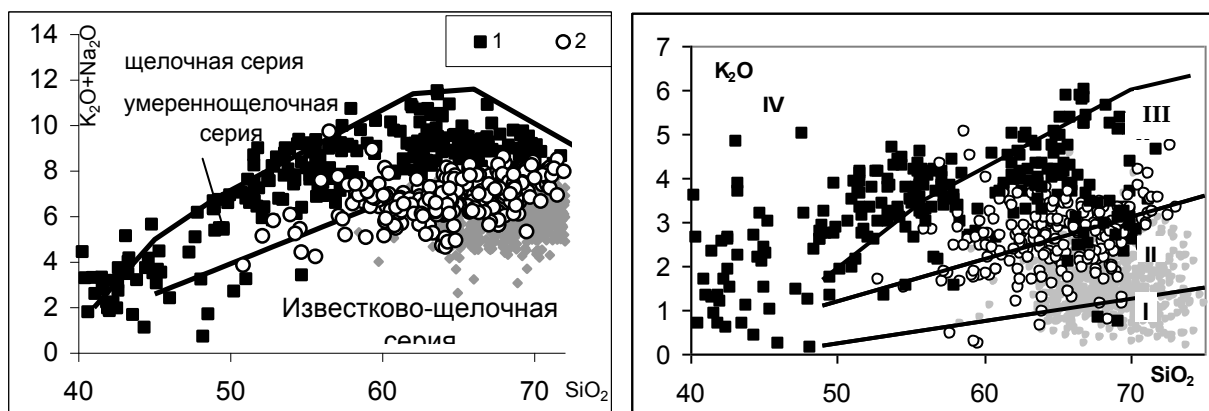


Рис. 7.1. Диаграммы $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ и $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$.

1–2 - санукитоиды БЩ: 1 - умереннощелочная серия, 2 – известково-щелочная серия. Серые ромбы - архейские породы тоналит – трондjemит – гранодиоритовой серии (ТТГ) Балтийского щита (Чекулаев, 1996).

Составы санукитоидов (более 500) взяты из работ: (Nordgulen et al., 1995; Слюсарев и др., 2001; Самсонов и др., 2004; Halla, 2005; Lobach-Zhuchenko et al., 2005; Каруахо et al., 2006; Ларионова и др., 2007; Егорова, 2010; Heilimo et al., 2010, 2011; Дмитриева, 2011; Кудряшов и др., 2013), также использованы неопубликованные данные автора.

Границы полей серий разной щелочности на левом рисунке даны по (Богатиков, 2008). На правом рисунке: I – толеитовая серия, II – известково – щелочная серия, III – высоко калиевая серия, IV – шшонитовая серия. Границы полей взяты из (Turner et al., 1996).

Ко второй серии были отнесены санукитоиды преимущественно известково-щелочного состава, характеризующиеся промежуточным содержанием LREE и LILE между умереннощелочными санукитоидами и архейскими породами TTГ – серии БЩ. К этой серии относится большая часть интрузий Западной Карелии (в том числе Финляндии) и Кольского п-ва (табл 7.1, рис. 5.1).

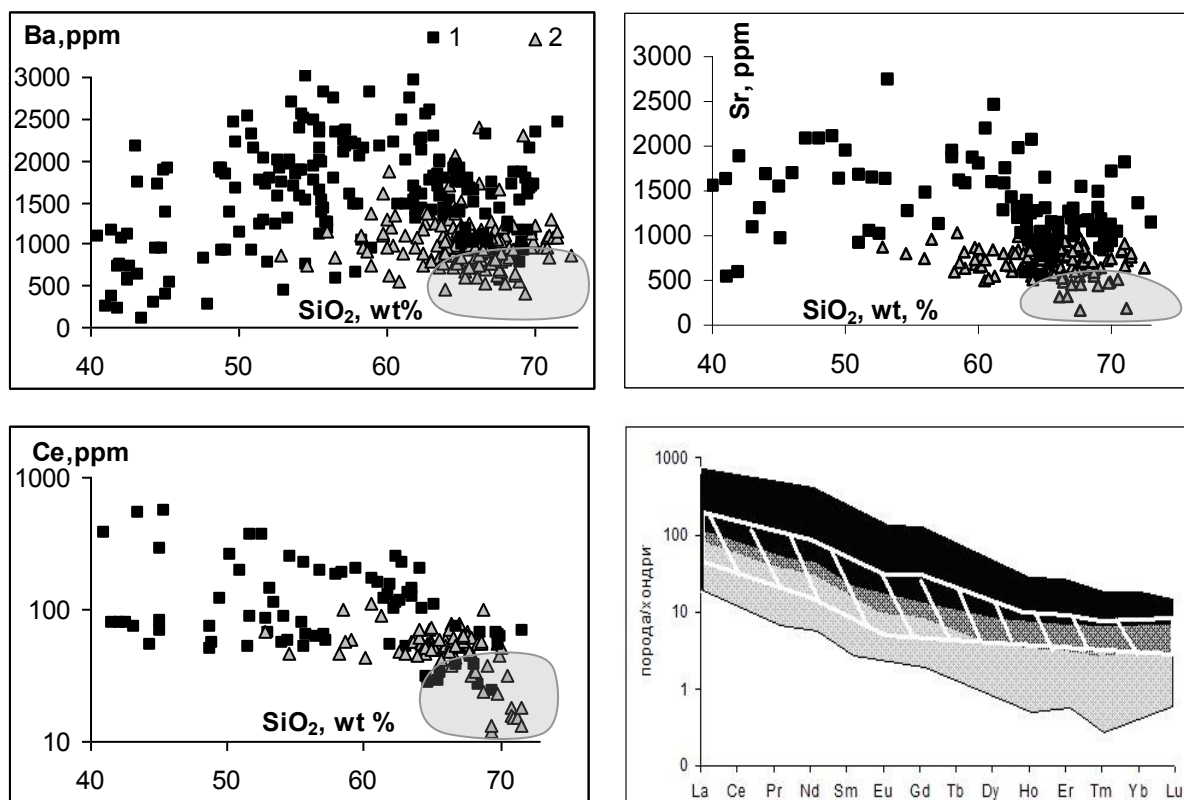


Рис. 7.2. Геохимические различия умереннощелочных (1, черная область) и известково-щелочных (2, белый контур со штриховкой) санукитоидов БЩ. Серые поля – составы TTГ пород, даны для сравнения. Содержание REE в породе нормировано на хондрит по (Taylor & McLennan, 1985).

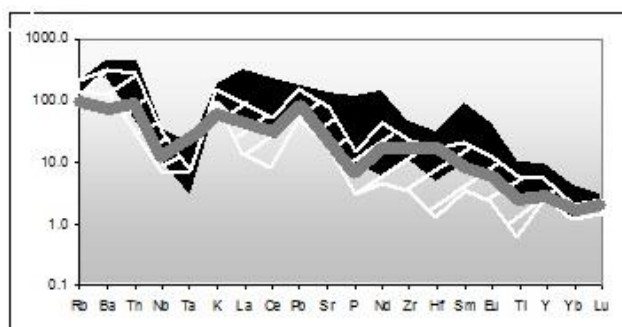


Рис. 7.3. Спектр распределения редких и редкоземельных элементов в санукитоидах БЩ: черное поле – умереннощелочной серии, область с белым контуром и штриховкой – известково-щелочной серии. Жирная серая линия – средний состав TTГ БЩ показан для сравнения.

Содержание редких и редкоземельных элементов нормировано на примитивную мантию по (Sun, McDonough, 1989).

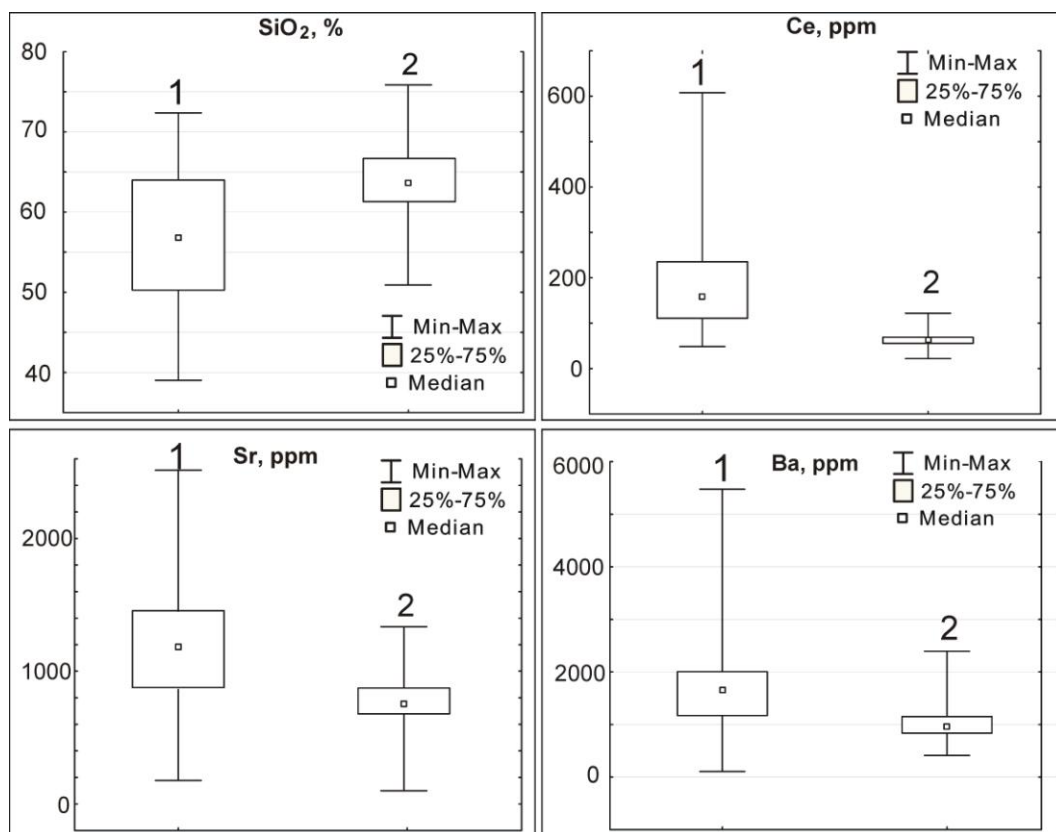


Рис. 7.4. Статистические диаграммы «с усами» для санукитоидов умереннощелочной (1) и известково-щелочной (2) серий.

Санукитоиды умереннощелочной серии различаются петрографическим составом и соотношением щелочей, и были разделены по этим признакам на три петрогеохимические группы. Краткая характеристика пород этих групп дана в табл. 7.2.

Клинопироксенит - монцонитовая группа (K-Na тип).

Эта группа представлена породами от клинопироксенитов – монцогаббро до кварцевых монцодиоритов - монцогранитов. Важной особенностью пород этой группы является сохранение высокой магнезиальности при росте кремнекислотности пород (рис. 7.5). Породы этой группы представлены в массивах Панозеро, Эльмус, Бергаул, 1й фазе Хаутаваарского массива, а также в интрузиях типа Ропельв (Норвегия). Санукитоиды массивов Эльмус и Ропельв характеризуются максимальной степенью обогащения совместимыми и несовместимыми элементами (табл 7.1). Санукитоиды массивов Нильсия, Сиикалахти, Каартоъярвет, Лосо и анклавы в интрузиях Арола, Сисманьярви и Иломантсиярви также могут быть отнесены к этой группе, на диаграмме SiO₂ - Na₂O+K₂O они располагаются на границе с известково-щелочными санукитоидами.

Клинопироксенит – сиенитовая группа (Na тип).

Эта группа представлена породами от клинопироксенитов – габбро до сиенитов – граносиенитов. Главное их отличие от других групп – резкое снижение магнезиальности

от пироксенитов (mg# 0.63-0.50) до сиенитов - граносиенитов (mg# 0.46-0.36) (рис. 7.5a). Сиениты выделяются несколько повышенным содержанием щелочей ($K_2O+Na_2O>9$), Sr и LREE, а также натровым типом щелочности ($K_2O<<Na_2O$) по сравнению с остальными санукитоидами (рис. 7.5). Санукитоиды клинопироксенит-сиенитовой группы участвуют в строении массивов Сяргозеро, Шаравалампи, Пяозеро и Западное Хижъярви.

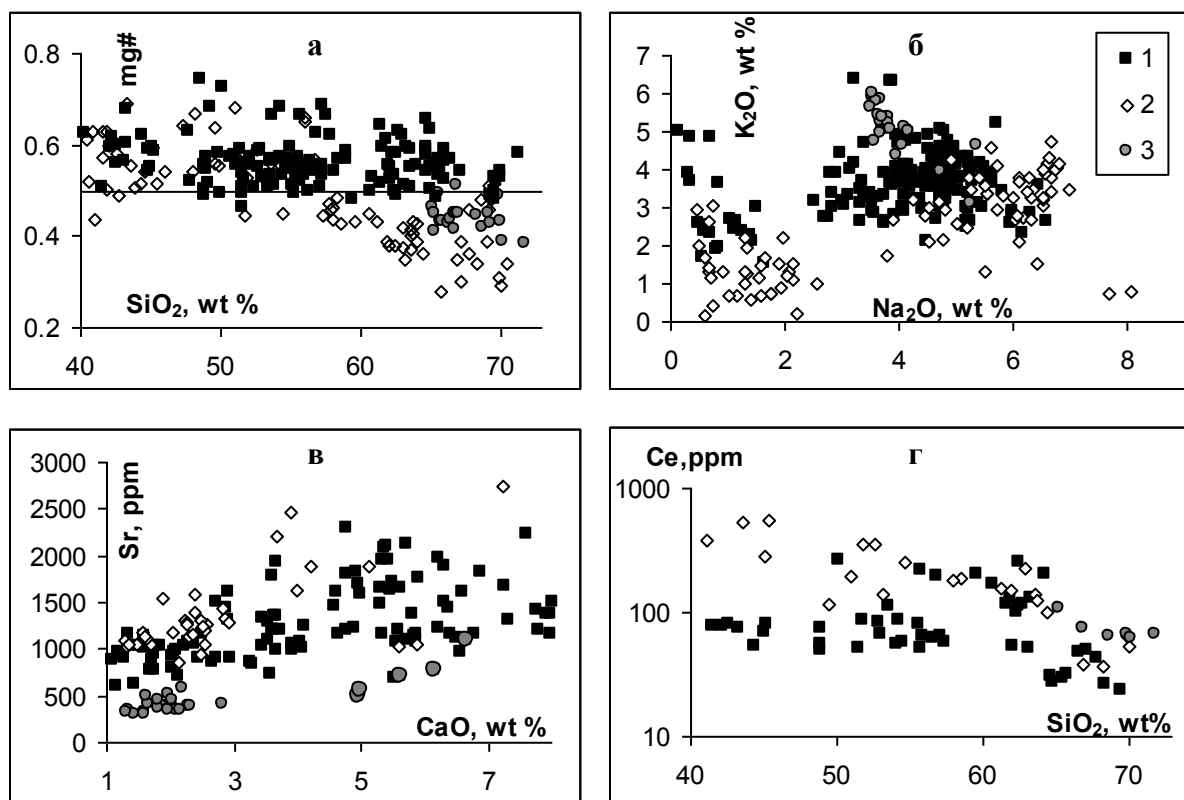


Рис. 7.5. Геохимические различия умереннощелочных санукитоидов БЩ.

Условные обозначения: 1 - Клинопироксенит-монцонитовая группа; 2 - Клинопироксенит-сиенитовая группа; 3 - Сиенит-монцогранитная подгруппа. На рисунке «в» – большие серые кружки - состав 1 фазы Хаутаваарской интрузии.

Сиенит – монцогранитная группа (К тип).

К этой группе относятся санукитоиды сиенит-монцогранитного состава, выделяющиеся на фоне остальных санукитоидов повышенными концентрациями K_2O , Rb, Zr, Nb и низкими содержаниями Sr (рис. 7.5). Породы этой подгруппы имеют промежуточный химический состав между санукитоидами и неархейскими умереннощелочными калиевыми гранитами (такими, как в массивах Хижозерском, Юковском, Шурловаарском и других с возрастом 2.7 – 2.65 млрд лет (Lobach-Zhuchenko et al., 2000)). Значения индекса магнезиальности в породах этой группы также несколько понижены по сравнению с санукитоидами первой группы. Санукитоиды сиенит-монцогранитной группы представлены в Конжозерском и Хаутаваарском (2 фаза) массивах.

Таблица 7.1. Средний химический состав санукитоидов Балтийского щита.
Северная и Восточная Карелия

массив	Куусамо-Пяозеро				Западное Хижъярви		
фаза	1	2	3	4	1	2	2
серия	1	1	2	1	2	1	1
порода	габбро	сиенит	кв. диорит	лампро- фир	габбро	сиенит	кв. сиенит
n*	1/1	2/2	4	2/2	4/2	3/2/1	9/2
SiO ₂	48.4	57.81	63.84	57.35	50.61	59.86	63.12
TiO ₂	1.37	0.81	0.53	0.9	1.19	0.75	0.51
Al ₂ O ₃	16.82	18.08	16.01	18.11	6.59	15.78	16.72
FeO	10.20	5.35	4.79	6.41	11.67	5.40	3.77
MnO	0.17	0.16	0.13	0.15	0.32	0.11	0.07
MgO	6.34	2.31	2.92	2.59	10.90	2.45	1.32
CaO	8.34	4.71	4.22	4.76	12.68	4.27	2.57
Na ₂ O	3.83	5.98	3.98	4.95	1.20	5.65	6.61
K ₂ O	2.58	3.53	2.82	3.3	1.56	3.91	4.02
P ₂ O ₅	0.69	0.59	0.21	0.69	1.14	0.43	0.23
ппп					1.49	0.60	0.63
Na₂O+K₂O	6.41	9.51	6.80	8.25	2.76	9.56	10.63
K ₂ O/Na ₂ O	0.67	0.59	0.71	0.67	1.49	0.69	0.61
mg#	0.52	0.43	0.52	0.42	0.63	0.45	0.39
Rb	68	86	84.03	87	41	82	113
Sr	1185	1318	740	933	1102	2335	1280
Y	24.3	11.6	13.00	17.8	36	26	23
Zr	146	145	177	379	82	53	287
Nb	1.65	12.73	6.22	16.38	10	11	14
Ta	0.02	0.61	0.40	0.7			
Ba	1330	1484	1143	1613	826	2332	1508
Cr	105	23	114	31	348	39	35
Ni	60.2	24	48	21	163	33	26
Co	33.4	13.4	15.2	15.1	53	14	11
V	171	78	92	93	169	75	52
La	87	61	29	85	110	68	55
Ce	213	141	61	200	223	159	127
Pr	26.34	16.38	7	23.79	25.6	19.70	13.6
Nd	99.8	60.5	28.7	90.5	101.7	78.6	51.7
Sm	14.69	9.02	4.85	13.9	16.6	12.90	8.20
Eu	3.28	2.37	1.08	3.35	3.5	3.30	2.10
Gd	8.41	5.05	3.59	7.89	13.2	8.80	6.20
Tb	1.01	0.58	0.45	0.86	1.4	0.90	0.7
Dy	4.73	2.61	2.33	3.69	6.49	5.10	3.5
Ho	0.83	0.44	0.44	0.59	1.04	0.70	0.6
Er	1.98	1.1	1.21	1.43	2.60	2.00	1.3
Tm	0.27	0.15	0.18	0.18	0.34	0.20	0.15
Yb	1.55	0.88	1.14	1.05	2.28	1.30	1.45
Lu	0.22	0.13	0.18	0.16	0.38	0.20	0.20
Hf	3.45	3.47	4.45	7.89			
Pb	5.6	21.89	12.25	18.94	19	21	26
Th	1.71	4.1	4.41	13.83	12	6	13
U	0.29	1.01	0.94	2.27			
ссылка	2	2	2,10	2	0,4,3,7	0,4,3,7	0,4,3,7

Восточная Карелия

массив	Сяргозерский комплекс							
фаза	4	1	2	2	2	3	3	4
серия	1	1	1	1	1	1	2	1
порода	лампро- фир	Вт- габбро	сиенит	кв. сиенит	монцо- гранит	диорит	кв. диорит	лампро- фир
n*	6	4/1	8/1	16/6	17/4	5	5	6/1
SiO ₂	62.35	50.77	57.99	62.93	68.28	55.27	63.23	62.35
TiO ₂	0.47	1.14	0.84	0.66	0.30	0.75	0.59	0.47
Al ₂ O ₃	16.01	13.80	15.70	16.44	16.08	14.50	14.9	16.01
FeO	4.83	9.28	6.13	4.39	2.32	7.20	4.58	4.83
MnO	0.08	0.15	0.12	0.07	0.04	0.14	0.27	0.08
MgO	2.15	6.58	2.98	1.47	0.87	6.48	3.93	2.15
CaO	4.25	7.92	4.82	2.86	1.81	5.69	3.82	4.25
Na ₂ O	6.02	4.33	5.48	6.50	6.20	4.48	4.62	6.02
K ₂ O	2.33	2.29	3.60	3.25	2.80	2.78	1.97	2.33
P ₂ O ₅	0.22	0.89	0.53	0.28	0.12	0.43	0.24	0.22
ппп	0.66	1.69	0.68	0.60	0.64	1.39	1.5	0.66
Na₂O+K₂O	8.35	6.62	9.08	9.75	9.00	7.26	6.59	8.35
K ₂ O/Na ₂ O	0.39	0.53	0.66	0.50	0.45	0.62	0.43	0.39
mg#	0.44	0.56	0.46	0.36	0.38	0.62	0.60	0.44
Rb	72	65	60	62	70			72
Sr	1813	1805	1876	1325	1199	850	500	1813
Y	19	27	26	25	14			19
Zr	133	87	319	131	146			133
Nb	6		12	15	7			6
Ta	0.2			0.72	0.27			0.2
Ba	888	1309	2195	1752	1348	1115	800	888
Cr	51	133	39	40	27	141	88-250	51
Ni	34	81	25	33	18			34
Co	15	34	13	16	12			15
V	123	241	94	104	66		150	123
La	28	96	105	108	22			28
Ce	66	206	187	227	48			66
Pr		27	25.1					
Nd	34	103	90.0	109	22.25			34
Sm	5.6	19	15.8	16.03	3.96			5.6
Eu	1.5	4.8	4.4	4.10	1.03			1.5
Gd		15.6	13.7					
Tb	0.6	1.6	1.4	1.49	0.34			0.6
Dy		6.6	5.56					
Ho		1.1	0.89					
Er		2.8	2.38					
Tm		0.3	0.27					
Yb	1.3	2.0	1.70	1.18	0.37			1.3
Lu	0.2	0.3	0.23	0.15	0.03			0.2
Hf	3.6			4.58	3.70			3.6
Pb	23			16	20			23
Th	6			8	8			6
U								
ссылка	0,7	0,8,9	0,8,9	0,3,8,9	0,7	0,8	0,8	0,7

массив	Панозеро									Чалка
фаза'	1	2	3	ИР*	1	2	3	4	5	1
серия"	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2
порода	лампрофир			монцогаббро		монцонит		кварцевый монцодиорит		Гранодиорит
n**	8/6	6/3	16/6		14/9	11/7	10/4	10/4	11/5	8/3/1
SiO ₂	45.60	50.73	49.33	48.89	47.43	55.29	55.31	60.81	65.51	62.40
TiO ₂	1.20	0.71	0.85	1.15	1.28	0.69	0.83	0.54	0.38	0.65
Al ₂ O ₃	7.36	10.30	12.64	12.96	12.10	15.74	15.08	16.11	15.71	15.92
FeO	11.46	8.53	9.95	9.88	11.40	6.80	7.86	5.19	3.43	5.28
MnO	0.22	0.16	0.19	0.18	0.18	0.12	0.12	0.10	0.06	0.09
MgO	16.64	14.12	10.12	7.77	8.55	4.67	5.09	3.53	2.19	3.24
CaO	10.18	7.34	8.35	9.46	9.94	5.48	5.81	3.71	1.91	4.90
Na ₂ O	0.40	2.17	2.61	2.78	2.45	4.83	4.31	4.78	5.01	3.98
K ₂ O	3.38	3.22	2.83	3.32	3.15	3.92	3.23	3.48	4.14	2.40
P ₂ O ₅	0.55	0.40	0.32	0.86	0.90	0.53	0.53	0.29	0.18	0.24
ппп	1.73	1.42								0.51
Na ₂ O+K ₂ O	3.78	5.39	5.44	6.10	5.60	8.76	7.54	8.25	9.15	6.38
K ₂ O/Na ₂ O	8.40	1.48	1.09	1.19	1.29	0.81	0.75	0.73	0.83	0.60
mg#	0.72	0.75	0.64	0.58	0.57	0.55	0.54	0.54	0.52	0.52
Rb	123	112	95	106	103	102	99	107	109	71
Sr	361	517	1031	1406	1323	1745	1306	1081	890	552
Y	24	18	21	31	34	25	25	21	12	20
Zr	86	140	131	201	175	222	198	188	138	178.5
Nb	7	8	5	9.1	10	9	9	10	8	9
Ta	0.30	0.26	0.27	0.47	0.36	0.41	0.24	0.35	0.46	
Ba	1253	1212	685	2115	1684	2178	1512	1656	1606	1015
Cr	1556	1383	639	238	201	166	186	212	91	150
Ni	479	383	109	63	93	90	62	67	37	
Co	64	46	39	42						22
V	198	149	213	260	220					
La	47	53	29	78	74	70	51	42	31	44
Ce	119	117	68	179	176	145	105	93	64	90
Pr	16.8	14.3	9.0	22.1	24	16	11	4	7	
Nd	74.1	57.5	36.7	93.1	96	64	50	44	29	34
Sm	14.0	10.2	7.3	17.2	17	11	9	6	5	6.69
Eu	3.22	2.44	1.95	4.32	4.19	3.08	2	2	1	1.48
Gd	9.96	7.03	6.11	12.2	14.53	8.08	5			
Tb	1.22	1.79	0.84	1.49	1.61	1.20	0.76	0.70	0.57	0.67
Dy	5.44	3.60	4.51	6.69						
Ho	0.84	1.31	0.76	1.04						
Er	2.19	1.46	2.17	2.49	2.81	1.73	1.48	1.10	0.90	
Tm	0.27	0.53	0.29	0.32						
Yb	1.78	1.15	2.00	2.13	2.27	1.57	1.47	1.47	0.95	1.8
Lu	0.26	0.56	0.29	0.33	0.33	0.23	0.21	0.20	0.12	0.25
Hf	2.33	2.93	2.59	4.6	3.85	4.74	3.64	4.43	4.05	
Pb	17	12		17.3						28
Th	2.0	6.9	2.9	9.6						14
U	0.56	1.19	0.72	2.02						
ссылка	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1,3	0,1,3	0,1,3	0,1,3	0,1,3	0,5

ИР*- рассчитанный исходный расплав санукитоидов Панозерского массива по (Гусева, 2006).

Восточная Карелия

массив	Бергаул				Эльмус		Хаутаваара		Конхозеро	
фаза	1	1	2	3	1	2	1	2	1	2
серия	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1
порода	диорит	кв. диорит	монцо- гранит	лампро- фир	Вт- габбро	кв. монцо- диорит	монцо- нит	грано- сиенит	кв. сиенит	монцо- гранит
n*	1/1	2/2	13/20	2/2	2/1	7/7	6/1	20/1	3/1	3
SiO ₂	53.83	66.84	70.75	51.35	49.35	62.47	55.84	68.12	65.22	70.00
TiO ₂	0.96	0.35	0.23	1.12	0.67	0.47	0.76	0.44	0.27	0.32
Al ₂ O ₃	15.79	17.69	15.66	15.95	8.50	15.20	15.04	14.72	17.1	15.13
FeO	9.31	2.11	1.92	9.64	8.72	3.70	6.69	3.06	2.58	2.27
MnO	0.18	0.14	0.05	0.17	0.18	0.06	0.11	0.04	0.05	0.05
MgO	6.36	1.33	1.00	6.61	13.45	3.13	6.08	1.36	1.11	1.14
CaO	5.81	2.69	1.72	5.94	11.22	3.65	5.70	1.84	2.05	1.39
Na ₂ O	2.77	5.03	5.23	3.66	0.71	4.53	3.30	3.88	5.35	3.97
K ₂ O	4.36	3.08	2.98	3.34	2.14	4.76	4.07	5.14	4.63	4.36
P ₂ O ₅	0.62	0.18	0.09	0.63	0.87	0.37	0.46	0.19	0.15	0.13
ппп			0.66	2.00	2.86	1.26	1.30	1.02	1.17	0.94
Na₂O+K₂O	7.13	8.10	8.21	7.00	2.85	9.29	7.36	9.02	9.98	8.33
K ₂ O/Na ₂ O	1.57	0.61	0.57	0.91	3.04	1.05	1.23	1.33	0.87	1.10
mg#	0.57	0.55	0.49	0.56	0.73	0.60	0.61	0.44	0.41	0.43
Rb	206	79	89	148		119	135	221	125	
Sr	929	645	946	986		1264	727	390	441	
Y	29	16	8	27	48.4	17	21.4	20	14	
Zr	249	233	115	199		254	176	253	184	
Nb	7	8	5	7	5.77	8	10.25	15	9.30	
Ta	0.3	0.51	0.22	0.41	0.21		0.4	1.16		
Ba	1113	2284	1568	910	1120	2480	1913	1415	1723	
Cr	120	47	62	84	338	156	189	46	15	
Ni	82	31	22	55		63	61	26	11.5	
Co	21	2	4	28		12	26	10.1	3.80	
V	147	46	37	166	128	61	129.5	56.3		
La	76	64	24	74	259	114	50	45	46	
Ce	172	145	50	157	596	226	107	67	108	
Pr	20.3	16.71	5.2	17.3	76.8	24	14.3		10	
Nd	78.9	61.95	18.4	84.4	294	89	61.2		36	
Sm	13.5	9.98	3.1	13.9	45.3	12	10.9	7.57	6.09	
Eu	3.13	2.18	0.72	3.30	7.83	3.05	3.2	0.92	1.52	
Gd	8.84	5.79	2.17	8.26	38.8	9.08	9.0		4.20	
Tb	1.08	0.65	0.28	1.10	3.65	0.90	0.9	0.9	0.58	
Dy	5.32	3.01	1.41	4.95	11.5	3.37	4.9		2.71	
Ho	0.98	0.52	0.28	0.87	1.71	0.45	0.8		0.55	
Er	2.56	1.23	0.81	2.10	3.67	1.01	2.2		1.43	
Tm	0.37	0.18	0.12	0.29	0.46	0.12	0.3		0.23	
Yb	2.28	1.08	0.55	1.99	2.95	0.93	1.8	2.3	1.39	
Lu	0.33	0.16	0.08	0.28	0.38	0.11	0.2	0.1		
Hf	6.24	6.66	3.45	5.12	5.47		2.7	11.5		
Pb	13.2	16.0	22.3	23.1		53	26	32		
Th	8.7	14.6	7.6	9.2	9.9	32	14	36	20.2	
U	2.4	6.6	1.5	2.2	2.7	4				
ссылка	2	2	0,2,3	0,2,3	0,4	0,4	0,3	0,3	6	6

Западная Карелия

массив	Нюк			Большозеро		Куйттила	Тасанваара	Сисманъярви	
фаза	1	1	1	1	2	1	1	1	2
серия	2	2	2	2	2	2	2	1	2
порода	кв. диорит	грано- диорит	гранит	грано- диорит	гранит	тоналит		диорит	тоналит
n*	5/7	12/20/1	7/21	6/2	2	50/43	9/1	1	4
SiO ₂	62.08	65.89	69.07	63.63	69.50	66.28	63.50	52.8	65.85
TiO ₂	0.58	0.53	0.33	0.68	0.44	0.38	0.45	1.05	0.52
Al ₂ O ₃	16.04	14.93	15.29	16.63	15.00	15.84	16.02	16.8	15.30
FeO	4.74	4.02	2.82	4.90	3.34	3.38	4.45	8.93	4.18
MnO	0.07	0.06	0.04	0.13	0.12	0.07	0.08	0.15	0.07
MgO	3.03	2.18	1.60	2.28	1.74	1.94	2.00	4.82	2.24
CaO	4.08	3.11	2.40	4.23	2.30	2.86	3.95	7.37	4.01
Na ₂ O	4.27	4.57	4.80	3.47	3.11	4.44	3.58	4.17	4.88
K ₂ O	2.78	3.04	2.69	3.26	3.92	2.85	3.02	1.66	1.87
P ₂ O ₅	0.23	0.19	0.15	0.26	0.15	0.12	0.14	0.4	0.18
ппп	1.27	1.00	0.67	0.85	0.77				
Na₂O+K₂O	7.05	7.61	7.50	6.72	7.03	7.29	6.60	5.83	6.75
K ₂ O/Na ₂ O	0.65	0.66	0.56	0.94	1.26	0.64	0.84	0.40	0.40
mg#	0.52	0.49	0.49	0.46	0.48	0.51	0.42	0.49	0.49
Rb	84	94	119	122		123	133	43.9	46.3
Sr	808	781	648	917		751	727	872	692
Y	16	11	10	21		11	10	20	13.2
Zr	159	126	110	255		79	109	186	124
Nb	8	7	6	10		12	13	4.35	5.53
Ta				0.73		0.35	1		0.46
Ba	1145	959	945	1758		952	1011	854	885
Cr	79	73	51	77		69	35	51	52
Ni	36	31	20	34		27	13	28	
Co	10	11	13	16		12	12	25.5	12.3
V	59	47	40	105		68	94	177	77.8
La		31		56		24	26	30	27.1
Ce		63		116		42	51	67	58.55
Pr		7		12.68				8.78	6.82
Nd		27		47.82		16.97	28.8	38.5	26.70
Sm		4.31		7.48		3.18	6.2	7.38	4.48
Eu		1.13		2.12		0.58	2.09	1.8	1.13
Gd		3.26		5.84				6.69	4.11
Tb		0.39		0.74		0.34	0.4	0.8	0.50
Dy		1.81		3.39				4.18	2.27
Ho		0.36		0.63				0.72	0.45
Er		1.08		1.65				1.87	1.23
Tm		0.1						0.26	0.18
Yb		0.91		1.41		0.85	0.7	1.57	1.20
Lu		0.14		0.19		0.15	0.32	0.26	0.17
Hf				6.33				4.4	3.28
Pb	18	19	28	17.885		19.58	23.7		
Th	11	8	11	9.145		5.65	7.9	2.72	5.67
U								0.77	1.80
ссылка	0,7	0,7	0,7	12	12	14	14	15	15

массив	Кургенлампи (Таловейс)			Тулос			Ялонваара		
фаза	1	1	2	1	1	2	1	2	3
серия	2	2	2	2	2	2	2	2	2
порода	диорит	кв. диорит	грано- диорит	кв. диорит	грано- диорит	лам- про- фир	дио- рит	грано- диорит	гранит
n*	8	3	8	7/11	4/7/1	2	13/3/1	4	10/1
SiO ₂	59.18	63.3	68.13	60.23	65.38	59.55	61.21	66.20	71.03
TiO ₂	0.62	0.58	0.35	0.68	0.49	0.71	0.52	0.53	0.24
Al ₂ O ₃	16.41	15.692	15.46	16.54	15.42	15.81	15.82	15.45	14.66
FeO	6.44	4.384	3.27	5.88	4.14	6.64	5.16	3.75	1.74
MnO	0.15	0.14	0.12	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07	0.03
MgO	4.21	3.41	1.6	3.05	2.23	4.21	4.02	2.22	1.17
CaO	6.28	3.6	2.66	4.96	3.78	5.57	4.52	2.46	1.43
Na ₂ O	3.39	4.93	4.87	4.32	3.68	3.8	3.59	4.51	4.11
K ₂ O	2.29	2.552	2.03	2.35	2.98	1.735	3.29	3.09	3.59
P ₂ O ₅	0.33	0.25	0.17	0.30	0.43	0.06	0.29	0.18	0.12
ппп	1.4						1.04	2.34	1.27
Na ₂ O+K ₂ O	5.68	7.49	6.90	6.67	6.66	5.54	6.88	7.60	7.70
K ₂ O/Na ₂ O	0.67	0.52	0.42	0.54	0.81	0.46	0.92	0.68	0.87
mg#	0.54	0.50	0.46	0.47	0.49		0.58	0.52	0.55
Rb	74	89	88.29	71.91	93	52.5	118	85.5	102
Sr	654	650	504	830	745	898	576	422	186
Y	15	12	11.25	19	16	18	15	<15	
Zr	138	116	114	145	132	105	220	193	116
Nb	4	5	6	5	6	5	<10	<10	
Ta	0.30	0.6	0.6			0.14			
Ba	1030	1000	1284	1103	1365	999	1213	1043	1287
Cr	50	56	113	108	87	268		52	
Ni	30	18.5	10.33	29	27	79	87	19.25	10
Co	20	16.25	13.67	21	15	23.5	16	8	
V	140	93.8	60.17	109	63	136	105	94.5	35
La	46	40	35	33	40	25	52	37	
Ce	85	79	70	72	71	50	112	77	
Pr	8.26	8.5	7.5						
Nd	35.32	33	28	34.5	30	23.5	56.9	39.3	
Sm	5.81	5.7	4	6.32	4.9	4.71	9	6.07	
Eu	1.26	1.4	1	1.6	1.29	1.42	2.02	1.55	
Gd	3.84	4	2.8						
Tb	0.49	0.5	0.35	0.64	0.44	0.53	0.84	0.42	
Dy	2.15	2.4	1.8						
Ho	0.42	0.45	0.33						
Er	1.14	1.3	0.9						
Tm	0.17	0.17	0.14						
Yb	1.01	1	0.84	1.01	0.89	1.17	1.6	0.93	
Lu	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.16		0.12	
Hf	3.50	3.1	4						
Pb	21	24	21	22	27		23		
Th	10	10	15	12	12				
ссылка	0,5,7,11	0,5,7,11	0,5,7,11	0	0	0	0,7,13	0,7,13	0,7,13

массив	Койтере	Иломантси		Нильсия	Сиикалахти		Арола		Каартоярвет
фаза	1	1	2	1	1	2	1	2	1
серия	1	1	2	1	1	1	1	2	1
порода	кв. монцо- диорит	монцо- нит	грано- диорит	кв. монцо- диорит	монцо- диорит	кв. монцо- диорит	монцо- диорит	грано- диорит	диорит
n*	6/6	1/1	6/6	5/5	1/1	5/5	1/1	15/15	1/1
SiO ₂	64.8	58.2	67.28	63.3	55.3	66.6	59	67.62	52.9
TiO ₂	0.53	0.75	0.47	0.61	0.61	0.436	0.51	0.39	0.65
Al ₂ O ₃	16	17.2	15.62	16.5	13.9	15.38	13.7	15.11	13.6
FeO	4.01	6.72	3.34	4.18	9.06	3.21	7.71	3.35	7.82
MnO	0.07	0.1	0.06	0.07	0.148	0.056	0.13	0.06	0.12
MgO	2.23	4.2	1.71	2.14	5.51	1.86	5.34	1.78	8.56
CaO	3.6	3.68	3.41	3.17	4.47	2.686	3.64	3.04	7.1
Na ₂ O	4.42	4.58	4.90	4.63	3.21	4.70	2.61	4.88	3.36
K ₂ O	3.04	2.86	2.22	3.98	3.56	3.638	4.49	2.708	2.59
P ₂ O ₅	0.26	0.27	0.17	0.39	0.363	0.20	0.19	0.18	0.13
ппп									
Na₂O+K₂O	7.80	7.44	7.12	8.61	6.77	8.34	7.10	7.59	5.95
K ₂ O/Na ₂ O	0.69	0.62	0.45	0.86	1.11	0.77	1.72	0.56	0.77
mg#	0.50	0.52	0.47	0.47	0.55	0.50	0.58	0.51	0.68
Rb	73	83.2	81.25	77	130	90.46	258	70	116
Sr	812	594	598	713	679	873.2	634	750	394
Y	11.9	14	11	16.7	11.4	8.902	8.15	10	10.7
Zr	153	129	134	243	179	147.2	110	134	108
Nb	4.13	3.83	5.73	7.62	4.2	4.168	2.24	4.502	6.99
Ta	0.24		0.51	0.34	<0.2	0.3875	<0.2	0.346	0.4
Ba	1660	1111	816	1700	855	1712	750	1264	638
Cr	55	84	40	46.4		59.00		51.87	293
Ni		33	32			22.00		27.85	36.6
Co		26.1	8.97					10.18	213
V	72.7	121	51.17	64.8	122	54.9	115.0	52.0	102
La	48	20	31	69	53	43.7	36.8	28.3	22
Ce	90	46	63	138	100	86.6	58.8	58.1	47
Pr	10.7	5.9	7.13	15.9	11.3	9.62	6.53	6.80	5.61
Nd	38.1	26.5	26.92	56	42.6	35.82	23.70	26.85	21.6
Sm	6.11	4.98	4.56	8.8	6.55	5.38	3.70	4.49	3.82
Eu	1.31	1.11	0.99	1.64	1.55	1.22	0.78	1.06	0.94
Gd	4.63	4.23	3.65	6.44	5.34	4.06	2.87	3.74	3.2
Tb	0.54	0.57	0.47	0.78	0.56	0.45	0.35	0.44	0.4
Dy	2.21	2.83	2.10	3.06	2.31	1.81	1.62	1.96	2.08
Ho	0.39	0.48	0.37	0.57	0.38	0.30	0.30	0.34	0.35
Er	1.04	1.31	0.98	1.43	0.91	0.67	0.68	0.87	0.98
Tm	0.14	0.19	0.15	0.19	0.13	0.12	0.10	0.12	0.14
Yb	0.92	1.21	0.94	1.33	0.86	0.61	0.67	0.82	0.87
Lu	0.13	0.16	0.15	0.17	0.14	0.12	b.d.l.	0.12	0.11
Hf	3.81	3.15	3.60	5.44	4.14	3.69	2.24	3.47	2.48
Pb	18.2			15.6	35	47.25	32	32.5	b.d.l.
Th	7.69	2.17	8.18	9.76	15.3	11.89	4.17	7.09	7.17
U	0.44	0.96	1.19	0.76	2.06	3.374	1.87	1.62	2.01
ссылка	16	15	15	16	17	17	17	17	17

Зап. Карелия			Кольский п-в						
массив	Лосо	Каапин-салми	Ропельв	Холмватн	Тулома		Поросозеро		
фаза	1	1		1	1	2	1	2	2
серия	1	2	1	2	1	1	2	2	2
порода	диорит	грано-диорит	монцонит	эндербит			габбро-диорит	кв. диорит	грано-диорит
n*	8/4	1/1	6/6	3/3	1/1	7/2	4/1	7/1	7/3
SiO ₂	57.51	64.1	59.90	63.59	51.53	60.10	53.74	61.59	65.41
TiO ₂	0.64	0.63	0.48	0.48	0.75	0.62	0.765	0.62	0.46
Al ₂ O ₃	16.33	14.7	15.12	15.29	13.5	17.22	15.405	15.58	15.10
FeO	6.52	5.23	4.33	4.11	8.55	4.99	9.44	5.98	4.52
MnO	0.11	0.08	0.08	0.07	0.16	0.07	0.20	0.11	0.08
MgO	4.79	3.55	3.63	3.40	8.41	3.55	5.71	3.38	2.16
CaO	6.20	4.82	3.74	3.36	8.44	4.01	8.16	4.49	3.70
Na ₂ O	4.65	3.91	3.75	3.56	3.57	3.44	3.09	3.82	3.82
K ₂ O	2.12	2.21	5.36	3.38	1.75	4.00	1.57	2.13	2.73
P ₂ O ₅	0.47	0.15	0.56	0.27	0.26	0.42	0.25	0.23	0.20
ппп			0.82	0.65	0.21	0.51			
Na₂O+K₂O	6.77	6.12	9.11	6.94	5.32	7.44	4.66	5.95	6.55
K ₂ O/Na ₂ O	0.46	0.57	1.43	0.95	0.49	1.16	0.51	0.56	0.71
mg#	0.59	0.57	0.60	0.59	0.63	0.56	0.52	0.50	0.46
Rb	57.6	58.4	148	83	74	159	69.75	89	98
Sr	864	506	1819	1333	674	982	442	652	636
Y	20.6	15	28	11	22	21	17.75	12	11
Zr	188.4	150*	344	181	105	228	101	131	134
Nb	4.2	5.5	13	6	8	12	6.75	7.4	7.9
Ta		0.35					0.8	0.2	0.4
Ba	987	965	2770	1967	317	1811	570	804	570
Cr	174	147	103	179	597	186	502.5	230	122
Ni	82.5	82	80	76	128	70	161	94	52
Co	34	19.1	15	15.33	33	18	34	19	15
V	119	50	84	104	177	110	190	134	117
La	62	30	206	58	65	52	33	29	27
Ce	137	61	330	94	85	81	81	65	60
Pr	17.25	6.76					12.8	6.9	5.9
Nd	73	26.6	154	51	36	55	53.4	26.7	22
Sm	11.85	4.55	28	9.43	5.9	10	9.8	4.5	3.9
Eu	2.98	0.78	6	2.27	2	3	2.1	1.2	1.0
Gd	9.08	3.61	14	5.00	4	6	7.5	3.6	3.2
Tb	0.99	0.49					0.9	0.4	0.4
Dy	4.00	2.69					5.1	2.3	2.4
Ho	0.66	0.47					1.0	0.4	0.4
Er	1.65	1.34	2.2	1.07	1.6	2	2.5	1.1	1.2
Tm	0.21	0.24					0.4	0.2	0.2
Yb	1.46	1.63	1.33	0.70	1.9	1	2.2	0.9	1.2
Lu	0.20	0.26					0.3	0.1	0.2
Hf	3.47						1.3	1.2	1.6
Pb			38	25		18	8.2	8.2	11.9
Th	3.71	10	34	11.67			5.0	2.6	7.5
U	0.66	2					1.6	0.9	1.7
ссылка	17	10	18	18	0	18	19	19	19

n*- количество анализов: главные/редкие/редкоземельные элементы.

Фаза – интрузивная магматическая санукитоидная фаза в последовательности формирования массива.

Серия – 1 – умереннощелочная, 2 – известково-щелочная.

Ссылки: 0 – неопубликованные данные В.П. Чекулаева, Н.А. Арестовой, С.Б. Лобач-Жученко и автора, 1 - Лобач-Жученко и др., 2007, Lobach-Zhuchenko et al., 2008; 2 – Ларионова и др., 2007; 3 - Lobach-Zhuchenko et al., 2005; 4 – Егорова, 2010; 5 – Лобач-Жученко и др., 2005; 6 – Житникова и др., 2012; 7 - Бибикина и др., 2006; 8 – Слюсарев и др., 2001; 9 - Дмитриева, 2011; 10 - Heilimo et al., 2010; 11 – Самсонов и др., 2004; 12 – Самсонов и др., 2000; 13 - Кондрашова, 2008; 14 - O'Brien et al., 1993; 15 - Heilimo et al., 2011; 16 - Halla, 2005; 17 - Каруахо, 2006; 18 - Nordgulen et al., 1995; 19 - Кудряшов и др., 2013.

Таблица 7.2. Петрохимические типы санукитоидов.

серия	группа	породы	SiO ₂ , w, %	mg#	K ₂ O+ Na ₂ O, w, %	K ₂ O/ Na ₂ O w, %	Sr, ppm	Zr, ppm	Ba, ppm	Nd, ppm	Nb, ppm	примеры
Санукитоиды												
умереннощелочная	К-На тип	Клинопироксенит, монцогаббро монцодиориты, монцониты, кварцевые монцодиориты, реже монцограниты	42-67	73-52	2,9-7,2 при SiO ₂ <53 %, 7,5-9,3 при SiO ₂ >53 %	>0.7	700-1900	140-250	1100 - 2500	ср. 70 30-300	ср. 9 7-12	Панозеро Эльмус Хаутаваара - 1 фаза Бергаул Нильсия Сиикалахти Ропельв Тулома
	На тип	клинопироксениты - биотитовое габбро	39-53	64-50	2,3-6,6	0.5-1.5	600-1800	80-150	380-1300	100-280	2-16	Зап.-Хижьярви Сяргозерский комплекс Пяозеро
		сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, монцограниты	53-69	46-36	>9	0.45-0.7	1000-2300	130-320	1300 - 2300	50-160; 20-30, при SiO ₂ >68%-	11-15	
	К тип	сиениты, монцограниты	63,5-71	48-41	6,7-10	0.9-1.3	400-1000	180-250	1150 - 1800	40-60	9-20	Хаутаваара 2 фаза, Конжозеро
известково-щелочная		тоналиты, диориты, гранодиориты	59-71	57-42 (ср. 50)	6-7,8	< 0.7	400-1000, ср 700	40-200	650-1500	ср 28 (11-56)	ср. 5 3-11	Чалка Нью Тулос Куйттила Сисманьярви Иломантсиярви Каапинсалми Куусамо и др

Выводы:

1. На Балтийском щите выделены две серии санукитоидов: умереннощелочная и известково-щелочная.
2. Выявлены следующие региональные геохимические особенности санукитоидов Балтийского щита:
 - Умереннощелочные санукитоиды преобладают в восточной части Фенно-Карельской провинции (север и центральная часть Центральнокарельского домена и Водлозерский домен), а известково-щелочные – в западной части Фенно-Карельской провинции (блоки Иломанси и Кианта, Западнокарельский домен) и на Кольском п-ве (Кольско-Норвежский и Мурманский домены).
 - В Водлозерском домене преобладают санукитоиды калиевого ряда щелочности, в северо-восточной части Центральнокарельского домена преобладают санукитоиды натрового ряда.

Глава 8. Изотопно-геохимическая характеристика санукитоидов Балтийского щита

В главе рассматривается геохимия Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb и Lu-Hf изотопных систем, а также состав стабильных изотопов С и О санукитоидов Балтийского щита. Использованы собственные результаты исследований: (Sm-Nd, Pb-Pb, Rb-Sr изотопных систем пород и минералов и изотопного состава С и О карбонатов), литературные данные, а также неопубликованные результаты измерений А.В. Коваленко и Д.П. Крылова с согласия авторов.

Rb-Sr изотопная система

Был проанализирован Rb-Sr изотопный состав пород и минералов 7 интрузий санукитоидов БЩ: 33 анализа породы в целом и 19 составов минералов, в том числе 4 анализа апатитов санукитоидов Эльмуса и Шаравалампи, полученные автором (табл 8.1, рис 8.1, 8.2).

Rb-Sr изотопная система слабо устойчива к температурным воздействиям (температура открытия системы для биотитов около 300-400° С) и легко подвергается перестройке при метаморфических событиях в результате изотопного обмена между фазами с разными отношениями Rb/Sr. Большинство архейских пород БЩ претерпели воздействие палеопротерозойского метаморфизма (около 1.7 – 1.9 млрд лет назад), что необходимо учитывать при интерпретации Rb-Sr изотопного состава и расчет начальных изотопных отношений.

Панозерский массив имеет наиболее типичные геохимические характеристики санукитоидов, поэтому значительная часть изотопных исследований проведено для данного массива (табл 8.1). Для 6 из 20 изученных образцов отмечается наименьшее нарушение Rb-Sr изотопной системы: они выстраиваются вдоль эрохроны с возрастом 2757 ± 240 млн лет, который совпадает с U-Pb возрастом, определенным по цирконам (табл 5.1). Этой эрохроне отвечает начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2.75)} = 0.70171 \pm 0.00052$ (рис 8.1).

Остальные образцы санукитоидов Панозерского массива характеризуются частичной или полной перестройкой Rb-Sr изотопной системы во время свекофеннского метаморфизма: они выстраиваются вдоль эрохроны с возрастом 1972 ± 140 млн. лет (рис 8.1).

Из всех изученных образцов, апатиты показали наибольшую сохранность Rb-Sr изотопного состава (табл. 8.1), 4 из 5 - ложатся на архейскую эрохрону и имеют близкие

начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ (табл 8.1, рис 8.1б). Аналогичный Rb-Sr изотопный состав имеет образец апатита 323 из биотитового габбродиорита Шаравалампинской интрузии, что позволяет предполагать единый Rb-Sr изотопный состав источника для этих массивов.

Таблица 8.1. Rb-Sr изотопный состав пород и минералов санукитоидов БЩ.

N обр	Порода	Минерал, порода	Rb, ppm	Sr, ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ₀ **	Ссылка
Эльмусский массив									
29	Кварцевый монцодиорит	апатит	0.87	2067	0.00122	0.70283	8	0.70278	Нд*
188		апатит	0.1	2027	0.00145	0.70296	39	0.70290	Нд
Шаравалампинский массив									
310	пироксеновый горблендит	апатит	3.2	2695	0.00343	0.702911	10	0.70277	Нд
323	у/щел. габбро-диорит	апатит	0.04	1131	0.00095	0.701782	14	0.70174	Нд
Панозерский массив									
8-4	горблендит	порода	67.7	921	0.2178	0.70967	13	0.70103	1
8-5	горблендит	порода	101.0	1172	0.2503	0.71070	19	0.70077	1
8-6	у/щел. габбро	порода	85.2	1936	0.1273	0.70858	13	0.70353	1
2076-2	монцодиорит 1	порода	104	1164	0.2590	0.712173	14	0.70190	Нпд
3		порода	104	1364	0.2209	0.709038	13	0.70027	1
3-2	монцодиорит 2	порода	67.1	2263	0.0857	0.705533	16	0.70213	1
174	монзонит 3	порода	71	681	0.3021	0.712331	13	0.70035	1
92	кварцевый монцодиорит	порода	74.7	659	0.3283	0.71482	2	0.70179	1
138		порода	111	942	0.3403	0.713515	12	0.70001	1
236/1	пироксеновый горблендит	апатит	0.32	5471	0.0002	0.701468	9	0.70146	1
		пироксен	0.35	69	0.0148	0.702300	10	0.70171	1
202-04	монцогаббро	апатит	0.50	2185	0.0007	0.701740	9	0.70171	1
238/11	монцогаббро	апатит	1.82	1561	0.0034	0.701833	11	0.70170	1
		пироксен	1.15	163	0.0204	0.704348	11	0.70354	1
204-04	монзонит 1	апатит	0.46	1453	0.0009	0.701761	13	0.70173	1
		пироксен	1.28	327	0.0113	0.704254	10	0.70380	1
236-03	монзонит 1	апатит	0.47	2053	0.0007	0.702461	10	0.70243	1
21	лампрофир	порода	78.7	964	0.2362	0.710019	12	0.70065	Нпд
221-а	лампрофир	порода	139	491	0.8213	0.726806	12	0.69422	Нпд
236-в	лампрофир	порода	90	1045	0.2495	0.710668	11	0.70077	Нпд
309	вмещающие сланцы	порода	40.6	354	0.3330	0.718278	13		Нпд
310		порода	58.9	176	0.9718	0.735853	13		Нпд
207-б-1	ксенолиты вмещающих сланцев	порода	100	632	0.4581	0.714962	13		1
138-а		порода	277	891	0.9004	0.725977	14		Нпд
3-1		порода	133	807	0.4755	0.715757	12		Нпд
К-27	сиенит	апатит	0.75	1484	0.0015	0.702713	15	0.70265	2
К-27	сиенит	порода	122	1564	0.226	0.710335	17	0.70141	2
К-27	сиенит	амфибол	46.5	115	1.1687	0.738467	22	0.69235	2
К-27	сиенит	плагиоклаз	25.4	1914	0.0383	0.70501	14	0.70349	2
К-27	сиенит	сфен	3.75	145	0.0745	0.705372	17	0.70243	2
К-27	сиенит	кпш	206	2390	0.2501	0.710783	15	0.70091	2
К-27	сиенит	биотит	851	19	126.71	3.91750	55		2
К-27	сиенит	биотит	910	19	137.11	4.23209	30		2

Таблица 8.1. продолжение

N обр	порода	минерал	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	±	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$	ссылка
интрузия Таловейс									
500-1	диорит		82.4	628	0.3795	0.716477	74	0.70156	2
119а			67.8	769	0.2551	0.711478	41	0.70145	2
120			36.3	975	0.1076	0.705994	174	0.70176	2
512			71.4	781	0.2644	0.711721	41	0.70133	2
522			41.7	926	0.1303	0.707553	7	0.70243	2
506	гранодиорит		116	574	0.5834	0.724421	9	0.70149	2
122			125	578	0.6228	0.725648	48	0.70117	2
33			85.7	499	0.497	0.720762	30	0.70123	2
503			119	561	0.6126	0.725989	11	0.70191	2
508			129	557	0.6724	0.727345	28	0.70092	2
509			130	570	0.6584	0.726777	10	0.70090	2
510			99.2	590	0.4869	0.722146	21	0.70301	2
505-3			84.5	614	0.3972	0.717758	8	0.70215	2
505-1	амфиболовый метасоматит		60	565	0.308	0.715987	11	0.70388	2
505-2			20.6	518	0.1543	0.710845	11	0.70478	2
Поросозерский массив									
М-753	габбро-диорит		179.75	834	0.62513	0.72697	9	0.70217	3
М-801			57.98	737	0.22784	0.71121	12	0.70217	3
KV-37	гранодиорит		105.71	545	0.56274	0.72357	7	0.70124	3
М-616			84.14	585	0.50474	0.72185	6	0.70182	3
М-820	кварцевый монцодиорит		71.84	629	0.33095	0.71523	7	0.70210	3
KV-47			67.93	595	0.33077	0.71464	7	0.70152	3
М-584	лейкогранит		128.44	122	2.7543	0.81112	10	0.70306	3
М-581	вогезит		84.47	535	0.45822	0.72062	9	0.70285	3
М-590	единит		11.89	477	0.07212	0.70874	9	0.70594	3
Колмозерский массив									
KV-62	гранодиорит		97.94	511	0.55575	0.72321	9	0.70116	3

*нд – новые данные, нпд – неопубликованные данные А.В. Коваленко.

** жирным шрифтом выделены значения, соответствующие начальному составу стронция в расплаве (точки лежат на архейской изохроне), курсивом отмечены заниженные значения, обусловленные частичной или полной перестройкой изотопной системы в результате протерозойского термального события.

Ссылки: 1 – Лобач-Жученко и др., 2010; 2 – Ларионова и др., 2007; 3 – Кудряшов и др., 2013.

Из 3 образцов пироксенов санукитоидов Панозерского массива лишь образец 236/1 ложится на архейскую эрохрону, тогда как 2 других имеют повышенные значения величины $Sr_{(i)}$ и лежат на протерозойской эрохроне (табл 8.1, рис 8.1 б).

Rb-Sr изотопный состав 5 образцов сланцев, вмещающих Панозерский массив (табл 8.1), также свидетельствует о перестройке изотопной системы в свекофенское время – на рис. 8.1а они лежат вдоль линии, наклон которой отвечает свекофенскому возрасту. При этом образцы, отобранные за пределами массива, характеризуются высоким эрохронным начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr_{(1.9)} = 0.7091 \pm 0.0017$, тогда как ксенолиты вмещающих сланцев имеют Rb-Sr изотопный состав близкий к таковому в измененных породах массива (рис. 8.1а), то есть в ходе метаморфизма произошел изотопный обмен между породами массива и ксенолитами вмещающих пород.

Состав апатитов из пироксенита массива Шаравалампи, кварцевых монцонитов Эльмуса и сиенита Пяозера на рис 8.1б лежат между архейской и протерозойской эрохронами, что, вероятно, связано с частичным нарушением изотопной системы Sr этих образцов в ходе палеопротерозойского метаморфизма. Таким образом, связанный с метаморфизмом прогрев пород Панозерского массива привел к изотопному обмену между фазами с разным Rb/Sr отношением. Смещение точек образцов с высоким Rb/Sr отношением на диаграмме в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ ниже архейской эрохроны свидетельствует о потере радиогенного стронция (рис 8.1). Для этих образцов получены заниженные значения $Sr_{(i)}$ (рассчитанные на возраст интрузии) (табл 8.1). Измененные образцы с низким Rb/Sr отношением (в данном случае, преимущественно апатит и пироксен), наоборот, лежат выше архейской эрохроны (рис 8.1б). Значения $Sr_{(i)}$ (рассчитанные на возраст интрузии) этих образцов завышены относительно исходных магматических значений.

Такие значения $Sr_{(i)}$, рассчитанные для образцов с нарушенной Rb-Sr изотопной системой, не использовались для оценки состава расплава и источника санукитоидов.

Применение эрохронного метода позволило исключить образцы с нарушенной Rb-Sr изотопной системой из анализа магматических процессов.

Частичная перестройка Rb-Sr изотопной системы минералов и пород во время палеопротерозойского метаморфизма также были отмечены для санукитоидных интрузий Пяозеро и Таловейс (Ларионова и др., 2007). Минеральные Rb-Sr изохроны для гранодиорита 508 массива Таловейс, сиенита К-27 – Пяозерской интрузии и эрохрона, построенная для метасоматитов Костамукшского комплекса, дают близкий возраст около 1.72 млрд лет (Ларионова и др., 2007).

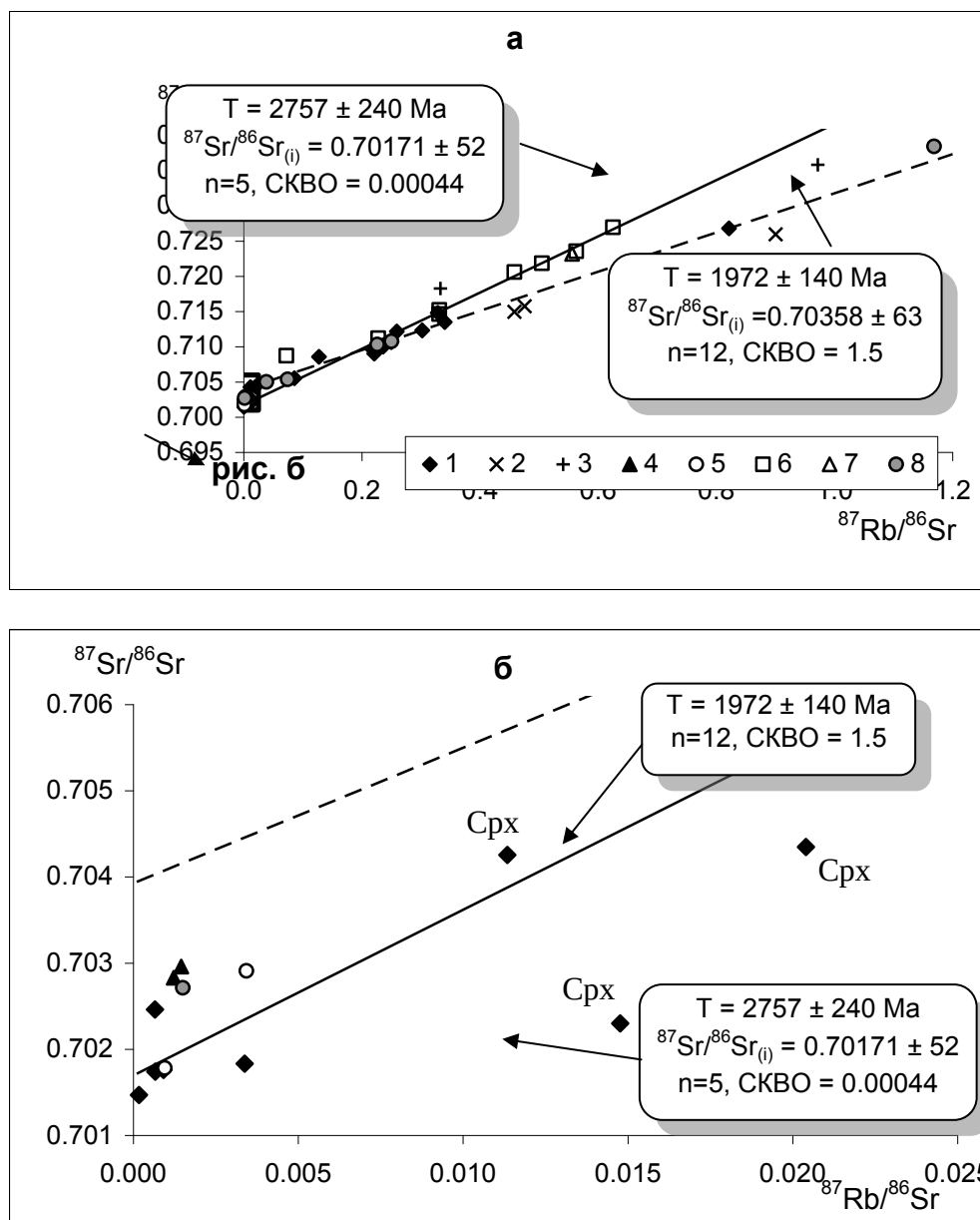


Рис 8.1. Rb-Sr изотопный состав санукитоидов БЦ.

а – крупный масштаб, показаны составы пород и минералов, б – мелкий масштаб, показаны составы апатитов и пироксенов (подписаны пироксены, апатиты – без подписи).

Условные обозначения: 1 – породы и минералы Панозерского массива; 2 – 3 – сланцы, вмещающие Панозерский массив: 2 – отобранные за пределом массива, 3 – ксенолиты в породах массива; 4 – апатиты кварцевых монцодиоритов Эльмусского массива; 5 – апатиты пород Шаравалампинского массива; 6 – породы Поросозерского массива; 7 – гранодиорит Колмозерского массива; 8 – минералы и порода в целом сиенита Пяозерского массива. Источники данных указаны в табл. 8.1 и в тексте.

Построены неархейская и палеопротерозойская эрохроны для Панозерского массива.

* Значение погрешности для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ относится к последним двум цифрам.

Наименее измененные образцы из интрузии Таловейс ложатся на эрохрону с возрастом 2733 ± 99 млн лет и начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2.73)} = 0.7015 \pm 0.0006$ (рис 8.2). Отмечена корреляция между степенью метасоматической переработки породы и смещением Rb-Sr изотопных составов с неархейской эрохроны на протерозойскую (Ларионова и др., 2007).

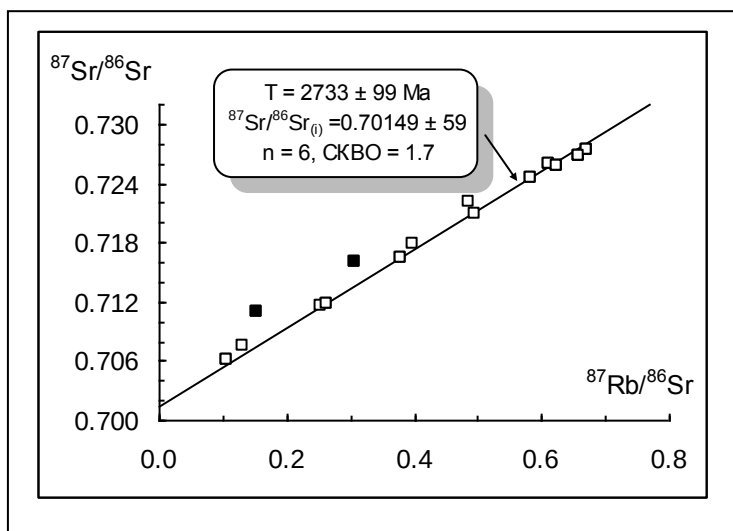


Рис 8.2. Rb-Sr изотопный состав пород интрузии Таловейс.

Черными квадратами отмечены составы амфиболовых метасоматитов. Данные взяты из работы (Ларионова и др., 2007).

Для санукитоидов Кольского п-ва (Поросозерского и Колмозерского массивов) (рис 8.1, табл 8.1) характерна лучшая сохранность Rb-Sr изотопной системы: составы большей части пород выстраиваются вдоль эрохроны с возрастом 2724 ± 74 млн лет и начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.70214 \pm 0.00045$ (Кудряшов и др., 2013).

Выводы:

- Санукитоиды БЩ, с наименее нарушенной Rb-Sr изотопной системой, характеризуются начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7015 - 0.7021$.
- Rb-Sr изотопная система многих образцов пород и минералов из санукитоидных интрузий Карелии претерпела частичную или полную перестройку в ходе палеопротерозойского метаморфизма.

Pb-Pb изотопная система

Изотопный состав свинца санукитоидов изучался в мономинеральных фракциях KFsp и породе в целом. В настоящей работе использованы более 40 определений изотопного состава Pb разных магматических фаз 9 интрузий санукитоидов БЩ, из них 9 составов KFsp получены лично автором (табл. 8.2).

На рис 8.3 показаны составы KFsp санукитоидов. Большая часть точек смещена относительно кривых эволюции свинца и выстраиваются вдоль вторичных возрастных зависимостей с возрастaми 2.74 – 1.9 млрд лет (рис. 8.3). Это свидетельствует о частичном изотопном обмене свинцом между KFsp и другими минералами в пределах образца во

время метаморфизма около 1.9 млрд лет. В этом случае, пересечение вторичной изохроны с кривыми эволюции свинца, рассчитанными по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975) будет соответствовать начальному изотопному составу свинца в образце, а положение точек на рис. 8.3б, отражать соотношение мантийной и коровой компоненты в составе санукитоидов на момент кристаллизации.

Таблица 8.2. Изотопный состав свинца KFsр санукитоидов Карелии.

массив	Порода	№ обр.	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	T(Pb)", млрд. лет	μ (t_2)	k (t_2)	Сопл- кв
Панозеро	Монцодиорит	204	14.866	15.042	35.017	2.02	9.4	4.3	1
Панозеро		208	14.819	15.070	34.663	2.11	9.8	4.0	1
Панозеро		205	13.769	14.666	33.676	2.50	9.1	4.1	2
Панозеро		214	13.98	14.737	33.616	2.39	9.2	3.6	2
Панозеро		217	14.189	14.769	33.788	2.21	8.8	3.6	2
Панозеро		571	14.238	14.806	33.739	2.23	9.0	3.5	2
Панозеро		235	13.956	14.705	33.812	2.35	8.9	4.0	2
Панозеро	Кварцевый монцонит	156	13.966	14.875	33.562	2.64	10.8	3.6	2
Панозеро		160	14.202	14.837	33.775	2.32	9.5	3.6	1
Эльмус		29	14.081	14.806	34.209	2.40	9.6	4.3	1
Эльмус		188	14.022	14.819	34.254	2.48	9.9	4.6	1
Эльмус		207	14.640	14.943	34.629	2.06	9.0	4.1	1
Хижъярви	Пироксенит	184	13.967	14.715	33.564	2.36	9.0	3.6	2
Хижъярви	Сиенит	159	14.483	14.909	34.264	2.16	9.3	3.9	1
Бергаул	Монцогранит	43	13.780	14.704	33.417	2.55	-	-	1
Бергаул		101	13.799	14.898	33.613	2.85	12.1	4.0	1
Кургенлампи	Гранодиорит	13	13.834	14.856	33.445	2.75	11.0	3.9	2
Кургенлампи	Гранит	22	13.809	14.838	33.399	2.75	10.9	3.8	2
Нилсиа	Кварцевый монцонит	PK-112A1	14.639	15.044	35.47	2.23	10.2	4.8	3
Нилсиа		PK-112A2	14.758	15.097	35.411	2.21	10.3	4.7	3
Нилсиа		PK-112B/a	14.09	14.888	35.318	2.53	10.5	5.3	3
Нилсиа		PK-112B/m	14.036	14.856	35.179	2.53	10.2	5.3	3
Нилсиа		PK-112C	14.58	15.053	36.288	2.3	10.5	5.6	3
Нилсиа		PK-113A/a	14.11	14.864	35.236	2.47	10	5.2	3
Нилсиа		PK-113A/m	14.108	14.875	35.005	2.49	10.2	5.0	3
Нилсиа		PK-113B	14.085	14.842	34.734	2.46	9.8	4.8	3
Нилсиа		PK-120A/a	13.829	14.78	34.836	2.63	10.1	5.2	3
Нилсиа		PK-120A/m	13.805	14.756	34.627	2.62	9.9	5.0	3
Нилсиа		PK-120B	13.927	14.782	34.95	2.53	9.9	5.2	3
Нилсиа		PK-121	13.929	14.806	35.062	2.56	10	5.3	3
Койтере	Гранодиорит	PK-27	13.589	14.734	33.748	2.83	10.9	4.4	3
Койтере		PK-45	13.625	14.743	33.414	2.8	10.7	4.0	3
Койтере		PK-50	13.607	14.746	33.379	2.83	10.9	4.0	3
Койтере		PK-42	13.66	14.765	33.85	2.8	10.8	4.4	3
Койтере		PK-47	13.777	14.791	34.7	2.71	10.4	5.1	3
Койтере		PK-100	13.903	14.835	33.861	2.64	10.2	4.2	3

" Модельный возраст, значения μ и k - рассчитаны по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975). Для образцов, точки составов которых смещены вдоль вторичных изохрон (t_2-t_1), значения μ и k рассчитаны по пересечению вторичных изохрон с модельными кривыми эволюции состава свинца (рис 8.3) на возраст t_2 . Возраст t_2 - равен модельному возрасту t(Pb) при t(Pb) > t_{zm} (U-Pb)

породы, при $T(\text{Pb}) < t_{\text{Zm}}(\text{U-Pb})$ t_2 принят равным U-Pb (Zrn) возрасту породы. Ссылки: 1 – Егорова, Лобиков, 2013; 2 – Лобач-Жученко и др., 2010; 3 – Halla, 2005.

Для всех проанализированных образцов рассчитан модельный возраст и значения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975). Для образцов, точки составов которых смещены с кривых эволюции свинца и формируют линейные возрастные зависимости (t_2-t_1), значения μ рассчитаны на возраст породы по пересечению вторичных изохрон с модельными кривыми эволюции состава свинца (рис 8.3 а).

Большая часть образцов санукитоидов Восточной Карелии сохраняют мантийные значения $\mu = 8.8 - 9.2$ и лежат около линии DM (рис 8.3 б). Составы поздних фаз массивов: монцограниты Бергаула, монцодиориты и кварцевые монцодиориты Панозера, а также часть образцов кварцевых монцодиоритов Эльмуса характеризуются повышенными значениями μ , некоторые из них попадают в область коровых значений $\mu > 10$ (рис 8.3 б).

Большинство образцов KFsp санукитоидов Западной Карелии имеют высокие значения $\mu > 10$. Составы KFsp санукитоидов Койтере (2.72 млрд лет, Heilimo et. al., 2011) (Halla, 2005) образуют вторичную изохрону 2.83-1.9 млрд лет, с $\mu=10.7$ (рис 8.3б). Это свидетельствует о существенном вкладе свинца из верхнекорового источника с возрастом ≥ 2.83 млрд лет в состав этих пород. Присутствие «верхнекорового» свинца отмечено и для других санукитоидных интрузий Финляндии при анализе состава породы в целом: Куусамо: $\mu = 9.1 - 10.2$, Каапинсалми: $\mu \geq 11$ (Heilimo et. al., 2013).

Для Костамукшского комплекса изотопный состав свинца был измерен для двух образцов: трондьемита (обр. 13) из 2 фазы массива Таловейс и гранита (обр. 22) – отобранного за пределами интрузии. Для обоих образцов были получены близкие значения $\mu \sim 11$ и модельный возраст $T(\text{Pb}) \sim 2.75$ млрд. лет.

На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 8.3 в) DM- и UC- модельные линии регрессии (2.74-1.9 млрд. лет) мало информативны, так как в данной области значений они перекрываются. На график нанесена вторичная изохрона 2.74-1.9 млрд. лет ($\mu = 9$, $k = 4.05$), рассчитанная для обр. 205, с наименее нарушенной изотопной системой свинца (Лобач-Жученко и др., 2010). Этот образец характеризуется повышенными отношениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}_{(i)}$ (k) относительно таковых в мантии. Повышенное $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношение характерно для многих, однако, не для всех образцов KFsp санукитоидов, поэтому на данном этапе исследований недостаточно данных для каких-либо определенных выводов по этому вопросу. Большинство образцов с высокими значениями $\mu (> 10.2)$ имеют невысокие значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и k , соответствующие составу «верхней» коры (рис. 8.3в, табл. 8.2).

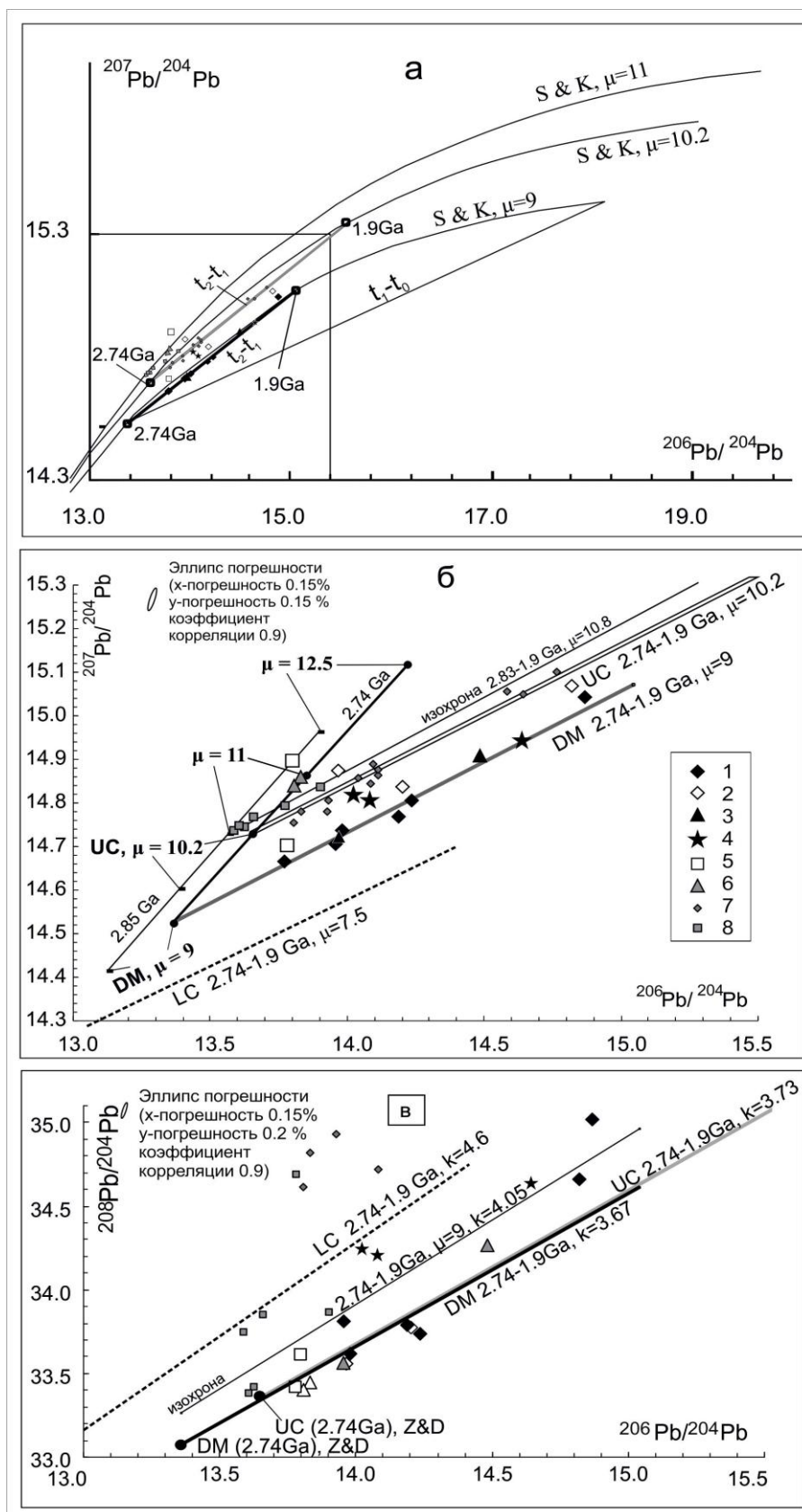


Рис. 8.3. Изотопный состав Pb KFsр санукитоидов Восточной Карелии, массивы: Панозеро (1 - ранние фазы, 2 – поздние фазы), 3 - Западное Хижъярви, 4 – Эльмус, 5 - вторая фаза Бергаула и Западной Карелии: 6 – гранодиориты второй фазы Кургенлампи, 7 – Нильсия, 8 - Койтере. Использованы данные, опубликованные в (Halla, 2005; Лобач-Жученко и др., 2010; Егорова, Лобиков, 2013).

(а) Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Построены линии эволюции свинца по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975) для источников с $\mu = 9, 10.2$ и 11 . (б) Та же диаграмма в более мелком масштабе. На диаграмму нанесены составы деплетированной мантии (DM) и верхней коры (UC) по модели (Zartman & Doe, 1981) на 2.74 и 2.85 млрд лет. По двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975) для них рассчитаны отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) и построены линии регрессии 2.74 -1.9 млрд лет. Показаны линии смещения изотопного состава свинца источников с $\mu = 9, 10.2, 11, 12.5$, рассчитанные на время 2.74 и 2.85 млрд лет назад.

(в) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Для сравнения показана изохрона (2.74-1.9 млрд лет) с $\mu = 9$ и $k = 4.05$, рассчитанная для образца с наименее нарушенной изотопной системой свинца по (Лобач-Жученко и др., 2010).

Экстремально высокие отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в KFsp финских санукитоидов, по-видимому, связаны с наложенным неоархейским гранулитовым метаморфизмом, который привел к потере породами U (следовательно, увеличению Th/U отношения), а последующий межминеральный обмен в ходе свекофенского термального события привел к обогащению KFsp торогенным свинцом (Halla et al., 2009).

Выводы:

- Санукитоиды Восточной Карелии (массивы: Панозеро, Эльмус, Западное Хижярви) частично сохраняют мантийное начальное отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) ≈ 9 .
- Санукитоиды Западной Карелии (Костамукшский комплекс, массивы: Койтере, Нильсия, Каапинсалми), а также монцограниты 2й фазы Бергаула и кварцевые монциты последней фазы Панозера характеризуются высокими значениями $\mu > 10$, что свидетельствует об их контаминации свинцом из верхнекорового источника.
- Около 1.9 млрд. лет назад Pb-Pb изотопная система KFsp санукитоидов Карелии была частично перестроена в результате метаморфизма.

Sm-Nd – изотопная система.

Изотопный состав Nd санукитоидов БЩ рассматривается на примере 27 интрузий с использованием более 200 результатов измерений состава пород и минералов, в том числе 23 – анализа (19 породы в целом и 4 мономинеральных фракций апатита) полученных при участии автора (проведении подготовки проб, их химического разложения и выделения Sm и Nd). Данные приведены в таблице 8.3. Так как ниже рассматривается большой объем данных о Sm-Nd изотопном составе санукитоидов БЩ, он для удобства разбит на разделы по региональному положению массивов.

Восточная Карелия

Центральнокарельский домен (восточная часть)

Панозерский массив. Большая часть пород имеет значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = +1.7 \pm 0.3$, близкие к таковым DM (DePaolo, 1981) (табл. 8.3, рис. 8.7). На диаграмме в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ их составы выстраиваются вдоль изохроны с возрастом 2735 ± 150 Ма с $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +1.7$, что свидетельствует о сохранении первоначального Sm-Nd изотопного состава большинства образцов (рис. 8.4).

Образцы пород, фигуративные точки которых на рис. 8.4 ложатся вне изохроны представляют разные магматические фазы массива, то есть изменение их изотопного состава является результатом неоднородно проявленного процесса, вероятнее всего, метасоматоза, связанного с палеопротерозойским метаморфизмом.

Для ряда образцов был проанализирован изотопный состав Nd пироксена и апатита (табл. 8.3). В образце 236/1 сохранился первичный состав Nd и в породе, и в минералах; вместе они ложатся на эрохрону 2767 ± 130 млн лет. А в образце 238/11 возраст эроохроны, также построенной для апатита, пироксена и породы в целом, снижается до 2495 ± 150 млн лет. Эти данные демонстрируют неоднородность проявления процессов нарушения Sm-Nd изотопной системы пород и минералов санукитоидов Панозерского массива.

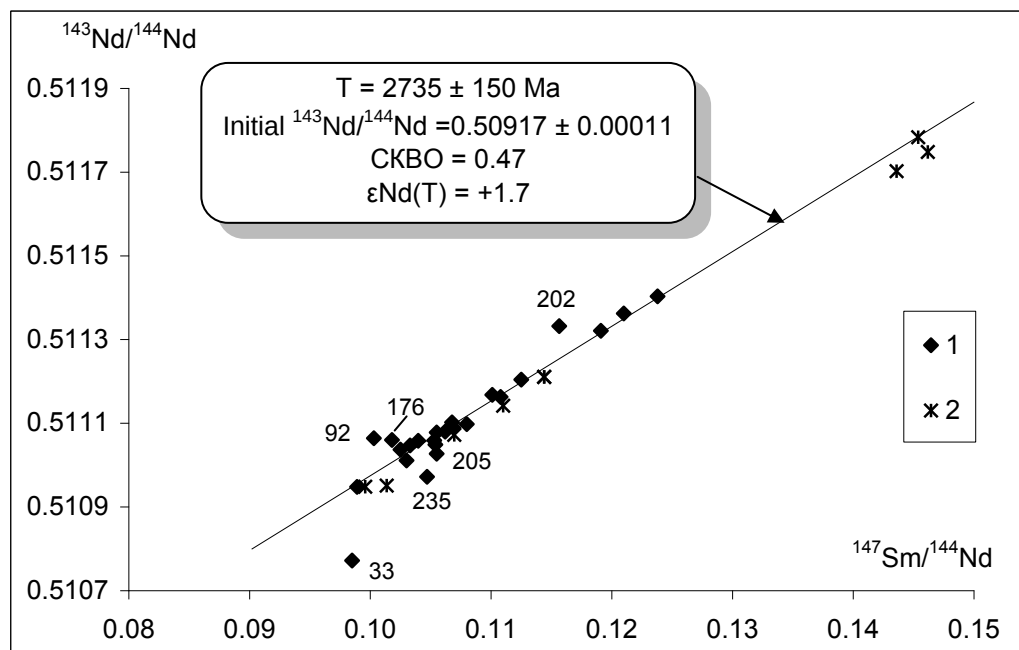


Рис. 8.4. Sm-Nd изотопный состав пород и минералов Панозерской санукитоидной интрузии.

1 – состав пород; 2 – состав минералов. Источник данных указан в таблице. Цифрами указаны номера образцов, наиболее сильно отклоняющихся от изохроны.

Потеря радиогенного Nd апатитом и пироксеном относительно породы в целом, возможна при перераспределении изотопов между фазами с разным Sm/Nd отношением при метаморфизме, аналогично тому, как это описано выше для Rb-Sr системы, только Sm-Nd изотопная система более устойчива к температурным воздействиям, поэтому этот процесс проявлен в меньшей степени.

Сяргозерский комплекс. Большая часть пород имеет значения $\epsilon_{Nd}(2.74) = +1.7 \pm 0.4$, близкие, к полученным для санукитоидов Панозерского массива (табл 8.3, рис 8.5).

Западно-Хижьярвинский массив. Из пяти измеренных образцов (табл 8.3, рис. 8.5) четыре имеют значения $\epsilon_{Nd}(2.74) = +2.0 \pm 0.1$, образец сиенита 159 характеризуется более низкими значениями $\epsilon_{Nd}(2.74) = 1.3 \pm 0.1$. Фигуративные точки образуют линейную возрастную зависимость, имеющую сходные параметры с изохроной Панозерского массива.

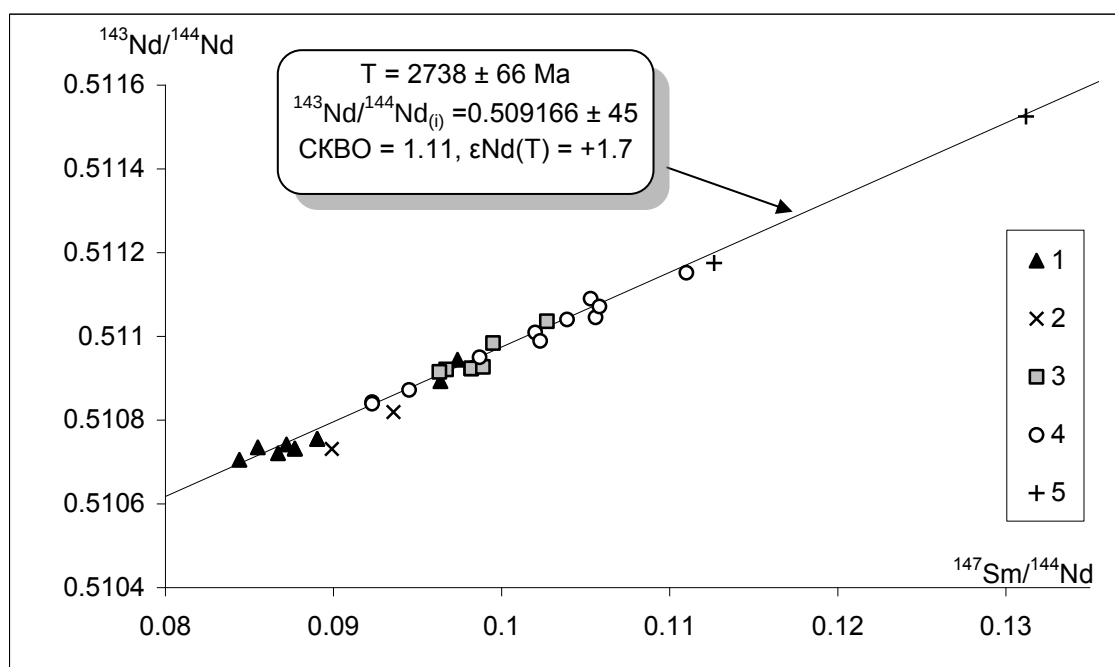


Рис. 8.5. Sm-Nd изотопный состав и возраст санукитоидов Эльмусского (1-2), Западно-Хижьярвинского (3) и Сяргозеро – Шаравалампинского (4 – 5) массивов. 1, 3, 4 – составы пород; 2, 5 – составы минералов. Sm-Nd изохрона включает данные для Панозерского массива (рис. 8.4, табл 8.3, здесь не показаны).

Водлозерский домен

Эльмусская интрузия. Большая часть пород имеет значения $\epsilon_{Nd}(2.74) = +1.7 \pm 0.4$, чем отличается от большей части санукитоидов Водлозерского домена. Вместе с санукитоидами массивов: Панозеро, Западное-Хижярви и Сяргозеро-Шаравалампи они выстраиваются вдоль линии, угол наклона которой соответствует возрасту 2738 ± 66 млн лет, а пересечению этой линии с осью ординат - значение $\epsilon_{Nd}(t) = +1.7$.

Для апатитов наблюдается слабое снижение значений $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ по сравнению с породой (табл 8.3, рис 8.5).

Бергаулская интрузия. Умереннощелочные диориты первой фазы интрузии имеют значение $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = +1.5$, близкое к таковому для санукитоидов интрузий Панозеро, Эльмус, Западное-Хижярви и Сяргозеро-Шаравалампи (рис. 8.6). Монцограниты - гранодиориты второй фазы отличаются от первой фазы массива менее радиогенным изотопным составом Nd и разбиваются на две группы. Породы первой группы имеют значения $t_{\text{DM}}(\text{Nd}) = 2.8 - 2.85$ млрд лет (табл 3, рис.8.6). Породы второй группы характеризуются более древними значениями $t_{\text{DM}}(\text{Nd}) = 3.1-3.3$ млрд лет. Обе группы пород имеют сходный геохимический состав.

Хаутаваарский и Чалкинский массивы (Хаутаваарский ЗКП). Породы Хаутаваарского массива характеризуются вариациями значений $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = +0.1 - +1.1$ и $t_{\text{DM}}(\text{Nd}) = 2.81 - 2.92$ млрд лет (табл. 8.3, рис. 8.6). Они отличаются от большинства санукитоидов Восточной Карелии менее радиогенным составом неодима и близки к монцогранитам Бергаула 1й группы.

Гранодиориты Чалкинского массива имеют $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = -1.3$ и на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - t$ попадают в область значений, соответствующих коре с возрастом > 3 млрд лет, как и монцограниты Бергаула 2й группы (рис 8.7).

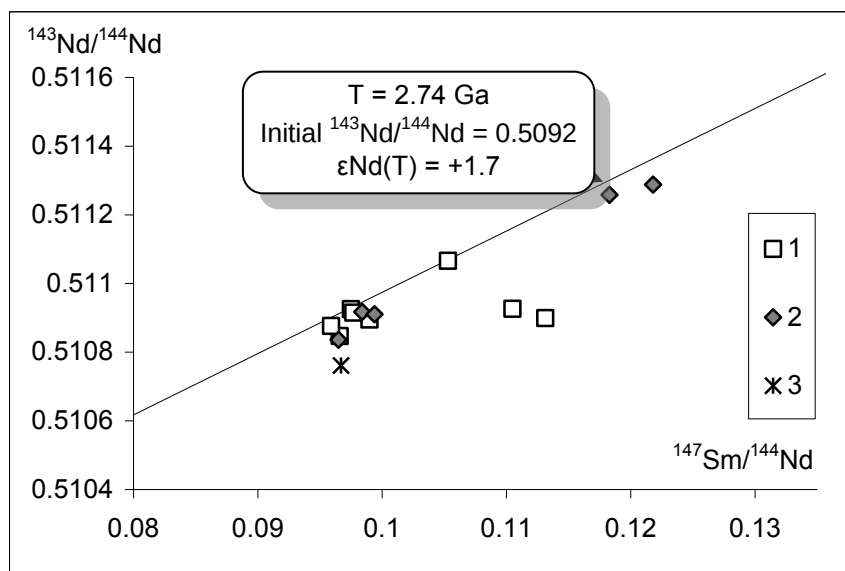


Рис. 8.6. Sm-Nd изотопный состав санукитоидов Бергаулского (1), Хаутаваарского (2) и Чалкинского (3) массивов. Изохрона с рисунка 8.5 показана для сравнения.

Таблица 8.3. Sm-Nd изотопный состав санукитоидов Балтийского щита.

N обр	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±	ε _{Nd} (t)	t, млрд. лет	t _{DM} *, млрд лет	ссылка
Западная Карелия										
Костомукшский комплекс										
15	лампрофир	2.3	10.6	0.13143	0.511452	23	-0.3	2.72	2.96	нпд
19-3		14.72	69.67	0.1266	0.511384	14	0.1	2.72	2.92	1
20-4		14.24	77.46	0.1111	0.511096	6	-0.1	2.72	2.90	1
23/97		5.18	27.9	0.11234	0.511114	16	-0.2	2.72	2.91	2
124		5.5	27.9	0.11868	0.511243	12	0.1	2.72	2.90	нпд
173-6		16.35	92.99	0.1062	0.511	18	-0.3	2.72	2.90	нпд
39-1	диорит	4.88	30.31	0.0974	0.510842	12	-0.3	2.72	2.89	1
120		7.23	42.2	0.10359	0.510945	14	-0.4	2.72	2.91	2
36-2		6.53	40	0.0987	0.510904	9	0.5	2.72	2.84	1
119a		6.64	40.2	0.0998	0.510877	8	-0.4	2.72	2.90	2
36-3		6.03	35.64	0.1022	0.510936	7	-0.1	2.72	2.88	1
37	кварцевый диорит	6.60	40.87	0.0968	0.510881	10	0.7	2.72	2.82	1
111		5.36	33.9	0.09572	0.510794	10	-0.6	2.72	2.91	2
36-1		4.46	27.23	0.0972	0.510838	7	-0.3	2.72	2.89	1
37-1		5.50	33.90	0.0974	0.510873	4	0.3	2.72	2.85	1
33-1		3.67	22.18	0.1001	0.510876	14	-0.6	2.72	2.91	3
14	гранодиорит	4.20	26.70	0.0942	0.510826	26	0.5	2.72	2.83	1
122		4.34	28	0.09388	0.51079	16	-0.1	2.72	2.87	2
33		3.73	24.25	0.0929	0.510793	9	0.4	2.72	2.84	1
36	тоналит	4.2	27.84	0.0913	0.510818	15	1.4	2.72	2.77	нпд
13	трондьемит	3.502	23.14	0.0915	0.510754	4	0.1	2.72	2.86	нд
143		3.89	26.5	0.08883	0.510765	11	1.2	2.72	2.78	2
132		3.28	15.8	0.1257	0.511365	21	0.0	2.72	2.92	3
170-О		2.14	12.1	0.1069	0.510992	9	-0.7	2.72	2.93	3
1216	гранит	7.82	51.25	0.0925	0.510723	4	-0.9	2.72	2.92	нпд
26		7.80	49.50	0.0938	0.510745	5	-0.9	2.72	2.93	нпд
18-1		4.70	23.10	0.1207	0.511173	3	-2.0	2.72	3.08	нпд
22		1.316	6.526	0.1219	0.51106	4	-4.8	2.70	3.33	нд
санукитоиды района Нюк-Ледмозеро										
49	гранодиорит	6.41	42.03	0.0921	0.510792	15	0.5	2.72	2.82	3
50		9.03	47.04	0.1160	0.51122	9	0.5	2.72	2.85	3
323	диорит	4.64	27.00	0.1038	0.511015	10	0.8	2.72	2.81	1
205		4.28	27.6	0.0937	0.510891	11	1.8	2.71	2.73	1
242	кварцевый диорит	4.42	27.3	0.0978	0.510937	9	1.4	2.72	2.77	1
222		3.7	23.95	0.0935	0.510840	15	1.0	2.72	2.79	1
256-1	граносиенит	6.22	53.99	0.0696	0.510442	8	1.6	2.72	2.75	1
216-а	гранит	3.71	25.49	0.088	0.510786	9	1.9	2.72	2.73	1
256		5.39	35.08	0.0929	0.510874	8	1.9	2.72	2.73	1
Тулосский массив										
1060	монцонит	3.84	21.22	0.1094	0.511034	18	-0.8	2.71	2.94	1
222-6	диорит	4.85	20.72	0.1401	0.511705	11	1.6	2.71	2.78	нпд
1025	гранодиорит	5.1	29.98	0.1031	0.51087	15	-1.9	2.71	3.00	1
1110	гнейс	2.65	17	0.0942	0.510833	4	0.5	2.71	2.82	нпд
Инtruзия Нильсия										
РК-113А	кварцевый монцонит	11.29	63.01	0.1081	0.511122	11	1.2	2.72	2.78	4
РК-120А		7.08	45.68	0.0937	0.510879	10	1.4	2.72	2.75	4

N обр	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±	ε _{Nd} (t)	t, млрд. лет	t _{DM} *, млрд лет	ссылка
Инtruзия Сиикалаhti										
A1719	монцонит	5.08	33.18	0.0926	0.510802	10	0.1	2.68	2.82	5
Инtruзия Каартоъярвет										
A1146	монцодиорит	3.61	20.89	0.1046	0.510989	10	0.0	2.72	2.87	6
Инtruзия Лосо										
61-АТК-86	диорит	11.9	69.1	0.1044	0.511022	9	0.8	2.72	2.82	5
A331		8.41	50.24	0.1011	0.510944	12	0.4	2.72	2.84	5
Инtruзия Арола										
A572	гранодиорит	4.14	24.61	0.1017	0.510979	10	0.9	2.72	2.81	5
A402		5.05	28.24	0.108	0.511081	10	0.7	2.72	2.83	5
77		5.48	30.85	0.1074	0.511082	9	1.0	2.72	2.81	5
81		5.83	32.62	0.1081	0.511087	9	0.8	2.72	2.82	5
87		6.75	38.45	0.1061	0.511066	9	1.1	2.72	2.80	5
117		6.11	34.62	0.1066	0.511042	8	0.5	2.72	2.85	5
комплекс инtruзий Куусамо										
148	гранодиорит	4.11	24.79	0.10009	0.510956	10	1.0	2.72	2.80	6
154		4.02	23.56	0.1032	0.511005	11	0.9	2.72	2.81	6
162		7.08	38.76	0.1104	0.511146	11	1.1	2.72	2.80	6
167		5.65	36.75	0.093	0.510853	11	1.5	2.72	2.76	6
160.1		5.28	29.57	0.108	0.511079	10	0.6	2.72	2.83	6
156		4.38	24.91	0.1063	0.511078	10	1.2	2.72	2.79	6
Инtruзия Каапинсалми										
A28	гранодиорит	3.58	21.72	0.0998	0.510812	11	-1.7	2.72	2.99	7
332.1		4.08	26.70	0.0923	0.510696	11	-1.3	2.72	2.95	6
345.1		4.59	26.21	0.1057	0.51092	11	-1.6	2.72	3.00	6
353.2		5.39	27.86	0.117	0.511097	9	-2.2	2.72	3.08	6
336.1		4.77	28.29	0.1021	0.510836	11	-2.0	2.72	3.02	6
347.2		4.7	24.85	0.1142	0.511073	10	-1.6	2.72	3.03	6
40.1		3.86	24.96	0.0935	0.510711	10	-1.4	2.72	2.96	6
Ялонваарская инtruзия										
Я-9а	кварцевый диорит	9.7	56.87	0.103	0.51088	12	-1.6	2.71	2.99	1
Я 100-6	лейкогранит	1.54	9.71	0.0956	0.510869	15	0.8	2.71	2.81	3
Инtruзия Куйтила										
P478/5.3	тоналит	3.61	20.58	0.1054	0.511035	15	0.9	2.74	2.83	8
P561/7.2		2.89	16.34	0.1066	0.511062	12	1.0	2.74	2.82	8
A285		4.09	24.02	0.1029	0.511019	10	1.5	2.74	2.78	8
A1095		3.14	18.62	0.1019	0.510982	10	1.1	2.74	2.81	8
P560/7.2		4.17	24.49	0.1024	0.511046	10	2.2	2.74	2.73	8
P475/4.2		2.66	14.73	0.1086	0.511045	6	0.0	2.74	2.90	8
P506/7.2		3.19	17.85	0.1075	0.511104	10	0.3	2.74	2.88	8
Инtruзия Тасанваара										
A1094	тоналит	4.69	25.3	0.1120	0.511148	10	0.9	2.75	2.84	8
A1094		4.96	27.14	0.1104	0.511161	5	1.7	2.75	2.78	9
Массив Койтере										
PK-47	гранодиорит	6.03	35.73	0.102	0.510964	10	0.5	2.72	2.84	10
PK-45		6.91	46.81	0.0893	0.510744	24	0.7	2.72	2.82	10
PK-27		6.35	37.96	0.101	0.510966	13	0.9	2.72	2.81	10
PK-49		7.66	44.56	0.1039	0.511024	9	1.0	2.72	2.80	10
PK-50		6.54	39.63	0.0997	0.510941	8	0.9	2.72	2.81	10
PK-42		6.37	41.83	0.0921	0.510814	9	1.1	2.72	2.79	10
A1336		6.03	33.1	0.1100	0.511140	10	1.2	2.72	2.80	10

N обр	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	$\pm$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t , млрд. лет	t_{DM}^* , млрд лет	ссылка
Восточная Карелия										
Панозерский массив										
8-4	горблендит	15.47	77.28	0.121	0.511362	7	1.8	2.74	2.77	1
8-5	горблендит	16.77	85.11	0.1191	0.511321	8	1.7	2.74	2.78	1
8-6	монцогаббро	10.38	56.97	0.1101	0.511168	11	1.8	2.74	2.76	1
238	пироксенит	21.99	118.84	0.1108	0.511163	7	1.5	2.74	2.79	1
236/1	пироксенит	19.32	94.3	0.12379	0.511403	4	1.6	2.74	2.78	нд
238/11	монцогаббро	15.38	87.1	0.10677	0.511102	9	1.7	2.74	2.77	нд
202	монцогаббро	21.5	112.3	0.11565	0.511332	6	3.1	2.74	2.66	нд
3	монцонит 1	5.78	35.29	0.0989	0.510948	7	1.5	2.74	2.78	1
207-б-2	монцо- диорит 1	9.65	55.39	0.1053	0.511059	7	1.4	2.74	2.79	1
573/2		11.6	65.8	0.1069	0.511089	11	1.4	2.74	2.79	1
204		13.65	79.4	0.10398	0.511058	4	1.9	2.74	2.76	нд
236		10.68	61.2	0.1055	0.511078	4	1.7	2.74	2.77	нд
205		13.49	77.3	0.1055	0.511027	3	0.7	2.74	2.84	4
235	монцонит 2	9.27	53.52	0.1047	0.510972	18	-0.1	2.74	2.90	нпд
208		11.22	62.8	0.1080	0.511098	13	1.2	2.74	2.81	1
174	монцонит 3	7.99	45.48	0.1062	0.51108	7	1.5	2.74	2.78	1
176		8.533	50.65	0.1018	0.51106	12	2.7	2.74	2.70	нд
177a	кварцевый монцонит	6.71	38.9	0.1033	0.511047	10	1.9	2.74	2.75	1
92		3.55	21.46	0.1003	0.511064	12	3.3	2.74	2.65	3
92		3.58	21.7	0.0997	0.511040	18	3.0	2.74	2.67	нпд
33		6.93	42.57	0.0985	0.510772	12	-1.8	2.74	3.01	нпд
138		4.56	26.16	0.1054	0.511049	10	1.2	2.74	2.81	1
156		4.78	27.8	0.103	0.511011	19	1.3	2.74	2.80	1
160		4.498	26.52	0.1025	0.511037	11	2.0	2.74	2.75	4
3-2		7.19	38.62	0.1125	0.511204	7	1.7	2.74	2.77	1
104	лампрофир	12.14	64.22	0.1142	0.511257	17	2.1	2.74	2.74	нпд
221-а		5.79	30.76	0.1138	0.511215	11	1.5	2.74	2.79	1
235-в		4.71	21.7	0.1311	0.511543	7	1.8	2.74	2.77	1
21		9.3	50	0.1124	0.511213	7	1.9	2.74	2.75	1
236/1	пироксен	7.07	30.5	0.1454	0.511783	7	1.4	2.74	2.82	11
236/1	апатит	198	1249	0.0996	0.510948	11	1.3	2.74	2.80	11
202	апатит	183	1133	0.1014	0.510951	9	0.7	2.74	2.84	11
204	апатит	340	1995	0.1070	0.511072	11	1.1	2.74	2.82	11
204	пироксен	20.0	86.1	0.1462	0.511748	8	0.4	2.74	2.94	11
236	апатит	271	1542	0.1110	0.511142	8	1.0	2.74	2.82	11
238/11	апатит	393	2155	0.1144	0.511211	10	1.2	2.74	2.82	11
238/11	пироксен	22.0	96.4	0.1436	0.511702	9	0.5	2.74	2.93	11
238/11	апатит	393	2155	0.1144	0.511211	10	1.2	2.74	2.82	11
Западно-Хижъярвинский массив										
184	пироксенит	15.72	92.57	0.1027	0.511036	6	2.0	2.75	2.75	1
134a	мелано- сиенит	18.21	113.27	0.0963	0.510915	9	1.9	2.75	2.76	1
134	сиенит	13.3	80.06	0.0995	0.510984	12	2.1	2.75	2.75	1
159		10.42	63.59	0.0982	0.510923	9	1.4	2.75	2.80	1
159		10.24	62.52	0.0989	0.510927	9	1.2	2.75	2.81	1
165	кварцевый сиенит	7.04	43.62	0.0967	0.510921	8	1.9	2.75	2.76	1

N обр	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±	ε _{Nd} (t)	t, млрд. лет	t _{DM} *, млрд лет	ссылка
Шаравалампинский массив										
310	пироксенит	49.1	280.3	0.1058	0.511071	3	1.4	2.74	2.79	нд
505	горблендит	12.42	71.3	0.1053	0.51109	7	2.0	2.74	2.74	1
320		48.6	278.1	0.1056	0.511045	4	1.0	2.74	2.82	нд
323	Bt - габбро	12.4	72.3	0.1039	0.51104	3	1.5	2.74	2.78	нд
505-a	Bt - габбро	15.57	85.54	0.1110	0.511152	10	1.2	2.74	2.81	1
507	сиенит	15.35	90.66	0.1023	0.510989	9	1.1	2.74	2.81	1
501		8.6	56.6	0.0923	0.510839	4	1.7	2.74	2.76	нд
510	тоналит	3.4	17.0	0.1216	0.511292	4	0.2	2.74	2.91	нд
521	гранит	1.48	8.75	0.1020	0.511009	9	1.6	2.74	2.77	нпд
323	апатит	100.8	464.2	0.1312	0.511525	3	1.4	2.74	2.81	нд
310	апатит	53.5	287.0	0.1126	0.511175	4	1.1	2.74	2.82	нд
Сяргозерский массив										
100-9	сиенит	11.5	74.5	0.0923	0.510843	12	1.8	2.74	2.76	1
100-12	сиенит	29.25	183.77	0.09534	0.510878	9	1.4	2.74	2.79	1
100-8	лампрофир	5.13	27.9	0.1102	0.511177	9	2.0	2.74	2.75	1
100-2	граносиенит	6.43	41.08	0.0945	0.510872	11	1.5	2.74	2.77	1
130	монцогранит	3.8	23.27	0.0987	0.510950	8	1.6	2.74	2.77	1
Эльмусский массив										
212	пироксенит	47.0	294.6	0.0964	0.510893	3	1.4	2.74	2.79	12
351	монцодиорит	19.5	120.9	0.0974	0.510944	8	2.0	2.74	2.75	12
29	кварцевый монзонит	14.0	95.2	0.0890	0.510755	4	1.3	2.74	2.80	12
187		13.23	94.71	0.0844	0.510705	8	1.9	2.74	2.75	12
188		13	90.1	0.0872	0.510742	9	1.7	2.74	2.77	12
189		12.9	91.14	0.0855	0.510735	8	2.1	2.74	2.74	12
190		13.1	90	0.0877	0.510732	10	1.3	2.74	2.79	12
207		14.5	101.0	0.0867	0.510721	5	1.4	2.74	2.78	4
29		апатит	161.6	1044.1	0.0936	0.510819	2	0.9	2.74	2.82
188	апатит	149.5	1005.4	0.0899	0.510731	6	0.5	2.74	2.85	нд
Бергаулский массив										
K-17-2	диорит	14.1	81	0.1053	0.511066	14	1.5	2.73	2.78	13
K-17-3	кварцевый диорит	10.2	63.4	0.0975	0.510925	16	1.5	2.73	2.78	13
K-17-3		9.78	60.5	0.0977	0.510915	16	1.2	2.73	2.80	13
101	монцогранит	2.43	14.83	0.0990	0.510895	9	0.3	2.73	2.86	1
51		5.95	37.26	0.0966	0.510847	7	0.2	2.73	2.86	1
K-11	гранит	3.69	23.3	0.0959	0.510876	16	1.1	2.73	2.80	13
K-10-1		2.1	11.3	0.1105	0.510926	14	-3.1	2.73	3.14	13
43	монцогранит	3.37	17.82	0.1131	0.510899	14	-4.6	2.73	3.28	нпд
K-10-2	лампрофир	14.8	72.3	0.1142	0.511186	16	0.7	2.73	2.85	13
53		14.8	87.7	0.1011	0.510978	12	1.2	2.73	2.80	1
Хаутаваарский массив										
651	граносиенит	7.3	45.5	0.0965	0.510836	8	0.2	2.74	2.87	14
13	граносиенит	6.7	40.78	0.0984	0.510917	10	1.1	2.74	2.81	нпд
16	граносиенит	7.32	44.14	0.0994	0.51091	10	0.7	2.74	2.85	1
124	монцодиорит	11.03	55.83	0.1183	0.511258	9	0.8	2.74	2.86	1
118	сиенит	9.65	47.9	0.1218	0.511288	10	0.1	2.74	2.92	1
Чалкинский массив										
95/86	гранодиорит	6.18	38.75	0.0967	0.510761	13	-1.3	2.74	2.98	1

N обр	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±	ε _{Nd} (t)	t, млрд. лет	t _{DM} *, млрд лет	ссылка
Северная Карелия										
Пяозерский массив										
Py-703-5	габбро	15.80	104	0.0918	0.51085	12	1.9	2.73	2.75	13
K-41-2	лампрофир	14.40	95.7	0.0911	0.51085	16	2.2	2.73	2.74	13
K-27	сиенит	11.90	83.3	0.0865	0.510759	18	2.0	2.73	2.74	13
K-32-1		8.13	48.3	0.1018	0.51099	12	1.2	2.73	2.81	13
K-41-1	кварцевый диорит	5.49	32.4	0.1025	0.511056	16	2.2	2.73	2.74	13
K-37-1		4.27	24.4	0.1060	0.511093	14	1.7	2.73	2.77	13
K-45-5		4.75	28.8	0.0998	0.511	14	2.1	2.73	2.75	13
Кольский п-в										
Поросозерский массив										
M-753	габбро- диорит	6.097	32.35	0.11393	0.511186	29	0.9	2.74	2.86	15
M-801	габбро- диорит	10.02	53.18	0.11389	0.511125	37	-0.3	2.74	2.95	15
KV-37	гранодиорит	4.19	22.79	0.11126	0.511126	21	0.6	2.74	2.87	15
M-616	гранодиорит	3.23	17.25	0.11333	0.511184	25	1.1	2.74	2.84	15
M-820	кварцевый монцодиорит	5.10	28.96	0.10646	0.511033	34	0.5	2.74	2.87	15
KV-47	кварцевый монцодиорит	6.16	28.92	0.12666	0.511408	5	0.7	2.74	2.89	15
M-584	лейкогранит	0.65	2.84	0.13896	0.511707	8	2.0	2.71	2.75	15
M-581	вогезит	3.32	18.26	0.10989	0.511091	13	-0.2	2.68	2.89	15
M-590	единит	14.67	83.23	0.10655	0.51099	7	-1.1	2.68	2.94	15
Колмозерский массив										
KV-62	гранодиорит	4.972	29.66	0.10133	0.510934	21	0.4	2.74	2.88	15
Туломский массив										
373-а	гранодиорит	1.92	12.14	0.0953	0.510856	7	0.9	2.73	2.83	нп д

Ссылки: 1 – Kovalenko et al., 2005; 2 – Самсонов и др., 2004; 3 – Лобач-Жученко и др., 2000; 4 - Егорова, Лобиков, 2013; 5 - Kärnäho et al., 2006; 6 - Heilimo et al., 2013; 7 - Mikkola et al., 2011a; 8 - Vervoort et al., 1996; 10 – Halla, 2005; 11 – Лобач-Жученко и др., 2010; 12 – Егорова, Гусева, 2010; 13 – Ларионова и др., 2007; 14 – Лобач-Жученко и др., 2000; 15 – Кудряшов и др., 2013; нд – данные автора, нпд – неопубликованные данные А.В. Коваленко.

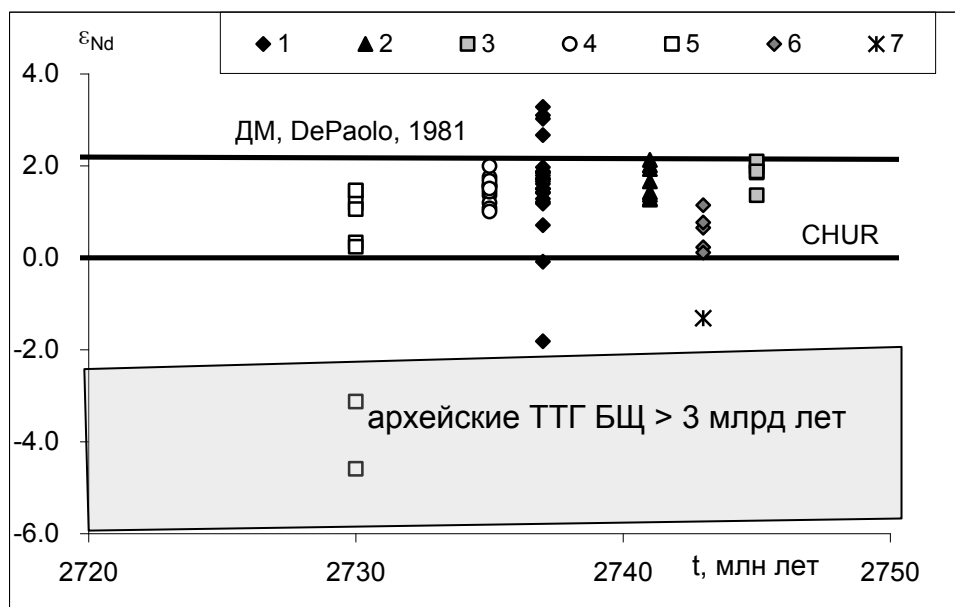


Рис. 8.7. Диаграмма « ϵ_{Nd} – возраст» для санукитоидов Восточной Карелии.

1 – 7 – породы санукитоидных интрузий: 1 – Панозеро, 2 – Эльмус, 3 – Западное Хижярви, 4 – Сяргозеро-Шаравалампи, 5 – Бергаул, 6 – Хаутаваара, 7 – Чалка.

Западная Карелия

Центральнокарельский домен (Западная окраина)

Куусамо – Пяозерский, Ледмозеро – Нюкозерский и Иломантси санукитоидные комплексы. Все породы характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(2.72) = +0.5 - +2.2$ и величинами $t_{DM}(Nd) = 2.73 - 2.9$ млрд лет (табл. 8.3, рис. 8.8).

На диаграмме $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{147}Sm/^{144}Nd$ их составы, в целом, выстраиваются вдоль эрохроны, построенной для Восточнокарельской группы санукитоидов, хотя для них характерна большая амплитуда разброса точек (рис. 8.8). Наиболее радиогенный состав неодама имеют породы Пяозерского массива ($\epsilon_{Nd}(2.72)_{ср.} +2$).

Санукитоиды массивов Куйттила и Нюк – Ледмозеро характеризуются наименее однородным Sm-Nd изотопным составом в пределах интрузии. На диаграмме в координатах $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{147}Sm/^{144}Nd$ их фигуративные точки образуют линии, имеющие меньший угол наклона, чем угол, соответствующий возрасту интрузии (рис. 8.8), что свидетельствует о нарушении Sm–Nd изотопной системы, по крайней мере, некоторых образцов.

На рис. 8.9 показано, что причиной нарушения изотопного состава образцов комплекса Нюк – Ледмозеро мог быть палеопротерозойский метеморфизм: большая часть образцов образует эрохрону с возрастом около 2.3 млрд лет.

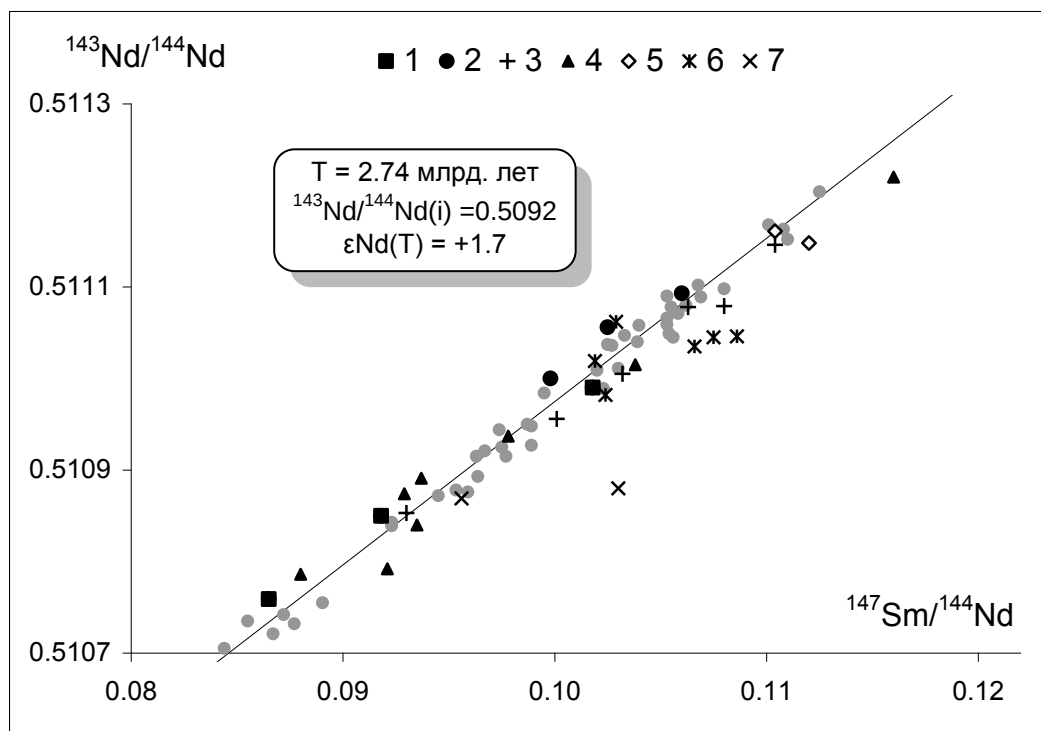


Рис 8.8. Sm-Nd изотопный состав санукитоидов Западной окраины Центральнокарельского домена.

Условные обозначения: 1 – 2 – Пяозерский комплекс: 1 – габбро-сиенитовая фаза; 2 – диоритовая фаза; 3 – массив Куусамо, 4 – массив Нюк-Ледмозеро, 5 – массив Тасанваара, 6 – массив Куйттила, 7 – массив Ялонваара.

Эрохрона с рисунка 8.5 и состав санукитоидов Восточнокарельской группы (серые кружки) даны для сравнения.

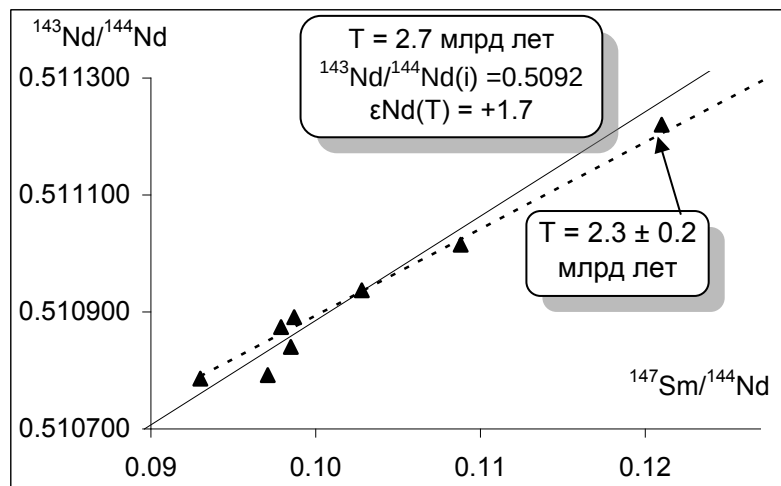


Рис. 8.9. Диаграмма в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, на которой показана частичная перестройка Sm-Nd изотопной системы санукитоидов комплекса Нюк-Ледмозеро в палеопротерозойское время.

Санукитоиды главной фазы массива Ялонваара имеют отрицательные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.71) = -1.6$, чем резко отличаются от остальных санукитоидов террейна Иломантси.

Напротив, лейкограниты последней фазы массива имеют более радиогенный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(2.71) = +0.8$) (табл. 8.3).

Западнокарельский домен

Костомукшский комплекс. Породы комплекса характеризуются широкими вариациями значений $\epsilon_{Nd}(2.72) = -0.6 - +1.4$. Диориты первой фазы и дайки лампрофиров имеют сходный изотопный состав Nd, $\epsilon_{Nd}(2.72) = -0.6 - +0.6$. На диаграмме в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ они выстраиваются вдоль эрохроны с возрастом 2715 ± 160 Ма, $\epsilon_{Nd} = -0.1$ (рис. 8.10). На эту же эрохрону ложится большая часть составов гранодиоритов второй фазы (искл. обр. 36 и 143). В целом, породы второй фазы имеют более радиогенный состав Nd, чем диориты первой.

Тулосский массив. Санукитоиды характеризуются неорднородным изотопным составом неодима: $\epsilon_{Nd}(2.71)$ варьируют от -1.9 до $+1.6$ (табл. 8.3, рис.8.11).

Восточная Финляндия. Большая часть санукитоидов имеет положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в интервале $+0.4 - +1.5$ и $t_{DM}(\text{Nd}) = 2.80 \pm 0.05$ млрд. лет (табл. 8.3, рис 8.11 – 8.13). Массив Каапинсалми выделяется на фоне остальных финских санукитоидов отрицательными значениями $\epsilon_{Nd}(t) = -1.3 - -2.2$ и древним модельным возрастом: $t_{DM}(\text{Nd})_{\text{ср.}} = 3$ млрд. лет (табл. 8.3, рис 8.11, 8.13).

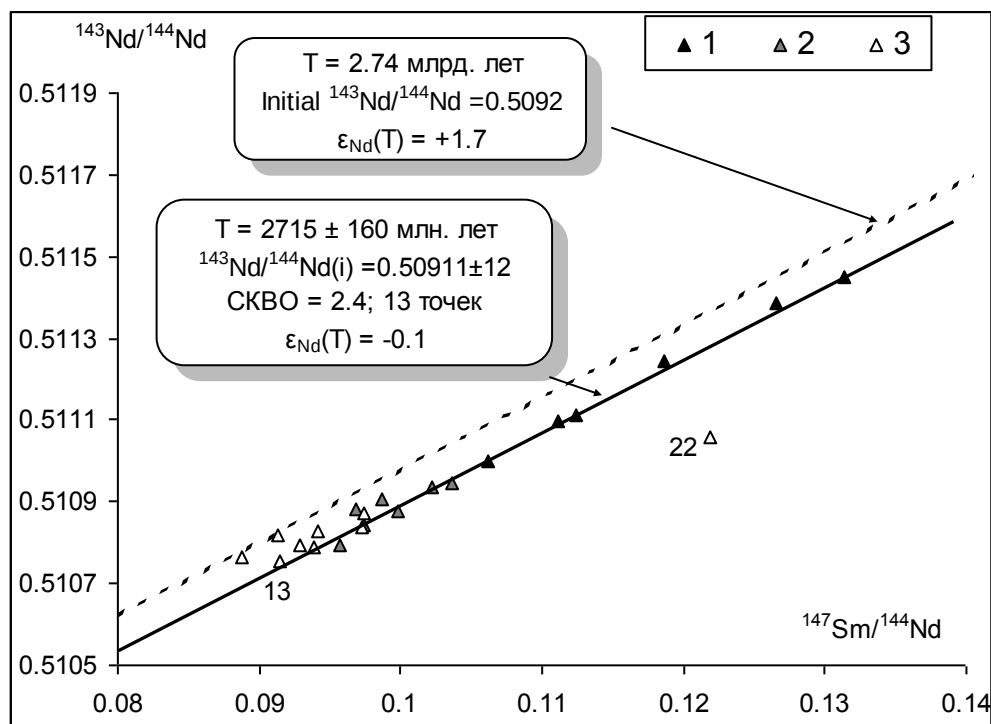


Рис 8.10. Sm-Nd изотопный состав санукитоидов Костомукшского комплекса.

1 – лампрофиры, 2 – диориты, 3 – трондьемиты, гранодиориты, граниты. Цифрами указаны номера проб, для которых был измерен изотопный состав свинца. Эрохрона «2.74» санукитоидов Восточной Карелии, дана для сравнения.

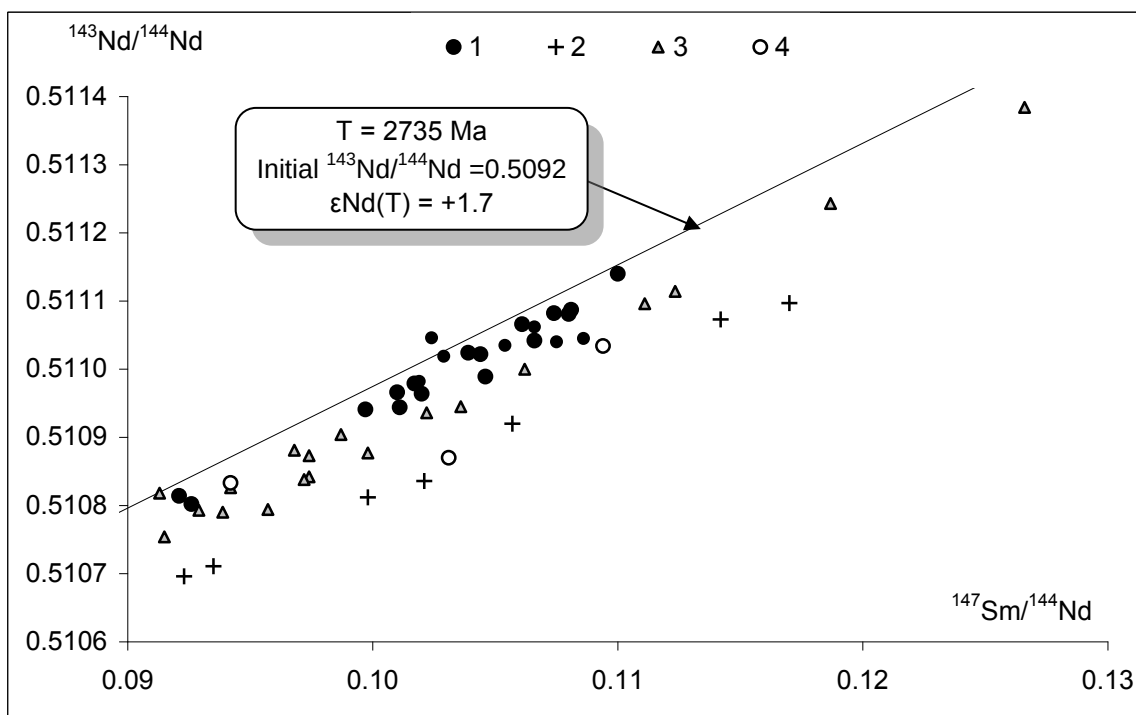


Рис. 8.11. Sm-Nd изотопный состав санукитоидов ЗКД.

Условные обозначения: 1 – 2 – санукитоидные интрузии Восточной Финляндии: 1 – Арола, Лосо, Сиикалахти, Нильсия, Каартоярвет и Койтере, 2 – Каапинсалми; 3 – Костумушский комплекс, 4 – массив Тулос.

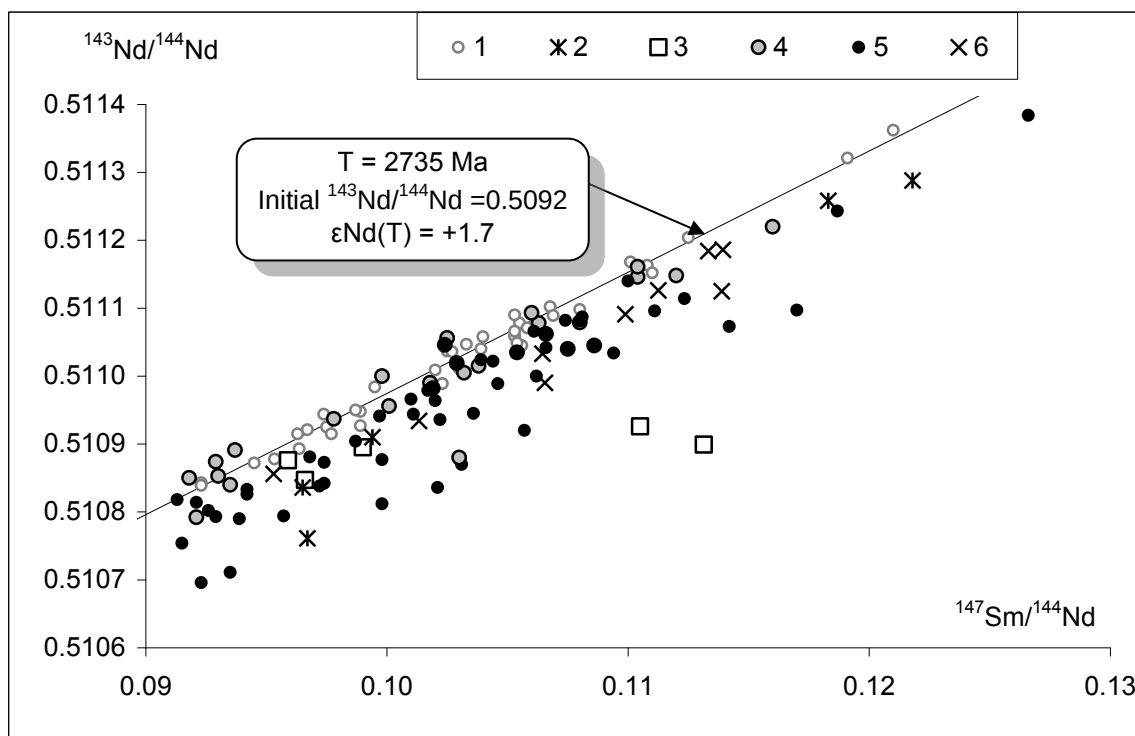


Рис. 8.12. Sm-Nd изотопный состав санукитоидов БЩ.

Санукитоидные массивы: 1 – 3 – Восточной Карелии (Восток ЦКД + ВД): 1 – Восточнокарельская группа (Панозеро, Сяргозеро, Шаравалампи, Зап. Хижъярви, Эльмус, 1я фаза Бергаулского массива), 2 – Хаутаваарский и Чалкинский массивы, 3 – 2я фаза Бергаулского массива, 4 – западной окраины ЦКД, 5 – ЗКД, 6 – Кольского п-ва.

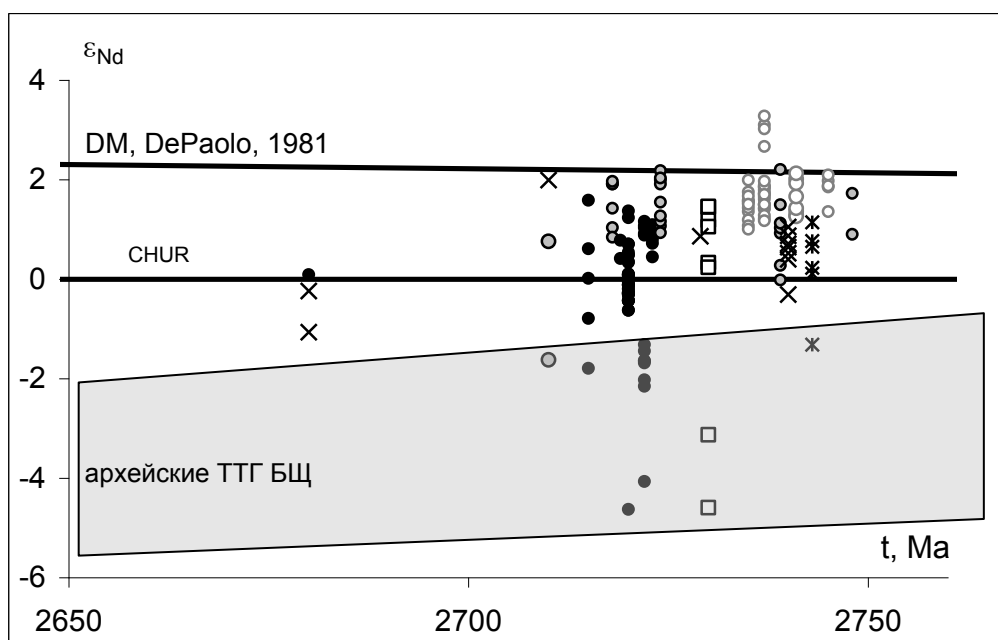


Рис 8.13. Диаграмма « ϵ_{Nd} – возраст» для санукитоидов Балтийского щита. Условные обозначения те же, что на рис. 8.12.

Основные результаты.

- Санукитоиды большей части интрузий Восточной Карелии (Хижярви, Панозеро, Эльмус, Сяргозерский комплекс, 1 фаза Бергаулской интрузии – Восточнокарельская группа (ВКГ)) за исключением единичных образцов имеют однородный изотопный состав Nd (рис 8.5) и значения $\epsilon_{Nd}(2.74) = +1.7 \pm 0.4$, близкие к таковым DM по (DePaolo, 1981) (рис 8.7). На диаграмме в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ их составы выстраиваются вдоль эрохроны с возрастом 2738 ± 66 млн лет с начальным отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.509166 \pm 0.000045$ и значением $\epsilon_{Nd}(2.74) = +1.7$. Все эти массивы относятся к умереннощелочной серии и приурочены к единой линейной тектонической структуре северо-западного простирания, на ее северо-западном продолжении располагается Пяозерский санукитоидный комплекс, также характеризующийся мантийными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (Ларионова и др., 2007).
- Породы Хаутаваарского и Чалкинского массивов, вторая фаза Бергаулского массива, большинство массивов Западнокарельского домена (включая территорию Финляндии) и Кольского п-ва имеют менее радиогенный, и, как правило, менее однородный, состав неодима, по сравнению с Восточнокарельской группой санукитоидов (рис. 8.12, 8.13).

- Известково-щелочные санукитоиды западной окраины Центральнокарельского домена имеют изотопный состав неодима близкий к составу санукитоидов Восточнокарельской группы, но отличаются большими вариациями значений.

Lu-Hf – изотопная система.

Данные о Lu-Hf системе получены в последние годы для цирконов санукитоидов Финляндии (Neilimo et al., 2013). Значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ финских санукитоидов показывают большие вариации от отрицательных до положительных значений в диапазоне: -6 - +2.1 (табл. 10.1). Модельные возрасты находятся в интервале 2.9 – 3.2 млрд лет. Полученные значения на 200 – 400 млн лет древнее U-Pb возраста цирконов, а также на 50 – 350 модельного возраста, рассчитанного по изотопному составу неодима (табл. 10.1). Наименьшие значения $\epsilon_{\text{Hf}}(2.72)$ (-6 – -1) получены для гранодиоритов Каапинсалми, для которых также характерны минимальные среди всех санукитоидов Финляндии значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$.

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов.

Изотопные определения состава углерода и кислорода выполнены для карбонатов из Панозерской и Эльмусской интрузий. Полученные данные, а так же результаты определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах из метасоматитов Педролампи⁵ (рис 5.10) приведены в таблице 8.4.

Для карбонатов амфиболитов и кварцевых монцодиоритов Эльмуса получены мантийные значения величин: $\delta^{13}\text{C} = -6 - -6.6 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O} = +6.4 \text{ ‰}$ – для амфиболитов и $+5.1 - +5.3 \text{ ‰}$ - для кварцевых монцодиоритов (рис 8.14). Для последних был получен аналогичный изотопный состав кислорода цирконов (табл. 8.5). Для карбонатов рассланцованных, меланитизированных монцодиоритов приконтактных зон массива получены повышенные значения величин $\delta^{13}\text{C} = -5.5 - -3.9 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 7.4 - 9.8 \text{ ‰}$. Наиболее тяжелый изотопный состав углерода и кислорода имеют карбонаты метасоматитов Педролампи. Для них получены значения величин $\delta^{13}\text{C} = -4.4 - -3.9 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O} = 12.3 - 14.4 \text{ ‰}$ (табл. 8.4). Отклонение изотопного состава углерода и кислорода части карбонатов в сторону более высоких значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ происходит вдоль линии изменения состава CO_2 – флюида в условиях равновесия с карбонатами (рис 8.14). Наблюдаемые изменения состава карбонатов Эльмусского массива хорошо согласуются с двух - стадийной моделью, предложенной для объяснения вариаций в изотопном составе С и О карбонатов южноафриканских карбонатитов (на основании данных для 18 интрузий (Horstmann,

⁵ Золоторудные метасоматиты по метабазальтам Семченского ЗКП. Некоторые исследователи предполагают генетическую связь этих метасоматитов с Эльмусской санукитоидной интрузией (Кулешевич, Лавров, 2007).

Verwoerd, 1997)). Согласно этой модели на первом этапе во время или вскоре после формирования карбонатитов происходит повышение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (по сравнению с первичными магматическими значениями) за счет обмена с позднемагматическим флюидом с высоким отношением $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ (Horstmann, Verwoerd, 1997)). Взаимодействие с таким флюидом пород Эльмусского массива привело к образованию карбонатов с повышенными значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. На втором (или более позднем) этапе согласно выводам в работе (Horstmann, Verwoerd, 1997) постмагматические гидротермальные изменения и / или взаимодействие с грунтовыми водами при низких ($< 200\text{--}250\text{ }^\circ\text{C}$) температурах приводят к повышению значения величины $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов карбонатитов. Гидротермальные изменения в ряде случаев сопровождаются ростом минералогического разнообразия, которое отражает степень изменения карбонатитов (Horstmann, Verwoerd, 1997). Этот этап в эволюции Эльмусского массива проявился как в карбонатах приконтактных расланцованных монцодиоритов, так и в образовании метасоматитов по вмещающим породам. Последние характеризуются максимальными значениями величины $\delta^{18}\text{O}$, что свидетельствует об изотопном обмене «эльмусского» флюида с водным флюидом, отделившимся от вмещающих пород в результате прогрева, при движении к месту образования метасоматитов. Степень изменения состава изученных карбонатов Эльмусской площади напрямую коррелируется со степенью гидротермальных изменений породы.

В Панозерском массиве изотопный состав карбонатов охарактеризован для различных пород: от монцонитов 1 (ранняя интрузивная фаза) до кварцевого монцонита (поздняя интрузивная фаза), а также из тела миаскитовых лампроитов, характеризующихся оцеллярными структурами. Полученные значения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в интервалах $-5.6 - -8.3\text{‰}$ и $8.7 - 12\text{‰}$, соответственно (табл. 8.4, рис. 8.14). В целом, величины $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов Панозерского массива, попадают в область мантийных значений, тогда как значения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о влиянии наложенных низкотемпературных гидротермальных изменений.

На рис. 8.14 составы карбонатов Панозера образуют тренд, соответствующий линии фракционирования в системе карбонат – углекислый флюид в условиях частичного ухода CO_2 – флюида из системы, что приводит к снижению значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от ранних к последующим фазам. Только этот тренд сдвинут по величине $\delta^{18}\text{O}$ на 5‰ в сторону более высоких значений (рис. 8.14), если бы фракционировал мантийный флюид типичного карбонатитового состава.

Таблица 8.4. Изотопный состав С и О карбонатов санукитоидов Восточной Карелии.

№обр.	порода	$\delta^{13}\text{C}$ PDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW, ‰
Панозерский массив			
211	монцонит 1	-7.5	11.3
8/17	монцонит 1	-6.3	10.6
211/2	дайка монцонита 2	-8.3	8.7
211/2	то же	-6.9	10.4
217б	монцонит 3	-8.1	9.8
212	кварцевый монцонит	-7.7	11.9
217в	дайка тремолит-микроклин-альбит-карбонатной породы	-7.4	11.1
8/52	миаскитовый лампроит	-7.6	9.3
8/1д	оцелли из лампроита	-5.6	11.3
8/1л	оцелли из лампроита	-6.4	11.8
8/1ж	оцелли из лампроита	-6.0	11.6
8/1и	оцелли из лампроита	-6.2	11.9
Эльмусский массив			
212	амфиболит	-6.1	6.4
207	кварцевый монцонит	-6	5.1
29	кварцевый монцонит	-6.6	5.3
188	кварцевый монцонит	-6	5.1
25	рассланцованный кварцевый монцонит	-3.9	7.4
361	то же	-5.3	9.8
356	то же	-5.5	8.7
359	то же	-4.3	7.5
359/1	то же	-5.1	8.6
362	то же	-5	8.2
Педролампи			
31/13-2	кальцит	-4.2	14.4
31/13-2	брейнерит	-4.4	12.3
31/13-1	кальцит	-3.8	12.7
31/13-1	брейнерит	-3.9	12.9

Данные были опубликованы в работе (Лохов и др., 2008).

В этом случае возможны два объяснения: либо флюид, участвовавший в образовании карбонатов Панозера, претерпел контаминацию коровым водным флюидом, что привело к значительному увеличению значения $\delta^{18}\text{O}$ (относительно такового в карбонатах Эльмуса, а также в цирконах из пород Панозерского массива (Бибикова, Федотова, 2007)), но при этом сохранил мантийный состав углерода. Либо карбонаты после кристаллизации претерпели низкотемпературные гидротермальные изменения. Составы карбонатов из образцов 212, 211, 217в смещены сильнее остальных в область тяжелых составов кислорода. Это, по-видимому, отражает степень гидротермальных изменений, что подтверждается петрографически.

Из миаскитовых лампроитов карбонат выделен и измерен из 4 образцов оцеллей и 1 - из матрицы. Карбонаты оцеллей (табл. 8.4, рис. 8.14) близки по изотопному составу к

карбонатам монцонитов 1, для них также характерны мантийные значения величины $\delta^{13}\text{C}$ и более тяжелый изотопный состав кислорода, по сравнению с мантийным, тогда как карбонаты матрицы обладают более легким изотопным составом кислорода и углерода. Возможно, что наблюдаемое разделение между матрицей и оцеллями, отражает фракционирование в процессе кристаллизации породы, поскольку оцелли представляют собой раскристаллизованные, обогащенные флюидом капли расплавов (пузыри).

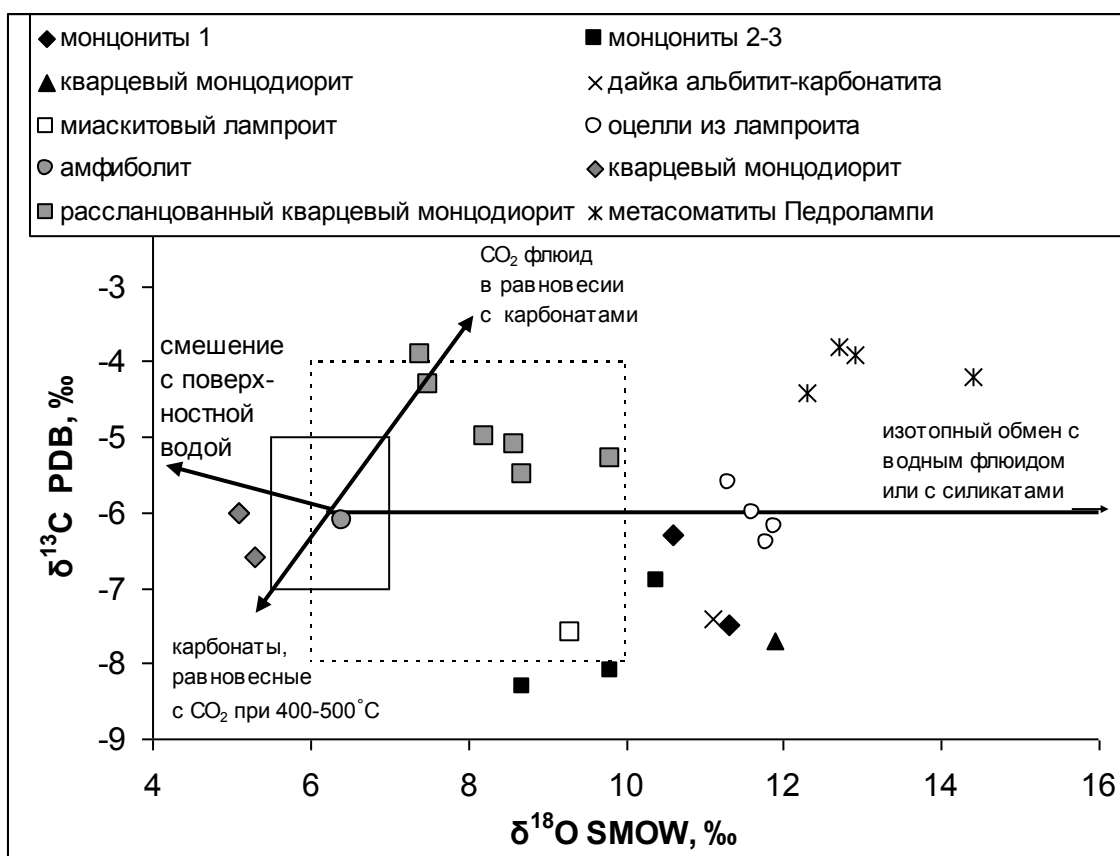


Рис. 8.14. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах Панозерского (черные и белые значки) и Эльмусского (серые значки) массивов и метасоматитов Педролампи (снежинки).

Поля составов карбонатов мантийного генезиса: пунктирная линия по (Wilson et al., 2007), сплошная линия по (Lee et al., 2000); тренды изменения изотопного состава углерода и кислорода в мантийных карбонатах при процессах изотопного фракционирования в системе карбонат – углекислый газ в температурном интервале 350 – 550 °C, при контаминации водой и при низкотемпературном изотопном обмене с водными флюидами вмещающих коровых пород даны по (Покровский, 2000; Haynes et al., 2003).

Выводы:

- Формирование пород санукитоидных интрузий происходило при участии H₂O-CO₂ - содержащего флюида, первоначально имеющего мантийный состав: значения величин $\delta^{13}\text{C} = -5.6 - -6.6 \text{ ‰}$; $\delta^{18}\text{O} = +6.4 \text{ ‰} - +5.1 \text{ ‰}$.

- Эволюция флюида при кристаллизации пород Эльмусского массива на позднемагматической стадии происходила в равновесии с карбонатами, что привело к повышению величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в остаточном флюиде, участвовавшем в образовании карбонатов на поздних стадиях формирования комплекса.
- Эволюция флюида при кристаллизации пород Панозерского массива происходила в условиях частичного ухода углекислого флюида из системы на поздних стадиях фракционной кристаллизации, что привело к облегчению изотопного состава карбонатов в монцонитовых дайках 2 и 3 магматической фазы.
- На постмагматических этапах формирования интрузивных комплексов флюиды претерпели контаминацию тяжелыми изотопами кислорода в результате изотопного обмена с коровым водным флюидом. Последующие гидротермальные изменения минерального состава пород таким флюидом привели к значительному утяжелению состава кислорода в карбонатах. Этот вывод подтверждается положительной корреляцией степени гидротермальных изменений породы с утяжелением изотопного состава кислорода карбонатов.

Изотопный состав кислорода санукитоидов Балтийского щита

За последние годы были получены данные об изотопном составе кислорода цирконов разных по составу пород санукитоидных интрузий Фенно-Карельской провинции (табл. 8.5). Также в таблице 8.5 приведены неопубликованные данные по составу кислорода минералов и породы в целом для четырех проб пород Панозерской интрузии.

Изотопный состав кислорода цирконов Панозерского массива отвечает значениям $\delta^{18}\text{O} = +5 - +8 \text{ ‰}$, в среднем $+6.5 - +7.5 \text{ ‰}$, в этот же интервал попадают значения, рассчитанные по породе в целом.

Цирконы пород Эльмусской и Западно-Хижъярвинской интрузий характеризуются более низкими значениями величины $\delta^{18}\text{O} - +4.5 - +6.2 \text{ ‰}$ и $+5.5 - +6.5 \text{ ‰}$, соответственно.

В целом, изотопный состав кислорода цирконов санукитоидов Восточной Карелии соответствует таковому, полученному для большинства санукитоидов Финляндии ($+5 - +6.5 \text{ ‰}$ (Heilimo et al., 2013)) и провинции Сьюпериор (Канада) (ср. $6.4 \pm 0.2 \text{ ‰}$ ($5.6-6.9 \text{ ‰}$) King et al., 1998).

Для всех этих регионов отмечается, что изотопный состав кислорода санукитоидов примерно на 1‰ тяжелее, чем в ТТГ и вулканитах, слагающих архейские ГЗО.

Таблица 8.5. Изотопный состав кислорода цирконов и породы в целом санукитоидов Балтийского щита.

массив	№пробы	порода	$\delta^{18}\text{O}$ (Zrn) SMOW, ‰	±	ссылка	$\delta^{18}\text{O}$ (WR) SMOW, ‰	ссылка
Восточная Карелия							
Панозеро	238	монцогаббро				5.31	4
Панозеро	573	монцодиорит 1	6.63	0.43	1		
Панозеро	208	монцодиорит 2				6.82	4
Панозеро	235	монцодиорит 2				6.88	4
Панозеро	156	кварцевый монцонит	6.31	0.39	1	6.62	4
Панозеро	156	кварцевый монцонит	7.59	0.22	1		
Эльмус	188	кварцевый монцонит	5.12	0.60	1		
Хижъярви	184	пироксенит	5.97	0.57	1		
Хижъярви	159	сиенит	6.06	0.44	1		
Западная Карелия (Финляндия)							
Сисманъярви	A1078	тоналит	5.45	0.41	2		
Куйттила	A285	тоналит	7.05	0.32	2		
Иломантсиъярви	A50	гранодиорит	6.08	0.22	2		
Койтере	A1339	гранодиорит	6.14	0.19	2		
Нильсия	A1918	кварцевый монцодиорит	5.66	0.21	2		
Арола	A572	гранодиорит	5.06	0.16	2		
Каапинсалми	A28	гранодиорит	5.69	0.16	2		
Куусамо	A1919	гранодиорит	5.99	0.39	2		
Каартоъярвет	A1146	умереннощелочной габбродиорит	5.43	0.22	2		
Сиикалахти	A1719	кварцевый монцодиорит	8.50	0.51	3		

Ссылки: 1 – Бибикова, Федотова, 2007; 2 – Heilimo et al., 2013; 3 - Mikkola et al., 2011a; 4 – неопубликованные данные Д. Крылова.

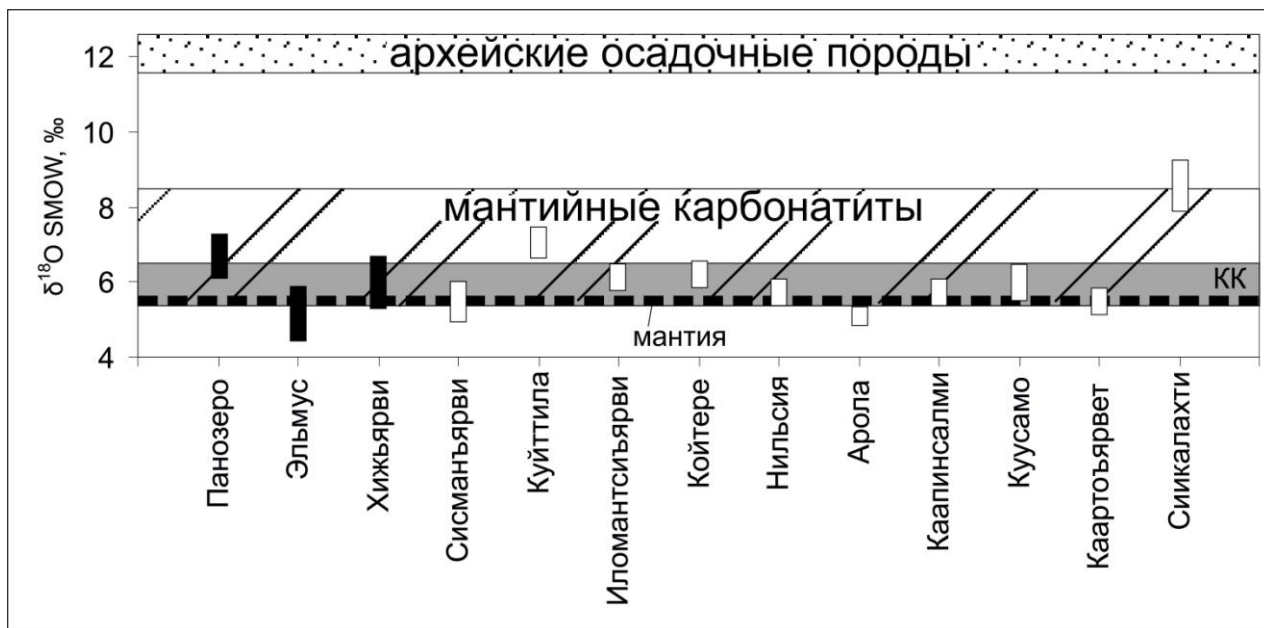


Рис. 8.15. Изотопный состав кислорода цирконов санукитоидов Восточной (черные столбики) (Бибикова, Федотова, 2007) и Западной Карелии (белые столбики) (Heilimo et al., 2013). Для сравнения приведены составы: мантии по (Eiler et al., 2000), архейской континентальной коры (КК) по (Mikkola et al., 2011b), мантийных карбонатитов по (Deines, 1989), архейских осадочных пород по (Shieh, Schwarch, 1978).

Общие выводы по материалам с 4 по 8 главу:

Из приведенных выше данных вытекают следующие закономерности в размещении, строении и составе санукитоидных массивов Балтийского щита.

Массивы **восточной части Фенно-Карельской провинции Балтийского щита** (Эльмус, Панозеро, Бергаул, Сяргозеро-Шаравалампи, Западное Хижярви) приурочены к единой тектонической структуре, имеют близкий возраст внедрения 2.75 ± 0.2 млрд лет, содержат ранние фазы ультра-основного – основного состава, сложены породами умереннощелочной серии и сохраняют мантийные изотопно-геохимические характеристики: $\mu \approx 9$, $\epsilon_{Nd}(2.74) = +1.7 \pm 0.4$, $^{87}Sr/^{86}Sr_{(2.75)} = 0.7017 \pm 0.0005$. На северо-западном продолжении тектонической структуры, контролирующей размещение этих массивов, находится Пяозерский массив, имеющий сходные особенности строения и состава (рис. 5.1).

В **западной части Фенно-Карельской провинции и в Кольско-Норвежской провинции** преобладают одно- двухфазные массивы гранитоидного состава, сложенные породами известково-щелочной серии. Значения $\epsilon_{Nd}(t)$, $\epsilon_{Hf}(t)$, μ , полученные для этих массивов, свидетельствуют об участии вещества из корового источника в их генезисе.

Глава 9. Возможные фанерозойские аналоги архейских санукитоидов

Шири и Хэнсон (1984), выделив среди неоархейских пород провинции Сьюпериор высоко-Mg гранитоиды и вулканиты, отметили их сходства с высоко-Mg миоценовыми андезитами – санукитами. Это послужило поводом для название новой серии – архейскими санукитоидами. В последствии другие исследователи (Stevenson et al., 1999; Smithies & Champion, 2000; Kovalenko et al., 2005), проведя более тщательное сравнение санукитоидов с производными высоко-магнезиальных фанерозойских магм, образовавшихся в зонах субдукции: санукитами (андезиты Пиип-типа) и адакитами (андезиты Адак-типа), убедились, что они имеют ряд существенных различий. В первых - относительно небольшие содержания легких РЗЭ, Ba и Sr, сравнительно низкое La/Yb отношение и очень высокие концентрации Cr и Ni, которые предполагают, что их мантийный источник не был столь сильно метасоматизирован по сравнению с источником санукитоидов, а также свидетельствует, что, вероятно, расплавы не были в равновесии с гранатом. Вторые - по ряду элементов геохимически сходны с санукитоидами, однако адакиты содержат больше Ni и меньше Ba и щелочей (Kovalenko et al., 2005). Можно добавить, что санукиты и адакиты формируются в условиях действующей зоны субдукции, тогда как геологическое размещение санукитоидов не имеет свидетельств их связи с таковой (Smithies, Champion, 2000).

С.Б. Лобач-Жученко с соавторами (2005) в результате сравнения редко-элементного состава санукитоидов с составами пород, образовавшихся в различных геодинамических обстановках, пришли к выводу, что наиболее близкими спектрами распределения обладают шошониты и лампроиты, которые также считаются производными обогащенной мантии. Ранее также отмечалось сходство санукитоидов с шошонитами (Stevenson et al., 1999). Шошониты характеризуются повышенной щелочностью, магнезиальностью и высокими содержаниями Ba, Sr, P (Morrison, 1980). Однако, породы санукитоидной серии отличает от них более низкое содержание K_2O и то, что для шошонитов характерно резкое снижение магнезиальности с ростом содержания SiO_2 в породе (рис. 9.1, 9.2 б). Последняя особенность шошонитов обнаруживает сходство с санукитоидами пироксенит - сиенитовой серии. Редкоэлементный состав пород конкретных шошонитовых серий зависит от геодинамических обстановок их формирования. Для постколлизиионных вулканитов шошонитовой ассоциации Тибетского Плато с возрастом около 13 млн лет (Turner et al., 1996) и свекофенских интрузивных шошонитов Балтийского щита с возрастом 1,8 млрд. лет (Eklud et al., 1998) характерны более высокие содержания LREE,

LILE и HFSE по сравнению с островодужными шошонитами Камчатско-Курильской системы (Tsvetkov et al., 1993). Последние также имеют слабофракционированный спектр распределения REE, что сильно отличает их от постколлизийных шошонитов и санукитоидов (рис. 9.3). На спайдер-диаграмме (рис. 9.4) линии составов пород санукитоидов располагаются между этими двумя типами шошонитов. По степени обогащения легкими редкоземельными элементами породы наиболее обогащенного Эльмусского массива приближаются к шошонитам постколлизийного типа.

Я. Халла с соавторами (Halla et al., 2009) провели сравнение геохимического состава и условий формирования архейских санукитоидов Финляндии с каледонскими Ba-Sr-гранитоидами Великобритании (опубликованные в Fowler et al., 2001, 2008) и пришли к заключению, что последние являются фанерозойскими аналогами санукитоидов.

В последние годы появилась много публикаций, посвященных фанерозойским Ba-Sr-гранитоидам и связанным с ними мафитам (аппинитам) (Qin, 1995; Qiu et al. 2000; Ферштатер, 2001; Fowler et al., 2001, 2008; Qian et al., 2003; Ye et al., 2008; Ефремов, 2009; Choi et al., 2009). Они действительно имеют поразительные сходства с архейскими санукитоидами, что позволяет ожидать близкие условия формирования. На серии диаграмм (рис 9.1-9.4) сравниваются составы архейских санукитоидов БЦ с шошонитами и Ba-Sr-гранитоидами из разных провинций мира. Фанерозойские Ba-Sr-гранитоиды и генетически связанные с ними мафические породы также представляют весь спектр составов по содержанию $\text{SiO}_2 = 46.5\text{--}73 \text{ wt\%}$. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$, они преимущественно занимают поле высоко – К пород, и в меньшей степени шошонитов и других серий. Для них характерны высокие Sr/Y (16–170) и La/Yb (10–115) отношения, содержание Al_2O_3 (11.5–18.4 wt%, обычно $> 14.0 \text{ wt\%}$) и P_2O_5 (0.02–0.89 wt%, обычно $> 0.20 \text{ wt\%}$), и отношение $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (0.6–1.6), что отличает их от других типов гранитоидов и делает очень похожими на санукитоиды. Для них также характерно пониженное содержание Y и HREE, отсутствие отрицательной Eu аномалии и Nb - минимум на спектрах распределения редких и REE (Qian et al., 2003; Fowler et al., 2008).

Фанерозойские Ba-Sr-гранитоиды наиболее изучены на Китайском кратоне и в северной Шотландии (Qian et al., 2003; Fowler et al., 2008), а также установлены на Урале (Ферштатер, 2001), в Саянах (Ефремов, 2009, 2011) и Тянь-Шане (Соловьев, Кривошечников, 2011). Как и санукитоиды, они связаны в пространстве и времени с щелочным магматизмом (щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, карбонатиты) и породами лампрофировой серии (Fowler et al., 2008).

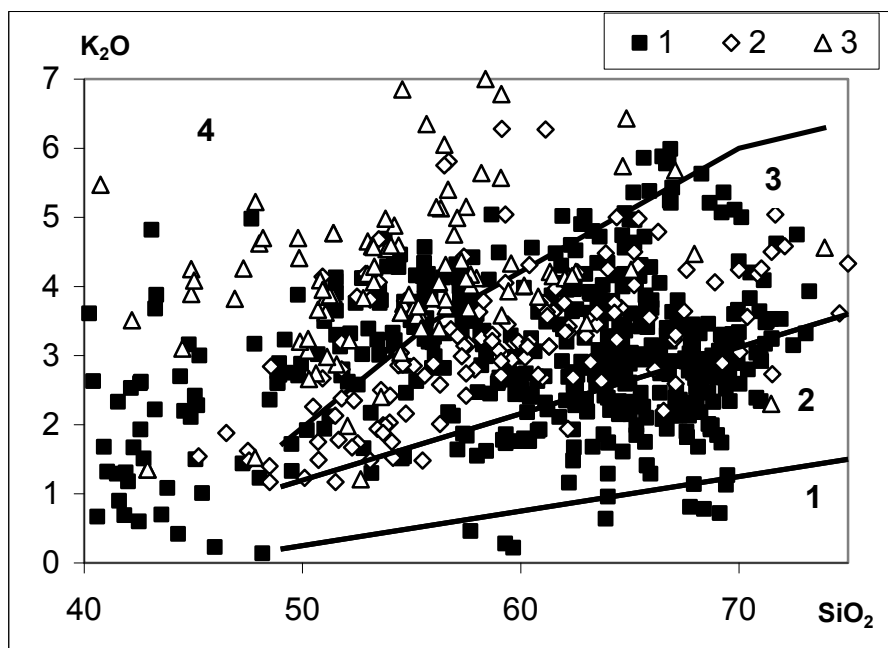


Рис. 9.1. Диаграмма $SiO_2 - K_2O$ для санукитоидов Балтийского щита (1), пород фанерозойской Ba-Sr-габбро – гранитоидной серии (по Qin, 1995; Qiu et al. 2000; Ферштатер, 2001; Qian et al., 2003; Fowler et al., 2008; Ye et al., 2008; Ефремов 2009; Choi et al., 2009), постколлизийных шошонитах (по Morrison, 1980; Turner et al., 1996; Eklund et al., 1998) и островодужных шошонитах Курило-Камчатской дуги (3) (по Tsvetkov et al., 1993).

Цифрами на рисунке отмечены поля составов различных серий: 1 – толеитовая, 2 – известково-щелочная, 3 – высоко калиевая, 4 – шошонитовая.

Проявление фанерозойского «санукитоидного» магматизма четко привязано к конкретной геодинамической обстановке – постколлизийному (постаккреционному) растяжению литосферы и ее плавлению на разных уровнях. Большинство исследователей считает, что формирование обогащенных мантийных расплавов, родоначальных для пород Ba-Sr-габбро-гранитоидной серии, происходит в результате плавления метасоматизированной (в условиях субдукции) мантии, вызванного подъемом астеносферного диапира. Подъем астеносферы связывается либо с деламинацией нижней коры в результате ее сильного утолщения в ходе коллизии (Turner et al., 1996; Qian et al., 2003; Choi et al., 2009), либо с обрывом субдуцирующего слэба на поздней коллизийной стадии (Ye et al., 2008; Fowler et al., 2008). Такая модель хорошо согласуется с формированием рассматриваемых интрузий в постколлизийной обстановке. Изменение состава пород в пределах массива от мафитов до гранитов связывается с фракционированием темноцветных минералов (пироксена, амфибола, биотита), апатита, сфена и ильменита. Отклонение геохимических и изотопно-геохимических характеристик пород, выходящие за пределы, которые могут быть обусловлены фракционной

кристаллизации в закрытой системе, объясняются AFC механизмом (Fowler et al., 2008) и смешением мантийных и коровых расплавов (Ye et al., 2008; Choi et al., 2009).

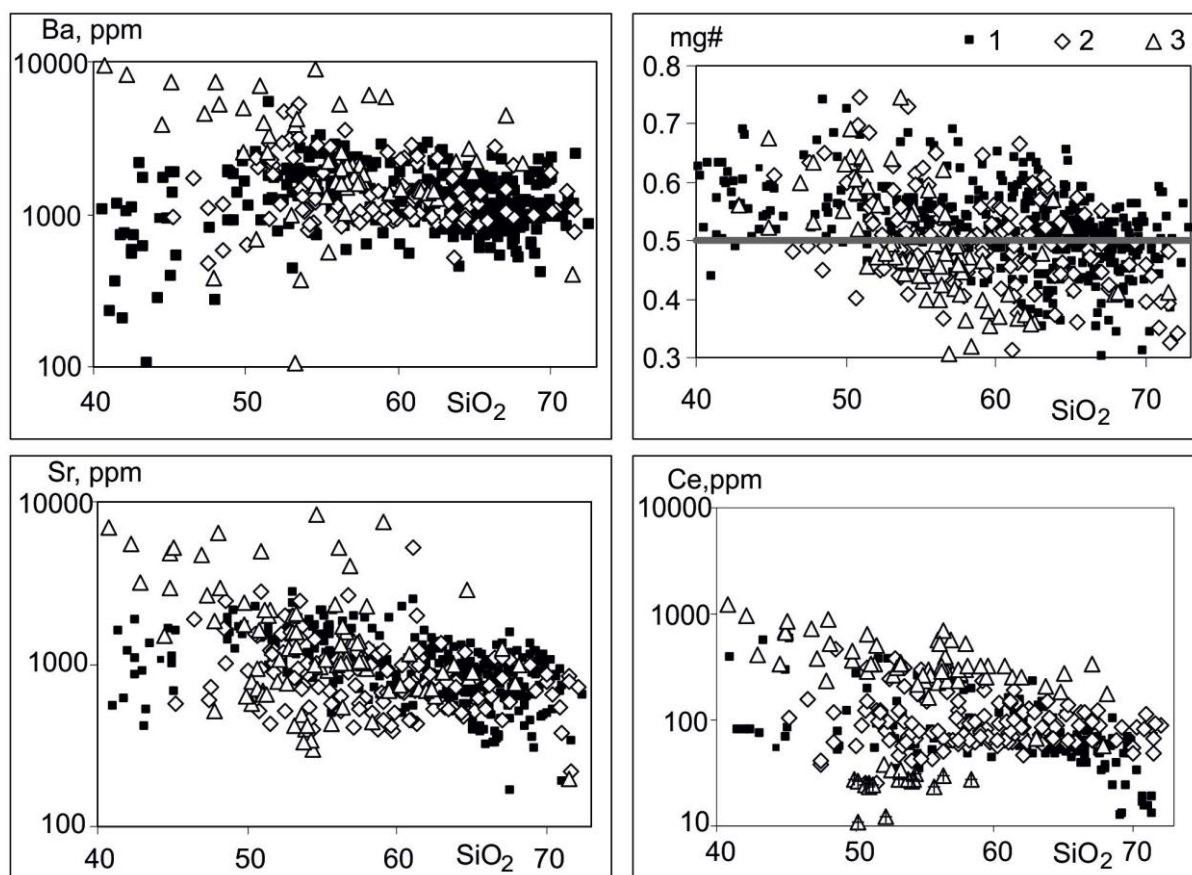


Рис. 9.2. Сравнение санукитоидов с возможными фанерозойскими аналогами.

Условные обозначения те же, что и на рис. 9.1, + - на диаграмме «SiO₂ – Ce» обозначены островодужные шшониты Курило-Камчатской дуги по (Tsvetkov et al., 1993).

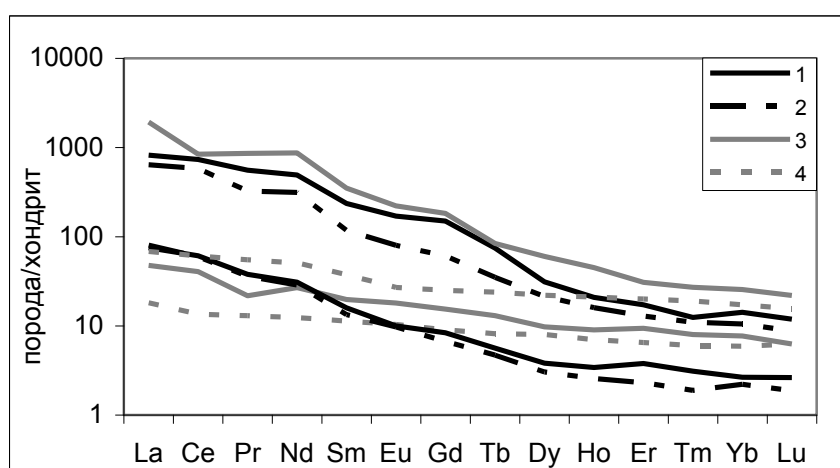


Рис. 9.3. Содержание и распределение REE в санукитоидах Балтийского щита (около 300 составов) (1), породах фанерозойской Ba-Sr-габбро – гранитоидной серии (около 150 составов) (2), постколлизийных шшонитах (около 100 составов) (3) и островодужных шшонитах Курило-Камчатской дуги (10 составов) (4). Ссылки на источник данных даны под рис. 9.1.

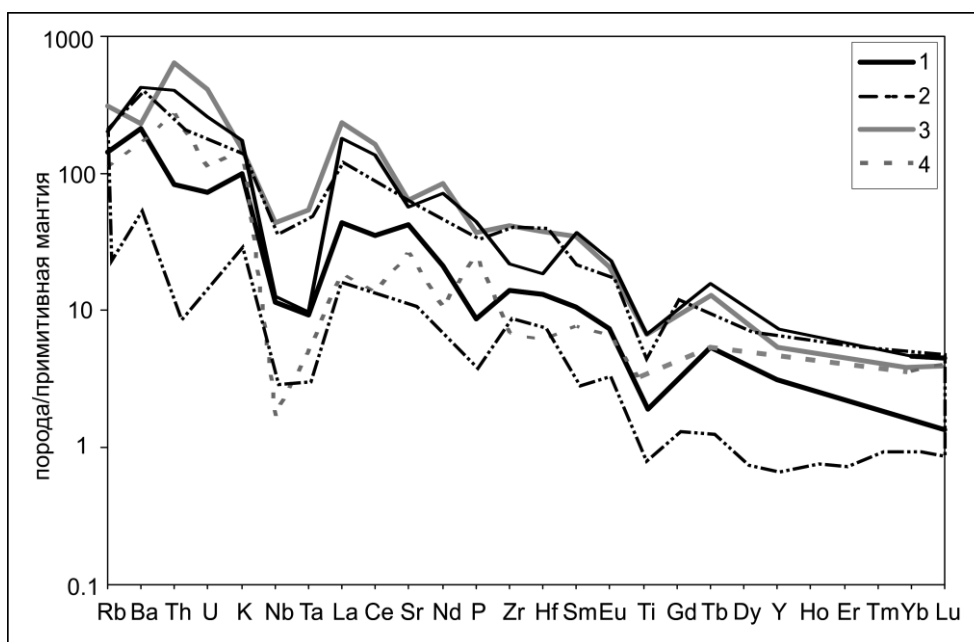


Рис. 9.4. Спайдер диаграмма для санукитоидов и фанерозойских аналогов.

Условные обозначения те же, что и на рис 9.3.

Примечание: 1, 2 – линии ограничивают поля вариаций составов; 3, 4 – линии средних составов.

Выводы:

- Из всех рассмотренных фанерозойских производных обогащенных магнезиальных магм – постколлизийные Ba-Sr – мафит - гранитоидные комплексы наиболее соответствуют архейским санукитоидам по составу.
- Постколлизийные шошонитовые лавы также близки по составу сунукитоидам, но отличаются более высоким содержанием LREE, Ba, Sr, K, Nb, Ti и HREE.
- Следовательно, санукитоиды не являются уникальными плутоническими комплексами, свойственными только архею.
- Как архейские, так и фанерозойские «санукитоиды» маркируют определенный этап эволюции континентальной литосферы – подъем мантийного вещества, сопровождающийся мощным тепловым и флюидным потоком, который вызвал растяжение и плавление литосферы на разных уровнях (от верхней деплетированной мантии до коры). При формировании фанерозойских «санукитоидов» этому событию предшествовало сильное утолщение коры в условиях длительного сжатия (коллизии) и как следствие – деламинация ее кила (либо обрыв субдуцирующего слэба), которая, в свою очередь, и спровоцировала подъем мантийного вещества.

Глава 10. Петрология

Одной из главных задач работы является установление причин, ответственных за вариации состава различных санукитоидных массивов. Эти вариации, в целом, соответствуют тренду от массивов с четкими мантийными характеристиками до массивов, имеющих коровые изотопно-геохимические характеристики (главы 7, 8). Соответственно, на примере первой группы массивов следует рассмотреть состав исходных расплавов и их источников, а после этого анализировать петрологические процессы, ответственные за появление коровой компоненты в составе санукитоидов. К первой группе относится большая часть массивов, расположенных в восточной Карелии. Среди этих массивов наиболее информативным для оценки состава и условий формирования источника санукитоидных магм является Панозерский массив (ПМ), потому как:

- Массив хорошо обнажен, благодаря чему надежно установлена последовательность формирования магматических фаз.
- В строении массива принимают участие санукитоиды от ультраосновного до кислого состава, что позволило рассчитать исходный состав расплава (Гусева, 2006); многофазность массива позволила оценить влияние фракционной кристаллизации на состав разных магматических фаз (Лобач-Жученко и др., 2007).
- Для пород массива имеется большая коллекция аналитических данных по геохимическому и изотопно-геохимическому составу, что позволяет выделять статистические закономерности и исключить образцы с нарушением первичного состава.
- Все породы Панозерского массива имеют геохимические характеристики санукитоидов: высокую магнезиальность ($mg\# > 0.5$), высокое содержание, как совместимых: Cr (400 – 90 ppm), Ni (120 - 37 ppm), так и несовместимых элементов: Ba (>1500 ppm), Sr (800-2000 ppm), P_2O_5 (1.2 – 0.2 %), LREE и щелочей Na_2O+K_2O (4 – 9.1 %) (табл 5.1, табл. 1 в приложении).
- Для большинства изученных образцов санукитоидов Панозера отсутствуют явные свидетельства коровой контаминации (ксеногенные цирконы, коровые значения начальных изотопных отношений (табл. 10.1)), за исключением кварцевых монцодиоритов последней фазы, что позволяет наиболее точно определить характеристики источника.

Геологические данные и результаты изучения геохимических и изотопно-геохимических особенностей Панозерского массива (см. также главы 5, 7, 8) способствовали его выбору для рассмотрения петрологических вопросов о составе, условиях формирования и плавления источника санукитоидов.

Состав, условия формирования и частичного плавления источника санукитоидов

Рассчитанный состав начального расплава ПМ (табл. 5.1) свидетельствует, что его источником могли быть только ультраосновные породы мантии, потому как при плавлении основных пород нижней коры не возможно получить магмы с магнезиальностью 0,58. Изотопно-геохимические характеристики санукитоидов ПМ (глава 8) подтверждает их мантийное происхождение. С другой стороны, такие концентрации Ba, Sr, LREE и щелочей, как в начальном расплаве ПМ, невозможно получить при частичном плавлении перидотита (Shirey, Hanson, 1984; Stern et al., 1989; Stern & Hanson, 1991) так же, как и при смешении мантийных расплавов (базальтового или коматиитового) с богатой литофильными элементами кислой корой, как это показали Р. А. Стерн с соавторами (Stern et al., 1989), а позднее А.В. Самсонов с коллегами (2004). Из расчетов Р.А. Стерна и Г.Н. Хэнсона (Stern & Hanson, 1991) следует, что высокая степень обогащения санукитоидов LRE - элементами, не может быть обеспечена присутствием граната в рестите. Поэтому на основании результатов численного моделирования Р.А. Стерном был сделан вывод, что **высокие содержания щелочей, Ba, Sr, LREE и P – особенность источника санукитоидов, которым являлась обогащенная несовместимыми элементами (метасоматизированная) мантия.** (Stern et al., 1989; Stern & Hanson, 1991).

В дальнейшем, изучая санукитоидные массивы, многие исследователи пришли к аналогичному выводу: родоначальный расплав санукитоидов является продуктом частичного плавления обогащенного LREE и LILE мантийного источника (Smithies, Champion, 2000; Самсонов и др., 2004; Лобач-Жученко и др., 2007; Oliveira et al., 2011; Heilimo et al., 2013 и др).

Из этого фундаментального вывода вытекает ряд важных петрологических вопросов:

1. Каков состав обогащенного мантийного источника санукитоидных магм?
2. Каковы состав, свойства и природа агента метасоматоза мантийного источника санукитоидных магм?
3. В каких условиях произошел метасоматоз мантийных пород, ставших источником санукитоидных магм?
4. Какие условия вызвали частичное плавление метасоматизированной мантии?

Ниже эти вопросы рассматриваются на основе всех имеющихся геологических, геохимических и изотопно-геохимических данных для санукитоидов БЩ в целом, и Панозерского массива в частности, а также литературных данных о составе ксенолитов

метасоматизированной мантии и результатов экспериментальных работ по плавлению мантийных пород.

Оценка минерального состава мантийного источника санукитоидных магм проведена на основе рассчитанного химического состава начального расплава ПМ (табл. 5.1) и данных по составу ксенолитов метасоматизированной мантии.

Согласно работам (Ionov et al., 1998, 1993, 2002; Cvetkovic et al., 2004; Powell et al., 2004; Moine et al., 2004; Heaman et al., 2006; Kaeser et al., 2007; Raffone et al. 2009 и др.), метасоматоз мантийных пород приводит к формированию таких минералов, как клинопироксен, амфибол, флогопит, апатит, карбонат, циркон и рутил, которые характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов. Метасоматические клинопироксены и амфиболы обогащены всеми REE и Sr, в метасоматических амфиболах также увеличивается содержание Ti, Nb, Rb и Ba, по сравнению с магматическими (Ionov et al., 1998, 1993, 2002; Laurora et al., 2001; Cvetkovic et al., 2004; Powell et al., 2004; Moine et al., 2004; Heaman et al., 2006; Kaeser et al., 2007; Raffone et al., 2009). Флогопиты из ксенолитов метасоматизированной мантии (KMM) содержат BaO до 5.5%, Sr до 100 ppm, Rb до 350 ppm. В метасоматических апатитах KMM содержание редких элементов может достигать: F - 3,3 – 3,6 %, Sr до 42000 ppm, La до 20000 ppm, Ce до 26000 ppm, Nd до 6500 ppm, Th до 2500 ppm, U до 570 ppm (Heaman et al., 2006; Kaeser et al., 2007). Карбонаты, образующиеся в мантийных условиях в присутствии воды, согласно экспериментам, обогащены REE, Ba, Sr и обеднены Rb и HFSE по сравнению с силикатными фазами (Martin L. et al., 2013).

Таким образом, содержание несовместимых с породами мантии редких элементов в метасоматических минералах мантийных ксенолитов в несколько раз превышают таковые в аналогичных магматических минералах.

Концентрации совместимых с мантией элементов: Cr (10000 – 50000 ppm), Ni (200 – 2500 ppm), и индекс магнезиальности (>0.8) в оливине, пироксене, амфиболе и флогопите из KMM достаточно высоки, чтобы обеспечить даже при низких степенях плавления высокую магнезиальность и высокие концентрации Cr и Ni в санукитоидных расплавах (в начальном расплаве ПМ: Cr - 240 ppm, Ni - 63 ppm, mg# - 0.58).

Метасоматический клинопироксен может быть ответственным за привнос в расплав LREE и Sr, так как характеризуется высоким содержанием этих элементов (La до 100 ppm, Sr до 1000 ppm (Kaeser et al., 2007; Raffone et al., 2009)).

Амфибол, присутствующий в большинстве мантийных ксенолитов, при плавлении обогащает расплав щелочами (особенно Na), Ti, Nb, REE, Ba, Th и H₂O. Так как в родоначальной магме ПМ содержание Nb < 10 ppm и TiO₂ < 1.5 %, в его источнике должен

был присутствовать низкониобиевый и низкотитанистый амфибол. Наряду с метасоматическими амфиболами многих КММ, которые содержат порядка 100-400 ppm Nb и 3-5 % TiO₂, также встречаются КММ с амфиболами, содержащими умеренное и даже пониженное количество HFSE (Kaesler et al., 2007; Raffone et al., 2009). Например, большая часть катоксидов метасоматизированных ксенолитов из щелочных базальтов Кенийского рифта содержит Nb = 1 - 34 ppm и TiO₂ = 0.15 - 2 % (Kaesler et al., 2007). В источнике ПМ мог присутствовать амфибол такого состава.

Высокие концентрации К (ок. 33000 ppm), Ва (ок. 2000 ppm) и Rb (ок. 100 ppm) в составе исходной магмы ПМ могут быть обеспечены присутствием в мантийном источнике флогопита. Присутствие в источнике метасоматического апатита способствует обогащению магмы Р, Sr, LREE, Th, U и F.

Присутствие в составе многих санукитоидов карбонатов, имеющих мантийный изотопный состав углерода (Лохов и др., 2008), указывает на то, что в мантийном источнике могли быть карбонатные фазы. Согласно экспериментам по распределению редких элементов между силикатными и карбонатными фазами (при РТ параметрах: 1 - 3 GPa, 1150 °C – 1260 °C, ± H₂O) карбонаты обогащаются REE, Ва, Sr и обедняются Rb и HFSE по сравнению с силикатными фазами (Martin L. et al., 2013).

На спектре распределения редких элементов в составе начального расплава ПМ наблюдаются минимумы Rb, Nb, Та, Р, Zr, Hf, Ti, Y и HREE (рис. 10.1), которые могут быть связаны с присутствием в рестите минералов - концентраторов этих элементов или обусловлены составом метасоматического флюида/расплава. Ниже рассмотрены оба варианта.

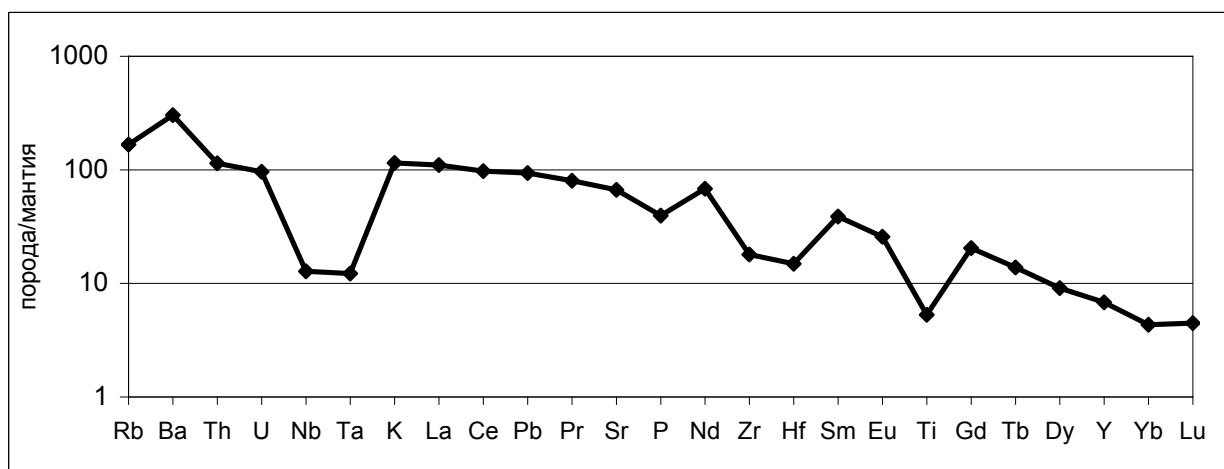


Рис. 10.1. Спектр распределения редких элементов в составе начального расплава ПМ. Содержание редких элементов в породе нормировано на состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Минимумы Y и HREE характерны как для начального расплава ПМ, так и для большинства санукитоидов (табл. 10.1), что может быть результатом присутствия граната в рестите. Отношение Tb/Yb наиболее чувствительно к присутствию граната в источнике, а его величина не сильно изменяется при фракционной кристаллизации магм (MacDonald, et al., 2001; Wang et al., 2002). На диаграмме Tb/Yb - La/Yb (рис. 10.2) состав исходного расплава Панозерского массива попадает в область плавления мантийного гранатового перцолита, при котором в рестите остается около 5 % граната.

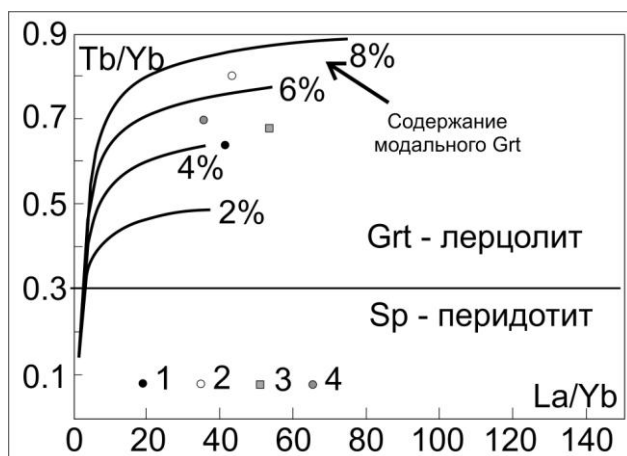


Рис. 10.2. Положение составов ранних мафитовых фаз санукитоидных интрузий: Западное Хижъярви (1), Шаравалампи (2), Пяозеро (Ларионова и др., 2007) (3) и рассчитанного начального расплава Панозерского массива (Гусева, 2006) (4) на диаграмме Tb/Yb - La/Yb. Линии показывают состав расплава, находящегося в равновесии с гранатом (MacDonald et al., 2001).

Минимумы HFSE, особенно большие для Nb, Ta и Ti, свойственны всем санукитоидам. На содержание в расплаве Nb, Ta и Ti влияют амфибол, рутил, ильменит и титаномагнетит, которые концентрируют эти элементы (Ionov & Hofmann, 1995; Xiong et al., 2005; Vigouroux et al., 2008). К примеру, согласно экспериментам, в базальтовой системе рутил имеет $Kd(Nb) = 51 - 307$, $Kd(Ta) = 65 - 417$, значения которых снижаются с ростом РТ и увеличиваются с ростом концентрации воды (Xiong et al., 2005). При изучении ксенолитов метасоматизированной мантии были установлены высоконеобиевые рутиловые каймы вокруг шпинели (Bodinier et al., 1996). В метасоматизированных эклогитовых ксенолитах были обнаружены циркон и высоконеобиевый рутил, которые обеспечили высокие концентрации HFSE в породе: Nb (133–1134 ppm), Ta (5–28 ppm), Zr (1779–4934 ppm) и Hf (23–64 ppm) (Heaman et al., 2006).

Минимум Rb, обусловленный низкой концентрацией (ок. 100 ppm) по сравнению с Ba и Sr (> 1000 ppm), характерен для большинства санукитоидов, хотя Rb такой же несовместимый элемент, как и другие литофилы. Низкая концентрация Rb в санукитоидных магмах может быть связана с присутствием в рестите флогопита, так как $Kd(Rb)_{\text{флогопит/расплав}}$ – около 2.5–3.0 (согласно LaTourrette et al., 1995). Такое объяснение пониженного содержания Rb относительно других LILE было дано С. Тернером при интерпретации генезиса тибетских шошонитовых лав (Turner et al., 1996) и А.В.

Коваленко (Kovalenko et al., 2005) для санукитоидов. Присутствие флогопита в рестите могло привести и к умеренным концентрациям К в санукитоидах по сравнению с шошонитами, которые также являются производными метасоматизированной мантии. С другой стороны, Ва также имеет высокий $Kd_{\text{флогопит/расплав}} = 3,68$ (LaTourrette et al., 1995), поэтому присутствие флогопита в рестите не согласуется с низким отношением Rb/Ba (0,05) в санукитоидах. Близкое отношение Rb/Ba (ср. 0,03) имеют амфиболы метасоматизированных мантийных ксенолитов (Powell et al., 2004). Присутствие амфибола в метасоматизированном мантийном источнике могло обеспечить наблюдаемое отношение Rb/Ba в санукитоидах.

С другой стороны, пониженные концентрации HFSE и Rb относительно других несовместимых элементов также свойственны мантийны карбонатам (Lee et al., 2000; Martin et al., 2013). Согласно экспериментам, коэффициенты распределения между карбонатными и силикатными фазами для всех HFSE и Rb меньше 1, тогда как для Ва = 1.8 – 15, следовательно, отношение Rb/Ba в карбонатной фазе должно быть очень низкое (Martin et al., 2013). Поэтому, метасоматоз мантийного источника карбонатным флюидом/расплавом мог привести к формированию метасоматитов с пониженными концентрациями HFSE и Rb (низким отношением Rb/Ba), а расплавы, образовавшиеся при их плавлении, в свою очередь, унаследовать эти особенности состава.

Минимум P на спайдер диаграммах санукитоидов может указывать на присутствие в рестите апатита.

Таким образом, в метасоматизированном мантийном источнике санукитоидных магм должны были присутствовать минералы: Ol, Opx, Cpx, Amp, Phl, Grt, Ap, Carb, $\pm$ Rut и/или Ilm.

Оценка физико-химических параметров устойчивости Carb – Ap – Rut – Grt – Phl – Amph – Cpx – Opx – Ol минеральной ассоциации в мантийных условиях проведена с использованием данных экспериментов по плавлению мантийных перидотитов при различных РТ - параметрах и содержании H₂O и CO₂.

При плавлении перидотита в присутствии воды оливин и оба пироксена присутствуют в реститовой ассоциации при Р = 5 – 30 кбар и Т = 700 - 1180 °С, при более высоких температурах Срх исчезает (Майсен и Бетчер, 1979; Conceicao & Green, 2004). Амфибол устойчив в мантийном перидотите до 1150 °С при давлениях до 25 кбар (рис. 10.3) (Майсен и Бетчер, 1979; Conceicao & Green, 2004). Поле устойчивости граната при плавлении мантии зависит от ее состава. Нижняя граница устойчивости граната по давлению снижается с ростом концентраций Са и Al в исходном перидотите (Майсен и Бетчер, 1979) (рис. 10.3). Температура стабильности флогопита и рутила сильно зависит

от количества воды в системе (рис. 10.3). Поле стабильности карбонатов в мантийных условиях уменьшается с ростом РТ параметров (рис. 10.3).

Минеральная ассоциация: Ol, Орх, Срх, Amp, Phl, Grt, Carb, Rut, соответствующая предполагаемому составу метасоматизированного мантийного источника санукитоидов, стабильна в мантии при Т до 1150 °С в сухих условиях и до 1000°С - в водонасыщенных (рис. 10.3). Нижняя граница по давлению определяется совместной устойчивостью граната и карбонатов, а верхняя – амфибола, которые вместе дают диапазон Р ~ 15 - 30 кбар, сужающийся при приближении к температурам солидуса (рис. 10.9).

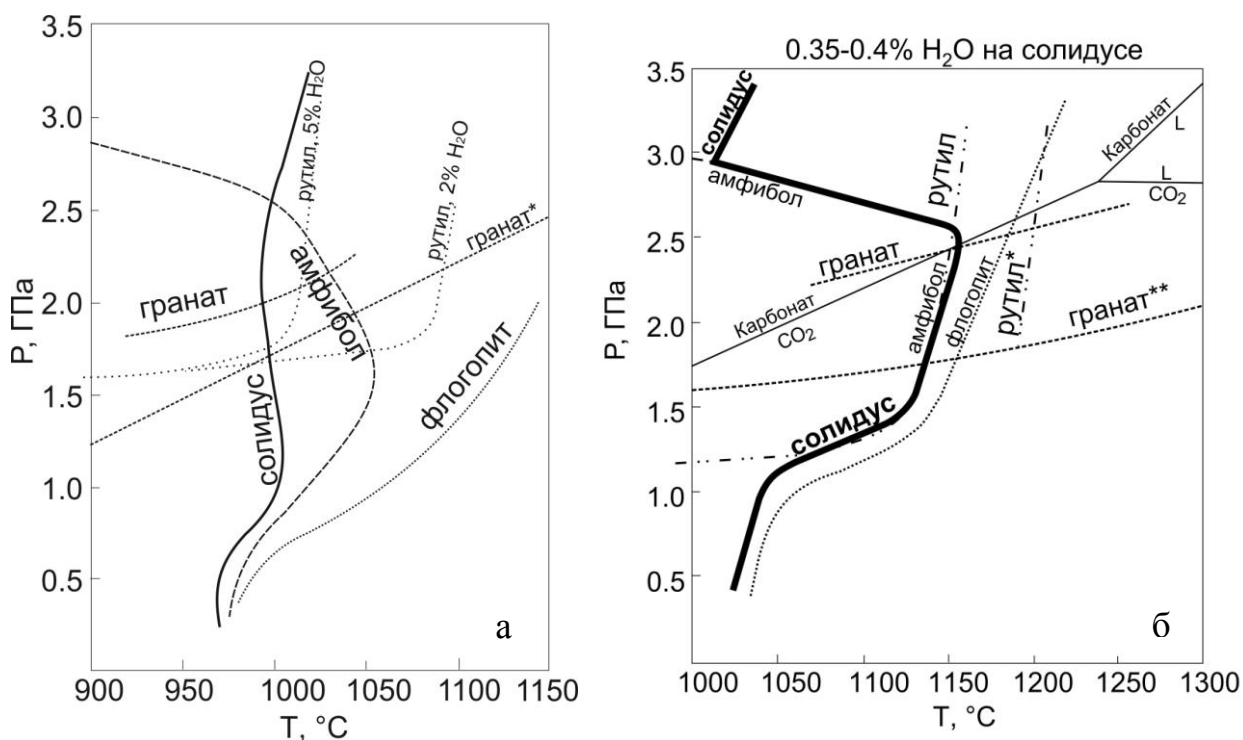


Рис. 10.3. Фазовые соотношения в метасоматизированном мантийном перидотите в условиях водного насыщения (а), в условиях дегидратационного плавления (б). Данные о соотношениях ниже 1.5 ГПа приведены в работе (Conceicao & Green, 2004), выше 1.5 ГПа в - (Mengel, Green, 1989). Дополнительно: поля стабильности рутила даны по (Xiong et al., 2005 и ссылки в ней), рутил* - предел устойчивости рутила при плавлении в сухих условиях по (Klemme et al., 2002). Линии фазовых переходов CO₂ - карбонат - L (расплав) в мантийном лерцолите даны по (Lee & Wyllie, 2000). Гранат* - предел устойчивости граната при частичном плавлении лерцолита с повышенным содержанием CaO (8%) и Al₂O₃ (8%) по (Майсен и Бегчер, 1979), гранат** линия перехода шпинелевого лерцолита в гранатовый лерцолит по (Klemme & O'Neill, 2000).

Изотопно-геохимическая характеристика мантийного источника санукитоидов дана с использованием данных об изотопном составе Nd, Sr и Pb санукитоидов ПМ и рассчитанных для них начальных изотопных отношений, а также существующих моделей эволюции изотопного состава мантии.

Для исходного расплава Панозерского массива получены начальные изотопные отношения: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7017 \pm 0.0005$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (\mu) = 9.0 \pm 0.2$, $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = +1.7 \pm 0.4$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)} = 0.509164 \pm 0.000043$. Данные изотопные отношения свидетельствуют об обеднении источника рубидием, неодимом и ураном относительно хондрита и верхней коры. Таким источником санукитоидных магм могли быть породы верхней мантии (рис. 10.4, 10.5, 8.3).

Sm-Nd изотопная характеристика источника. Для анализа Sm-Nd системы пород многие исследователи используют модель деплетированной мантии (ДМ) ДеПаоло (DePaolo, 1981). Другие исследователи применяют модель ДМ Гольдштейна (Goldstein et al. 1984), что аргументируется существованием мантийных пород с более радиогенным составом неодима, чем это предполагается в модели ДеПаоло. В модели Матреничева - Вревского (2004) использован принцип периодических импульсов эвтектоидного плавления мантии с образованием выплавок с менее радиогенным составом Nd и образования реститов с более радиогенным составом Nd, что приводит к возникновению гетерогенной мантии. Модель предполагает, что все три типа резервуаров: начальная (примитивная) мантия, выплавки и реститы остаются в пределах мантии и могут служить источником мантийных расплавов, что согласуется с имеющимися в распоряжении авторов изотопными данными о составе пород, производных мантии БЩ (рис. 10.4). Модельная линия эволюции начальной мантии БЩ по (Матреничев, Вревский, 2004) близка к линии «ДМ» в модели ДеПаоло (рис 10.4) и линии эволюции верхней мантии в модели (Nagler, Kramers, 1998), тогда как линия ДМ Гольдштейна аппроксимирует модельные линии реститов по Матреничеву - Вревскому. Таким образом, модель «гетерогенной мантии» Матреничева - Вревского (2004) является компромиссом между моделями ДеПаоло и Гольдштейна и достаточно приемлемо объясняет вариации изотопного состава Nd в реальных породах мантийного происхождения БЩ.

Для мантийного источника санукитоидов Панозерского массива получено значение $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74) = +1.7$, которое совпадает с рассчитанным значением на 2.74 млрд лет для начальной мантии БЩ по модели В.А. Матреничева и А.Б. Вревского (2004) и расположено чуть ниже модельных линий по (DePaolo, 1981, Nagler, Kramers, 1998) (рис 10.4).

Таким образом, согласно трем из четырех рассмотренных моделей, Sm-Nd изотопный состав источника санукитоидов Панозера соответствует мантийным значениям.

Rb-Sr изотопная характеристика источника. Значение $\text{Sr}_{(i)}$ санукитоидов Панозерского массива попадает в область «Main Path» (главный путь), соответствующую эволюции изотопного состава Sr в недеплетированной мантии (Jahn, Sun, 1979) (рис. 10.5).

Эта область объединяет составы базальтов океанических островов, островных дуг и щелочных базальтов, в нее также попадают неоархейские мантийные породы (преимущественно базальты и коматииты) провинции Сьюперior Канадского щита (Jahn, Sun, 1979) (рис. 10.5).

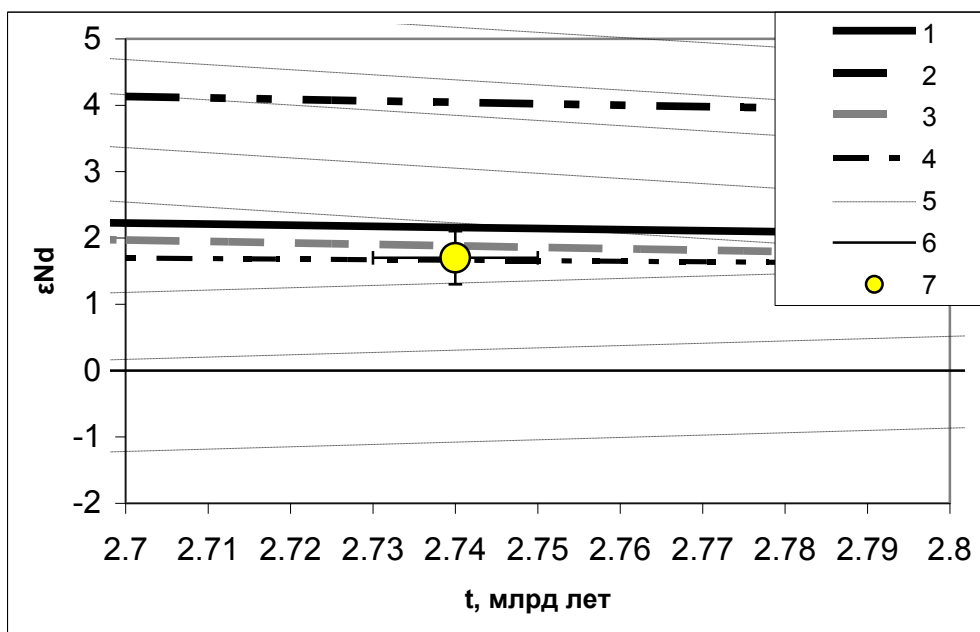


Рис. 10.4. Положение состава мантийного расплава Панозерского массива (6) на диаграмме ϵ_{Nd} - t по отношению к различным модельным линиям эволюции мантии: 1 – по (DePaolo, 1981); 2 – по (Goldstein et al. 1984); 3 – по (Nagler, Kramers, 1998); 4, 5 – по (Матреничев, Вревский, 2004): 4 – начальная мантия под БЩ, 5 – мантийные выплавки и реститы из начальной мантии, 6 – CHUR.

Изотопный состав свинца источника. Изотопный состав свинца исходного расплава Панозерского массива соответствует значениям деплетированной мантии в модели (Zartman & Doe, 1981) (рис. 8.3) и близок к мантийной кривой эволюции свинца Дж. Крамерса и И. Толстихина, в соответствии с которой возрасту 2.75 млрд лет отвечает значение $\mu \approx 8.8$ (Kramers & Tolstikhin, 1997). Близкое $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (μ) начальное отношение имеют и другие нео – и мезоархейские мантийные породы. Например, расслоенная интрузия Mulcachy (Канада) с возрастом 2787 ± 14 млн лет имеет значение $\mu \approx 8.8$, (Carignan et al., 1995), значения $\mu = 8.77$ и $k=3.01$ получены для базальтов и коматиитов Костамукшского ЗКП (Puchtel et al., 1997), базальты ЗКП Сумозеро-Кенозеро имеют $\mu = 8.73$, $k=3.43$ (Puchtel et al., 1999). Перечисленные породы согласно авторам имеют глубинный плюмовый источник.

Таким образом, санукитоиды Панозерского массива сохранили мантийные изотопно-геохимические характеристики: $\epsilon_{Nd}(t)$, $\text{Sr}_{(i)}$ и μ , которые отражают состав их источника – метасоматизированной мантии.

Близкий изотопный состав с приведенным выше для Панозерского массива имеют и другие массивы санукитоидов Восточной Карелии (табл 10.1), а также неоархейского щелочного комплекса Ликаманникко, Кианта, Финляндия (2.74 млрд лет) (Mikkola et al., 2011б), что может указывать на единый изотопно-геохимический состав неоархейской метасоматизированной мантии под БЩ.

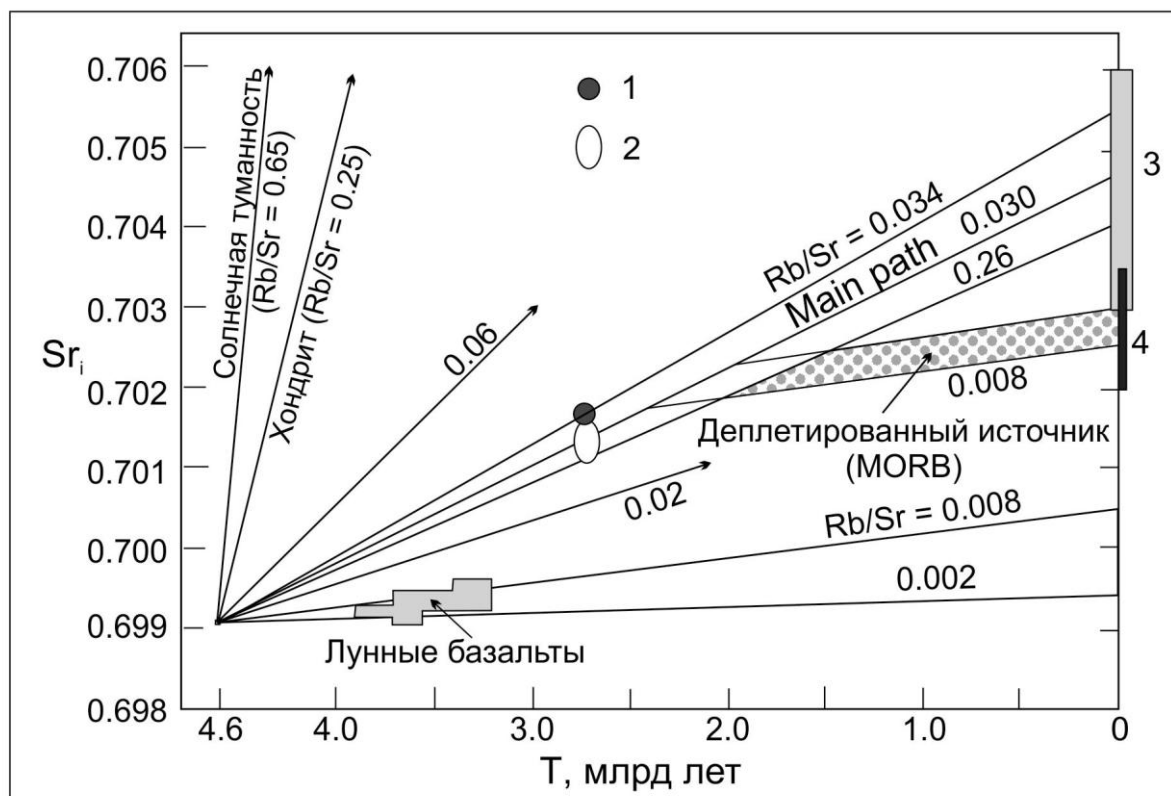


Рис. 10.5. Диаграмма « $Sr_i - t$ » для санукитоидов Панозерского массива (1), для сравнения показаны неоархейские мантийные породы провинции Сьюперior (2), современные базальты океанических островов, островных дуг и щелочные базальты (3), современные базальты MORB (4). Данные 2-4 по (Jahn, Sun, 1979). Приведены линии эволюции изотопного состава Sr различных источников по (Jahn, Sun, 1979). Область «Main Path» соответствует эволюции большинства пород Земли, производных недеплетированной мантии по (Jahn, Sun, 1979).

Оценка состава агента метасоматоза мантии и рассмотрение его источника основаны на петрографическом, геохимическом и изотопно-геохимическом составе санукитоидов.

Агентами метасоматоза мантии могут быть флюиды и/или контрастные по составу породам мантии расплавы, например, кислые, щелочные и карбонатные. Метасоматизирующие агенты могут иметь мантийный или коровый источник. В первом случае флюиды и/или расплавы, являются результатом дегидратации и/или плавления глубинных пород мантии. Коровый флюид и/или расплав может возникать и попадать в

мантию при дегидратации и/или плавлении пород океанической коры в зоне субдукции. Возможно и несколько этапов метасоматоза мантии разными типами агентов.

Санукитоиды имеют специфические текстуры пород: орбикулярные, минглинг, брекчии, которые говорят о кристаллизации флюидонасыщенных магм (рис. 10.6). Присутствие в составе санукитоидов магматических водосодержащих минералов (амфибол, слюда) и карбонатов также свидетельствует об участии в их формировании H_2O и CO_2 - содержащего флюида. Для Панозерского массива оценено содержание в расплаве $CO_2 \sim 0.5-1\%$ с приблизительно равным соотношением H_2O и CO_2 (Лобач-Жученко и др., 2007).

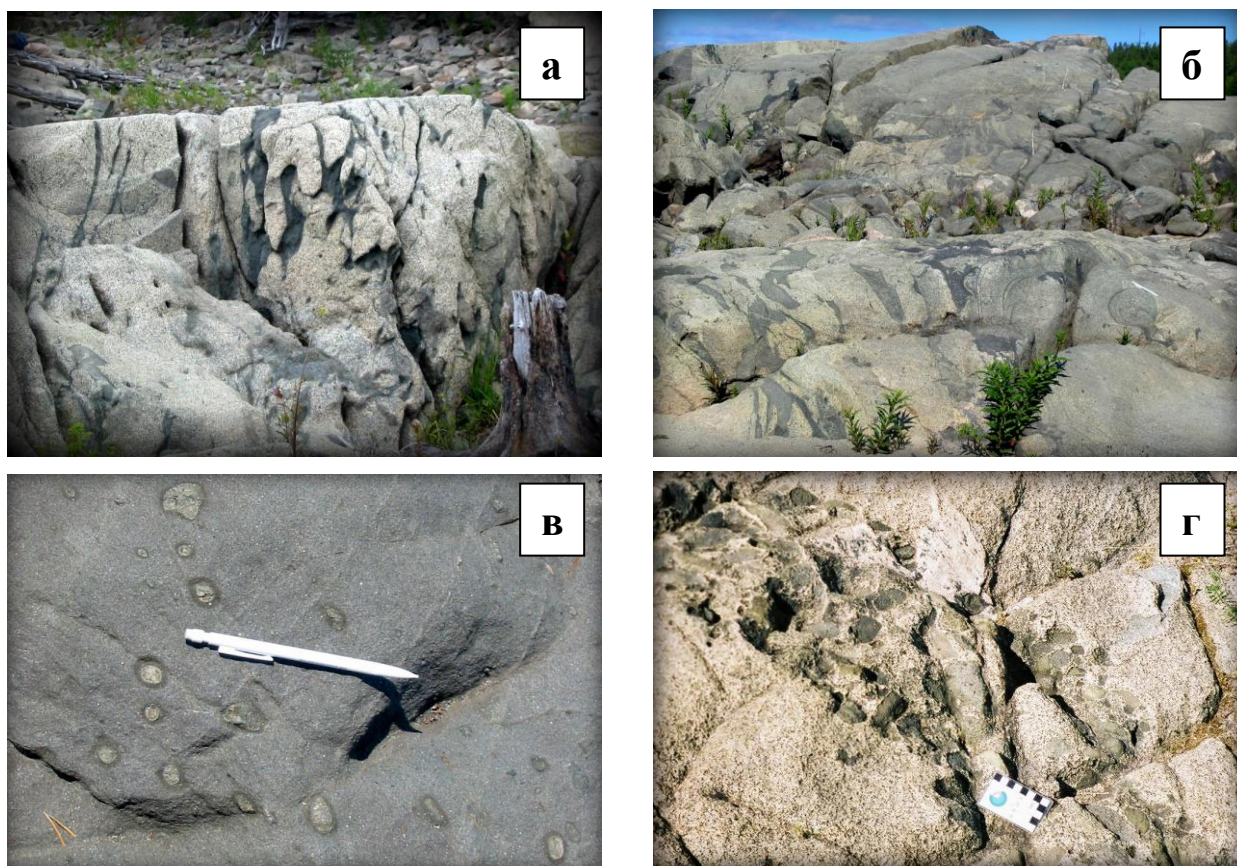


Рис. 10.6. Специфические текстуры пород: минглинг (а, б), орбикулярные (в), брекчии (г). Панозерский массив. Фото И.Н. Крылова.

Выше было показано, что в составе метасоматизированного мантийного источника санукитоидов присутствовали амфибол, флогопит и карбонаты, что требует участия воды и CO_2 или карбонатного расплава при метасоматозе. Согласно экспериментальным исследованиям карбонатные фазы в мантийных условиях обогащаются REE, Ba и Sr (Martin et al., 2013), а H_2O - флюид отвечает за транспортировку щелочей (Martin et al.,

2012). Таким образом, метасоматоз мантии С-О-Н флюидом мог привести к формированию источника санукитоидов.

В соответствии с другим представлением, агентом метасоматоза мантийного источника санукитоидов были не флюиды, а надсубдукционные кислые расплавы ТТГ – адакитового состава. Эта модель для некоторых интрузий санукитоидов была подтверждена математическими расчетами (Smithies, Champion, 2000; Ларионова и др., 2007; Martin et al., 2009; Oliveira et al., 2009-2011 и др.). В данном случае источником кислых расплавов являются породы верхней океанической коры ± осадки, поэтому привнесенные в мантию несовместимые элементы, в частности Nd, С, Hf, Pb, Sr должны иметь коровый изотопный состав.

Тем не менее, карбонаты санукитоидов Эльмуса и Панозера, имеют мантийный изотопный состав $\delta^{13}\text{C} = -6 \pm 0.5$ PDB, ‰, свидетельствующий в пользу мантийной природы CO_2 – флюида (рис 10.7) (Лохов и др., 2008). Многие санукитоиды также сохраняют мантийный изотопный состав Nd, Pb и Sr (табл. 10.1). Вывод о мантийном происхождении Ba и Sr в производных метасоматизированной мантии обоснован в работе (Mogarovskii et al. 2007). Я. Халла с коллегами также показали, что обогащение мантийного источника Ba и Sr связано с подъемом астеносферного диапира, вызвавшего плавление метасоматизированной мантии, поскольку содержание Ba и Sr в санукитоидах Финляндии не имеет положительной корреляции с вкладом коровой компоненты в их изотопный состав (Pb, Nd, Hf) (Halla et al., 2009).

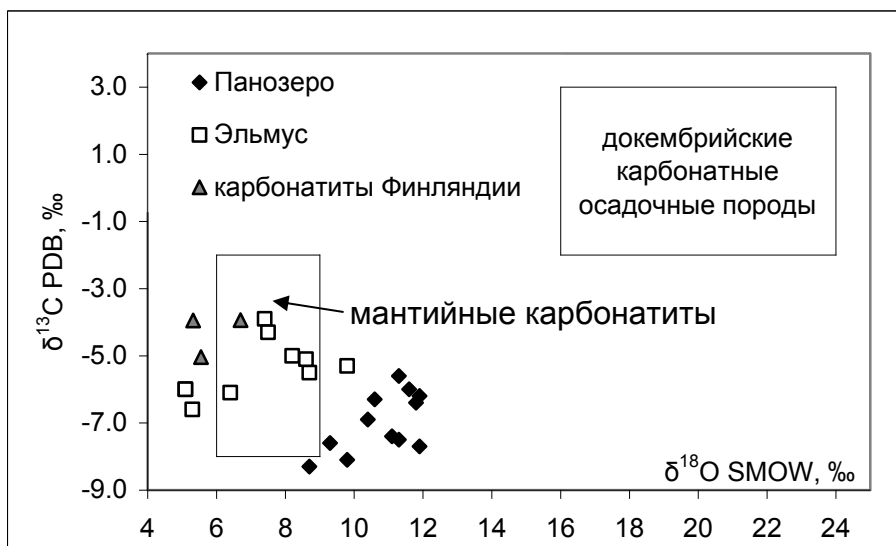


Рис. 10.7. Изотопный состав карбонатов санукитоидов (Лохов и др., 2008). Для сравнения показан состав карбонатов карбонатитов Ликаманнико, Финляндия (2.74 млрд лет) (Mikkola et al., 2011б). Поле мантийных карбонатов дано по (Deines, 1989), докембрийских карбонатных осадочных пород по (Veizer et al., 1989).

Проведенное сопоставление содержаний Nd в санукитоидах БЩ с величиной, рассчитанного для них модельного возраста (рис. 10.8), свидетельствует, что обогащение санукитоидов LREE также не имеет положительной корреляции со степенью смещения их изотопных составов в сторону коровых значений, что не согласуется с коровой природой обогащения мантии LREE.

Таким образом, для углерода, Ba, Sr, Pb и LREE устанавливается их связь с мантийным источником.

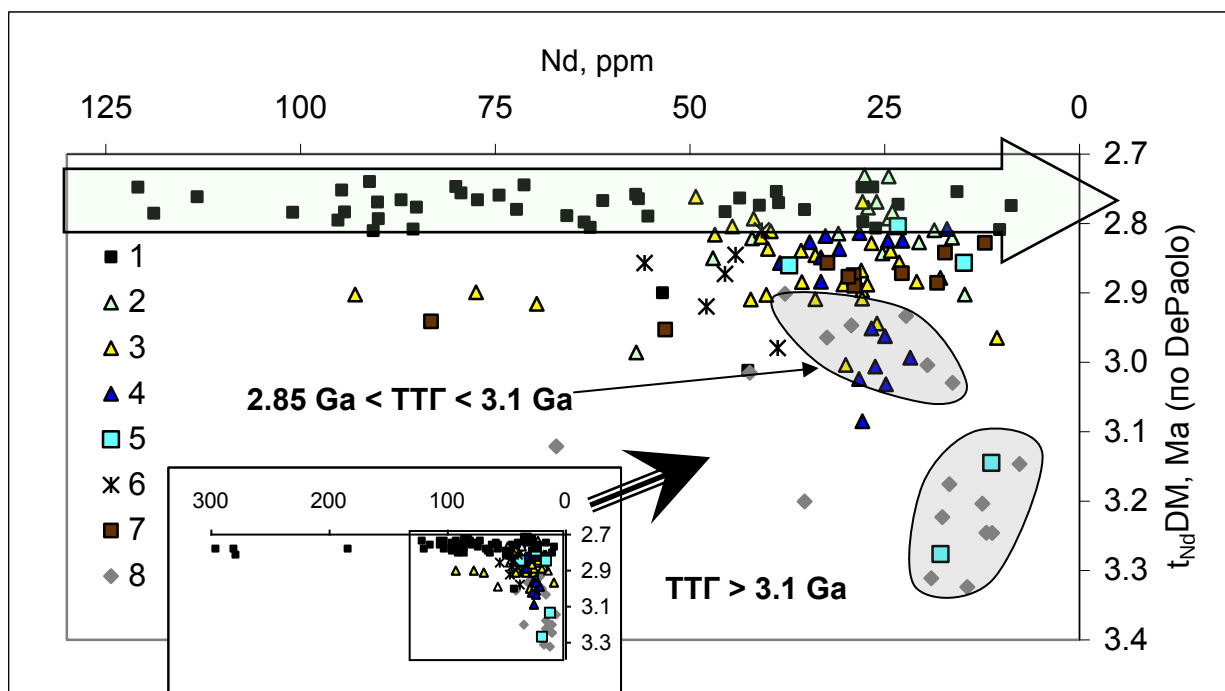


Рис. 10.8. Соотношение содержания Nd в санукитоидах с их модельным возрастом ($t_{DM}(Nd)$ по DePaolo, 1981).

Условные обозначения: 1 – 7 - санукитоиды БЩ: 1 -Восточнокарельская группа (Западное Хижъярви, Сяргозеро – Шаравалампи, Панозеро, Эльмус) и Пяозерский комплекс, 2 – 4 - Западнокарельская группа: 2 – массивы западной окраины ЦКД: Куусамо - Нюк – Ледмозеро, Тасанваара, Куйтила, Ялонваара), 3 - массивы восточной окраины ЗКД – Каартоярвет, Костамукшский комплекс, Тулос, Койтере, 4 – массивы центральной части террейна Кианта: Каапинсалми, Арола, Лосо, Сиикалахти, 5 – 6 – массивы ВД: 5 – Бергаул, 6 - интрузии Хаутаваарского ЗКП, 7 – массивы Кольского п-ва, 8 - составы архейских ТТГ БЩ. Исходные данные и ссылки на источники даны в (табл. 8.3)

Серая стрелка показывает изменения составов при фракционной кристаллизации санукитоидного расплава (снижение содержания Nd при сохранении его изотопного состава). Серые области отмечают поля составов ТТГ БЩ разного возраста.

Коровая компонента в изотопном составе Pb, Nd, Hf, O, (табл. 10.1) санукитоидов Финляндии рассматривается как свидетельство коровой природы метасоматизирующих агентов мантии (Heilimo et. al., 2013). Санукитоиды Финляндии имеют относительно гомогенный изотопный состав Pb, Nd и O в пределах одной интрузии, тогда как между

массивами наблюдаются существенные вариации. На этом основан вывод о смешении корового и мантийного вещества в мантийном источнике, где достигается максимальная степень гомогенизации (Heilimo et al., 2013). В качестве механизма взаимодействия предлагается метасоматоз мантийного клина продуктами плавления и/или дегазации терригенных осадков в зоне субдукции. Разный возраст осадков, по мнению авторов, и обеспечивает наблюдаемые вариации в изотопном составе между интрузиями (Heilimo et al., 2013). Однако, этой модели противоречит наличие в строении санукитоидных интрузий ранних фаз ультраосновного – основного состава, имеющих мантийный изотопный состав Pb, Nd и Sr, при высоком содержании несовместимых элементов (табл. 10.1).

Из всего изложенного выше следует, что наиболее вероятным метасоматизирующим агентом мантийного источника санукитоидов были С-О-Н флюиды $\pm$ щелочные и/или карбонатные расплавы мантийного происхождения.

Условия формирования мантийных санукитоидных магм рассмотрены на основе предполагаемого минерального состава метасоматизированного источника и результатов экспериментальных работ по плавлению мантии.

Чтобы началось плавление метасоматизированного мантийного перцолита необходимо изменение условий: либо добавление в систему воды, которая понижает температуру солидуса, либо увеличение РТ параметров (рис. 10.3).

Роль флюида. При частичном плавлении состав расплава сильно зависит от $X^V_{H_2O}$ во флюиде. Присутствие во флюиде CO_2 снижает активность воды в системе. При значениях $X^V_{H_2O} > 0.6$ расплавы насыщаются кремнеземом (имеют средний состав по содержанию SiO_2) и характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 (Майсен и Бетчер, 1979). При значениях $X^V_{H_2O} < 0.4$ расплавы будут недосыщены SiO_2 и обогащены щелочами (Майсен и Бетчер, 1979). Вариации в содержании SiO_2 и Al_2O_3 в расплаве в зависимости от $X^V_{H_2O}$ связаны с особенностью плавления энстатита: при $X^V_{H_2O} < 0.58$ энстатит будет плавиться конгруэнтно, а при $X^V_{H_2O} > 0.58$ – инконгруэнтно с образованием форстерита и расплава, насыщенного SiO_2 (Eggler, 1973). Так как ранние фазы санукитоидов имеют основной – ультраосновной состав, для формирования первичных санукитоидных магм подходят только условия, в которых $X^V_{H_2O} < 0.58$. Этот вывод согласуется с приведенными выше данными о примерно равном соотношении CO_2 и H_2O во флюиде, присутствовавшем в санукитоидном расплаве Панозерского массива (Лобач-Жученко и др., 2007).

Содержание в расплаве щелочей и их соотношение определяется полями устойчивости флогопита и амфибола, которые также зависят от активности воды и ее

содержания в системе (рис. 10.3). При плавлении мантийных перидотитов в водонасыщенных условиях амфибол является гиперсолидусной фазой (рис. 10.3а), а его концентрация сильно зависит от исходного состава перидотита (особенно содержания Са, Al и щелочей) и давления воды в системе (Майсен и Бетчер, 1979). При дегидратационном плавлении граница поля устойчивости амфибола совпадает с линией солидуса (рис. 10.3б) (Майсен и Бетчер, 1979; Conceicao & Green, 2004).

При плавлении в водонасыщенных условиях флогопит устойчив в мантии при высоких РТ параметрах (рис. 10.3а) (Conceicao & Green, 2004) и не участвует в плавлении при температурах солидуса grt- amp- phl- лерцолита (Майсен и Бетчер, 1979). Тогда как для получения состава санукитоидного расплава (повышенное содержание K_2O) необходимо, чтобы флогопит разрушался. Это возможно в условиях дефицита воды, в которых поле устойчивости флогопита в метасоматизированной мантии уменьшается и приближено к линии солидуса (рис. 10.3б) (Conceicao & Green, 2004). Р. Ф. Вендлэндт и Д. Х. Эгглер (Wendlandt, Eggler, 1980) при изучении частичного плавления флогопитового лерцолита в сухих условиях установили, что при давлениях, соответствующих условиям стабильности граната, флогопит начинает разрушаться при T выше $1150\text{ }^{\circ}C$ и полностью исчезает при $1230\text{ }^{\circ}C$.

На РТ диаграмме, описывающей фазовые соотношения в условиях дегидратационного плавления, $T = 1150 - 1160\text{ }^{\circ}C$ (при которых начинается разрушение флогопита) соответствуют линии солидуса при $P = 24-25$ кбар (рис. 10.3б).

Для насыщения расплава CO_2 должно происходить разрушение карбонатов, следовательно, давление в области плавления должно быть ниже линии устойчивости карбоната, т. е. < 25 кбар (рис. 10.3б).

Таким образом, только дегидратационное плавление в узком РТ – диапазоне: $T = 1150 - 1160\text{ }^{\circ}C$, $P = 24 - 25$ кбар, удовлетворяет всем выше заданным условиям формирования санукитоидных расплавов: сохранение граната в рестите, частичное разрушение флогопита и карбонатов.

При дегидратационном плавлении граница поля устойчивости амфибола совпадает с линией солидуса (рис. 10.3б) (Майсен и Бетчер, 1979; Conceicao & Green, 2004), что исключает его присутствие в рестите и, следовательно, контроль HFSE.

Другой фазой, контролирующей содержание HFSE в расплаве, является рутил. Температура стабильности рутила сильно зависит от объема воды в системе (рис 10.3) (Xiong et al., 2005). В условиях дегидратационного плавления рутил будет присутствовать в рестите до $T = 1150\text{ }^{\circ}C$ (рис. 10.3б) (Rapp, Watson, 1995). В сухих условиях поле

стабильности рутила увеличивается до 1200 °С (Klemme et al., 2002). Поэтому есть вероятность присутствия в рестите некоторого количества рутила.

Таким образом, образование санукитоидного расплава Панозерского массива могло происходить при плавлении $Ap - Rut - Carb - Gnt - Phl - Amph - CPx - OPx - Ol$ источника в равновесии с $\pm Rut - \pm Ap - Gnt - Phl - CPx - OPx - Ol$ реститом, в условиях дегидратационного плавления, при P около 24-25 кбар и T около 1150 - 1160 °С (рис. 10.9). Это вывод можно распространить на все санукитоиды, близкие по составу к породам Панозерского массива.

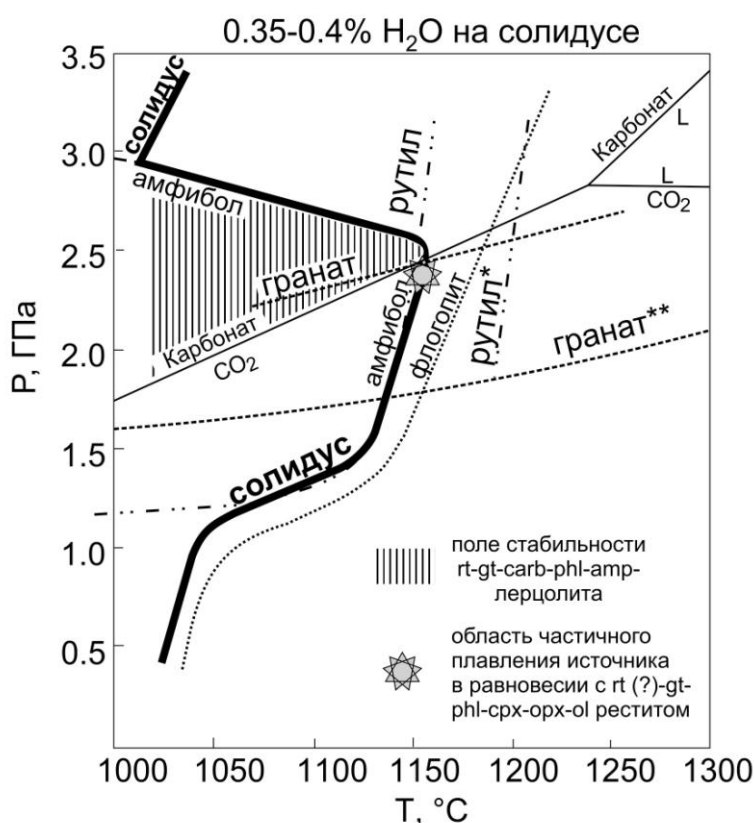


Рис. 10.9. PT – диаграмма с полями предполагаемого метасоматизированного источника санукитоидов и область его частичного плавления. Линии устойчивости минералов те же, что и на рис. 10.3б.

Влияние физико-химических параметров частичного плавления на состав минералов рестита и сосуществующего расплава.

Санукитоиды клинопироксенит – сиенитовой группы отличаются от санукитоидов клинопироксенит - монцодиоритовой группы более низким значением магнезиальности и меньшим содержанием SiO_2 и Al_2O_3 в ранних фазах, при этом в них выше содержание щелочей, а также LREE (табл. 7.2). Так как обе группы имеют близкий изотопно-

геохимический состав и возраст (табл. 10.1), и являются продуктами плавления метасоматизированной мантии, вероятно, что различия в их составе обусловлены различием в условиях частичного плавления источника. Наряду с санукитоидами в Феннокарельской провинции существуют разновозрастные нефелиновые сиениты и карбонатиты (Mikkola et al., 2011б), имеющие сходный с санукитоидами изотопный состав Nd и С (Mikkola et al., 2011б) (рис. 10.7). Возрастание щелочности пород в неоархейской последовательности: ТТГ - санукитоиды – сиениты - нефелиновые сиениты – карбонатиты, на западе провинции Сьюпериор Р. Стивенсон с коллегами (Stevenson et al., 1999) объясняют снижением давления воды в ходе плавления и, как следствие, уменьшением степени плавления метасоматизированной литосферной мантии под воздействием тепла, сообщаемого подъемом астеносферы (Stevenson et al., 1999).

По данным экспериментов, магнезиальность ($mg\#$) расплава растет с ростом температуры (степени плавления) (Майсен и Бетчер, 1979). Также на $mg\#$ расплава влияет значение $\lg f_{O_2}$. Увеличение $\lg f_{O_2}$ приводит к росту $mg\#$ ОI и снижению $mg\#$ Crx и Amph в рестите, поэтому величина $mg\#$ расплава зависит, как от $\lg f_{O_2}$, так и от минерального состава рестита (присутствия/отсутствия в нем минералов-концентраторов Fe^{3+}) (Майсен и Бетчер, 1979). Например, при плавлении перидотита при $P = 15$ кбар, $T = 1050$ °C и начальном $X_{H_2O}^V = 1$, $mg\#$ расплава будет снижаться от 0.85 до 0.45 при росте фугитивности кислорода от величины, характерной для железюститового буфера до величины, характерной для магнетит-гематитового буфера (Майсен и Бетчер, 1979)

Вероятно, формирование исходных магм санукитоидов клинопироксенит – сиенитовой группы происходило в условиях большей фугитивности кислорода и меньшей степени плавления источника, что привело к наблюдаемым особенностям их состава.

В результате качественной оценки состава источника санукитоидов можно предположить, что он сформировался в результате метасоматоза С-О-Н флюидами субконтинентальной литосферной мантии, отвечающей по составу гранатовому лерцолиту. Метасоматоз мантийных пород привел к формированию апатит – рутил - гранат – флогопит - амфибол – пироксен - оливиновых зон (рис. 10.9). Последующий прогрев до температуры около 1150 - 1160 °C (в результате воздействия дополнительного источника тепла) привел к частичному плавлению метасоматизированной мантии и образованию санукитоидных расплавов (рис. 10.9). Различия в степени плавления, содержании и активности воды и фугитивности кислорода при формировании исходных санукитоидных расплавов привели к формированию выделяемых петрохимических разновидностей.

Обогащение и плавление мантии одностадийный или двухстадийный процесс?

Выше был сделан вывод, что обогащение (метасоматоз) мантийного источника связан с С-О-Н флюидом. Проникновение в мантию флюида (особенно водного) понижает температуру плавления пород, что может привести к формированию расплавов. Это одностадийный процесс, в результате которого обогащение и плавление мантии будут синхронными. В данном случае, состав и условия образования расплавов будут определяться физико-химической диаграммой рис. 10.4а. Как было показано выше, в условиях водного насыщения невозможно получить расплавы, соответствующие по составу санукитоидам, поэтому для объяснения формирования санукитоидных магм не может быть применена одностадийная модель.

Если во время взаимодействия мантийных пород и метасоматического флюида T будет ниже $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, то плавление не произойдет, и весь флюид будет израсходован на метасоматическую реакцию (рис. 10.3а), что приведет к формированию метасоматизированных зон в мантии. Последующее изменение физико-химических параметров – повышение температуры, вызовет частичное плавление метасоматизированной мантии (рис. 10.3, 10.9). Таким образом, для формирования санукитоидных расплавов более подходит двухстадийный процесс: сначала обогащение (метасоматоз) источника, а затем его плавление, при этом временной интервал между этими стадиями может быть любой.

Природа коровой компоненты в составе санукитоидных интрузий.

Рассмотрим причины появления коровой компоненты в составе санукитоидов БЩ. Ими могли быть:

- Контаминация санукитоидных магм породами континентальной коры при поднятии расплава к месту кристаллизации, в том числе ассимиляция корового материала во время фракционной кристаллизации (Stevenson et al., 1999; Лобач-Жученко и др., 2010; Егорова, Лобиков, 2013).
- Контаминация мантии флюидами и/или расплавами, образованными при метаморфизме и/или плавлении разновозрастных терригенных осадков и базальтов океанической коры, погружающейся в зоне субдукции (Halla, 2005; Laurent et al., 2011).
- Смешение расплавов из разных источников: метасоматизированной мантии и коры во время внедрения мантийных расплавов в кору (Moyen et al., 2001; Ларионова и др., 2007).
- Совмещение нескольких механизмов.

Чтобы определить, какой из предложенных выше механизмов наиболее подходит для объяснения коровой компоненты в составе санукитоидов, был проведен комплексный анализ состава всех санукитоидных массивов.

Состав корового контаминанта.

Для отдельных интрузий или интрузивных фаз санукитоидов БЩ установлены следующие свидетельства коровой контаминации:

- присутствие древних ксеногенных цирконов и более древних ядер в цирконах (табл 10.1);
- вариации значений величин $\epsilon_{Nd}(t)$ (+2.2 – -4.6), $\epsilon_{Hf}(t)$ (+2.1 – -6) и начального отношения $^{238}U/^{204}Pb$ (μ) (9.1 – 12.1) от мантийных до коровых (табл 10.1);
- нарушение магматического равновесия между изотопными системами: Sm - Nd (породы) и Lu - Hf (циркона) (Егорова, Лохов, 2013);
- приближение содержаний главных и редких элементов в некоторых известково-щелочных санукитоидах к таковым в ТТГ (рис 7.1-7.3).

Древние ядра в цирконах и ксеногенные зерна, которые на 70 – 400 млн лет древнее возраста кристаллизации пород, установлены во многих известково-щелочных интрузиях санукитоидов, а также монцогранитах Бергаулского массива и кварцевых монцодиоритах интрузий Нильсия и Сиикалахти (табл 10.1) (Heilimo et al., 2011; Арестова и др., 2012).

В составе умереннощелочных санукитоидов массивов Эльмус, Панозеро и пироксенитов 1й фазы Западного Хижярвинского массива не было обнаружено ни древних ядер, ни ксеногенных зерен цирконов (Bibikova et al., 2005).

Ксеногенные цирконы являются неоспоримым доказательством контаминации многих известково-щелочных санукитоидов, а также некоторых умереннощелочных санукитоидов породами сиалической коры.

Из этого вывода вытекает важный вопрос: как эта контаминация повлияла на состав санукитоидов?

Рассмотрим геохимический и изотопный состав санукитоидов, содержащих ксеногенные цирконы (далее контаминированные санукитоиды), и сравним его с составом санукитоидов, для которых отсутствуют прямые свидетельства контаминации (далее - неконтаминированные санукитоиды).

Контаминированные санукитоиды имеют следующие характеристики: $SiO_2 > 63\%$, $mg\# = 0.47 - 0.51$, $Na_2O + K_2O = 7 - 8.6$, $Sr = 500 - 950$ ppm, $Ba = 950 - 1700$ ppm, $Nd = 18 - 56$ ppm; значения: $\epsilon_{Nd}(t)$ (+2.2 – **-4.6**), $\epsilon_{Hf}(t)$ (+2.1 – **-4.7**) $\mu = 9.8 - 12.1$ (табл 10.1).

Неконтamинированные санукитоиды имеют следующие характеристики: SiO_2 50 – 63 %, $\text{mg\#} = 0.63 - 0.53$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.5 - 9.3$, $\text{Sr} = 1000 - 1800 \text{ ppm}$, $\text{Ba} = 1500 - 2500 \text{ ppm}$, $\text{Nd} = 100 - 30 \text{ ppm}$; значения: $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{t}) (+2.2 - +1.3)$, $\mu = 8.8 - 9.8$ (табл 10.1).

Сравнение приведенных выше составов демонстрирует, что контаминация санукитоидной магмы материалом коры сопровождается небольшим снижением значений $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{t})$ пород и увеличением значений μ . Для контаминированных пород характерны более высокое содержание SiO_2 , более низкие значения магнeзиальности и содержания щелочей (особенно калия), Ba, Sr, LREE.

К такому изменению состава могла привести контаминация породами/расплавами континентальной коры средне-кислого состава.

Древние ядра цирконов, имеют значения $\delta^{18}\text{O} = +4.7 - +5.2 \text{ ‰}$ (табл 10.1, Neilimo et al., 2013), которые ниже, чем в магматических цирконах санукитоидов ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ср}} = 6 \text{ ‰}$). Значения $\delta^{18}\text{O} = 5 - 5.5 \text{ ‰}$ характерны, в частности, для архейских ТТГ пород и базальтов нижней коры (Mikkola et al., 2011a; Е.В. Бибикова, устное сообщение). Присутствие в санукитоидах Сиикалахти и Куйтила цирконов с повышенными значениями $\delta^{18}\text{O}$ (табл 10.1) может свидетельствовать о контаминации терригенными осадками, большие вариации в U-Pb возрасте цирконов этих санукитоидов (Kärnäho et al., 2006; Neilimo et al., 2011) подтверждают этот вывод.

Повышение начального отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) от 8.8 – 9.8 в неконтamинированных санукитоидах до 9.8 – 12.1 в контаминированных санукитоидах (табл 10.1) свидетельствует о том, что контаминантом были породы, богатые ураном, которые свойственны для средней - верхней коры.

Геохимический состав контаминированных санукитоидов является промежуточным между составами неконтamинированных санукитоидов и ТТГ, то есть может быть результатом их смешения.

Многие санукитоиды с высокими содержаниями SiO_2 ($> 62 \text{ ‰}$), имеют сопоставимые концентрации LREE с таковыми в коре, что делает их Sm-Nd изотопную систему чувствительной к контаминации коровым материалом (рис. 10.10). В частности, контаминированные санукитоиды на диаграмме Nd - $T_{\text{DM}}(\text{Nd})$ занимают промежуточное положение между неконтamинированными санукитоидами и полями ТТГ (рис 10.10), такое же положение характерно для большинства санукитоидов Западной Карелии и западной окраины ВД, в составе которых не были установлены древние захваченные цирконы, но отмечаются смещение изотопно-геохимических характеристик от мантийных в сторону коровых (рис 10.8). Составы гранодиоритов интрузии Каапинсалми и некоторых монцогранитов Бергаулского массива попадают в поля составов архейских ТТГ пород БЩ

(рис 10.8). Таким образом, снижение значений $\epsilon_{Nd}(t)$ в санукитоидах, содержащих ксеногенные цирконы, по сравнению с породами, не содержащими ксеногенных цирконов, могло быть следствием контаминации архейскими ТТГ породами БЩ.

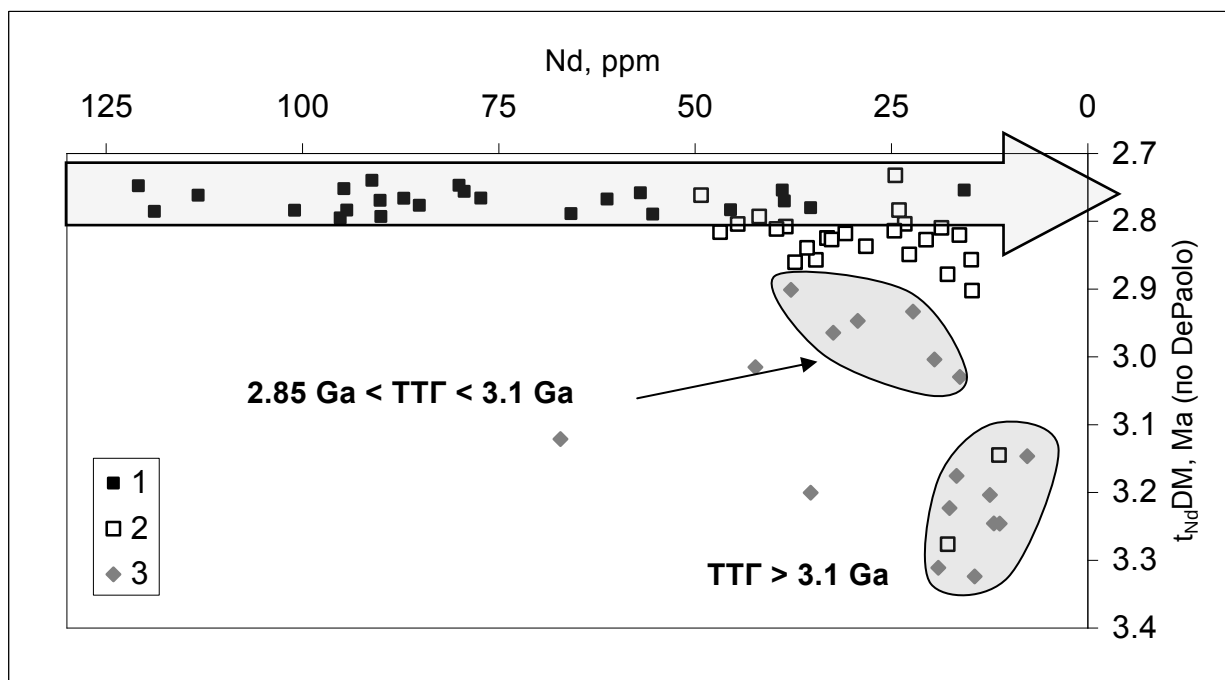


Рис. 10.10. Зависимость модельного возраста породы ($t_{DM}(Nd)$ по DePaolo, 1981) от содержания в ней Nd.

1 – состав санукитоидов, не содержащих ксеногенные цирконы (массивы Эльмус, Панозеро и 1я фаза Западно-Хижярвинской интрузии), 2 – состав санукитоидов, содержащих ксеногенные цирконы (массивы: Койтере, Куйтила, Арола, Сиикалахти, Нильсия, Бергаул), 3 – составы архейских ТТГ БЩ.

Серая стрелка показывает область изменения составов при фракционной кристаллизации санукитоидного расплава (снижение содержания Nd при сохранении его изотопного состава). Серые области отмечают поля составов ТТГ БЩ разного возраста.

Контаминация известково-щелочных санукитоидов Финляндии коровым материалом подтверждается нарушением магматического равновесия между Sm - Nd (породы) и Lu - Hf (циркона) изотопными системами. Установлено, что Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы имеют сходное поведение в магматических процессах (Vervoort et al., 1996, 1999). Это связано с тем, что в условиях плавления Nd и Hf более совместимы с расплавами, чем Sm и Lu. Поэтому в большинстве магматических пород наблюдается строгая положительная корреляция между начальным изотопным составом Nd и Hf. Породы магматического происхождения на диаграмме $\epsilon_{Nd}(t)$ - $\epsilon_{Hf}(t)$ занимают область, которая получила название «terrestrial array» (далее ТА), которая описывается уравнением: $\epsilon_{Hf}(t) = 1.36 * \epsilon_{Nd}(t) + 2.95 \pm 3$ (Vervoort et al., 1996).

На диаграмме $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Hf}(t)$ фигуративные точки санукитоидов Финляндии, ложится ниже области ТА (рис. 10.11). При этом точки двух образцов, для которых был измерен изотопный состав и Nd, и Hf для породы в целом (Vervoort et al., 1999), лежат внутри этой области. Рассмотрим причины, которые могли привести к отклонению составов цирконов от области ТА.

Одной из причин может быть ксеногенная природа цирконов. Поскольку циркон имеет высокий коэффициент распределения для Hf и низкий для Lu (следовательно, низкое отношение Lu/Hf (< 0.005)), то со временем в нем накапливается меньше радиогенного ^{176}Hf , чем в других минеральных фазах и породе в целом. Поэтому линия эволюции изотопного состава циркона на диаграмме $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Hf}(t)$ имеет более крутой наклон, чем область ТА, и порода в целом (Vervoort et al., 1999). Следовательно, значение ϵ_{Hf} ксеногенных и перекристаллизованных цирконов, рассчитанное на возраст породы, будет ниже, чем в магматических цирконах и породе в целом, что обеспечивает смещение точек на диаграмме $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Hf}(t)$ вниз (рис. 10.11). Эта разница будет тем больше, чем больше разница в возрасте между ксеногенным цирконом и породой. То, что часть цирконов санукитоидов Финляндии может быть результатом частичной или полной перекристаллизации ксеногенных зерен подтверждается присутствием в некоторых из них более древних ядер (Heilimo et al., 2011, Kärnäho et al., 2006). Для санукитоидов Тасанваары этот вывод подтверждается и тем, что порода в целом, имеет более высокое значение $\epsilon_{Hf}(t)$ (Vervoort et al., 1999), чем цирконы (рис. 10.11).

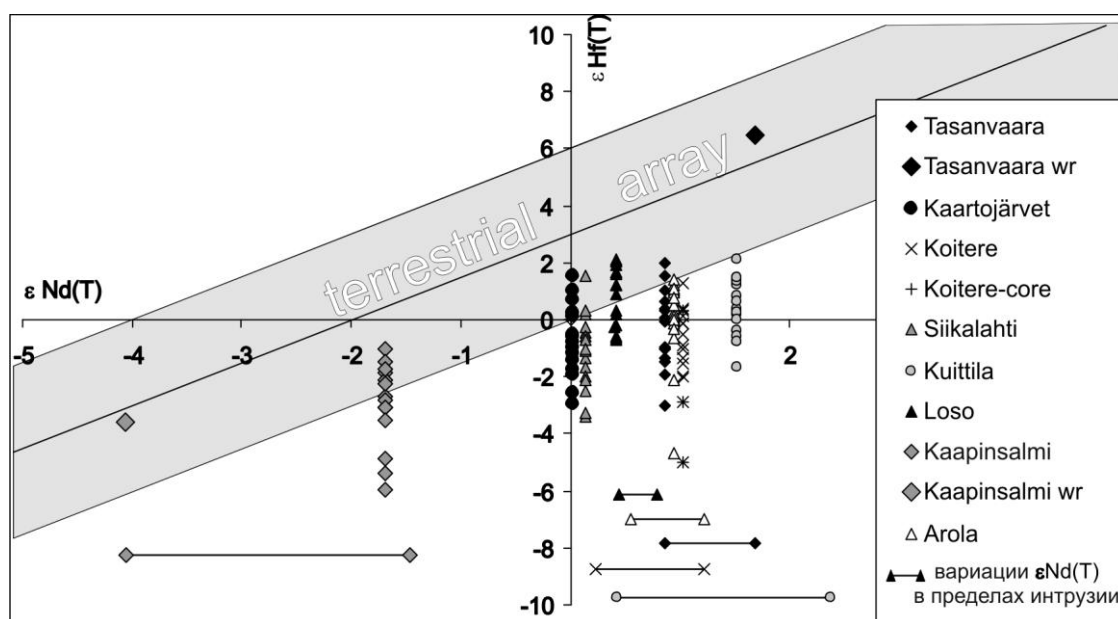


Рис. 10.11. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Hf}(t)$ для санукитоидов Финляндии. Использованы данные из (Heilimo et al., 2013, Vervoort et al., 1996).

В случае, когда магматические цирконы будут наследовать изотопный состав Hf от контаминированного расплава (а не ксеногенного циркона), изотопный состав Hf цирконов и породы в целом будет одинаковым. С этим вариантом согласуется изотопный состав санукитоидов Каапинсалми, в которых не обнаружено ксеногенных цирконов и изотопный состав Hf цирконов и породы в целом совпадает (рис. 10.11). Причиной положения составов цирконов ниже (правее) области ТА, в данном случае, может быть меньшая чувствительность изотопной системы Nd, по сравнению с изотопной системой Hf, к контаминации материалом коры. Это связано с тем, что санукитоиды обогащены LREE (следовательно, и Nd) по сравнению с породами коры, тогда как содержания Hf и Lu в верхней коре и санукитоидах сходны.

В обоих рассмотренных сценариях нарушения корреляции между значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ породы и $\epsilon_{Hf}(t)$ цирконов изотопный состав Hf цирконов будет ближе к составу контаминанта, по сравнению с изотопным составом Nd, поэтому можно сделать вывод, что контаминантом рассмотренных санукитоидов Финляндии были породы с возрастом 2.9 – 3.2 млрд лет, что подтверждается присутствием в некоторых санукитоидах ксеногенных цирконов или ядер такого возраста (табл 10.1).

Древний модельный возраст ($t_{HfDM} > 2.9$ млрд. лет) и нарушение магматической корреляции между изотопным составом Nd(WR) и Hf(Zr) установлены для всех изученных санукитоидов Финляндии, вне зависимости от того, были в них обнаружены древние цирконы и ядра, или нет. Из этого следует вывод, что все рассмотренные санукитоиды Финляндии претерпели контаминацию древними породами коры.

Для большинства контаминированных массивов санукитоидов наблюдается связь между отклонением разных геохимических и изотопных характеристик в сторону коровых значений. На рис. 10.12 видно, что санукитоиды с мантийными значениями $\mu(KFsp)$ содержат больше REE, чем санукитоиды с коровыми значениями $\mu(KFsp)$.

Известково-щелочные санукитоиды Каапинсалми имеют самые низкие среди санукитоидов БЩ значения $\epsilon_{Nd}(t) = -2.2 - -1.3$, $\epsilon_{Hf}(t) = -6 - -1$ и высокие значения $\mu > 11$ (табл 10.1). Санукитоиды Койтере, имеющие промежуточный состав между известково- и умереннощелочной сериями, имеют значения $\epsilon_{Nd}(t) = +0.5 - +1.2$, $\epsilon_{Hf}(t) = -2 - +1.3$ и значения $\mu = 10.4-10.9$ (табл 10.1). Умереннощелочные санукитоиды Нильсия имеют значения $\epsilon_{Nd}(t) = +0.9 - +1.4$ и значения $\mu 9.8 - 10.5$ (табл 10.1).

Изотопный состав Pb, Hf и O санукитоидов Каапинсалми соответствует ТТГ породам Финляндии с возрастом > 3.2 млрд лет, а санукитоидов Койтере - региональной архейской коре (Heilimo et al., 2013 и ссылки в ней). При этом все контаминированные

санукитоиды сохраняют высокий индекс магнезиальности, что свидетельствует об их первично мантийной природе.

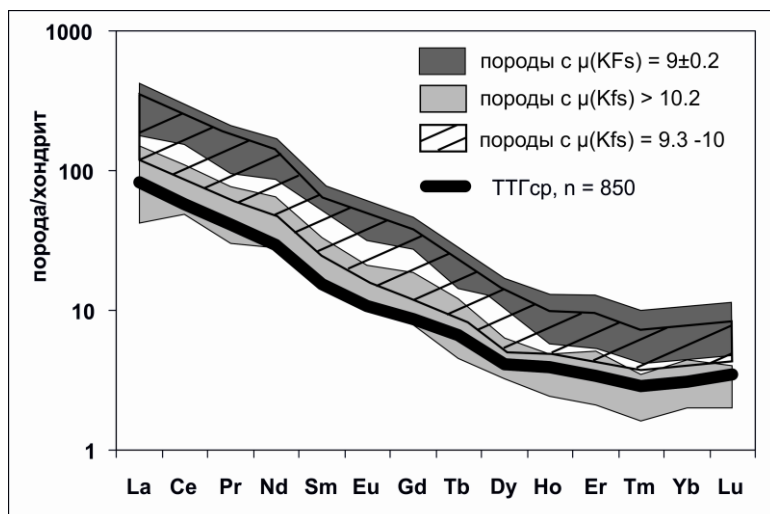


Рис. 10.12. Распределение REE в образцах, для которых был измерен изотопный состав Pb в KFsp (Егорова, Лобиков, 2013). Распределение REE в архейских ТТГ Балтийского щита дано для сравнения.

Подводя итог, можно сделать вывод, что наиболее вероятным контаминантом для санукитоидов, который смог бы обеспечить присутствие в их составе разновозрастных ксеногенных цирконов, понижение значений $\epsilon_{Nd}(t)$, $\epsilon_{Hf}(t)$ и высокие значения μ , при невысоких значениях $\delta^{18}O$ (Zrn)cp. +5.5 SMOW, ‰, и наблюдаемых особенностях химического состава, являются ТТГ породы, преобладающие в строении средней - верхней коры БЩ. В единичных случаях (интрузии Куйттила и Сиикалахти) контаминантом могли также служить осадочные породы.

Механизмы контаминации

Контаминация мантийного источника флюидами/расплавами, отделившимися от океанической коры, погружающейся в зоне субдукции.

С коровой природой обогащения мантийного источника не согласуется, как было показано выше, наличие в строении санукитоидных интрузий ранних фаз ультраосновного – основного состава, имеющих мантийный изотопный состав Pb, Nd и Sr, при высоком содержании несовместимых элементов (табл 10.1).

Ассимиляция во время фракционной кристаллизации

Процессы ассимиляции корового материала во время фракционной кристаллизации (AFC) сопровождаются изменением изотопно-геохимического и химического состава пород (увеличение вклада корового компонента) от ранних к поздним фазам интрузий.

Такая тенденция, увеличение начального $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) отношения, уменьшение $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, в поздних (более кислых) фазах по сравнению с ранними фазами, была показана в главе 8 для санукитоидных интрузий Бергаул и Панозеро. Такая же закономерность была установлена для санукитоидов Канады (Shirey, Hanson, 1986; Stevenson et al., 1999) и Анабарского щита (Гусев, Ларионов, 2011).

Ассимиляция корового материала санукитоидными расплавами во время фракционной кристаллизации (AFC) для санукитоидных интрузий Канадского щита была установлена на основании анализа изотопного состава Nd и Pb и отношений Th/Co в породах (Stevenson et al., 1999). Контаминация вмещающими ТТГ породами показана для второй (последней) фазы санукитоидного массива Талловейс (Западная Карелия, Балтийский щит) (Ларионова и др., 2007).

Таким образом, механизмы AFC могли привести к вариациям в составе, по крайней мере, некоторых санукитоидных массивов БЩ.

Смешение мантийного и корового расплавов.

Модель, удовлетворительно описывающая этот процесс, была предложена для объяснения вариаций составов пород санукитоидного комплекса Клосепет (Индия) (Moyen et al., 2001). Смешение расплавов, в отличие от контаминации обломками твердых пород, может происходить в любых пропорциях и приводить к большей гомогенизации вещества.

Оценка объемной доли контаминации санукитоидных расплавов материалом коры.

Степень отклонения изотопных характеристик санукитоидов в сторону коровых значений зависит от исходного состава санукитоидного расплава, возраста и состава контаминанта и его объемной доли, поэтому проведенный ниже анализ объемной доли контаминации санукитоидных расплавов материалом коры носит оценочный характер. В качестве контаминанта использованы составы древних ТТГ пород Водлозерского домена и Западной Карелии (Чекулаев, 1996). За изотопный состав исходного мантийного расплава принят средневзвешенный состав неконтаминированных санукитоидов, сохранивших мантийные изотопные характеристики.

Оценка объемной доли контаминации мантийных санукитоидных расплавов материалом коры произведена с использованием формулы: $X_m = (\epsilon_c - \epsilon_r) \text{Nd}_c / [\epsilon_r (\text{Nd}_m - \text{Nd}_c) - (\epsilon_m \text{Nd}_m - \epsilon_c \text{Nd}_c)]$ (Jahn et al., 2000), где X_m , % - мантийный компонент (неконтаминированные санукитоиды ВКГ); ϵ_c , ϵ_r , ϵ_m - изотопный состав корового компонента, измеренный для породы и мантийного компонента, соответственно, Nd_c , Nd_m - концентрации Nd в коровом и мантийном компонентах, соответственно.

Использованные параметры: $\epsilon_m = +1.6$ (значение, соответствующее эрохроне, построенной для санукитоидов ВКГ (рис 10.13)); $\epsilon_c = -6.5$ и -10.6 (ср. состав ТТ-пород ВД, пересчитанный на 2.73 млрд лет – усредненный возраст санукитоидов БЩ), $Nd_m = 15-60$ ppm (с учетом предполагаемой предшествующей фракционной кристаллизации санукитоидных расплавов); $Nd_c = 11, 17, 25$ ppm (реальные содержания в ТТ-породах БЩ).

Для расчета концентрации Nd (как и других элементов) в контаминированном расплаве при разных V, % контаминации использована классическая формула масс-баланса $C_{iL} = X_m * C_{im} + (1 - X_m) * C_i$, где C_{iL} – концентрация элемента в контаминированном расплаве, C_{im} и C_i концентрации элементов в конечных членах: мантийном расплаве и контаминанте, соответственно, и X_m доля мантийного расплава в контаминированном расплаве. Ниже приведены результаты расчетов объемной доли контаминации мантийных санукитоидных расплавов веществом коры ТТГ состава для разных массивов санукитоидов БЩ.

Восточная Карелия

Бергаулский массив. Монцограниты - гранодиориты второй фазы отличаются от диоритов первой фазы менее радиогенным изотопным составом Nd. Часть монцогранитов имеет значения $t_{DM}(Nd)$ – 2.8 - 2.85 млрд лет (табл 8.3). Для обр. 101 был рассчитан Pb-Pb модельный возраст по двухстадийной модели (Stacey & Kramers, 1975) так же равный 2.85 млрд лет, которому соответствует верхнекоровое значение $\mu = 12.1$ (табл 8.2). В породах этой группы были обнаружены ксеногенные цирконы с возрастом около 2.85 млрд лет (обр 51a, Арестова и др., 2012). Теоретически, эти породы могут быть результатом ассимиляции около 15% древних ТТ-пород, так как содержат сопоставимое с ними количество Nd (белая стрелка на рис 10.13a).

С другой стороны, часть монцогранитов - гранодиоритов массива характеризуются более древними значениями $t_{DM}(Nd) = 3.1-3.3$ млрд лет (табл. 8.3). Чтобы получить такой состав неодама монцогранитам необходимо ассимилировать около 70-80% среднего состава ТТ-пород ВД с $\epsilon_{Nd}(2.74) = -6.5$ (полосатая стрелка на рис 10.13a), что невозможно при механической контаминации. Ю. А. Ларионова с соавторами также пришли к выводу о невозможности получения последних фаз пород Бергаулской интрузии за счет контаминации санукитоидного расплава веществом коры (Ларионова и др., 2007). На этом основании ими высказано предположение о самостоятельном *нижнекоровом* источнике этих пород (Ларионова и др., 2007). Однако, все монцограниты имеют сходный геохимический состав и обладают геохимическими характеристиками санукитоидов ($mg\# = 0.5$, $Ba > 1000$ ppm, Sr ок. 1000 ppm (табл. 7.1, 10.1 и табл. 4 в приложении)). Коровый источник не мог обеспечить эти породы санукитоидными характеристиками, а

механическая контаминация не могла обеспечить изотопный состав монцогранитов. Состав пород последней фазы Бергаулского массива может быть результатом смешения вещества из корового и обогащенного мантийного источников. Так как ранние фазы Бергаулского массива имеют мантийный изотопный состав неодима, контаминация мантийного источника коровым веществом во время субдукции, не подходит в качестве механизма мантийно-корового взаимодействия. Остается только один вариант – взаимодействие расплавов из разных источников: обогащенного мантийного (санукитоидного) и корового. Этот процесс должен был происходить по принципу AFC, с той разницей, что вместо ассимиляции вмещающих пород, происходило смешение расплавов из разных источников, внедрившихся в одну магматическую камеру.

Так как породы последней фазы имеют высокое значение начального $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) отношения, их коровым источником не могли быть породы нижней коры, обедненные ураном. Гетерогенный изотопный состав при однородном химическом составе этих пород свидетельствует либо о неравномерности процессов смешения, либо о неоднородности источника. Нельзя исключать и то, что причиной очень низких значений ε_{Nd} (2.74) части монцогранитов могли быть метаморфические процессы.

Хаутаваарский и Чалкинский массивы. Расчеты смешения показали, что вариации в составе санукитоидов Хаутаваарского массива могут быть объяснены контаминацией мантийных санукитоидных расплавов 10 -20 % древних пород ТТГ – состава с $\varepsilon_{\text{Nd}}(2.74) = -10,6$ (рис 13б). Чтобы получить состав санукитоидов Чалкинского массива объем такого же контаминанта должен составлять около 40% (рис 13б). Скорее всего, в данном случае так же, как и в примере с Бергаулским массивом, механизм контаминации представлял собой смешение расплавов из разных источников. В пользу этого говорит и большой размер Чалкинской интрузии (табл 5.3), при однородном составе пород с содержанием SiO_2 62 %, что невозможно обеспечить плавлением мантийного источника.

Западная Карелия

Костомукинский комплекс. Некоторые санукитоиды второй фазы массива Таловейс имеют более радиогенный состав Nd, чем диориты первой (табл. 8.3, рис. 8.10). А.В. Самсонов и Ю. А. Ларионова объясняют эту особенность контаминацией пород второй фазы молодыми ювенильными ТТГ при внедрении (Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007). Менее радиогенный состав неодима санукитоидов первой фазы, по сравнению с таковым ДМ, интерпретируется, как результат перерыва между обогащением мантийного источника в ходе субдукции и его плавлением (Самсонов и др., 2004; Ларионова и др., 2007).

Гранодиорит обр. 13 второй фазы массива Таловейс имеет $\epsilon_{\text{Nd}}(2.72) = +0.1$ и ложится на эрохрону, построенную для диоритов и лампрофиров (табл. 8.3, рис. 8.10), т е можно считать, что он не обогащен радиогенным неодимом, как некоторые гранодиориты второй фазы, а значит не был контаминирован ювенильной корой. С другой стороны, этот образец имеет коровое значение $\mu = 11$. Граниты (обр. 22), расположенные вблизи массива Таловейс, имеют отличный от санукитоидов геохимический состав (более низкие значение $\text{mg\#}$ 0.42, содержание Ba 666 ppm, Sr 196 ppm и LREE Nd = 6.5 ppm) и изотопный состав неодима ($\epsilon_{\text{Nd}}(2.72) = -4.6$, $t_{\text{DM}}(\text{Nd}) = 3.3$ млрд лет). При этом для обр. 13 – санукитоида и 22 – гранита, был получен идентичный изотопный состав свинца: $\mu = 11$ и Pb-Pb – модельный возраст – 2.75 млрд лет (глава 8, табл 8.2).

Возможно, что гранитный расплав, образованный в результате плавления древних пород фундамента, внедряясь в верхние уровни коры близко по времени с санукитоидным расплавом, контаминировал его. Это могло привести к повышению значений μ и снижению значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в породах Костомукшского санукитоидного комплекса. На рис. 10.13б видно, что большинство санукитоидов Костомукшского комплекса имеют близкие (в пределах погрешности) значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ около 0. В данном случае, возможно, что санукитоидный расплав ассимилировал около 20% корового расплава (белая стрелка, рис. 10.13 б), а затем испытал фракционирование с образованием пород массива от диоритов до гранодиоритов/трондьемитов (полосатая стрелка, рис. 10.13б).

Массивы Тасанваара и Куйттила. Расчеты смешения показали, что вариации в составе санукитоидов могут быть объяснены разной степенью контаминации (в среднем 10 %) мантийных санукитоидных расплавов древними породами ТТГ – состава (серая стрелка, рис 10.13в). Это подтверждается присутствием в санукитоидах Куйттила древних ядер в цирконах, а также древними модельными возрастами $t_{\text{DM}}(\text{Hf})$ (табл 10.1).

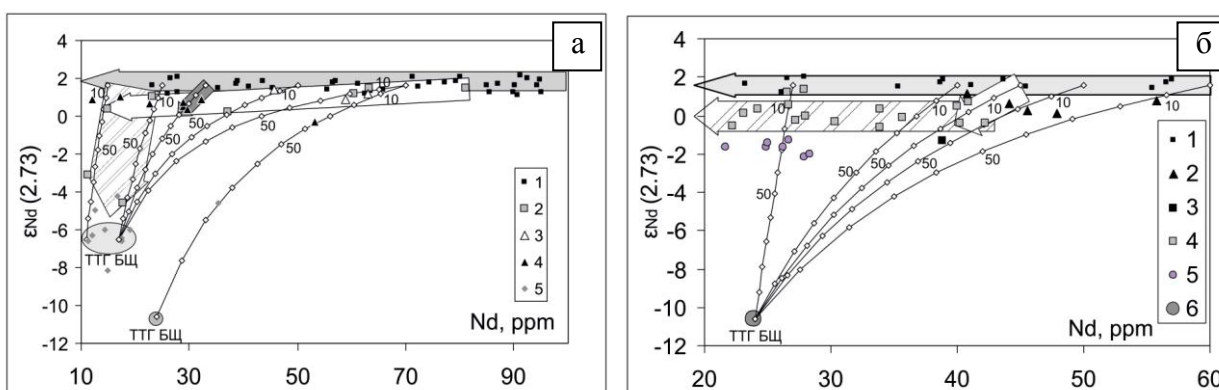
Массив Койтере. Санукитоиды характеризуются значениями $t(\text{Pb}) = t_{\text{DM}}(\text{Nd}) \sim 2.83$ млрд лет, $t_{\text{DM}}(\text{Hf})_{\text{ср.}} = 3$ млрд лет и содержат древние ядра в цирконах с возрастом от 2.77 до 3.02 млрд лет (табл 10.1). Этот массив имеет огромные размеры (40x50 км²), что свидетельствует о большой степени плавления источника. При этом среднее содержание SiO₂ в породах массива = 65 вес. %. Такие объемы средне-кислого расплава невозможно выплавить напрямую из мантии, даже при высоких концентрациях воды. Для сравнения, размеры умереннощелочных интрузий санукитоидов не превышают первых км в поперечнике. Этот аргумент справедлив также по отношению к другим крупным известково-щелочным интрузиям санукитоидов (Поросозеро, Куусамо-Пяозеро, Чалка, Нюк и др. (табл 5.3)). Согласно модели Б. Джана (Jahn et al., 2000) состав санукитоидов Койтере можно получить при смешении мантийного санукитоидного

расплава, претерпевшего фракционную кристаллизацию, с 15-30% корового расплава ТТГ состава (темно-серая стрелка, рис 10.13в).

Массив Каапинсалми. Для пород получено начальное значение $\mu \geq 11$ (Heilimo et al., 2013). Их модельный возраст ($t_{Nd(DM)}$ и $t_{Hf(DM)}$) древнее 2.9 млрд. лет (табл. 10.1). Цирконы имеют самые низкие отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ и $^{176}Lu/^{177}Hf$, по сравнению с другими рассматриваемыми санукитоидами. Все это свидетельствует о древнем коровом источнике для этих пород. С другой стороны, они характеризуются высокой магнезиальностью (ср. 0.57), содержанием $Cr_{ср.} - 144$ ppm, что возможно только для пород мантийного происхождения. Расчеты показали, что получить такие составы возможно при смешении мантийного санукитоидного расплава с 25 - 30 % корового расплава из древнего источника с $\epsilon_{Nd}(2,73) = -10.6$ (рис. 10.13б). Интересно, что, не смотря на все свидетельства участия древней коры в их формировании, в санукитоидах Каапинсалми не обнаружено древних ядер в цирконах. Возможной причиной отсутствия U-Pb изотопных свидетельств ксеногенной природы цирконов может быть потеря последними радиогенного Pb, при сохранении изотопного состава Hf (который в отличие от Pb входит в кристаллическую решетку). Это возможно, если температура расплава была в пределах 1000-1400°C, что выше температуры закрытия U-Pb системы в цирконе, но ниже температуры его плавления. В этом случае, U-Pb возраст циркона будет близок к возрасту кристаллизации массива, а изотопный состав Hf будет отражать возраст источника циркона.

Кольский п-в.

Состав санукитоидов Кольского п-ва можно получить при смешении мантийного санукитоидного расплава с 10-30 % корового расплава (рис 10.13а).



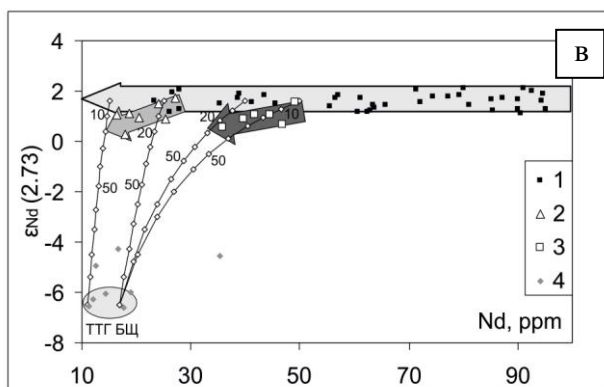


Рис. 10.13. Смешение мантийного санукитоидного расплава (1) с корой ТТГ-состава.

а) – санукитоиды массивов: Бергаул (2), Нильсия (3), Кольского п-ва (4); ТТГ БЩ (5). б) – санукитоиды массивов: Хаутаваара (2), Чалка (3), Костамукшского комплекса (4), Каапинсалми (5); ТТГ БЩ (6). в) – санукитоиды массивов: Куйттила и Тасанваара (2), Койтере (3); ТТГ БЩ (4).

Стрелки показывают изменение состава санукитоидов: горизонтальные – при фракционной кристаллизации (FC) и диагональные – при ассимиляции во время фракционной кристаллизации (AFC).

Таким образом, мантийно – коровый изотопный состав Nd большинства санукитоидов Западной Карелии, Кольского п-ва, а также некоторых санукитоидов Восточной Карелии можно получить при смешении мантийных санукитоидных расплавов, частично претерпевших фракционную кристаллизацию, с анатектическими коровыми расплавами в соотношении от 10:1 до 3:2. Эти результаты подтверждаются расчетами масс-баланса по главным и редким элементам.

Из всего выше сказанного следует, что наиболее подходящим механизмом коровой контаминации санукитоидов является смешение расплавов из разных источников (метасоматизированной мантии и континентальной коры) во время внедрения и/или фракционной кристаллизации (AFC).

Подводя итог, можно сделать важный вывод: коровые характеристики в составе части санукитоидов Балтийского щита связаны с коровой контаминацией во время внедрения в кору, следовательно, не должны использоваться при моделировании состава и условий образования метасоматизированного мантийного источника санукитоидов.

Таблица 10.1. Основные характеристики санукитоидов БЩ.

массив	порода (фаза)	SiO ₂ вес. %	mg#	Na ₂ O+ K ₂ O	Ba, ppm	Sr, ppm	Nd, ppm	t, млрд лет	t, ксен. Zrn
Западная Карелия									
<i>Каапмсалми</i>	гранодиорит	64	0.57	6.1	960	500	27	2.72	
<i>Кургенлампи (Таловейс)</i>	диорит-кв. диорит	59- 64	0.52	5.7-7.5	1000	650	35	2.71	
	гранодиорит- трондьемит	68	0.46	6.9	1280	500	28	2.72	2.79, 2.75
Каартоярвет	монцонит-диорит	53	0.68	6.0	640	400	22	2.72	
<i>Койтере</i>	гранодиорит	65	0.5	7.8	1260	810	38	2.72	2.77,3 .02
<i>Арола</i>	гранодиорит	68	0.51	7.6	1260	750	27	2.72	2.84,2 .79
Лосо	диорит	58	0.59	6.8	990	860	73	2.72	
Сиикалахти	кв. монцонит	67	0.5	8.3	1700	870	36	2.68	2.79,2 .81
Нильсия	кв. монцонит	63	0.47	8.6	1700	710	56	2.73	3.2
<i>Нюк</i>	гранодиорит	66	0.49	7.6	960	780	27	2.71	2.74
<i>Куйттила</i>	тоналиты- трондьемиты	63- 70	0.51	7.3	950	750	17	2.74	2.86, 3.22
Северная Карелия									
<i>Куусамо- Пяозеро</i>	диориты - грано-диориты	64	0.52	6.8	1100	750	30	2.72	2.74
Пяозеро	габбро	48	0.52	6.4	1330	1180	100		
	сиениты	58	0.43	9.5	1480	1320	60		
Восточная Карелия									
Западное Хижярви	габбро	51	0.63	2.8	830	1100	100	2.75	
	сиенит - кв. сиенит	60- 63	0.42	10.0	2000	1800	65	2.74	2.75
Сяргозеро - Шаравалампи	ультрамафит- мафиты	42.8 - 50	0.66 - 0.5	2.3 - 6.6	400 - 1300	960 - 1800	230 - 80		
	габбро - кв. диорит	51 - 58	0.62- 0.5	6.3-8.2	1300	1300	80		
	сиенит - кв. сиенит	53 - 64	0.46 -0.36	9.4	1800	1400	165 -60	2.74	2.75
	граносиенит- монцогранит	68	0.38	9.0	1350	1200	22	2.74	2.8
Панозеро	монцогаббро	48	0.57	5.6	1700	1300	95		
	монцодиорит 1	55	0.55	8.8	2178	1745	64	2.76	
	монцодорит 2	55	0.54	7.5	1512	1306	50	2.74	
	монцодиорит - кв. монцодиорит	61	0.54	8.3	1656	1081	44		
	кв. монцодиорит	66	0.53	9.2	1606	890	29	2.74	
Бергаул	диорит - кв. диорит	54- 67	0.56	7.1-8.1	1100- 2300	950- 630	80- 62		
	монцогранит	71	0.49	8.2	1570	950	19	2.73	2.85
Эльмус	габбро	49	0.73	2.8	1120		294		
	кв. монцонит	62	0.60	9.3	2480	1260	89	2.74	
Хаутаваара	монцонит	56	0.61	7.4	1900	730	61	2.74	
	кв. сиенит - монцогранит	68	0.44	9.0	1400	390	43	2.74	2.77
<i>Чалка</i>	гранодиорит	62	0.52	6.4	1000	550	34	2.74	

массив	порода (фаза)	SiO ₂ вес. %	mg#	Na ₂ O+ K ₂ O	Ba, ppm	Sr, ppm	Nd, ppm	t, млрд лет	t, ксен. Zrn
Кольский п-в									
<i>Поросозеро</i>	габбро-диорит	54	0.52	4.7	570	442	53	-	-
	кв. монцодиорит-гранодиорит	61-66	0.48	5.9	600	650	25	2.73	
<i>Колмозеро</i>	гранодиорит	62	0.48	6.1	610	500	25	2.73	

Продолжение таблицы 10.1

массив	порода (фаза)	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{DM}Nd$ млрд лет	$\epsilon_{Hf}(t)$	$t_{DM}Hf$, млрд лет	$^{87}Sr/^{86}Sr(i)$	μ (t)**	$\delta^{18}O$ SMOW, ‰
Западная Карелия								
<i>Каапмнсальми</i>	гранодиорит	-1.3 - -2.2	2.95 - 3.08	-6 - -1	3.04-3.22		>11	5.69
<i>Кургенлампи (Таловейс)</i>	диорит-кв. диорит	-0.6 - +0.7	2.9 - 2.96			0.7012-0.7024		
	гранодиорит-трондьемит	-0.7 - +1.4	2.82 - 2.91				11	
<i>Каартоярвет</i>	монцонит-диорит	0.0	2.87	-3 - +1.6	2.93-3.11			5.43
<i>Койтере</i>	гранодиорит	+0.5 - +1.2	2.79 - 2.84	-2.1 - +1.3 -5- +0.3'	2.95-3.08 3.2		10.4-10.9	6.14
<i>Арола</i>	гранодиорит	+0.5 - +1.1	2.8 - 2.85	-4.7 - +1.4	2.95-3.18			5.06
<i>Лосо</i>	диорит	+0.4 - +0.8	2.82 - 2.84	-0.7 - +2.1	2.92-3.02			
Сиикалахти	кв. монцонит	+0.1	2.82	-3.4 - +1.6	2.9 - 3.1			8.5
Нильсия	кв. монцонит	+0.9 - +1.4	2.75 - 2.8				9.8-10.5	5.66
<i>Нюк</i>	гранодиорит	+0.5 - +1.9	2.73 - 2.85					
<i>Куйттила</i>	тоналиты-трондьемиты	0 - +2.2	2.73 - 2.9	-1.6 - +2.1	2.93-3.07			7.05 5.17'
Северная Карелия								
<i>Куусамо-Пяозеро</i>	диориты - гранодиориты	+0.6 - +2.2	2.74 - 2.83				9.1 - 10.2	5.99±0.39
Пяозеро	габбро	+1.9	2.75					
	сиениты	+1.2 - +2.0	2.74 - 2.81					
Восточная Карелия								
Западное Хижярви	габбро	+1.9 - +2.0	2.75-2.76				9	5.97±0.57
	сиенит - кв. сиенит	+1.2 - +2.1	2.75 - 2.81				9.3	6.06±0.44
Сяргозеро – Шаравалампи	ультрамафит-мафиты	+1.0 - +2.0	2.74 - 2.82					
	габбро - кв. диорит	+1.2 - +1.5	2.77 - 2.81					
	сиенит - кв. сиенит	+1.1 - +1.8	2.75 - 2.81					
	граносиенит-монцогранит	+1.5	2.77					

Восточная Карелия								
массив	порода (фаза)	$\epsilon_{Nd}(t)$	$t_{DM}Nd$ млрд лет	$\epsilon_{Hf}(t)$	$t_{DM}Hf$, млрд лет	$^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$	μ (t)**	$\delta^{18}O$ SMOW, ‰
Панозеро	монцогаббро	+1.5 - +1.8	2.76 - 2.79			0.7015 - 0.7017*	8.8-9.2	5.31
	монцодиорит 1	+1.4 - +1.9	2.76 - 2.79				9-9.4	6.63±0.63
	монцодорит 2	-0.1, +1.2	2.81, 2.9				8.9-9.8	6.82
	кв. монцодиорит	+1.5, +2.7	2.78, 2.7					
	кв. монцодиорит	-1.8, +1.2-+2.0	2.75-2.81, 3.0				9.5-10.8	6.31, 7.59
Бергаул	диорит - кв. диорит	+1.2 - +1.5	2.78 - 2.8					
	монцогранит	-4.6 - +1.1	2.8 - 3.28				12.1	
Эльмус	габбро	+1.4 - +2.0	2.75 - 2.79					
	кв. монцонит	+1.3 - +2.1	2.74 - 2.8			0.7028	9-9.9	5.12±0.6
Хаутаваара	монцонит	+0.1 - +0.8	2.86 - 2.92					
	кв. сиенит - монцогранит	+0.2 - +1.1	2.82 - 2.87					
Чалка	гранодиорит	-1.3	2.98					
Кольский п-в								
Поросозеро	габбро-диорит	-0.3-+0.9	2.86 - 2.95			0.7022		
	кв.монцодиорит-гранодиорит	+0.5 - +1.1	2.84 - 2.89			0.7012-0.7021		
Колмозеро	гранодиорит	+0.4	2.88			0.7012		

Примечания к таблице: **жирным шрифтом выделены названия массивов, сложенные породами умеренно-щелочной серии**, курсивом – известково-щелочной серии, прямым шрифтом – санукитоиды пограничного состава.

* - приведены значения для неизмененных образцов, подробности даны в главе 8, ** - принципы и метод расчета величины μ (t)** - описаны в главе 8, 5.17 ± 0.31 – значение, полученное для ядер цирконов.

Полные данные и ссылки на источники приведены в соответствующих таблицах 5.1-5.3, 7.1, 8.1-8.5 и в тексте.

Выводы:

1. Метасоматизированный мантийный источник первичных санукитоидных магм Балтийского щита имел Carb - Ap – Rut – Gnt – Phl – Amph – CPx – Opx – Ol состав и изотопные характеристики: $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)} = 0.70171 \pm 0.00052$, $^{238}U/^{204}Pb$ (μ) = 9 ± 0.2 , $\epsilon_{Nd}(T) = +1.7 \pm 0.4$. Он был сформирован в результате метасоматоза субконтинентальной литосферной мантии, отвечающей по составу гранатовому лерцолиту. Агентами метасоматоза были глубинные (мантийные) C-O-H – флюиды, обогащенные щелочами, Ba, Sr и LREE.

2. Формирование мантийных санукитоидных магм происходило в равновесии с $\pm\text{Rut} - \pm\text{Ap} - \text{Gnt} - \text{Phl} - \text{Cpx} - \text{Opx} - \text{Ol}$ реститом, при P около 24 -25 кбар и T около 1150-1160 °C.
3. Образование исходных расплавов клинопироксенит - сиенитовой группы санукитоидов, по-видимому, происходило в условиях большей фугитивности кислорода и меньшей степени плавления, по сравнению с клинопироксенит - монцонитовой группой.
4. Изотопный состав Nd, Pb, Sr, O, C санукитоидов Балтийского щита свидетельствует, что часть санукитоидов восточной части Фенно-Карельской провинции сохраняют архейские мантийные изотопные характеристики, что делает гипотезу об исходной коровой составляющей мантийного источника (модель контаминации мантии в ходе субдукции) маловероятной.
5. Санукитоиды западной части Фенно-Карельской провинции и Кольско-Норвежской провинции, а также некоторые фазы массивов восточной части Фенно-Карельской провинции имеют многочисленные свидетельства участия корового материала в их генезисе, такие как ксеногенные цирконы, значения: $\mu > 10$, пониженные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ до -4.6, $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ до -4.7.
6. Состав контаминанта санукитоидов Балтийского щита близок по составу породам ТТГ –серии.
7. Механизмом коровой контаминации мантийных санукитоидных расплавов, в одних случаях была ассимиляция корового материала во время фракционной кристаллизации, в других - смешение расплавов мантийного и корового происхождения.

Глава 11. Возможные геодинамические модели образования санукитоидов

При построении объективных моделей формирования санукитоидов необходимо учитывать их пространственно-временную связь с умереннощелочным и щелочным магматизмом, которая установлена для большинства архейских провинций. Со многими санукитоидными интрузиями связано становления даек лампрофиров и даже лампроитов (Лобач-Жученко и др., 2005в), в некоторых провинциях санукитоиды ассоциируют с интрузиями щелочных гранитов (Австралия (Smithies, Champion, 2000); Кольский п-в (Петровский, Петровская, 2009)), сиенитов и карбонатитов (Канада (Sutcliffe et al., 1990) и Финляндия (Mikkola et al., 2011б)).

Становлению санукитоидов в террейне Кианта предшествовал щелочной карбонатитовый магматизм, в Водлозерском домене - формирование конгломератов и аренитовых кварцитов; в Кольско-Норвежской провинции близко по времени с санукитоидами были сформированы габбро-лабродоритовые интрузии и рапакивиобразные граниты в Мурманском террейне, а позднее, на этапе 2.68 – 2.63 млрд лет – анорогенные магматические комплексы в Кейвском блоке, что указывает на существование внутрикратонного режима на территории БЩ в начале неоархея. Близость по времени разного по составу и источникам магматизма, имевшего место на БЩ в неоархее не соответствует предлагаемой некоторыми исследователями модели выплавления санукитоидных расплавов в активных зонах субдукции (Rapp et al., 1999; Martin et al., 2009; Слабунов и др., 2011).

Существующие геодинамические модели плавления метасоматизированной мантии

Происхождение санукитоидных магм в связи с частичным плавлением метасоматизированной мантии в результате подъема глубинного мантийного вещества принимается большинством исследователей; дискуссионной остается природа и механизм последнего: подъем плюма (Kovalenko et al., 2005), декомпрессионное плавление (Kovalenko et al., 2005), деляминация нижних слоев утолщенной литосферы (Turner et al., 1996; Stevenson et al., 1999) или обрыв слэба на завершающих стадиях коллизии, сменившей субдукцию (Halla et al., 2009).

Деляминация литосферы в качестве механизма, вызывающего подъем мантийного вещества и последующее плавление литосферы, часто используется для объяснения магматической активности на постколлизиионной стадии формирования орогенных областей, в частности формирования родственных санукитоидам по составу шошонитовых лав Тибета и Ba-Sr- гранитоидов Северо-Китайского кратона (Turner et al.,

1996; Qian et al., 2003; Choi et al., 2009). Физическое обоснование этой модели приведено в работах (Turner et al., 1996; Marotta et al., 1998). Длительное воздействие сжимающих напряжений (F_{dc}) во время коллизии приводит к развитию горизонтальных выталкивающих сил (F_b), которые возрастают со степенью утонения литосферы от стадии (а) к стадии (б) (рис. 11.1). В связи с растяжением происходит утонение литосферной мантии, что влечет за собой увеличение потенциальной энергии литосферы, которая препятствует дальнейшему сжатию (б) и может вызвать деламинацию нижней части литосферы, если выталкивающие силы (F_b) превысят движущие сжимающие силы (F_{dc}) на величину, соответствующую пределу прочности литосферы (Turner et al., 1996). Компенсирующий подъем астеносферного вещества вызывает прогрев подошвы литосферы, что приводит к плавлению наименее устойчивых метасоматизированных зон мантии.

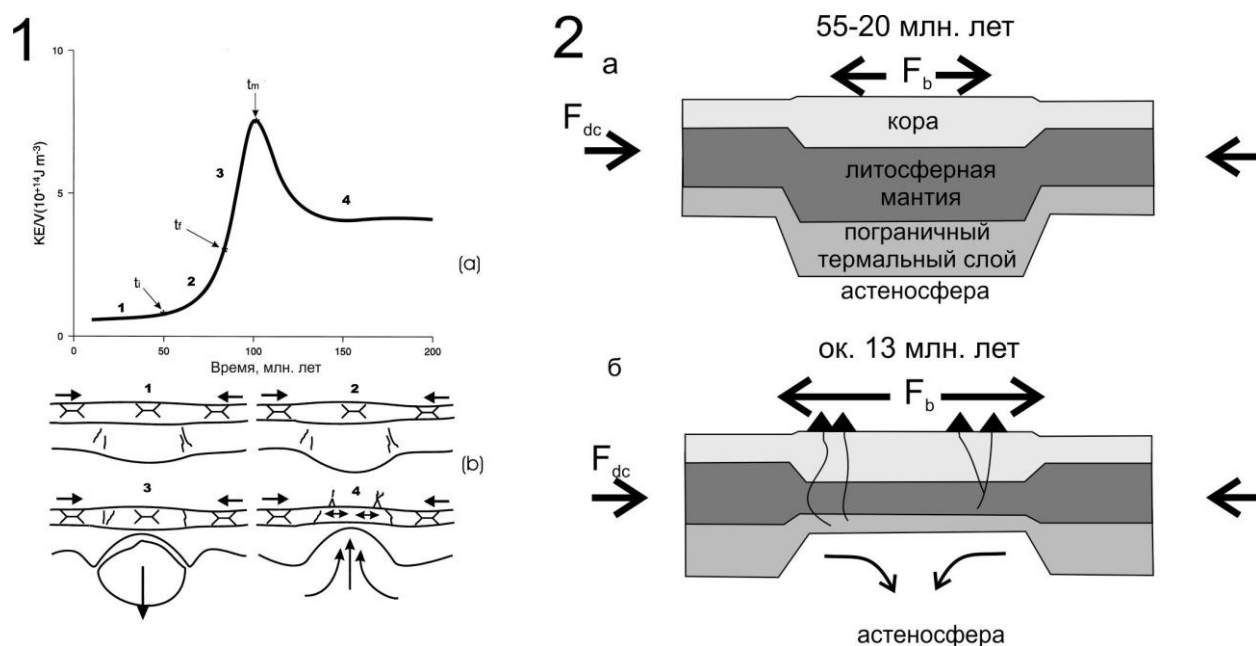


Рис. 11.1. Схематические иллюстрации деламинации нижних слоев литосферы: (1) физическая модель (Marotta et al., 1998), (2) модель формирования шошонитовых лав Тибета (Turner et al., 1996).

Эта модель подразумевает существование мощной коры и длительных сжимающих напряжений – коллизионных процессов, предшествующих деламинации. Хотя для БЩ имеются единичные свидетельства коллизионных процессов в начале неогархей, такие как надвиг Мурманского домена на Кольский п-в (Петровский и др., 2010), в целом, нет

однозначных доказательств существования архейского коллизионного орогена, чтобы обеспечить условия, удовлетворяющие модели деломинации.

Модель подъема мантийных геотерм в результате облома слэба, как и модель деламинации подразумевает существование коллизионного орогена, к этому условию добавляется наличие предшествующей зоны субдукции. Применение этой модели к строению БЩ требует, по крайней мере, нескольких зон субдукции, которые должны были прекратить свое существование почти одновременно, а погружающиеся слэбы испытать синхронный обрыв, чтобы обеспечить распространение санукитоидов по всей территории БЩ. Такое огромное количество допущений ставит под сомнение реалистичность этой модели, во всяком случае, требует ее внимательной детальной проработки.

Модель декомпрессионного плавления не подходит для формирования санукитоидных магм, так как из фазовых соотношений в метасоматизированном мантийном источнике (рис. 10.9) следует, что снижение давления не может привести к образованию санукитоидных расплавов, так как в этом случае не будет сохраняться гранат в рестите.

Таким образом, из предлагаемых моделей подъем плюма наиболее удовлетворяет всем имеющимся данным о строении БЩ, а также составе и условиях формирования санукитоидов, так как может обеспечить мощный прогрев литосферы и ее плавление под всем БЩ. В пользу плюмовой модели говорит щелочной магматизм, близкий по времени с внедрением санукитоидов.

Соотношение во времени метасоматоза мантийного источника санукитоидов и его частичного плавления

Модель 1. Подъем мантийного вещества мог обеспечить не только плавление, но и обогащение литосферной мантии несовместимыми элементами. Во время подъема плюма/астеносферного диапира, сопровождающий его флюидный поток, который благодаря своей мобильности опережает плюм, мог метасоматизировать литосферную мантию, а сам плюм/астеносферный диапир обеспечить необходимое тепло для плавления уже метасоматизированной мантии (Martin et al., 2012).

Модель 2. Существующие вариации в изотопном составе Nd для различных интрузий санукитоидов вынуждают исследователей использовать двухстадийную модель их формирования. Согласно этой модели, метасоматоз мантийного источника существенно отделен от его плавления во времени (Smithies & Champion, 2001; Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Кудряшов и др., 2013 и др). Разница между модельным T_{DMNd} и U-Pb (Zr) возрастом санукитоидов в этой модели принимается за время,

прошедшее между метасоматозом и плавлением источника (Kovalenko et al., 2005). Согласно данной модели, на первом этапе происходит привнос в мантию несовместимых элементов в субдукционной обстановке. На втором этапе происходит частичное плавление метасоматизированного источника в постсубдукционных условиях в результате мантийного апвеллинга (Smithies & Champion, 2000; Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Кудряшов и др., 2013 и др.). Подъем глубинного мантийного вещества мог обеспечить дополнительный привнос несовместимых элементов в источник (Halla et al., 2009).

Первая модель имеет два принципиальных отличия от второй:

1). Отсутствие существенного перерыва между обогащением и плавлением мантии, оба процесса происходят в условиях единого геодинамического режима. 2). Отсутствие коровой компоненты в составе источника (только мантийные агенты метасоматоза).

Вторая модель предполагает: 1) перерыв между обогащением мантии несовместимыми элементами и ее плавлением, которые имели место в разных геодинамических обстановках. По условиям модели 2 этот **перерыв должен соответствовать перерыву между временем субдукции, обеспечивающей метасоматоз мантии, и возрастом санукитоидов (временем частичного плавления мантии)**. (2) За присутствие коровой компоненты в мантийном источнике ответственны флюиды/расплавы, образующиеся в зоне субдукции.

Чтобы ответить на вопрос, какая из приведенных выше моделей удовлетворительно объясняет формирование первичных санукитоидных магм, необходимо решить две задачи: (1) – определить время метасоматоза мантийного источника, (2) – определить природу коровой компоненты в составе санукитоидов: является ли она характеристикой мантийного источника или результатом контаминации расплава при внедрении в кору.

Время метасоматоза мантийного источника санукитоидов

Высокие концентрации в санукитоидах несовместимых элементов, в частности Nd, свидетельствуют об обогащенном характере мантийного источника. Привнос LRE-элементов в мантию должен привести к уменьшению отношения Sm/Nd, что влечет за собой уменьшение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с течением времени по сравнению с необогащенной мантией. Чем больше пройдет времени после обогащения источника, тем сильнее его изотопный состав будет отличаться от состава необогащенной мантии.

Санукитоиды Восточнокарельской группы: массивы Панозеро, Эльмус, Сяргозеро, Шаравалампи и Западное Хижъярви (ВКГ) и 1 фазы Бергаулского массива имеют модельный возраст ($t_{\text{DM}}(\text{Nd})$) по модели DePaolo, 1981) = 2.77 ± 0.04 млрд лет (рис 10.8). U-Pb возраст ранних фаз интрузий (2765 ± 8 – миаскитовые лампроиты, секут породы

первой фазы Панозерского массива, 2748 ± 13 – пироксениты Западно-Хижъярвинской интрузии, см. главу 5) почти совпадает в пределах погрешности с $t_{DM}(Nd)$ (DePaolo, 1981, Nagler, Kramers, 1998) (рис. 10.4). Содержание Nd в этих ранних мафит - ультрамафитовых фазах = 295 – 60 ppm (табл. 9.3). Такие концентрации свидетельствуют о высокой степени обогащения источника LREE, а мантийный изотопный состав Nd – об эндогенной природе агентов метасоматоза. Близость модельного $t_{DM}Nd$ и U-Pb (Zr) возрастов санукитоидов этой группы свидетельствует об отсутствии значительного перерыва между обогащением и плавлением их мантийного источника.

Санукитоиды Западнокарельского домена, р-на Хаутаваарского пояса и Кольско-Норвежской провинции характеризуются пониженными относительно мантии значениями $\epsilon_{Nd}(t)$ (табл. 10.1, рис. 8.13). Разница между U-Pb (Zr) и модельным $t_{DM}(Nd)$ возрастами этих интрузий принимается за временной интервал между обогащением источника и его плавлением (Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Кудряшов и др., 2013 и др.). Этот вывод основан на положении, что санукитоиды сильно обогащены LREE и, в частности, Nd по сравнению с породами коры, поэтому их Sm-Nd изотопный состав не мог быть существенно изменен коровой контаминацией, следовательно, является индикатором условий и процессов формирования источника. Однако, изучение всех массивов санукитоидов БЩ показало, что содержание в них Nd зачастую перекрывается с таковыми в коре (рис 10.8), что опровергает вышеизложенный тезис. Также была установлена связь между содержанием Nd в породе и ее модельным возрастом (рис 10.8): почти все санукитоиды, с содержанием Nd > 70 ppm, имеют $t_{DM}Nd$ (DePaolo, 1981) близкий к возрасту кристаллизации, тогда как большинство санукитоидов с $t_{DM}Nd > 2.8$ млрд лет характеризуются невысоким содержанием Nd.

С другой стороны, если модельный неодимовый возраст примерно соответствует времени метасоматоза источника, который согласно (Kovalenko et al., 2005; Ларионова и др., 2007; Кудряшов и др., 2013 и др) связан с субдукцией, то он должен совпадать со временем субдукции. Тогда санукитоиды, расположенные вдоль одной предполагаемой конвергентной границы, должны иметь близкий изотопный состав Nd. Тем не менее, санукитоиды разновозрастных массивов: Чалка, Хаутаваара и Эльмус, которые секут породы Ведлозерско-Сегозерского ЗКП, маркирующего зону субдукции по (Слабунов и др., 2011; Светов и др., 2011), имеют существенные различия в изотопном составе Nd (табл. 10.1). Санукитоиды, восточной окраины и центральной части ЗКД (включая террейн Кианта) – также имеют различный изотопный состав Nd (рис. 10.8; табл. 10.1). Наоборот, массивы - Западное Хижъярви, Сяргозеро, Шаравалампи, Панозеро, ранние фазы Бергаула и Эльмус, расположенные вдоль структуры, секущей предполагаемую

конвергентную границу между ЦКД и ВД — характеризуются сходным изотопным составом неодима.

Таким образом, для многих санукитоидов Восточной Карелии, сохраняющих мантийный изотопный состав, наряду с высокой магниальностью и высоким содержанием LREE и LILE, установлено отсутствие существенного перерыва между обогащением и плавлением мантии. Для большинства санукитоидов Западной Карелии, Кольского п-ва, а так же Хаутаваарского и Чалкинского массивов установлено, что их изотопный состав Nd не отражает разницу между обогащением и плавлением мантийного источника, а скорее является следствием коровой контаминации (см. также главу 10).

Этот вывод свидетельствует о возможности обогащения и плавления мантийного источника санукитоидных магм по условиям модели 1: в результате подъема плюма/астеносферы, и противоречит модели 2, по условиям которой метасоматоз источника связан с дегидратацией и/или плавлением пород океанической коры, погружающейся в зоне субдукции, а плавление источника происходит уже на следующем этапе в результате подъема мантийного вещества.

Заключение и выводы.

В результате проведенного комплексного анализа геологического строения, петрографического, химического и изотопно-химического составов пород и минералов почти всех известных к настоящему времени интрузий санукитоидов Балтийского щита были сделаны следующие выводы:

Санукитоиды БЩ представлены двумя геохимическими сериями: умереннощелочной и известково-щелочной.

Умеренно-щелочные интрузии преобладают в восточной части Фенно-Карельской провинции (центральной части архейского Фенно-Карельского кратона), имеют многофазное и двухфазное строение, сложены породами от ультрамафитов до монцогранитов, в большей степени сохраняют геохимические и изотопно-геохимические мантийные характеристики.

Известково-щелочные интрузии преобладают в западной части Фенно-Карельской провинции и в Кольско-Норвежской провинции, имеют одно- двухфазное строение и диорит-гранодиорит-плагиогранитный состав. В большинстве случаев содержат свидетельства коровой контаминации.

Метасоматизированный мантийный источник первичных санукитоидных магм Балтийского щита имел Carb-Ap-Rut-Grт-Phl-Amph-Cpx-OPx-Ol состав и изотопные характеристики: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7017 \pm 0.0005$, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (\mu) = 9.0 \pm 0.2$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +1.7 \pm 0.4$. Он

был сформирован в результате метасоматоза субконтинентальной литосферной мантии, отвечающей по составу гранатовому лерцолиту. Агентами метасоматоза были глубинные (мантийные) С-О-Н – флюиды, обогащенные щелочами, Ba, Sr и LREE. Формирование мантийных санукитоидных магм происходило в равновесии с $\pm\text{Rut}\pm\text{Ap}+\text{Grt}+\text{Phl}+\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{Ol}$ реститом, при Р около 24 - 25 кбар и Т = 1150 - 1160 °С.

При внедрении в кору и/или фракционной кристаллизации часть мантийных санукитоидных расплавов испытала контаминацию породами/расплавами ТТГ-состава.

Детальное сравнение санукитоидов с возможными фанерозойскими аналогами показало, что наиболее близкими архейским санукитоидам по геолого-структурной позиции, составу и условиям формирования являются фанерозойские породы постколлизийной Ba-Sr- габбро-гранитоидной серии.

Модель обогащения мантии несовместимыми элементами в результате взаимодействия пород мантийного клина и флюидов/расплавов, отделившихся от погружающейся океанической плиты в зоне субдукции, не подходит для объяснения наблюдаемых изотопно-геохимических характеристик санукитоидов и их вариаций.

Наиболее удовлетворительно проявление санукитоидного магматизма на Балтийском щите в неоархее объясняет модель поднятия мантийного плюма или астеносферного диапира.

Список литературы

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулитогнейсовой области архея – М.: Наука, 1992. 168 с.
2. Арестова Н.А. Природа базальтов архейских зеленокаменных поясов Балтийского щита: источники и геодинамические режимы формирования (на основе анализа геохимических данных) // Региональная геология и металлогения. 2008. № 36. С. 5-18.
3. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Матвеева Л.В. и др. Новые данные о возрасте архейских пород Водлозерского домена (Балтийский щит) и их значение для геодинамических реконструкций // Доклады РАН. 2012а. Т. 442. № 1. С. 67-73.
4. Арестова Н.А., Чекулаев В.П., Лобач-Жученко и др. Корреляция архейских событий Водлозерского домена в свете новых геологических и изотопных данных // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М.Саранчиной. СПбГУ. 2012б. Т.1. С. 46-49.
5. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Пожиленко В.И. Геохронология реперных геологических образований и процессов раннего докембрия Кольского региона // Материалы III Всероссийского совещания: Общие вопросы расчленения докембрия. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2000. С. 24–28.
6. Беляцкий Б.В., Богачев В.А., Голубев А.И., Иваников В.В., Левченков О.А., Филиппов Н.Б. Новые данные по U-Pb и Sm-Nd изотопному датированию архейских и раннепротерозойских магматических комплексов Карелии // Общие вопросы расчленения докембрия. Апатиты, 2000. С. 42-45. (Матер. III Всерос. конф.).
7. Бибикова Е.В., Грачёва Т.В., Макаров В.А., Щипцов В.В. Возраст гранитоидов Ондозерского блока // Докл. АН СССР. 1986. Т.285, №6. С. 1424-1426.
8. Бибикова Е.В., Ветрин В.Р., Кирнозова Т.И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1993. Т. 332. №3. С. 360-363.
9. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Кевлич В.И. U-Pb возраст цирконов из пород Кереевской гранит-зеленокаменной системы в зоне сочленения Карельской и Беломорской структур Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 517-521.

10. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Кирнозова Т.И., Макаров В.А., Борисова Е.Ю., Кевлич В.И. U-Pb геохронология и петрохимия диорит-плагиогранитного батолита. Северная Карелия // Геохимия. 1997. № 11. С. 1154-1160.
11. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шёлд Т., Степанов В.С., Борисова Е.Ю. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, №2. С. 115-140.
12. Бибикова Е.В., Арестова Н.А., Иваников В.В., Клаэссон С., Левченков А., Петрова А.Ю., Малашин М.В., Комаров А.Н. Изотопная геохронология посттектонической ассоциации санукитоидов, сиенитов и гранитоидов в архее центральной Карелии // Петрология. 2006. №1. С. 44-55.
13. Бибикова Е.В., Федотова А.А. Изотопный состав кислорода и состав редкоземельных элементов в цирконах санукитоидов как индикатор генезиса. Материалы XVIII Симпозиума по геохимии изотопов имени академика А.П.Виноградова, Москва, 2007г.
14. Богатилов О.А., Петров О.В., Шарпенков Л.Н. Петрографический кодекс: магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе. СПб, Из-во ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
15. Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока. Апатиты: КолФАН СССР, 1984. 124 с.
16. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров. 2009. Петрология. Т. 17, № 6, С. 578-600.
17. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В., Арестова Н.А. Геологические, петрологические и изотопно- геохимические ограничения геодинамических моделей образования тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 20-38.
18. Геология архея Балтийского щита / Н.Е. Козлов, Н.О. Сорохтин, В.Н. Глазнев и др. СПб.: Наука, 2006. 329 с.
19. Глебова-Кульбах Г.О. Типы нижнепротерозойских гипаббисальных гранитоидов Южной Карелии Труды ЛАГЕД. Л., 1960, Вып. 11. С. 93-110.
20. Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б., Пинаева Н.И., Борисова К.Д. Граниты Южной Карелии // Граниты Кольского п-ва и Карелии. Труды ЛАГЕД. Л., 1963, Вып. 15. С. 161-334.
21. Гусев Н.И., Ларионов А.Н. Неоархейские санукитоиды Анабарского щита. Материалы Всероссийского совещания (с участием иностранных ученых),

посвященного 95-летию со дня рождения академика Л.В.Таусона, «Современные проблемы геохимии», Иркутск, 2012, С. 51-55.

22. Гусева Н.С. Геология и петрология Панозерского санукитоидного плутона (Центральная Карелия). Автореферат дис. канд. г-м. н., СПб., 2006, 26 с.

23. Гусева Н.С., **Егорова Ю.С.** Минералогические свидетельства метасоматоза в породах Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. – СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2010. С. 161-168.

24. Гусева Н.С., Лобач-Жученко С.Б., Скублов С.Г., Ларионов А.Н. Длительность формирования Панозерского санукитоидного комплекса (Центральная Карелия) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геологии. Т.1. СПб. 2009. С. 156-159.

25. Гусева Н.С., Скублов С.Г. Геохимия породообразующих и акцессорных минералов пород Панозерского санукитоидного комплекса // Записки Российского минералогического общества. 2011. Ч. CXXXX. №4. С. 9 – 26.

26. Дмитриева А. В. Сяргозерский субщелочной комплекс Центральной Карелии // Материалы XXII молодёжной научной школы-конференции, памяти К.О. Кратца. Апатиты. 2011. С. 62-66.

27. Добржинская Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция Кольской серии // М.; Л., 1978. 147 с.

28. **Егорова Ю.С.** Позднеархейские серии умеренно-щелочных пород Карелии на примере санукитоидного Эльмусского и сиенитового Западно-Хижьярвинского массивов // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. – СПб.: Изд-во Политехн. Ун-та, 2010. С. 134-160.

29. **Егорова Ю.С.**, Лобиков А.Ф. Изотопный состав свинца и неодима санукитоидов Карелии как свидетельство их гетерогенной природы // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 2. С. 196-200.

30. Ефремов С. В. Главные причины эволюции вещественных характеристик раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна (на примере массива-хребта Мунку-Сардык) // Геохимия. 2009. № 3. С. 283–298.

31. Ефремов С. В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна. Геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.

32. Житникова И.А., Мыскова Т.А, Пресняков С.Л., Львов. П.А. Изотопный возраст и состав мезоархейского базитового магматизма Южно-Выгозерской зеленокаменной структуры // Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 150-летию

академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М.Саранчиной. СПбГУ. 2012. Т.1. С. 213-215.

33. Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б. Возраст и геодинамическая обстановка формирования щелочных гранитов Кейвской структуры Балтийского щита // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы // Материалы второго всероссийского петрографического совещания. Т II. Сыктывкар. 2000. С. 282–285.

34. Иваников В.В. Архейские сиениты и монцониты Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7: геология-география. 1997 а. Вып. 1. № 7. С. 11-21.

35. Иваников В.В. Архейские сиениты и монцониты Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1997 б. Вып. 4. С. 3-15.

36. Кожевников В.Н. Геология и геохимия Северо-Карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск. 2000. 222 с.

37. Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях.// Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 19-40.

38. Кожевников В.Н., Скублов С.Г. Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон // Доклады АН. 2010. Т. 430. № 5. С. 681-685.

39. Кондашова Н.И. Петрогенезис гранитоидов Ялонваарской структуры (Балтийский щит). Материалы XIV международной конференции. 1 часть. Петрозаводск КарНЦ РАН, 2008. С. 276-278.

40. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. Под ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаврова. М., 1988. 260 с.

41. Кудряшов Н. М., Зозуля Д.Р., Апанасевич Е.А. Возраст и условия формирования кварцевых порфиров зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Кольский п-в) // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. 1998. С. 105-106.

42. Кудряшов Н. М., Петровский М. Н., Мокрушин А. В., Елизаров Д. В. Неоархейский санукитоидный магматизм Кольского региона: геологические, петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2013. 21. № 4. С. 389–413.

43. Кулешевич Л.В. Кислый магматизм и золотое оруденение Костамукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2002. Вып. 5. С. 59-72.

44. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск. 2007. С. 140-158.
45. Ларионова Ю.А., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. №6. С. 571-593.
46. Левченков О.А., Богланов Ю.Б., Матреничев В.А., Саватенков В.М., Яковлева С.З., Макеев А.Ф. О положении границы архея и протерозоя в Карелии // Докл. РАН. 2000. Т. 377. № 3. С. 1-3.
47. Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Другова Г.М., Володичев О.А., Чекулаев В.П., Крылов И.Н., Грачева Т.В., Макаров В.А. Архейский магматизм района оз. Нотозеро Северо-Западного Беломорья: изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593-621.
48. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А и др. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26-42.
49. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Водлозерский домен. В: Ред.В.А. Глебовицкий. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб. Наука. 2005а. С. 290-343.
50. Лобач-Жученко С. Б., Гусева Н.С., Коваленко А. В., Крылов И. Н. Геохимия и изотопный состав неодима позднеархейских высокомагнезиальных гранитоидов Костамукшского блока западной Карелии, Балтийский щит // Геохимия. 2005б. №6. С. 579-598.
51. Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Егорова Ю.С. Архейские лампроиты Панозерского комплекса Центральной Карелии: геологическое положение и состав // Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания "Петрография XXI века" «Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита». Апатиты, 2005в. С. 171-173.
52. Лобач-Жученко С. Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П, Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. 2007. №5. С. 493-523.
53. Лобач_Жученко С. Б., Саватенков В. М., Коваленко А. В., Чекулаев В. П, Гусева Н. С. Характеристика мантийного источника архейского источника архейского

Панозерского массива (Карелия) по данным изотопно-геохимических исследований пород и минералов // Геохимия. 2010. №4. С. 390–405.

54. Лохов К.И., **Егорова Ю.С.**, Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Астафьев Б.Ю. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из архейских санукитоидных интрузий Карелии: к проблеме мантийного флюида // Региональная геология и металлогения. 2008. №36. С. 28-39.

55. Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. №38. С. 62-72.

56. Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. Изд. «Мир». Москва. 1979. 128 с.

57. Матреничев В.А., Пинькова Л.О., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Выделение второй генерации зеленокаменных поясов Карелии: Геология и геохронология // Тез. I Рос. конф. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М., 2000. С. 245-247.

58. Матреничев В.А., Вревский А.Б. Изотопно-геохимическая модель эволюции верхней мантии Балтийского щита // Геохимия. 2004. № 1. С. 104-110.

59. Морозова Л.Н. Геология, геохимия и возраст гранитоидов полигона Вочеламбина (Кольский полуостров). Автореферат дис. канд. г-м. н., Апатиты, 2012.

60. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. №4. С. 13-30.

61. Мыскова Т.А., Бережная Н.Г., Глебовицкий В.А. и др. Находки древнейших цирконов с возрастом 3600 млн. лет в гнейсах кольской серии Центрально-Кольского блока Балтийского щита (U-Pb, SHRIMP-II) // Доклады АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 82–86.

62. Мыскова Т.А., Житникова И.А., Арестова Н.А. и др. Новые данные о составе и возрасте пород шилосского комплекса Центральной Карелии // Материалы Всероссийской конференции, посвящённой 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М.Саранчиной. СПбГУ. 2012. Т.2. С. 82-85.

63. Назарова Д.П., Бибикова Е.В., Аносова М.О., Слабунов А.И., Костицын Ю.А. Изотопный возраст протолита метаосадков Карельского региона Балтийского щита. Материалы III международной научно-практической конференции памяти А.П. Карпинского. СПб, ВСЕГЕИ, 2013. С. 769-771.

64. Овчинникова Г.В., Яковева С.З., Кутяван Э.П. U-Pb системы гнейсов района оз. Лице (зона Колмозеро-Воронья, Кольский п-в) // Современное состояние изотопной геохимии и космохимии. М.; Л., 1985. С. 78-81.

65. Овчинникова Г.В., Матреничев В.А., Левченков О.А., Сергеев С.А., Яковлева С.З., Гороховский Б.М.. U-Pb и Pb-Pb изотопные исследования кислых вулканитов Хаутаваарской зеленокаменной структуры. Центральная Карелия // Петрология. 1994. № 3. С. 266-281.

66. Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Последовательность эндогенных процессов в архейских породах // Изотопная геохронология. Материалы конференции «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». – Москва: ГЕОС, 2000 г. С. 264–266.

67. Петровская Л.С., Баянова Т.Б., Деленицын А.А. Позднеархейское время формирования эндербит-гранулитового комплекса района Пулозеро Центрально-Кольского мегаблока – Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза // Материалы. II Российской конференции. – Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2003. С. 358–361.

68. Петровская Л.С., Петров В.П. Архейский эндербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундра в истории геологического развития Центрально-Кольского блока (Кольский полуостров), Материалы Всероссийской конференции: «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез северо-запада России», Петрозаводск, 2007. С. 296-299.

69. Петровский М.Н. Геология и петрология Поросозерского массива, Кольский полуостров. Автореферат дис. канд. г-м. н., Апатиты, 2002. 26 с.

70. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Геология, возраст и предполагаемый источник магм Островного массива рапакиви-образных кварцевых монзонитов – монцогранодиоритов Мурманского домена. Материалы Всероссийской конференции, ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ, Петрозаводск, 2007. С. 299-303.

71. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Эндербиты района Гремихи Мурманского архейского домена: U-Pb и Sm-Nd данные // Докл. АН. 2008а. Т. 418. № 1. С. 90-94.

72. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Раннедокембрийские щелочные породы Мурманского архейского домена Фенноскандинавского щита: первые минералогическо-петрохимические, U-Pb и Sm-Nd изотопные данные // Литосфера. 2008б. № 2. С. 80-100.

73. Петровский М.Н., Петровская Л.С. Петрология высокожелезистых кварцевых монцитов-монцогранодиоритов Островного массива, Кольский полуостров // Записки РМО. 2009. № 4. С. 11-31.

74. Петровский М.Н., Петровская Л.С., Баянова Т.Б. Эволюция магматизма в геологической истории мурманского неоархейского кратона, тезисы докладов. XI Всероссийское петрографическое совещание, Екатеринбург, 2010, Т. II. С. 130-131.

75. Пожиленко В.И., Баянова Т.Б., Богачев В.А. и др. Соотношение и возраст арваренчской и кукшинской свит (г. Арваренч, Кольский регион, Балтийский щит) // Общие вопросы расчленения докембрия. Материалы III Всероссийского совещания. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2000. С. 215–218.

76. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. Тр. ГИН. Т. 535 // Ред. В.И. Виноградов. М.: МАИК Наука, 2000, 222 с.

77. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова // Л.: Наука, 1978. 136 с.

78. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л., 1990. 216 с.

79. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005, 711 с.

80. Райдер М. Номенклатура слюд: заключительный доклад подкомитета по слюдам комиссии по новым минералам и названиям минералов международной минералогической ассоциации // Записки ВМО. 1998. №5. С. 55-65.

81. Ризванова Н. Г., Левченков О. А., Богомолов Е.С. и др. Сопоставление методик сепарации фаз цирконов для геохронологических целей // Геохимия. 1994. № 7. С. 1076-1087.

82. Рыбаков С. И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987, 269 с.

83. Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm–Nd, Rb–Sr, K–Ar, U–Pb) при щелочном метасоматозе (фенниты экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.

84. Самсонов А.В., Бибикина Е.В., Грачёва Т.В., Макаров В.А., Щипанский А.А., Богина М.М. Геохронология и петрология Хизоваарской структуры. Северокарельский зеленокаменный пояс // Тез. I Рос. конф. «Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты». М., 2000. С. 326-329.

85. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С.109-143.

86. Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Ларионова Ю.О., Петрова А.Ю., Пухтель И.С. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Костомукшского района, Западная Карелия: петрология, геохронология и тектонические условия становления // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 495-529.
87. Светов С.А., Светова А.И., Назарова Т.Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2010. Вып. 13. Петрозаводск: Кар. НЦ РАН. С. 5-12.
88. Сергеев С.А., Матуков Д.И., Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б. Возраст пород и метаморфических процессов Водлозерского метаморфического комплекса Балтийского щита (по результатам анализа цирконов U-Th-Pb изотопным методом на ионном микрозонде SHRIMP II) // Геохимия. 2007. № 2. С. 229-236.
89. Слабунов А. И., Хёлтта П., Шаров Н. В., Нестерова Н. С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии от архея до наших дней. Материалы докладов Всероссийской конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 13-21.
90. Слабунов А.И., Володичев О.И., Король Н.Е., Сибелев О.С., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. Динамика становления гранулитовых комплексов Карельского кратона по данным U-Pb датирования цирконов (на примере Онежского) // Материалы Всероссийской (с международным участием) конференции: Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах. Апатиты. 2013. С. 152-154.
91. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Павлов Г.М., Лавров М.М., Земцов В.А. Субщелочной магматизм района Сяргозеро // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2001. № 3. С. 66-86.
92. Соловьев С.Г., Кривошечников Н.Н. Петрогеохимические особенности пород Чорух-Дайронского монцонит-сиенит-гранитного плутона (Северный Таджикистан) // Геохимия. 2011. №7. С. 729-750.
93. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. М.; Л., 1981. 215 с.
94. Табунс Э.В., Сальникова Е.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Толкачев М.Д., Плоткина Ю.В. Позднеархейский возраст инициального калиевого магматизма Алданского щита (массив Укдуска): результаты U-Pb- датирования единичных зерен циркона // Док. РАН. 2004. Т. 398. №1. С. 102-105.

95. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии – М.: Наука, 1980. 131 с.
96. Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980-997.
97. Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера 2001, №1 С. 68-85.
98. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 С.
99. Чекулаев В.П., Левченков О.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Новые данные по определению возрастных рубежей формирования архейского комплекса Карелии // Общие вопросы и принципы расчленения докембрия. СПб., 1994. С. 69-86.
100. Чекулаев В.П. Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита. Док. Диссер. СПб. 1996. 298 с.
101. Чекулаев В.П. Архейские санукитоиды Балтийского щита // ДАН. 1999. Т. 368. N. 5. С. 676–678.
102. Чекулаев В.П., Иваников В.В., Арестова Н.А. и др., Состав, возраст и Sm-Nd систематика санукитоидов Панозерского массива // Геохимия. 2003. №.8. С. 812-828.
103. Чекулаев В.П., Баянова Т.Б., Арестова Н.А., Коваленко А.В., Левкович Н.В.. О возрасте высоко-Mg гранитоидов Ньюозерского массива, Карелия // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 1. С. 101-104.
104. Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Лобач-Жученко С.Б., Сергеев С.А. Возраст даек в древних тоналитах Водлозерского террейна – ключ к эволюции базитового магматизма в архее Фенноскандинавского щита // Доклады АН. 2009б. Т. 428. № 4. С. 508-510.
105. Amelin Y.V., Neymark L.A. Lead isotope geochemistry of Paleoproterozoic layered intrusion in the eastern Baltic Shield: Inferences about magma sources and U–Th–Pb fractionation in the crust_mantle system // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. № 3. P. 493–505.
106. Artemenko, G.V., Lobach-Zhuchenko, S.B., Krylov, I.N., Orsa, V.I. Archaean high-Mg granitoids (sanukitoids) in the Ukrainian Shield and their comparison with TTG suite // Geophys. Res. Abstr. 2003. V.5. P. 5633, Nice.
107. Bagai, Z., Armstrong, R., Kampunzu, A.B. U-Pb single zircon geochronology of granitoids in the Vamba granite-greenstone terrane (NE Botswana): Implications for the evolution of the Archaean Zimbabwe craton // Precambrian Res. 2002. V.118. P. 149–168.

108. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on archaean rocks of Kola peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. – Apatity: Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences, 1992. P. 13–34.
109. Bibikova, E., Petrova, A. & Claesson, S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons. // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 129-145.
110. Bodinier J.L. & Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. Eds. H.D. Holland & K.K. Turekian. *Treatise on geochemistry*, Elsevier Ltd. 2003. P. 103-171.
111. Carignan, J., Machado, N., Gariépy, C. Initial Pb isotope composition of silicate minerals from the Mulcahy layered intrusion: Implications for the nature of the Archean mantle and the evolution of greenstone belts in the Superior Province, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 97-105.
112. Champion, D.C. & Smithies, R.H. Archaean granites of the Yilgarn and Pilbara cratons, Western Australia. In K.F. Cassidy, J.M. Dunphy & M.J. Van Kranendonk (editors), 4th International Archaean Symposium 2002, Extended abstracts. AGSO Geoscience Australia, Record 2001/37. P. 134-136.
113. Champion, D.C., Cassidy, K.F., 2007. An overview of the Yilgarn Craton and its crustal evolution. In: Bierlein, F.P., Knox-Robinson, C.M. (Eds.) // *Proceedings of Geoconferences (WA) Inc. Kalgoorlie, Western Australia. Geoscience Australia Record 2007/14*. P. 8–13.
114. Choi S.-G., Rajesh V. J., Seo J., Park J. -W., Oh C.-W., Pak S.-J., S.-W. Kim. Petrology, geochronology and tectonic implications of Mesozoic high Ba–Sr granites in the Haemi area, Hongseong Belt, South Korea // *Island Arc*. 2009. V. 18. P. 266–281.
115. Conceicao, R. V. & Green, D. H. Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite to pargasite lherzolite // *Lithos*. 2004. V. 72. P. 209-229.
116. Corfu, F., Scott, G.M., Breaks, F.W., U–Pb geochronology and evolution of the English River Subprovince, an archaean low P–high T metasedimentary belt in the Superior Province // *Tectonics*. 1995. V. 14. P. 1220–1233.
117. Cvetković, V., Downes, H., Prelević, D., Jovanović, M. & Lazarov, M. Characteristics of the lithospheric mantle beneath east Serbia inferred from ultramafic xenoliths in Palaeogene basanites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2004. V. 148. N. 3. P. 335-357.
118. Cvetkovic, V.; Downes, H.; Hock, V.; Prelevic, D.; Lazarov, M. Mafic alkaline metasomatism in the lithosphere underneath East Serbia: evidence from the study of xenoliths

and the host alkali basalts // Geological Society, London, Special Publications. 2010. V. 337. P. 213-239.

119. Dalpe', C., Baker, D.R. Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 233–250.

120. Deines, P., Stable isotope variations in carbonatites. In: Bell K. (Ed.). Carbonatites; genesis and evolution. London, Unwin Hyman, 1989. P. 301–359.

121. DePaolo, D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.

122. Dey S., Pandey U.K., Rai A.K., Chaki A. Geochemical and Nd isotope constraints on petrogenesis of granitoids from NW part of the eastern Dharwar craton: Possible implications for late Archaean crustal accretion // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 45. P. 40–56.

123. Eclud O., Konopelko D., Rutanen H. et al. 1.8 Ga svecofennian post-collisional shoshonitic magmatism in the Fennoscandian shield // Lithos. 1998. V. 45. P. 87-108.

124. Eggler D.H. Role of CO₂ in melting processes in the mantle // Carnegie Inst. Washington Year Book. 1973. V. 72. P. 457-467.

125. Eiler, J.M., Crawford, A., Elliott, T., Farley, K.A., Valley, J.W., and Stolper, E.M. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas // Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 229-256.

126. Fowler, M.B., Henney, P.J., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B. Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland // Journal of the Geological Society 2001. V. 158. P. 521–534.

127. Fowler, M.B., Kocks, H., Darbyshire, D.P.F., Greenwood, P.B. Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands Terrane of the British Caledonian Province // Lithos. 2008. V. 105. P. 129-148.

128. Francis, D., Ludden, J. The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 1171– 1191.

129. Goldstein, S. L., O’Nions, R. K. and Hamilton, P. J. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 70. P. 221-236.

130. Halla, J. Late Archean high-Mg granitoids (sanukitoids) in southern Karelian Domain, eastern Finland: Pb and Nd isotopic constraints on crust–mantle interactions // Lithos. 2005. V. 79. P. 161-178.

131. Halla, J., Heilimo, E. Deformation-induced Pb isotope exchange between K-feldspar and whole rock in Neoarchean granitoids: Implications for assessing Proterozoic imprints // *Chemical Geology*. 2009. V. 265. P. 303-312.
132. Halla, J., van Hunen, J., Heilimo, E., Hölttä, P. Geochemical and numerical constraints on Neoarchean plate tectonics // *Precambrian Research*. 2009. V. 174. P. 155–162.
133. Haynes, E.A., Moecher, D.P., Spicuzza, M.J. Oxygen isotope composition of carbonates, silicates, and oxides in carbonatites: Constraints on crystallization temperatures of carbonatite magmas // *Chemical Geology*. 2003. V. 193. P. 43-57.
134. Heaman L.M., Creaser R.A., Cookenboo H.O., Chacko T. Multi-stage modification of the northern Slave mantle lithosphere: evidence from zircon and diamond-bearing eclogite xenoliths entrained in Jericho kimberlite, Canada // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. P. 821–858.
135. Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P. Discrimination and origin of the sanukitoid series: Geochemical constraints from the Neoarchean western Karelian Province (Finland) // *Lithos*. 2010. V. 115. P. 27-39.
136. Heilimo, E., Halla, J., Huhma, H. Single-grain zircon U-Pb age constraints of the western and eastern sanukitoid zones in the Finnish part of the Karelian Province // *Lithos*. 2011. V. 121. P. 87-99.
137. Heilimo, E.; Halla, J.; Andersen, T.; Huhma, H. Neoarchean crustal recycling and mantle metasomatism: Hf-Nd-Pb-O isotope evidence from sanukitoids of the Fennoscandian shield // *Precambrian Research*. 2013. V. 228. P. 250-266.
138. Henry, P., Stevenson, R., Gariepy, C. Nd and Pb isotopes of Wawa, Quetico and Wabigoon Belts (Western Superior Province): crustal growth at 2.7 Ga // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 143–157.
139. Mänttari, I. & Hölttä P. U-Pb dating of zircons and monazites from Archean granulites in Varpaisjärvi, central Finland: evidence for multiple metamorphism and Neoarchean terrane accretion // *Precambrian Research*. 2002. V. 118. P. 101–131.
140. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H., Kontinen A., Mertanen S., Mikkola P., Paavola J., Peltonen P., Semprich J., Slabunov A. and Sorjonen-Ward P. The Archaean of the Karelia Province in Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 2012. V. 54. P. 21–73.
141. Horstmann U. E., Verwoerd W. J. Carbon and oxygen isotope variations in southern Africa carbonatites // *J. Afr. Earth Sci.* 1997. V. 25. P. 115–136.
142. Huhma, H., Mänttari, I., Peltonen, P., Kontinen, A., Halkoaho, T., Hanski, E., Hokkanen, T., Hölttä, P., Juopperi, H., Konnunaho, J., Layahe, Y., Luukkonen, E., Pietikainen, K., Pulkkinen, A., Sorjonen-Ward, P., Vaasjoki, M. & Whitehouse, M. The age of the

Archaean greenstone belts in Finland // Geological Survey of Finland, Special Paper. 2012. V. 54. P. 74–175.

143. Ionov, A., Dupuy, C., O'Reilly, S.Y., Kopylova, M. G. & Genshaft, Y. S. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implication for trace element signature of mantle carbonate metasomatism // Earth and Planetary Science Letters. 1993. V. 119. P. 283-297.

144. Ionov, D. A., Hofmann, A.W. & Shimizu, N. Metasomatism induced melting in mantle xenoliths from Mongolia // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 753-785.

145. Ionov, D. A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S. B. & Zanetti, A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling // Journal of Petrology. 2002. V. 43. P. 2219-2259.

146. Jahn B., Sun S.S., , Trace element distribution and isotopic composition of Archean greenstones // in: Origin and Distribution of the Elements, Second Symposium, Phys. Chem. Earth. 1979. V. 11. P. 597-618.

147. Jahn, B.M., Wu, F.Y., Chen, B. Massive granitoid generation in Central Asia : Nd isotope evidence and implications for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. V. 23. P. 82-92.

148. Kaeser, B., Kalt, A. and Pettke, T. Crystallisation and breakdown of metasomatic phases in graphite-bearing peridotite xenoliths from Marsabit (Kenya) // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 1725-1760.

149. Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi, M.P. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana; evidence for Neoarchaeon continental active margin in the Zimbabwe craton // Lithos. 2003. V. 71. P. 431–460.

150. Käpyaho, A. Whole-rock geochemistry of some tonalite and high Mg/Fe gabbro, diorite, and granodiorite plutons (sanukitoid suite) in the Kuhmo district, Eastern // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2006. V. 78. P. 121–141.

151. Käpyaho, A., Mänttari, I. & Huhma, H. Growth of Archaean crust in the Kuhmo district, eastern Finland: U-Pb and Sm-Nd isotope constraints on plutonic rocks // Precambrian Research. 2006. V. 146. P. 95–119.

152. Käpyaho, A. Hölttä, P. & Whitehouse, M. J. U-Pb zircon geochronology of selected Archaean migmatites in eastern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 2007. V. 79. N. 1. P. 95–115.

153. Keppler, H., Wyllie, P.J. Role of fluids in transport and fractionation of uranium and thorium in magmatic processes // *Nature*. 1990. V. 348. P. 531–533.
154. King E. M., Valley J. W., Davis D. W., Edwards G. R. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite–greenstone belts of the Superior Province: indicator of magmatic source // *Precambrian Research*. 1998. V. 92. P. 365–387.
155. Klemme, S. & O'Neill, H. S. The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000 V. 138. P. 237–248.
156. Klemme, S., Blundy, J.D., Wood, B.J. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 3109– 3123.
157. Kontinen, A., Paavola, J., Lukkarinen, H. K–Ar ages of hornblende and biotite from Late Archaean rocks of eastern Finland - interpretation and discussion of tectonic implications // *Geological Survey of Finland, Bulletin*. 1992. V. 365. P. 31.
158. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., and Savatenkov, V.M. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data on the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // *Lithos*. 2005. V.79. P. 147–160.
159. Kramers, J., Tolstikhin, I.N. Two major terrestrial Pb isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // *Chem. Geol.* 1997. V. 139. P. 75 - 110.
160. Krogh T. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
161. LaTourrette, T., Hervig, R.L, Holloway, J.R., Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 135. P. 13– 30.
162. Laurent, O., Martin, H., Doucelance, R., Moyen, J.-F., Paquette. Geochemistry and petrogenesis of high-K “sanukitoids” from the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa: Implications for geodynamic changes at the Archaean–Proterozoic boundary // *Lithos*. 2011. V. 123. P. 73–91.
163. Laurent, O., Doucelance, R., Martin, H., Moyen, J.-F. Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: Insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa // *Precamb. Res.* 2013. V. 227. P. 186–203.
164. Laurora A., Mazzocchelli M., Rivalenti G., Rivalenti G., Vannucci R., Zanetti A., Barbieri M.A., Cingolanti C. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths

from the mantle wedge: the Gobernador Gregores Case (Southern Patagonia) // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 1. P. 69–87.

165. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles: report of the Subkomittee on Aphiboles of the International Mineralogical Association. Comission on New Minerals and Mineral Names // *Can. Mineral.* 1997. V. 35. № 1. P. 219-246.

166. Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K. Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks // *Precamb. Res.* 2005. V. 138. P. 57-87.

167. Lee, C.T., Rudnick, R.L., McDonough, W. F., and Horn, I. () Petrochemical investigation of carbonates in peridotite xenoliths from northeastern Tanzania // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 470-484.

168. Lee, W. J. & Wyllie, P. J. The system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at 1GPa, metasomatic wehrlites, and primary carbonatite magmas // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2000. V. 138. P. 214-228.

169. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilson L.P., Sturt B.A. U-Pb zircon ages from Sørvaranger, Norway, and the western part of the Kola Peninsula, Russia // *Geology of the Eastern Finmark - Western Kola Peninsula Region. Proceeding of the 1st Intern. Barents Symposium.* Eds. D. Roberts , Ø. Nordgulen Trondheim. 1995. P. 29-47.

170. Lobach-Zhuchenko, S.B., Chekulaev, V.P., Ivanikov, V.V. et al. Late Archaean high-Mg and subalkaline granitoids and lamprophyres indicators of gold mineralisation in Karelia (Baltic Shield), Russia. In: Kremenetsky, Lehman, B. and Seltman, R. (eds). *Ore-Bearing granites of Russia and adjacent countries.* Moscow. IMGRE. 2000. P. 193–211.

171. Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 107-128.

172. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H., Chekulaev V. P., et al. Petrology of a late archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into late archaean mantle metasomatism // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 3. P. 393-420.

173. Maa X., Guob J., Liub F., Qiana Q., Fan H. Zircon U–Pb ages, trace elements and Nd–Hf isotopic geochemistry of Guyang sanukitoids and related rocks: Implications for the Archean crustal evolution of the Yinshan Block, North China Craton // *Prec. Res.* 2013. V. 230. P. 61– 78.

174. Macdonald, R., Rogers, N. W., Fitton, J. G., Black, S. & Smith, M. Plume–Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift, East Africa // *Journal of Petrology*. 2001. V. 42. P. 877–900.
175. Marotta, A.M., Ferna`ndez M., Sabadini R. Mantle unrooting in collisional settings // *Tectonophysics*. 1998. V. 296. P. 31–46.
176. Martin, H., Moyen, J.F., Rapp, R.P. The sanukitoid series: magmatism at the Archaean–Proterozoic transition // *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 2009. V. 100. N. 1–2. P. 15–33.
177. Martin, L. H. J; Schmidt, M. W, Mattsson, H. B, Guenther, D. Element Partitioning between Immiscible Carbonatite and Silicate Melts for Dry and H₂O-bearing Systems at 1-3 GPa // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 11. P. 2301-2338.
178. Martin, R.F. The petrogenesis of anorogenic felsic magmas and AMCG suites: Insights on element mobility and mutual cryptic contamination from polythermal experiments // *Lithos*. 2012. V. 151. N. 15. P. 35-45.
179. Mengel, K., Green, D.H., Stability of amphibole and phlogopite in metasomatized peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions // *Fourth International Kimberlite Conference, Perth. Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.* 1989. V. 14. P. 571– 581.
180. Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., et al. Early Paleoproterozoic-Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield – new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigation // *Precambrian Res.* 2006. V. 144. P. 239-260.
181. Mikkola P., Huhma H., Heilimo E., Whitehouse M. Archean crustal evolution of the Suomussalmi district as part of the Kianta Complex, Karelia: Constraints from geochemistry and isotopes of granitoids // *Lithos*. 2011a. V. 125. P. 287-307.
182. Mikkola P., Salminen P., Torppa, A., Huhma, H. The 2.74 Ga Likamännikkö complex in Suomussalmi, East Finland: lost between sanukitoids and truly alkaline rocks? // *Lithos*. 2011b. V. 125. P. 716–728.
183. Mogarovskii, V.V., Lutkov, V.S., Lutkova, V.Y. Barium and strontium the upper mantle of Parims and Tien Shan // *Geochemistry International*. 2007. V. 45. P. 685–697.
184. Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes // *Mineral. Petrol.* 1988. V. 39. P. 55-76.
185. Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos*. 1980. V. 13. P. 97-108.
186. Moine B.N., GregoireM., Oe_Reilly S.Y., et al. Carbonatite melt in oceanic upper mantle beneath the Kerguelen Archipelago // *Lithos*. 2004. V. 75. P. 239–252.

187. Moyen, J.-F., Martin, H., Jayananda, M. Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India) // *Precambrian Res.* 2001. V.112. P. 87–105.
188. Mondal M. E. A. and Raza A. Geochemistry of sanukitoid series granitoids from the Neoarchaeon Berach granitoid batholiths, Aravalli craton, northwestern Indian shield // *Current Science.* 2013. V. 105. N. 1. P. 102-108.
189. Mutanen, T. & Huhma, H. The 3.5 Ga Siurua trondhjemite gneiss in the Archean Pudasjärvi Granulite Belt, northern Finland // *Bulletin of the Geological Society of Finland.* 2003. V. 75. N. 1–2. P. 51–68.
190. Nägler T.F., Kramers J.D. Nd isotopic evolution of the upper mantle during the Precambrian: models, data and the uncertainty of both // *Precambrian Research.* 1998. V. 91. N. 3. P. 233-252.
191. Nordgulen Ø., Vetrin V.R., Dobrzhinetskaya L.F., Cobbing J., Sturt B.A. Aspects of Late Archaean magmatism in the Sørvaranger-Kola terrane, northern Baltic Shield // *Geology of the Eastern Finmark – Western Kola Peninsula Region Proceeding of the 1 st Intern. Barents Symposium.* Eds. D. Roberts, Ø. Nordgulen. Trondheim. 1995. P. 49-63.
192. O'Brien, H., Huhma, H., Sorjonen-Ward, P. Petrogenesis of the late Archaean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: geochemistry and Sr, Nd isotopic composition // *Spec. Pap.-Geol. Surv. Finl.* 1993. V. 17. P. 147– 184.
193. Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Althoff, F.J., da Silva Leite, A.A., Mesoarchean Sanukitoid rocks of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Amazonian Craton, Brazil // *Journal of South American Earth Sciences.* 2009. V. 27. P. 146-160.
194. Oliveira, M.A., Dall'Agnol, R., Scaillet, B. Petrological Constraints on Crystallization Conditions of Mesoarchean Sanukitoid Rocks, Southeastern Amazonian Craton, Brazil // *Journal of Petrology.* 2010. V. 51. P. 2121-2148.
195. Oliveira M. A., Dall'Agnol R., Costa de Almeida J. de A. Petrology of the Mesoarchean Rio Maria suite and the discrimination of sanukitoid series // *Lithos.* 2011. V. 127. P. 192–209.
196. Paavola J. On the Archean high-grade metamorphic rocks in the Varpaisjärvi area, Central Finland // *GeologiGeological Survey of Finland, Bulletin.* 1984. V. 327. P. 33.
197. Peng, T., Wilde S. A., Fan W., Peng B. Late Neoarchean potassic high Ba–Sr granites in the Taishan granite–greenstone terrane: Petrogenesis and implications for continental crustal evolution. // *Chemical Geology.* 2013. 344. P. 23–41.

198. Powell W., Zhang M., O'Reilly S.Y., Tiepolo M. Mantle amphibole trace element and isotopic signature trace multiple metasomatic episodes in lithospheric mantle, western Victoria, Australia // *Lithos*. 2004. V. 75. P. 141–171.
199. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Jochum K.P., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. The Kostomuksha greenstone belt, N.W. Baltic Shield: Remnant of a late Archean oceanic plateau? // *Terra Nova*. 1997. V. 9. P. 87–90.
200. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A.V., Shchipansky A.A. Combined mantle plume - island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1999. V. 63. N. 21. P. 3579–3595.
201. Qian Q., Chung S.-L., Lee T.-Y., Wen D.-J. Mesozoic high-Ba–Sr granitoids from North China: geochemical characteristics and geological implications // *Terra Nova*. 2003. V. 15. P. 272–278.
202. Qin, D.J. Yanshanian magma activity and mineralization in Lingqiu-Laiyuan Area. Doctoral Dissertation, Beijing University (in Chinese with English abstract), 1995.
203. Qiu, J.S., Lo, C.H., McInnes, B.I.A. and Zhou, J.C. Potash-rich Mesozoic high-Br–Sr granitoids from North China magmatism and associated gold–copper mineralization in the Yishu deep fault zone and its vicinity, eastern China. // *Resource Geol.* 2000. V. 50. P. 269–280.
204. Raffone N., Chazot G., Pin C., Vannucci R., Zanetti A. Metasomatism in the Lithospheric Mantle beneath Middle Atlas (Morocco) and the Origin of Fe- and Mg-rich Wehrlites // *Journal of Petrology*. 2009. V. 50. N. 2. P. 197–249.
205. Rapp, R.P., Watson, E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar implications for continental growth and crust–mantle recycling. // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891– 931.
206. Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., Applegate, G.S. Reaction between slabderived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. // *Chemical Geology*. 1999. V. 160. P. 335–356.
207. Rapp, R., Norman, M., Laporte, D., Yaxley, G., Martin, H., Foley, S. Continent Formation in the Archean and Chemical Evolution of the Cratonic Lithosphere: Melt–Rock Reaction Experiments at 3–4 GPa and Petrogenesis of Archean Mg-Diorites (Sanukitoids) // *Journal of Petrology*. 2010. V. 51. P. 1237–1266.
208. Sage, R., Lightfoot, P., Doherty, W. Geochemical characteristics of granitoid rocks from within the Archean Michipicoten greenstone belt, Wawa subprovince, Superior Province,

Canada: implications for source regions and tectonic evolution // *Precambrian Res.* 1996. V. 76. P. 155–190.

209. Salnikova E., Arestova N., Kovalenko A. U-Pb zircon age of gabbro from the Volotsk suite. Goldschmidt conference. Vancouver. 2008. Abstracts.

210. Sato K., Katsura T., Ito E. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implication for mantle metasomatism // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1997. V. 146. P. 511-526.

211. Schipansky A.A., Samsonov A.V., Bogina M.M., Slabunov A.V., Bibikova E.V. 2.8 Ga supra-subduction zone ophiolites of the Khizovaara greenstone belt, North Karelia - the first known occurrence of Archaean rocks having boninitic affinities // *Abstr. Of SVEKALAPKO, EUROPROBE project.* Repino, Russia, 1998. P. 58-59.

212. Shieh, Y.N., Schwarcz, H.P., The oxygen isotope composition of the surface crystalline rocks of the Canadian Shield // *Canadian Journal of Earth Sciences.* 1978. V. 15. P. 1773–1782.

213. Shirey, S.B., Hanson, G.N., Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // *Nature.* 1984. V. 310. P. 222-224.

214. Shirey, S.B., Hanson, G.N., Mantle-heterogeneity and crustal recycling in Archaean granite-greenstone belts: evidence from Nd isotopes and trace elements in the Rainy River Lake area, Superior Province, Ontario, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. P. 2631-2651.

215. Slabunov A.I., Bibikova E.V., Bogdanova S.V. The late Archaean volcanism in the Beljmorian Mobile Belt: geochemistry, isotopic age and geodynamic model // *Abstr. Of SVEKALAPKO, EUROPROBE project.* Lammi. Finland, 1997. P. 68.

216. Smithies, R.H., Champion, D.C. The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for early Archaean crustal growth // *J. Petrol.* 2000. V. 41. N. 12. P.1653–1671.

217. Sorjonen-Ward, P., Claoué-Long, J. Preliminary note on ion probe results for zircons from the Silvevaara granodiorite, Ilomantsi, Eastern Finland. In: Autio, S. (Ed.), *Geological Survey of Finland, Current Research 1991–1992: Geological Survey of Finland, Special Paper.* 1993. V. 18. P. 25–29.

218. Stacey, J. S. & Kramers, J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters.* 1975. V. 26. P. 207-221.

219. Steenfelt, A., Garde, A.A., Moyen, J.-F. Mantle wedge involvement in the petrogenesis of Archaean gray gneisses in W. Greenland // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 207–228.

220. Stern, R.A., Hanson, G.N., Shirey, S.B., 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province // *Canadian Journal of Earth Sciences*. V. 26. P. 1688–1712.
221. Stern R., Hanson, G. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin // *J. Petrol.* 1991. V. 32. №1. P. 201-238.
222. Stevenson H. P., Gariepy R. C. Nd and Pb isotopes of Wawa, Quetico and Wabigoon Belts (Western Superior Province): crustal growth at 2.7 Ga // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 143–157.
223. Stevenson, R., Henry, P., Gariepy, C. Assimilation-fractional crystallization origin of Archaean sanukitoid suites, Western Superior Province, Canada // *Precambrian Res.* 1999. V. 96. P. 83–99.
224. Stone, D., Crawford, J. Project unit 88-34, geology of the western Berens River area. In: *Summary of Field Work and Other Activities*, Ontario Geol. Survey Misc. Paper, 4–8. The Ontario Geological Survey, Toronto, ON. 1993.
225. Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W., Barnett R. Mantle-derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 105. P. 255-274.
226. Sun, S.S., McDonough, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes // *Geological Society, Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313–345.
227. Tatsumi, Y., Ishizaka, K. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan: I. Petrographical and chemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. N. 2. P. 293–304.
228. Taylor, S.R., McLennan, S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell. Oxford. 1985. 312 pp.
229. Timmerman M.J., Daly S.J. Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland – Kola Mobil Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precambrian Rec.* – 1995. V. 72. P. 97–107.
230. Tsvetkov A.A., Volynets O.N., Bailey J.S. Shoshonites of the Kurile- Kamchatka island arc // *Petrology*. 1993. V. 1. № 2. P. 103-127.
231. Turner S., Arnand N., Lin J., et al. Post – collision shoshonitic volcanism of the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrol.* 1996. V. 37. P. 45-71.
232. Vaasjoki, M., Sorjonen-Ward, P., Lavikainen, S. U–Pb age determinations and sulfide Pb–Pb characteristic from the late Archean Hattu Schist belt, Ilomantsi, eastern Finland.

In:Nurmi, P.A., Sorjonen-Ward, P. (Eds.), Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland: Geological Survey of Finland, Special Paper. 1993. V. 4. P. 103–132.

233. Vervoort J. D., Patchett P. J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: Constraints from Precambrian crustally derived granites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. N. 19. P. 3713–3733.

234. Vervoort J. D., Patchett P. J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationships between Lu–Hf and Sm–Nd isotopic systems in the global sedimentary system // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 168. P. 79–99.

235. Vetrin V.R., Nordgulen Ø., Cobbing J., Sturt B.A., Dobrzhinetskaya L.F. The pyroxene-bearing tonalite-granodiorite-monzonite series on the northern Baltic Shield: correlation and petrology // *Geology of the Eastern Finmark – Western Kola Peninsula Region. Proceeding of the 1st Intern. Barents Symposium*. Eds. D. Roberts & Ø. Nordgulen. Trondheim. 1995. P. 65-74.

236. Vigouroux N, Wallace P, Kent A.J.R. Volatiles in high-K magmas from the western Trans-Mexican Volcanic Belt: Evidence for fluid-flux melting and extreme enrichment of the mantle wedge by subduction processes // *Journal of Petrology*. 2008. V. 49. P. 1589-1618.

237. Xiong, X.L., Adam, J. and Green, T.H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis // *Chemical Geology*. 2005. V. 218 P. 339-359.

238. Wang, Y., Zhang, Y., Zhao, G., Fan, W., Xia, X., Zhang, F., Zhang, A. Zircon U-Pb geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of the Taishan sanukitoids (Shandong): Implications for Neoproterozoic subduction in the Eastern Block, North China Craton // *Precambrian Research*. 2009. V. 174. P. 273-286.

239. Wendlandt, R.F., Eggler, D.H. The origin of potassic magmas 2: Stability of phlogopite in natural spinel ilmenite and in the system $KAlSiO_4$ – MgO – SiO_2 – H_2O – CO_2 at high pressures and high temperatures // *Am. J. Sci.* 1980. V. 208. P. 421– 458.

240. Wilson, M.R., Kjarsgaard, B.A., Taylor, B. Stable isotope composition of magmatic and deuteric carbonate phases in hypabyssal kimberlite, Lac de Grasfield, Northwest Territories Canada // *Chemical Geology*. 2007. V. 242. № 3-4. P. 438–457.

241. Windley B.F, Bridgewater D. The evolution of Archean low- and high-grade terrains // *Geological Society of Australia Special Publication*. 1971. V. 3. P. 33-46.

242. Whalen J. B., Percival J. A., McNicoll V. J., Longstaffe F. J. Geochemical and isotopic (Nd–O) evidence bearing on the origin of late- to post-orogenic high-K granitoid rocks

in the Western Superior Province: implications for late Archean tectonomagmatic processes // Prec. Res. 2004. V. 132. P. 303-326.

243. Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. №1. P. 1-12.

244. Ye H.-M., Li X.-H., Li Z.-X., Zhang C.-L. Age and origin of high Ba–Sr appinite –granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau: Implications for early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt // Gondwana Res. 2008. V. 13. P. 126–138.

245. Zartman, R. E. & Doe, B. R. Plumbotectonics3the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135-162.

246. Zhang X., Gao Y., Wang Z., Liu H., Ma Y. Carboniferous appinitic intrusions from the northern North China craton: geochemistry, petrogenesis and tectonic implications // Journal of the Geological Society. 2012. V. 169. P. 337-351.

Приложение

Таблица 1. Представительные химические анализы пород Панозерского массива.

	ультрамафиты (1я фаза)					монцониты (1 фаза)						
№обр.	238	236/1	202	8/6	238/11	204	571-1	3	205	2076-2	8/17	236
Порода	пироксенит		монцогаббро			монцонит			монцодиорит			
SiO ₂	42.14	42.52	45.18	48.86	52.85	53.86	53.88	54.75	55.6	55.65	55.87	56.68
TiO ₂	1.47	1.55	1.2	1.19	0.8	0.72	0.76	0.88	0.62	0.9	0.66	0.62
Al ₂ O ₃	10.23	9.49	7.2	13.19	14.78	15.78	16	14.91	15.47	13.69	16.23	15.3
FeO	13.48	11.65	13.1	11.27	7.44	6.91	8.23	7.85	6.34	8.24	6.17	6.40
MnO						0.14	0.15		0.12			
MgO	11.1	12.64	10.68	7.89	6.03	5.04	4.82	4.86	4.55	5.78	4.34	4.22
CaO	13.39	15.69	15.35	8.37	6.36	6.06	5.89	5.74	5.30	5.84	5.38	5.00
Na ₂ O	0.67	1.34	1.41	3.74	4.09	4.62	4.7	5.04	4.81	3.5	4.67	5.21
K ₂ O	2.53	1.11	2.28	2.6	4.12	4.19	4.29	2.46	4.57	3.39	3.81	4.17
P ₂ O ₅	1.28	1.02	1.05	0.62	0.71	0.59	0.6	0.49	0.55	0.57	0.52	0.50
Сумма	96.29	97.01	97.45	97.73	97.18	99.77	100.07	96.98	99.79	97.56	97.65	98.1
Na ₂ O+K ₂ O	3.2	2.45	3.69	6.34	8.21	8.81	8.99	7.5	9.38	6.89	8.48	9.38
mg#	0.60	0.66	0.59	0.56	0.59	0.57	0.51	0.52	0.56	0.56	0.56	0.54
Rb	97	21	79	94	127		102	101	125	105	96	106
Sr	1181	1014	660	1880	1432		1757	1488	1485	1135	2090	1590
Y	36	31	36	29	25	25	28	20	30	24	22	22
Zr	134	110	158	154	233		294	237	290	229	238	200
Nb	10	4.6	5.93	4	11.7	11.55	11	4				7
Pb	11						22					14
Th	19	1.77	12.5	1.2	11.5	10	6	2.8				10
Ba	1052	770	1370	910	1740	1940	1830	1362	1989	1523	2820	2337
Cr	334			153.3		188		154			168	192
Ni	85			16.8			103	64.9				77
Co	58			36.9				28.1				25
V	372	503	312	214	176	108	229	132	139	162	155	134
U	2.1	0.34	2.39	0.3	2.23	1.79		1				
La	78.1	51.7	80.7	49.7	83.6	98.3		33.6			63.8	
Ce	210.6	140	190	115.3	180	200		74			123	
Pr	26.7	20.6	25.8	13.9	21.5	23.85		8.7			12	
Nd	117.9	96.7	110	60.6	87	88.7		36.7			55.5	
Sm	21.5	19.7	20.3	11.1	15.7	15.2		5.8			9.39	
Eu	5.4	5.15	4.27	3.2	3.91	4.12		2.3			2.64	
Gd	16	14	14.7	8.4	11	10.70		5.2			6.1	
Tb	1.6	1.83	1.99	1.1	1.4	1.46		0.5				
Dy	8.3	7.84	7.92	5.4	6.09	5.94		2.3			3.55	
Ho	1.3	1.07	1.25	0.8	0.96	0.94		0.3			0.66	
Er	3.3	2.7	2.97	2.4	2.27	2.36		1			1.58	
Tm	0.4	0.31	0.42	0.3	0.3	0.32		0.2			0.22	
Yb	2.5	2.01	2.37	1.8	2.07	1.92		1.2			1.2	
Lu	0.4	0.3	0.39	0.2	0.32	0.29		0.2			0.3	
Hf	4.8	2.62	4.48	1.4	4.98	5.47		5.4				
Ta	0.4	0.19	0.26	0.1	0.54	0.45		0.2				
(La/Yb) _N	21	17	22	18	27	34		18			35	
ссылки	1	2	2	2	2	2	нд	1	нд	2	2	1

1 - Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2 - Lobach-Zhuchenko et al., 2008, нд - неопубликованные данные В.П. Чекулаева, Н.А. Арестовой, С.Б. Лобач-Жученко и автора.

Таблица 1. Представительные химические анализы пород Панозерского массива
Продолжение).

	монцониты 2				монцониты 3			кварцевый монцониты 3			
№обр	3/2	208*	235*	214в	174	217б	176	217в	92	160	156**
	монцодиорит						кварцевый монцодиорит				
SiO ₂	53.13	54.14	57.33	59.44	57.57	58.98	61.36	64.36	65.47	65.51	65.72
TiO ₂	0.68	0.94	0.63	0.43	0.51	0.38	0.62	0.15	0.45	0.35	0.33
Al ₂ O ₃	15.91	14.32	16.68	16.64	13	17.28	14.66	14.67	14.82	15.32	16.06
FeO	8.33	8.13	5.67	4.82	5.87	3.66	4.15	1.28	3.94	3.35	3.06
MnO		0.16	0.1	0.11				0.06		0.05	0.06
MgO	4.91	5.96	3.6	3.59	6.53	2.88	4.17	1.34	2.73	2.66	2.05
CaO	6.35	6.79	4.11	3.95	5.52	4.58	2.88	4.58	3.56	1.54	2.74
Na ₂ O	5.44	4.1	6.44	5.12	3.9	6.6	4.82	6.51	4.42	4.65	4.81
K ₂ O	2.17	3.33	3.56	3.69	3.56	2.63	3.72	3.13	2.94	4.62	3.87
P ₂ O ₅	0.55	0.57	0.36	0.30	0.32	0.32	0.31	0.10	0.16	0.16	0.18
ппп		0.62	0.53	1.3				3.08		1.15	0.72
Сумма	97.47	99.94	99.63	99.91	96.78	97.31	96.69	99.56	98.49	99.50	99.60
Na ₂ O+ K ₂ O	7.61	7.43	10	8.81	7.46	9.23	8.54	9.64	7.36	9.26	8.68
mg#	0.51	0.57	0.53	0.57	0.66	0.58	0.64	0.65	0.55	0.59	0.54
Rb	81	91	90	63	71	58	92	31	83	110	106
Sr	2321	1154	1253	1723	687	1457	1429	552	722	779	902
Y	24	24	20	23	20	18	20	8	12	12	8
Zr	125	124	201	209	143	142	164	90	112	122	105
Nb		6	6		8		11		6	7	6
Pb		17	22		12		17		25	17	24
Th	0.5	<5	20		<5		15		<5	9	13
Ba	1361	1552	2169	2122	1577	2819	1982	1112	1169	1885	1667
Cr	156.9	241	137		397		211		82	92	86
Ni	57.8	66	52		93		62		26	38	39
Co	19.3	32	19		25		13		18	<10	10
V	133	179	87	65	97	66	95	<30	105	49	260
U	0.1	0.56	2.1								
La	33.1	55.1	56.4						28.9	32.4	32.2
Ce	69.1	117	125.4						60.5	62.4	62.9
Pr	8.3		13							7.09	
Nd	40.7	66.1	51.1						26.2	26.2	31.4
Sm	6.4	10.8	10						4.18	4.08	5.24
Eu	2.8	2.64	2.3						0.98	1.22	1.24
Gd	4.7		8.1							3.12	
Tb	0.5	0.79	0.7						0.43	0.48	0.55
Dy	2.6		4.6							1.81	
Ho	0.5		0.6							0.3	
Er	0.9		1.9							0.77	
Tm	0.1		0.3							0.12	
Yb	0.8	1.62	1.6						0.81	0.9	1.19
Lu	0.1	0.24	0.2							0.13	0.15
Hf	1.2	3.8	5.8						3.88	2.83	3.3
Ta	0.01	0.17	0.3						0.56	0.35	0.36
(La/Yb) _N	27	22	23						24	24	18
ссылки	2	1	1	2	нд	нд	нд	нд	2	нд	2

Таблица 1. Представительные химические анализы пород Панозерского массива (Продолжение).

Субвулканические образования (дайки и штоки)								
	Калиевая группа					К-Na- группа		
№обр	8/37	8/52	8/1ж	8/1л	53/13	104	19/1	21
Порода	Миаскитовый лампроит		оцелли		Лампро-фир	лампрофир		
SiO ₂	46.70	46.70	52.00	45.20	51.60	49.5	48.99	49.83
TiO ₂	0.98	1.09	0.08	0.08	0.74	1.08	0.93	0.98
Al ₂ O ₃	7.88	7.20	1.07	1.55	10.40	17.51	12.68	10.98
FeO	10.20	11.00	6.16	5.43	7.76	9.78	9.27	10.19
MnO	0.17	0.18	0.14	0.26	0.11	0.14	0.19	0.20
MgO	19.20	17.50	20.50	18.20	14.20	6.39	10.96	10.33
CaO	8.13	10.40	15.70	18.20	7.20	4.84	8.67	8.93
Na ₂ O	0.10	0.64	<0,05	0.08	2.30	4.1	2.31	3.01
K ₂ O	4.22	3.38	0.62	0.66	3.46	3.98	2.83	2.32
P ₂ O ₅	0.53	0.68	<0.05	0.08	0.53	0.51	0.40	0.39
ппп	1.27	0.66	4.12	8.09	1.20	0.73		
Сумма	99.38	99.43	100.39	97.83	99.50	99.6	97.23	97.16
Na ₂ O+K ₂ O	4.32	4.02	0.62	0.74	5.76	8.08	5.14	5.33
K ₂ O/Na ₂ O	42.2	5.3		8.0	1.5	1.0	1.2	0.8
mg#	0.77	0.75	0.86	0.86	0.77	0.54	0.68	0.64
Rb	148				97	134	111	74
Sr	90				577	1278	930	941
Y	17.6	23.2			16.2	28	26	21
Zr	75				144	229	172	148
Nb	8.13	10.3			5.26	10	6.32	5.4
Pb					1764			
Th	2.41	1.57			8.79	<5	2.69	4.6
Ba	1004	1890	789	361	13	1969	397	704
Cr	1942	1590	697	948	1432	282	556	503
Ni	583				331	115		104
Co	65				46	37		41
V	169	190	0.005	55	141	221	245	150
U	0.58	0.53			1.69		0.61	
La	29.2	66.9	3.07		42.5	52	33.0	39.1
Ce	77.8	152	8.91		102	115	84.1	93.3
Pr	11.2	21.5	1.52		13.8		11.9	11.5
Nd	50.4	89.7	7.55		57.8	67.9	48.3	46.7
Sm	9.97	15.3	1.5		11.2	11.7	9.2	9.2
Eu	2.2	3.87	0.36		2.9	3.16	2.4	2.5
Gd	7.15	10.7	1.3		7.78		7.3	8.2
Tb	0.89	1.35	0.17		0.98	0.87	1.0	1.0
Dy	4.12	5.64	0.69		3.92		4.9	6.1
Ho	0.63	0.87	0.11		0.58		0.9	0.7
Er	1.65	2.02	0.29		1.43		2.4	2.3
Tm	0.2	0.25	0.03		0.18		0.3	0.3
Yb	1.38	1.62	0.21		1.23	1.75	2.1	2.3
Lu	0.2	0.23	0.03		0.17	0.26	0.3	0.3
Hf	2	1.94			3.35	6	3.41	
Ta	0.39	0.23			0.29	0.16	0.34	
(La/Yb) _N	14	27	10		23	20	11	11
ссылки	2	2	2	2	2	нд	2	1

Таблица 2. Представительные химические анализы пород Эльмусского массива.

№обр	29	187	211	189	207	351	212	351/1	203
Порода	кварцевые монцониты					монцо-диорит	горблен-диты		вмеща-ющий метабазальт
SiO ₂	61.60	61.91	62.30	62.51	63.30	56.90	50.20	48.50	49.30
TiO ₂	0.57	0.39	0.58	0.32	0.60	0.62	0.79	0.54	0.88
Al ₂ O ₃	15.70	15.91	15.10	15.86	14.70	14.10	5.90	11.10	14.90
FeO	3.86	3.29	4.47	3.43	3.80	5.21	7.90	9.54	10.90
MnO	0.06	0.06	0.65	0.06	0.06	0.10	0.19	0.16	0.18
MgO	3.16	2.83	3.46	2.65	3.11	4.86	11.60	15.30	5.57
CaO	4.07	3.60	3.39	3.74	3.64	6.93	15.60	6.83	13.10
Na ₂ O	4.74	4.14	4.72	4.52	4.31	4.49	0.81	0.60	2.02
K ₂ O	4.48	5.02	4.60	4.52	4.80	2.13	1.92	2.36	0.64
P ₂ O ₅	0.36	0.39	0.36	0.37	0.37	0.70	1.67	0.06	0.08
ппп	1.05	1.90	0.64	1.60	0.97	2.96	2.44	3.28	2.32
Сумма	99.64	99.44	100.27	99.58	99.65	99.00	99.02	98.27	99.88
Na ₂ O+K ₂ O	9.22	9.16	9.32	9.04	9.11	6.62	2.73	2.96	2.66
mg#	0.59	0.61	0.58	0.58	0.59	0.62	0.72	0.74	0.48
Rb	н.о.	129	н.о.	122	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sr	н.о.	1194	н.о.	1200	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Y	13.2	19	11.9	16	н.о.	н.о.	48.4	н.о.	17.2
Zr	н.о.	246	н.о.	242	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Nb	6.12	9	8.23	8	н.о.	н.о.	5.77	н.о.	1.82
Pb	н.о.	67	н.о.	51	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Th	18.3	34	24.3	36	н.о.	н.о.	9.89	н.о.	0.43
Ti	н.о.	2439	н.о.	2101	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ba	2730	2961	2240	2259	2030	н.о.	1120	н.о.	292
Cr	127	158	144	224	148	н.о.	338	н.о.	285
Ni	н.о.	65	н.о.	65	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Co	н.о.	11	н.о.	10	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
V	62	58.1	68	49.2	69	н.о.	128	н.о.	189
U	3.45	5.4	2.7	3.9	н.о.	н.о.	2.65	н.о.	0.05
La	117	128.2	98.7	111.2	н.о.	н.о.	259	н.о.	17.2
Ce	227	248.4	206	223.8	н.о.	н.о.	596	н.о.	1.82
Pr	25.7	25.4	22	24.7	н.о.	н.о.	76.8	н.о.	2.41
Nd	87.8	97.9	77.4	93.6	н.о.	н.о.	294	н.о.	6.08
Sm	12.4	12.8	11.5	12.5	н.о.	н.о.	45.3	н.о.	0.93
Eu	3.53	2.7	2.97	3	н.о.	н.о.	7.83	н.о.	4.8
Gd	8.9	10.7	7.82	8.9	н.о.	н.о.	38.8	н.о.	1.61
Tb	1.08	0.8	0.93	0.8	н.о.	н.о.	3.65	н.о.	0.66
Dy	3.38	3.6	3.38	3.1	н.о.	н.о.	11.5	н.о.	2.04
Ho	0.46	0.4	0.43	0.5	н.о.	н.о.	1.71	н.о.	0.4
Er	1.07	0.9	0.97	1.1	н.о.	н.о.	3.67	н.о.	2.67
Tm	0.14	0.1	0.12	0.1	н.о.	н.о.	0.46	н.о.	0.64
Yb	0.92	1	0.88	0.9	н.о.	н.о.	2.95	н.о.	1.8
Lu	0.12	0.1	0.11	0.1	н.о.	н.о.	0.38	н.о.	0.29
Hf	6.2	5.7	5.97	6.2	н.о.	н.о.	5.47	н.о.	1.77
Ta	0.33	0.4	0.39	0.5	н.о.	н.о.	0.21	н.о.	0.28
(La/Yb) _N	84	85	74	82	н.о.	н.о.	58	н.о.	6
ссылки	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Ссылки: 1 – Егорова, 2010.

Таблица 3. Представительные химические анализы пород Западно-Хижьярвинского массива.

№обр	470/1	4	184	134а	1	141	134	159	163	320	165
Порода	клинопироксениты				к/з сиениты			лейко- сиенит	кварцсодержащие сиениты		
SiO ₂	47.26	49.51	51.00	54.66	57.91	60.52	61.16	61.94	62.96	63.58	64.38
TiO ₂	1.26	1.26	1.14	1.10	0.92	0.72	0.62	0.60	0.53	0.43	0.38
Al ₂ O ₃	5.52	6.54	7.14	7.17	14.94	15.76	16.64	16.88	16.67	16.75	16.24
FeO	13.00	13.08	9.51	11.09	6.95	4.99	4.25	4.30	3.69	3.81	3.33
MnO	0.30	0.45	0.25	0.28	0.16	0.11	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07
MgO	12.64	11.81	11.10	8.05	3.25	2.28	1.83	1.47	1.47	1.25	1.05
CaO	14.14	13.49	12.40	10.69	5.23	3.68	3.90	2.38	2.53	3.01	2.24
Na ₂ O	0.65	0.90	1.33	1.90	5.27	5.60	6.08	6.77	6.57	6.28	6.79
K ₂ O	1.44	1.33	1.94	1.54	3.50	4.56	3.67	4.05	4.18	3.81	4.16
P ₂ O ₅	1.14	1.13	1.16	1.11	0.52	0.44	0.33	0.25	0.26	0.18	0.22
ппп	1.54		1.51	1.47		0.64	0.56	0.81	0.55	0.47	0.43
Сумма	98.89	99.50	98.48	99.06	98.65	99.30	99.11	99.52	99.48	99.63	99.29
Na ₂ O+K ₂ O	2.09	2.23	3.27	3.44	8.77	10.16	9.75	10.82	10.75	10.09	10.95
mg#	0.64	0.64	0.68	0.56	0.46	0.45	0.43	0.38	0.42	0.37	0.36
Rb		83	48	34	70	82	82	112	103	104	116
Sr		1190	924	1279	2420	2202	2467	1587	1202	1408	1279
Y		42	33	38	31	25	27	28	24	22	19
Zr		190	117	47	206	73	32	420	268	366	380
Nb		9	11.4	10	16	13	9	17	15	18	11
Pb			22	16		18	24	26	22	102	16
Th	5.1	6	7	17	7	<5	6	10	11	14	15
Ti			6747	6440		4202	3229	4133	2881		2383
Ba		830	918	734	1930	2200	2463	1673	1378	1520	1518
Cr	366		434	261	49	41	36	37	34	11	36
Ni			204	121	45	32	33	29	23	18	24
Co	44.8	60	58	47	19	16	12	12	<10	6.1	<10
V		270	171	167	170	68	81	55	60	88	37
La	122		94.9	124	96		68	60		54	50
Ce	285		194	251	212		158.9	152.4		110	101.4
Pr			23.5	27.7			19.7	16			11.2
Nd	148		89.5	113.9	81		78.6	63.3		49	40.2
Sm	23.2		15.7	17.4	14.9		12.9	10.6		8.4	5.8
Eu	4.2		3.14	3.8	6.71		3.3	2.6		1.98	1.6
Gd			11.9	14.4			8.8	7.1			5.3
Tb	1.86		1.4	1.3	1.62		0.9	0.8		0.81	0.5
Dy			6.18	6.8			5.1	4.2			2.7
Ho			1.07	1			0.7	0.7			0.4
Er			2.7	2.5			2	1.6			1
Tm			0.37	0.3			0.2	0.2			0.1
Yb	3.2		2.26	2.3	1.4		1.3	1.9		0.94	1
Lu	0.5		0.36	0.4			0.2	0.2		0.11	0.2
Ta	0.4				0.7					1.11	
Hf	5.7		4.88							9.5	
(La/YB) _N				36	45		35	21		38	33
ссылки	1	2	1	3	2	1	1	1	1	1	3

Ссылки: 1 – Егорова, 2010; 2 – Иваников, 1997б; 3 – Lobach-Zhuchenko et al., 2005.

Таблица 4. Представительные химические анализы пород Бергаулского массива.

№обр	K-17-2	K-17-3	43	51a	101	K-10-1	K-11	K-10-2	53	71	63	64
	породы массива									породы рамы		
Порода	диорит	кварцевый диорит	монцограниты			граниты		лампрофиры		Трондьмит	мета-базальт	метасоматит по базальту
SiO ₂	53.83	67.30	69.5	70	69.78	71.70	71.19	51.46	51.23	69.69	47.25	47.15
TiO ₂	0.96	0.43	0.17	0.22	0.2	0.24	0.27	1.31	0.92	0.23	0.85	0.87
Al ₂ O ₃	15.79	16.81	16.05	15.6	16.44	15.64	15.65	17.37	14.53	15.23	13.51	13.48
FeO	9.31	2.57	1.47	2.12	1.45	1.86	1.9	10.15	9.12	2.75	11.49	12.38
MnO	0.18	0.14	0.03	0.03	0.04	0.13	0.14	0.17	0.16	0.05	0.19	0.22
MgO	6.36	1.39	0.93	1.34	0.92	0.86	0.97	5.46	7.76	1.22	7.4	9.9
CaO	5.81	2.65	1.61	1.76	1.37	2.06	2.1	6.32	5.55	2.21	14.59	6.89
Na ₂ O	2.77	4.85	6.31	5.94	5.99	4.56	5.33	4.29	3.03	5.87	2.43	2.08
K ₂ O	4.36	3.69	2.82	2.59	2.89	2.84	2.36	2.97	3.71	1.64	0.28	3.13
P ₂ O ₅	0.62	0.18	0.07	0.08	0.07	0.11	0.1	0.51	0.75	0.07	0.06	<0.05
ппп			0.9	0.3	0.8				2	1	0.7	2.4
Сумма	99.99	100.01	99.86	99.97	99.95	100.00	100	100	98.76	99.9	98.75	98.50
Na ₂ O+K ₂ O	7.13	8.54	9.13	8.53	8.88	7.40	7.69	7.26	6.74	7.51	2.71	5.21
mg#	0.57	0.52	0.53	0.53	0.53	0.48	0.50	0.52	0.6	0.44	0.53	0.59
Rb	206	78.7	80	70	86	160	181	128	167	63	17	255
Sr	929	645	1008	943	1022	857	850	912	1060	354	165	109
Y	29	16	10	6	5	8	17	25	30	19	25	17
Zr	249	233	103	108	98	107	159	184	213	118	47	44
Nb	7.17	7.96	5	3	3	3.17	5.08	8.08	5	14	3	3
Pb	13.23	15.96	26	21	26	19.48	22.05	24.11	22	17	12	16
Th	9	15	6	9	<5	7	11	6	12	13	<5	<5
Ba	1113	2284	1782	1707	1679	1618	1321	995	824	258	<100	1241
Cr	120	47	49	106	56	37	48	21	147	122	298	366
Ni	82	31	17	34	16	21	32	26	83	38	152	145
Co	20.8	2	<10	<10	<10	3.6	4.7	27.1	29	<10	51	53
V	147	46	<30	32	<30	18	39	172	159	<30	239	297
U	2.42	6.59				1.29	1.8	2.18				
La	76	64	23.8		13.35	12	34	58	89.4			
Ce	172.3	145.4	46		39.87	44.39	63.59	139.5	174			
Pr	20.3	16.71			4.18	3.12	7.29	17.29				
Nd	78.93	61.95	17.9		16.63	11.5	25.84	69.83	99			
Sm	13.48	9.98	2.97		2.68	2	4.17	12.61	15.2			
Eu	3.13	2.18	0.75		0.73	0.41	0.98	2.97	3.62			
Gd	8.84	5.79			2.03	1.45	2.88	8.26				
Tb	1.08	0.65	0.3		0.22	0.19	0.35	0.99	1.21			
Dy	5.32	3.01			1.2	0.93	1.88	4.95				
Ho	0.98	0.52			0.2	0.18	0.38	0.87				
Er	2.56	1.23			0.45	0.49	1.12	2.1				
Tm	0.37	0.18			0.06	0.07	0.16	0.29				
Yb	2.28	1.08	0.37		0.56	0.48	1	1.64	2.34			
Lu	0.33	0.16	0.056		nd	0.07	0.17	0.23	0.32			
Hf	6.24	6.66	2.9		2.8	3.14	4.52	4.74	5.5			
Ta	0.3	0.51	0.2		0.2	0.27	0.29	0.53	0.29			
(La/Yb)N	22	39	42		16	17	23	23	25			
ссылки	1	1	2	3	4	1	1	1	1	1	1	1

Ссылки: 1- Ларионова и др., 2007, 2 - Егорова, Лобиков, 2013, 4 - Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 3 - неопубликованные данные В.П. Чекулаева.

Таблица 5. Представительные химические анализы пород Хаутаваарского массива.

	породы массива						вмещ. породы	
№обр	118	124**	16	656/1*	13	651"	109	114
Порода	сиенит		кв.сиенит	граносиенит	монцогранит		коматиит	базальт
SiO ₂	53.77	54.31	65.9	66.84	68.28	68.66	41.94	53.57
TiO ₂	0.84	0.78	0.64	0.53	0.34	0.42	0.22	0.99
Al ₂ O ₃	15.23	13.1	14.92	14.7	14.76	14.38	6.47	20.84
FeO	6.35	7.39	3.83	3.56	2.53	2.89	9.14	6.34
MnO	0.1	0.11	0.04	0.05	0.03	0.04	0.16	0.11
MgO	7.1	8.84	1.64	2.08	1.14	1.17	29.68	4.84
CaO	5.63	6.66	1.95	2.1	1.98	1.65	5.65	5.48
Na ₂ O	3.4	3.06	3.71	3.68	3.51	3.8	<0.2	1.08
K ₂ O	4.69	3.07	5.38	5.24	5.63	5.21	0.02	3.66
P ₂ O ₅	0.47	0.64	0.23	0.18	0.17	0.19	<0.05	0.33
ппп	1.7	1.4	1.4	0.58	1.3	0.58	5.7	1.6
Сумма	99.28	99.36	99.64	99.54	99.67	98.99	98.98	98.84
Na ₂ O+K ₂ O	8.09	6.13	9.09	8.92	9.14	9.01	0.2	4.74
mg#	0.67	0.68	0.43	0.51	0.45	0.42	0.85	0.58
Rb	145	95	215	251	213	248		
Sr	711	1089	388	340	506	407		
Y	20	22	14	27	16	20		
Zr	162	99	287	360	195	263		
Nb	7	<5	15	21	13	19		
Pb	29	21	27	44	34	37		
Th	18	11	35	34	44	36		
Ti	4664	4850	3277		1983			
Ba	1676	2542	1002	2295	1212	1850		
Cr	164	202	67	40	35	24		
Ni	52	61	31	22	29	18		
Co	20	29	12	9	<10			
V	126	164	46	102	<30	43		
La		50.3		46		47		
Ce		107.4		74		65		
Pr		14.3						
Nd		61.2						
Sm		10.9		8		6.6		
Eu		3.2		0.79		1.08		
Gd		9.0						
Tb		0.9		1.08		0.75		
Dy		4.9						
Ho		0.8						
Er		2.2						
Tm		0.3						
Yb		1.8		2.7		2.03		
Lu		0.2		0.12				
Hf		2.7	8.24	13		11		
Ta		0.4		1.1				
(La/Yb) _N		19		11		15		
ссылки	1	2	1	3	1	4	1	1

1 -неопубликованные данные Н.А. Арестовой, 2 - Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 3 - Lobach-Zhuchenko et al., 2000, 4 – неопубликованные данные Богачева.

Таблица 6. Представительные химические анализы пород Сяргозерского комплекса.

массив	Шаравалампи						Сяргозеро			
	Ультрамафиты-мафиты первой фазы									
№обр	512	310	320	509a	503	505	Ш-11	224	Ш-8	Ш-7
Порода	Горблендит метапироксенит			Вт-Ер-метагаббро			Горб- лен- дит	Вт-Ер- метагаббро		Вт-мета- габбро (ксенолит в сиенитах)
SiO ₂	41.5	41.9	44.3	45.40	47.88	49.5	41.06	45.98	51.78	52.54
TiO ₂	1.83	2.56	2.65	2.37	1.57	1.05	3.12	1.68	1.51	1.06
Al ₂ O ₃	9.89	4.22	5.3	6.21	14.14	14.60	6.67	4.13	16.05	15.04
FeO	15.3	18	16.56	13.95	13.45	9.5	19.90	14.95	7.21	8.12
MnO	0.33	0.28	0.35	0.33	0.23	0.16	0.39	0.34	0.12	0.15
MgO	11.4	10.1	9.94	8.31	7.49	6.8	8.69	9.92	3.27	6.53
CaO	12.8	16.2	15.7	13.9	7.19	8.81	10.43	16.86	5.86	5.57
Na ₂ O	2.05	0.68	0.72	2.55	3.21	3.79	1.30	2.2	6.31	5.00
K ₂ O	1.29	1.31	0.42	1.01	0.32	1.72	1.32	0.23	2.71	2.58
P ₂ O ₅	1.17	2.08	1.69	1.60	0.13	0.66	0.39	1.68	0.73	0.80
ппп	0.66	0.64	0.599	2.78	3.0	1.82	4.81	0.5	3.81	1.70
Сумма	98.2	98.0	98.2	98.4	98.6	98.4	98.1	98.5	99.4	99.1
Na ₂ O+K ₂ O	3.34	1.99	1.14	3.56	3.53	5.51	2.62	2.43	9.02	7.58
mg#	0.57	0.50	0.52	0.52	0.50	0.56	0.44	0.54	0.45	0.59
Rb		65.2			5	65				
Sr		598			63	1640	546		1057	1024
Y		64.8		69	24	25	51.6		38.8	37.7
Zr		152			100	87				
Nb		15.9			6	2.33				
Pb										
Th		13.2		23		0.56				
Ba	360	209	277	528	<100	1367	229		1261	1231
Cr	320	90.6	51	67	296	188				
Ni		60.3			120	81				
Co		59.5			61	34				
V	360	322	281	220	295	241				
La				231		54.8	161		175	172
Ce				558		117	376.7		358.5	358.8
Pr				72.9		15.7	49.12		45.76	45.64
Nd				275		64.3	177.6		164.8	163.87
Sm				48.1		11.7	32.74		31.15	30.68
Eu				11.9		3.49	7.98		7.26	7.14
Gd				33.7		9.98	27.52		24.89	24.75
Tb				3.82		0.94	3.01		2.57	2.54
Dy				16.6		4.2	13.17		10.38	10.36
Ho				2.57		0.73	2.2		1.64	1.61
Er				6.14		1.82	5.92		4.24	4.22
Tm				0.76		0.21	0.7		0.46	0.47
Yb				4.46		1.44	4.31		2.84	2.79
Lu						0.19	0.57		0.35	0.34
(La/Yb) _N				34		25	25		41	41
ССЫЛКИ	НД	НД	НД	НД	НД	НД	1	НД	1	1

Таблица 6. Представительные химические анализы пород Сяргозерского комплекса (продолжение).

массив	Шаравалампи							Сяргозеро	
	2я магматическая фаза - сиениты							3я фаза	дайки
№обр	504	507	Ш-2	508	501	Ш-9	527/1	527/12	527/9
Порода	сиенит				кварцевый сиенит			Грано-сиенит	Лампро-фир
SiO ₂	54.4	58.00	58.54	59.55	64.00	63.62	64.74	69.91	62.1
TiO ₂	1.24	0.92	0.93	0.76	0.54	0.54	0.51	0.27	0.47
Al ₂ O ₃	13.00	17.29	15.89	16.94	16.9	16.40	16.23	15.48	16.24
FeO	8.96	5.76	6.08	5.27	3.55	3.33	4.76	2.55	4.64
MnO	0.17	0.09	0.12	0.1	0.07	0.07	0.06	0.03	0.08
MgO	4.08	2.5	2.54	2.24	1.5	1.31	1.35	0.64	2.03
CaO	5.96	5.1	3.98	4.21	2.89	2.39	3.26	1.36	4.73
Na ₂ O	4.92	6.42	5.72	5.8	6.00	6.67	7.26	5.23	5.9
K ₂ O	4.28	1.55	4.10	3.29	3.28	4.72	1.4	3.09	2.05
P ₂ O ₅	0.72	0.5	0.59	0.41	0.19	0.32	0.25	0.1	0.22
ппп	0.3	0.77	0.79	0.48	0.64	0.34	0.62	0.74	0.92
Сумма	98.03	98.9	99.27	99.05	99.56	99.71	100.4	99.4	99.38
Na ₂ O+K ₂ O	9.2	7.97	9.82	9.09	9.28	11.39	8.66	8.32	7.95
mg#	0.45	0.44	0.43	0.43	0.43	0.41	0.34	0.31	0.44
Rb		37		61			31	62	59
Sr		1880	1621	1876		1394	1405	1044	1919
Y		29	22.16	26		12.22	39	11	20
Zr		300		319			451	150	136
Nb		15.5		12			15	8	4
Pb							7	11	19
Th		8.43					4	12	7
Ba	1870	638	2144	2167	1320	1985	1675	1130	898
Cr	38	34		23	18			30	49
Ni		29		25			50	18	20
Co		12		13			18	6	14
V		128		94	55		113	66	136
La		73.3	104.7			73.83	99	30	28
Ce		181	187.4			142.18	252	63	66
Pr		22.2	25.1			18.66			
Nd		86	90.0		56.6	67.31	115	29	34
Sm		15.8	15.8			11.16	15.6	4.8	5.6
Eu		3.77	4.4			3.08	3.66	1.14	1.45
Gd		10.4	13.7			9.19			
Tb		1.2	1.4			0.88	1.79	0.4	0.58
Dy		4.91	5.56			3.4			
Ho		0.74	0.89			0.53			
Er		1.89	2.38			1.44			
Tm		0.25	0.27			0.16			
Yb		1.47	1.70			1.02	1.14	0.36	1.32
Lu		0.19	0.23			0.14	0.17	<0.05	0.16
Hf							12	3.9	3.6
Ta							0.86	0.39	0.22
(La/Yb)N		33	41			48	57	55	14
ссылки	нд	нд	1	нд	нд	1	2	2	2

Таблица 6. Представительные химические анализы пород Сяргозерского комплекса (продолжение).

продолжение:

массив	Шаравалампи							Вмещающие породы	
	Габбро-диорит-плагиогранитная группа								
№обр	505a	511	511a	323	513	517	535-510	521	522
Порода	Вт-габбро		Вт-габбро-диорит		диорит		Плагио-гранит	трондьемит	базальт
SiO ₂	45.35	51.92	55.8	52.3	56.0	57.5	67.8	72.27	50.89
TiO ₂	1.47	0.86	0.77	1.13	0.79	0.88	0.41	0.18	2.03
Al ₂ O ₃	11.09	14.31	14.0	15.7	15.4	15.6	16	15.37	14.41
FeO	11.39	7.61	6.84	9.09	6.89	7.07	2.89	1.29	13.87
MnO	0.2	0.14	0.12	0.16	0.12	0.12	0.04	0.02	0.26
MgO	11.24	8.34	7.10	4.68	5.09	3.89	1.59	0.35	3.49
CaO	11.82	6.69	5.77	7.75	5.64	4.1	3.31	1.98	8.93
Na ₂ O	1.73	3.14	4.45	4.89	6.54	4.41	4.97	4.71	2.87
K ₂ O	1.71	3.13	2.75	1.79	1.68	3.85	1.79	2.28	0.43
P ₂ O ₅	0.74	0.51	0.46	0.68	0.56	0.45	0.13	0.05	0.18
ппп	1.68	1.99	0.97	1	0.88	1.14	1.09	1.29	1.31
Сумма	98.42	98.64	99.03	99.17	99.59	99.01	100.02	99.79	98.67
Na ₂ O+K ₂ O	3.44	6.27	7.20	6.68	8.22	8.26	6.76	6.99	3.3
mg#	0.64	0.66	0.65	0.48	0.57	0.50	0.50	0.33	0.31
Rb	62	106					96	59	7
Sr	1385	884					397	453	108
Y	29	17					11	7	35
Zr	90	227					130	109	126
Nb	5.78	9.2					4.8	<5	8
Pb									
Th	0.81	8.03					4		
Ba	948	1576	975	1080	631	1220	655	720	<100
Cr	505	424	337	22	155	32		<10	78
Ni	189	161					<20	12	59
Co	52	36						<10	48
V	296	197		189		122	<50	45.6	<30
La	58.6	99.1					12.8		
Ce	143	153					29.4		
Pr	19.7	21.8					3.85		
Nd	82.1	80.2		72.3			15.4		
Sm	15.5	11.3					3.49		
Eu	3.75	2.87					0.95		
Gd	11.1	8.13					2.55		
Tb	1.28	0.92					0.31		
Dy	5.98	3.96					1.48		
Ho	0.95	0.65					0.27		
Er	2.47	1.6					0.7		
Tm	0.31	0.2					0.09		
Yb	1.91	1.35					0.57		
Lu	0.29	0.21					0.09		
Hf									
Ta									
(La/Yb)N	20	48					15		
ссылки	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд

Ссылки: 1 – Дмитриева, 2011, 2 – 3 - неопубликованные данные: 2 – Н.А. Арестовой и автора, 3 – В.В. Иваникова.

Таблица 7. Представительные химические анализы пород Костомукинского комплекса.

массив	Кургенлампи								
№обр	36/2	36/3	37	39/1	37/1	36/1	36	14	13
Порода	диорит				плагиопорфир (кв. диорит)			гранодиорит	
SiO ₂	55.94	60.24	60.06	62.08	62.43	64.52	66.3	68.78	69.2
TiO ₂	0.71	0.52	0.62	0.77	0.53	0.47	0.42	0.35	0.32
Al ₂ O ₃	16.61	16.18	16.37	15.69	16.41	15.32	14.96	15.25	14.46
FeO	7.2	6.47	6.66	5.66	5.63	4.03	3.71	3.26	3.15
MnO	0.1	0.1	0.09	0.09	0.08	0.06	0.06	0.05	0.05
MgO	4.08	3.96	3.51	4.06	3.38	2.17	1.97	1.48	2.28
CaO	5.52	5.51	5.2	4.71	5	3.46	3.3	2.98	1.59
Na ₂ O	4.77	3.72	4.47	3.91	3.94	4.63	4.53	4.47	5.78
K ₂ O	2.82	2.74	2.51	2.35	2.48	3.43	3.02	3	1.74
P ₂ O ₅	0.32	0.34	0.33	0.4	0.27	0.17	0.16	0.15	0.15
Сумма	98.07	99.78	99.82	99.72	100.15	98.26	98.43	99.77	98.72
Na ₂ O+K ₂ O	7.59	6.46	6.98	6.26	6.42	8.06	7.55	7.47	7.52
mg#	0.50	0.52	0.48	0.56	0.52	0.49	0.49	0.45	0.56
Rb	83	85	78	73	98	106	102	108	124
Sr	744	659	649	668	661	557	525	625	642
Y	18	15	16	12	14	11	12	14	10
Zr	113	120	138	132	113	123	116	130	107
Hf	2.34	2.59		3.5			3.2	4.04	
Nb	5	<5	5	5	<5	6	5	6	6
Ta	0.23	0.24		0.25			0.53	0.47	
Pb	25	25	17	20	19	27	28	23	27
Th	8	9	12	10	13	7	17	11	19
Ba	1149	1202	961	1074	1165	1463	855	978	2302
Cr	45	74	39	66	106	40	46	16	
Ni	25	25	18	24	27	18	16	9	
Co	26	14	23	22	22	13	19	6	
V	122	125	106	99	114	55	42	68	
La	36.2	36.3		39.5			40.9	25.65	
Ce	72.1	73.7		72.8			69.1	40.52	
Pr	8.33	8.18						5.72	
Nd	40	35.64		30.31			27.84	21.26	
Sm	6.53	6.03		4.88			4.2	3.8	
Eu	1.28	1.49		1			0.83	0.79	
Gd	3.6	4.08						2.49	
Tb	0.45	0.53		0.49			0.28	0.3	
Dy	1.99	2.3						1.57	
Ho	0.4	0.44						0.3	
Er	1.15	1.13						0.66	
Tm	0.16	0.17						0.09	
Yb	0.92	0.99		1.13			0.67	0.78	
Lu	0.13	0.14		0.16			0.07	0.12	
(La/Yb) _N	26	24		23			40	22	
ссылки	1	1	1	1	1	1	1	1	нд

Таблица 7. Представительные химические анализы пород Костомукшского комплекса (продолжение).

	санукитоиды		дайки			граниты		вмещающие
№обр	33-1	33	19-3	20-4	1736	22	26	16/3
Порода	диорит	Грано-диорит	металампрофир			гранит		коматиит
SiO ₂	61.6	67.72	50.94	49.78	57.57	71.85	73.38	52.3
TiO ₂	0.57	0.31	1.09	1.17	0.89	0.21	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	16.93	15.52	18.65	18.56	16.91	15.98	13.26	3.86
FeO	5.02	3.22	10.89	11.27	8.55	1.59	1.71	8.4
MnO	0.07	0.03	0.13	0.17	0.13	0.05	0.03	0.06
MgO	3.56	1.52	4.4	4.2	2.52	0.65	0.46	28.45
CaO	3.29	2.86	4.48	6.36	4.69	1.49	0.89	<0.1
Na ₂ O	5.43	4.05	3.68	3.22	4.3	5.01	3.51	0.2
K ₂ O	2.38	3.48	4.16	4.08	1.79	2.96	5.4	0.01
P ₂ O ₅	0.2	0.22	0.82	0.71	0.73	0.07	0.07	0.05
Сумма	99.05	98.93	99.24	99.52	98.08			
Na ₂ O+K ₂ O	7.81	7.53	7.84	7.3	6.09			
mg#	0.56	0.46	0.42	0.4	0.34	0.42	0.32	0.86
Rb	89	116	330	186	69	103		
Sr	637	729	634	623	891	196	307	<5
Y	10	10	34	31	22	8	97	<5
Zr	136	128	201	170	235	87	28	6
Hf							151	22
Nb	6	<5	9	8	9	5		
Ta							15	<5
Pb	23	16	32	26	26	22		
Th	<5	12	17	14	23	<5	43	<5
Ti							43	<5
Ba								
Cr	967	2115	741	1261	1082	666		
Ni	66		10	11	21	<10	576	<100
Co	22		42	20	13	<5	10	
V	10		25	20	12	<10	24	
U	91		207	226		<30	<10	
ссылки	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд	нд

1 - Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2 - неопубликованные данные С.Б. Лобач-Жученко, А.В. Коваленко, И.Н. Крылова и автора.