

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего  
образования «Санкт-Петербургский горный университет»

*На правах рукописи*

**Ашихмин Дмитрий Сергеевич**



**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ПЕРИДОТИТОВ В  
МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ  
АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН**

*Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы поисков  
полезных ископаемых*

Диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-  
минералогических наук

Научный руководитель:  
доктор геолого-минералогических наук, доцент  
**Скублов Сергей Геннадьевич**

Санкт-Петербург - 2019

## Оглавление

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> .....	4
<b>ГЛАВА 1 ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ</b> .....	10
Выводы по главе 1 .....	22
<b>ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ</b> ...	23
Выводы по главе 2 .....	26
<b>ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ</b> .....	27
3.1 Методы определения состава минералов.....	27
3.2 Методы изучения изотопно-геохимического состава ксенолитов .....	29
Выводы по главе 3 .....	30
<b>ГЛАВА 4 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ.</b>	31
Выводы по главе 4 .....	34
<b>ГЛАВА 5 ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КСЕНОЛИТАХ</b> .....	35
5.1 Геохимия главных элементов.....	35
5.2 Геохимия редких элементов .....	43
Выводы по главе 5 .....	60
<b>ГЛАВА 6 МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ</b> .....	61
<b>6.1 ОЛИВИН</b> .....	61
6.1.1 Степень изученности оливина из мантийных пород .....	62
6.1.2 Распределение главных элементов .....	66
6.1.3 Распределение редкоземельных элементов .....	69
6.1.4 Распределение редких элементов .....	75
<b>6.2 КЛИНОПИРОКСЕН</b> .....	79
6.2.1 Степень изученности клинопироксена из мантийных пород .....	79
6.2.2 Распределение главных элементов .....	81
6.2.3 Распределение редкоземельных элементов .....	81
6.2.4 Распределение редких элементов .....	91
<b>6.3 ОРТОПИРОКСЕН</b> .....	93
6.3.1 Степень изученности ортопироксена из мантийных пород.....	93
6.3.2 Распределение главных элементов .....	93

6.3.3 Распределение редкоземельных элементов .....	94
6.3.4 Распределение редких элементов .....	99
<b>6.4 ШПИНЕЛЬ</b> .....	101
6.4.1 Распределение главных элементов .....	102
6.4.2 Распределение редкоземельных элементов .....	107
Выводы к главе 6 .....	110
<b>ГЛАВА 7 УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ В РАЙОНЕ АРХ. ШПИЦБЕРГЕН</b> .....	111
Выводы к главе 7 .....	124
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	125
<b>Список литературы</b> .....	128
<b>Приложение А Содержание петрогенных, редкоземельных и редких элементов в породообразующих минералах мантийных ксенолитов</b> .....	150

## ВВЕДЕНИЕ

### **Актуальность темы исследования**

Базальты, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках, достаточно часто выносят на поверхность глубинные мантийные ксенолиты. Эти образования содержат информацию о составе и условиях существования мантийных пород. Предположение о химическом равновесии между минералами мантийных ксенолитов, сохраняющемся во время их выноса на поверхность, лежит в основе оценки вариаций состава и  $P$ – $T$  параметров верхней мантии. Изучение геохимических характеристик мантийных ксенолитов позволяет судить о составе, степени гетерогенности и условиях существования мантийных пород.

### **Степень разработанности темы исследования**

В связи с обширными исследованиями мантийных ксенолитов, начиная с середины прошлого века, собран огромный объём информации об их минеральном и химическом составе (Haskin et al., 1966; Suen et al., 1979; Ottonelo et al., 1984; Frey, 1984; McDonough, Frey, 1989; Ionov, 1998; Ionov et al., 2019; Tang et al., 2020). Использование локальных методов (SIMS, LA-ICP-MS), получивших широкое развитие в последние десятилетия, позволяет пополнить банк данных для мантийных минералов, а в ряде случаев выявить новые закономерности и особенности поведения редких и редкоземельных (REE) элементов в мантийных процессах.

**Цель работы** заключается в выявлении новых закономерностей в распределении редких и редкоземельных элементов в ксенолитах мантийных перидотитов и слагающих их минералах, которые отражают состав верхней

мантии и позволяют реконструировать мантийные процессы в районе архипелага Шпицберген.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Анализ химического состава мантийных перидотитов.
2. Выявление особенностей состава породообразующих минералов из ксенолитов по главным, редким и редкоземельным элементам (методы SEM-EDS, EPMA, SIMS, LA-ICP-MS).
3. Изотопно-геохимическое исследование (Sm-Nd метод) ксенолитов и минералов из них.
4. Определение  $P$ – $T$  параметров образования мантийных перидотитов.

#### **Научная новизна работы.**

Проведена систематизация мантийных перидотитов района арх. Шпицберген по характеру распределения в них редкоземельных элементов согласно классификации, предложенной Ф.П. Лесновым (2008).

Впервые изучен редкоэлементный состав породообразующих минералов, контактирующих с карманами плавления в мантийных перидотитах.

Выявлены контрастные по содержанию редких элементов генерации породообразующих минералов.

Установлено закономерное изменение состава минералов под воздействием мантийного метасоматоза, что накладывает ряд ограничений для их использования при петрологическом моделировании и термобарометрических расчетах.

### **Теоретическая и практическая значимость работы.**

Выявленные типоморфные особенности породообразующих минералов ксенолитов могут быть использованы для разработки модели строения верхней мантии для района арх. Шпицберген.

Новые данные по составу минералов из мантийных ксенолитов могут быть использованы в учебно-методических целях в рамках курсов «Общая геохимия», «Изотопная геохимия», «Петрология».

**Методология и методы исследования.** В основу работы положен каменный материал, предоставленный А.Н. Сироткиным (АО «ПМГРЭ»). Изученная коллекция включает одиннадцать образцов мантийных ксенолитов, при этом из них два ксенолита достаточно крупные – более 15 см в диаметре.

Образцы пород были проанализированы на содержание главных элементов методом XRF. Концентрация редких и редкоземельных элементов определена методом ICP-MS (ВСЕГЕИ). Состав минералов по главным элементам изучен методом SEM-EDS (около 400 точек, JEOL JSM-6510LA с ЭД-приставкой JED-2200, ИГГД РАН). Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах и стекле определено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (более 90 точек) по методике (Соболев, Батанова, 1995). Редкие элементы в шпинелях анализировались методом LA-ICP-MS (более 70 анализов, Университет науки и технологий, Хэфэй, Китай). При построении спектров распределения REE состав минералов нормировался к составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Изучение Sm-Nd системы проводилось методом TIMS (ИГГД РАН). Сокращения названий минералов приведены по (Whitney, Evans,

2010). В работе использована классификация пироксенов (Morimoto, 1988). Минеральный состав клинопироксена рассчитан при помощи программы PX-NOM (Sturm, 2001).

**На защиту выносятся следующие положения:**

**1. Мантийные перидотиты района арх. Шпицберген разделяются на три группы по содержанию несовместимых (LREE, HFSE и LILE) элементов: в перидотитах первой группы содержание этих элементов понижено, в перидотитах второй группы – отвечает хондритовому уровню, в перидотитах третьей группы – повышено за счет резкого увеличения содержания этих элементов в клинопироксене.**

**2. Породообразующие минералы – оливин и клинопироксен, расположенные в непосредственной близости от карманов плавления в мантийных перидотитах третьей группы, характеризуются аномально повышенным содержанием несовместимых элементов (LREE, Y, Ti, Zr, Sr, Ba, V).**

**3. Мантийные перидотиты третьей группы, подвергшиеся наиболее сильному флюидному воздействию, характеризуются пониженными температурами минеральных равновесий (690–870°C) по сравнению с перидотитами первой и второй групп (940–1100°C).**

**Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью каменного материала, использованием аналитических данных, полученных по сертифицированным методикам в аккредитованных лабораториях, представительностью использованных выборок геохимических**

данных, корректным применением методов математической статистики и графического представления информации, непротиворечивостью геологической информации и полученных автором результатов.

**Апробация результатов.** Основные положения и результаты работы докладывались на следующих конференциях: Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (2016, 2017), V международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (2017), XXXVI International Conference «Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits» (2019).

**Публикации по работе.** Результаты диссертационной работы освещены в 7 печатных работах, в том числе в 3 статьях – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, входящих в международные базы данных и системы цитирования (Web of Science, Scopus).

**Структура работы.** Диссертация состоит из введения, 7 глав с выводами по каждой из них, заключения, списка литературы и приложения. Диссертация изложена на 164 страницах машинописного текста, содержит 36 рисунков и 21 таблицу. Список литературы включает 146 источников.

**Благодарности.** Автор глубоко благодарен своему научному руководителю профессору С.Г. Скублову за всестороннюю помощь в процессе работы. Автор выражает искреннюю признательность А.Н. Сироткину («ПМГРЭ») за предоставленный фактический материал.

Автор признателен за проведение аналитических работ и обсуждение результатов А.Е. Мельнику, О.Л. Галанкиной, Н.М. Королеву и Е.С. Богомолу (ИГГД РАН), С.Г. Симакину и Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН), Ю.-Х. Чену (Китай), М.М. Мачевариани (Горный университет).

Исследование поддержано молодежным грантом РФФИ № 19-35-50014 мол\_нр, руководитель В.Р. Ветрин (ГИ ФИЦ КНЦ РАН).

## ГЛАВА 1 ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ

Литосферная мантия залегает на переменной глубине в различных областях Земли. В пределах платформенной части ее мощность колеблется от 35 до 250 км, а под океаническим дном ее мощность составляет от 10 до 20 км. Под тектонически активными зонами граница Мохоровичича фиксируется нечетко из-за появления горизонтов с промежуточными скоростями продольных сейсмических волн 7.5-7.8 км/с (Калашникова, 2017). Согласно первым представлениям, воздвигнутым на основании экспериментальных данных, породы ниже границы Мохоровича определялись как эклогиты и перидотиты. В дальнейшем данные представления нашли подтверждения в изучении мантийных ксенолитов.

В настоящее время ряд ученых придерживаются гипотезы, согласно которой плавление примитивной мантии привело к образованию базальтового и коматиитового субстрата, а также деплетированных реститов, значительно обедненных петрогенными и некогерентными элементами (Griffin et al., 1999; Walter, 1999; Simon, 2007). Параллельно с этим, само мантийное вещество, находящееся в пределах литосферы, рассматривается как рестит (Anderson, 1974; Boyd et al., 1975; 1997; Herzberg, 1993; Griffin, O'Reilly, 2007).

Исходя из литературного обзора, выполненного в работе (Калашникова, 2017), на данный момент превалирует гипотеза, предложенная (Griffin, O'Reilly, 2007), утверждающая, что плавление происходила на глубине примерно 100-150 км, а механизм подъема выплавленного, более легкого, рестита был

преимущественно гравитационным, так как плотность кристаллизовавшихся породообразующих минералов меньше, чем основного рестита. Можно выделить следующие две геодинамические обстановки, в которых могут сформироваться реститы – внутриплитная (воздействия мантийного плюма) (Boyd, 1998; Griffin, 1999) и надсубдукционная зоны (Canil, 2004; Pearson, Wittig, 2008). Далее происходит эволюция состава минералов из пород реститов. Считается, что под воздействием расплавов в литосферной мантии происходит процесс магматического замещения, приводящий к рефертилизации (Griffin et al., 1999; Burgess, Harte, 2004 и другие). Одним из первых гипотезу об изменении состава литосферной мантии под воздействием потоков вещества из астеносферы высказал отечественный геолог В.С. Соболев (1974). Эта гипотеза получила подтверждение в большом количестве исследований, посвященных метасоматическим преобразованиям вещества верхней мантии (монографии «Metasomatism in oceanic and continental lithosphere mantle», 2008; «Metasomatism and the chemical transformation of rock», 2013; значительное количество статей). Обогащение литосферного протолита кремнеземом и другими литофильными элементами объяснялось воздействием силикатных расплавов или флюидов (Keleman et al., 1998; Griffin, O'Reilly, 2007). Были выделены различные типы метасоматизирующих агентов: расплавы силикатного (Kelemen et al., 1998; Griffin, O'Reilly, 2007; Agashev et al., 2013) и карбонатитового состава (Ionov et al., 1997; Griffin, O'Reilly, 2007; Zedgenizov et al., 2007; Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015).

По типу воздействия на протолит было выделено несколько типов

мантийного метасоматоза (O'Reilly, Griffin, 2013):

**модальный («modal») метасоматоз** – был введен (Harte, 1983) и определяется по наличию дополнительных минералов, помимо характерных для мантийных перидотитов породообразующих минералов. Такими минералами можно назвать амфибол, слюду, карбонаты, апатит, сульфиды, титанит, ильменит и циркон;

**скрытый («cryptic») метасоматоз** – выделен на основании изменения состава уже существующих минеральных фаз. Образование новых минеральных фаз не отмечено, но в ранееобразованных заметно различается содержание редких элементов (Dawson, 1984);

**«невидимый» («stealth») метасоматоз** – образуются новые генерации минералов, визуально неотличимые от характерных минеральных фаз перидотита, но отличающиеся по химическому составу (O'Reilly, Griffin, 2013).

**Модальный метасоматоз** в мантийных ксенолитах проявляется в развитии типичных метасоматических минералов (флогопит, амфибол, апатит), интенсивно замещающих первичные минералы, а также в появлении минералов, кристаллизовавшихся под воздействием расплавов (рутил, ильменит, графит, сульфиды). Этот тип метасоматоза изучался целым рядом исследователей во флогопитсодержащих перидотитах (Соловьева и др., 1997, 2012; Boyd, Nixon, 1978; Harte, Gurney, 1975; Erlank et al., 1987; Jones et al., 1982; Gregoire et al., 2002, 2003; Van Achtebergh et al., 2001; 2004).

**«Скрытый» метасоматоз** в мантийных породах проявляется преимущественно в возникновении так называемых карманов плавления. В

настоящее время достоверно не установлена причина возникновения этого образования, ряд исследователей считает, что карманы образуются на месте водосодержащих минералов, преимущественно амфиболов, образованных после стадии модалного метасоматоза (Paola, 2004). Также существует мнение, что процесс образования карманов плавления связан с воздействием водно-углекислого флюида, способного привести к плавлению ортопироксена, с последующим образованием основного стекла (Ionov, 1997; O'Reily, Griffin, 2015; Ашихмин и др., 2018).

**«Невидимый» метасоматоз** является крайне сложным для диагностики. Неспособность распознать этот тип метасоматоза до последних десятилетий привела к спорной интерпретации ключевых мантийных процессов.

Стоит отметить, что все перечисленные разновидности мантийного метасоматоза могут протекать за счет достаточно разнообразных по составу флюидов: силикатные расплавы ряда мафических и ультрамафических пород; флюид, образованный за счет плавления карбонатитов; сульфидные расплавы; флюиды СОН в диапазоне от воды до  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}_2$ ; густые рассолы и кремнеземистые флюиды; углеводородсодержащие флюиды. Многие из них, по видимому, смешиваются друг с другом в одних условиях окружающей среды и не смешиваются в других. Имеются данные о сосуществовании и взаимодействии различных типов флюидов в отдельных объемах мантии на коротких временных масштабах. Сложность мантийных метасоматических процессов, по причине большого количества неучтенных факторов, в настоящее время далека от понимания и открывает широкие возможности для инновационных

исследований.

Помимо большого разнообразия составов флюида, существуют два основных способа перемещения флюидов в мантии: инфильтрация по границам зерен и распространение по ослабленным зонам (трещины). Как только флюид достигает места реакции, происходит внутризерновая диффузия, наряду с растворением и переосаждением, что является одним из параметров ограничивающими скорость реакции (van Orman et al., 2001, 2002), и позволяет сохраняться градиентам состава (зональные минералы), благодаря которым существует информация о скорости мантийных процессов.

Вероятно, ослабленные зоны выполняют первоочередную роль процесса транспортировки флюида. Распространенность трещин обеспечивает почти мгновенное движение значительных объемов жидкости и является основным механизмом для крупномасштабного проникновения флюида в мантию, а также для подъема магмы на дневную поверхность. Распространенность ослабленных зон из-за избыточного давления флюида обеспечивает надежный путь для транспортировки метасоматических флюидов и расплавов на значительные расстояния и имеет вторичный эффект создания по меньшей мере «буферной зоны», которая может временно улучшить диффузию и способствовать увеличению интенсивности инфильтрационного процесса.

Доказательства хрупкого разрушения мантийных пород, вызванного давлением флюида, обнаружены как в открытых перидотитовых массивах, так и в мантийных ксенолитах. Прямолинейные дайки, пересекающие другие структуры были описаны в перидотитовых массивах (Wilshire, Kirby, 1989). Исследование

более 4000 мантийных перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов в базальтах Австралии и Шпицбергена показывает, что ксенолиты обычно имеют угловатую или субугловатую форму, и многие из них имеют многоугольные и «граненые» формы. Большинство шпинелевых лерцолитовых ксенолитов из щелочных базальтов, когда они подвергаются слабому гидравлическому напряжению, расщепляются вдоль плоских поверхностей в трех различных ориентациях. Это позволяет предположить, что в верхней мантии уже присутствовали ослабленные зоны. Однако в исследуемой автором данной работы коллекции ксенолитов такое расщепление характерно только для части ксенолитов малого размера, а крупные ксенолиты (Sh-1, Sh-2) характеризуются овоидной формой. Ксенолиты из кимберлитов чаще имеют округлые формы, которые отражают «сглаживание» первоначально угловатых фрагментов во время быстрого подъема, что приводит к использованию термина «узелки» для ксенолитов в кимберлитах и реже в базальтах.

Проникновение флюида по границам зерен вызывает скрытый метасоматоз и может вызывать «невидимый» метасоматоз в результате реакции с минералами мантийных пород. Однако инфильтрация по границам зерен зависит от межфазной энергией. Это относительно медленный процесс, и он не может перемещать большие количества жидкости в сжатые сроки.

Скорость зернограничной инфильтрации сильно зависит от состава флюида. Карбонатные и силикатные субстраты (от базальтовых до коматиитовых композиций) имеют низкие углы смачивания с границами зерен оливина. Такие жидкости могут образовывать непрерывную трехмерную сеть. Низкая межфазная

энергия способствует проникновению жидкости в непористые породы даже при отсутствии какого-либо градиента давления (Watson and Brenan 1987; Watson et al. 1990). Такая энергетическая инфильтрация может приводить к фронту флюида до 20-50 м в год и, таким образом, может быть важным механизмом распространения «невидимого» метасоматоза.

В отличие от карбонатных и силикатных расплавов, флюид состава  $H_2O-CO_2$  имеет высокий угол смачивания с границами зерен оливина и имеет тенденцию образовывать изолированные поры на границах зерен (Watson et al., 1990). Необычный пример этого наблюдается в перидотитах, богатых летучими веществами, из западной Виктории, Австралия (O'Reilly, 1987), где «везикулы» высокого давления образуют часть полигональной равновесной микроструктурной породы вместе с оливином и второстепенным пироксеном. Меньшие флюидные включения в минеральных зернах представляют собой  $CO_2$  высокой плотности, и представляется вероятным, что «везикулы» были заполнены жидкостью того же типа. Ряд работ продемонстрировал, что жидкости состава  $CO_2$  не могут образовывать межзерновые пленки непосредственно в верхней мантии (Watson et al., 1990). Таким образом, движение флюида в мантии достигается двумя основными процессами: (1) геологически мгновенный перенос в масштабе литосферы при наличии ослабленных зон (трещин) и (2) инфильтрация по границам зерен, которая эффективна для карбонатных и базальтовых расплавов, но не для жидкостей  $H_2O-CO_2$ . Комбинации этих двух механизмов могут приводить к формированию рассредоточенных доменов метасоматизированной мантии.

Помимо проблем с диагностикой метасоматических процессов в мантии остается еще одна крупная проблема, – датирование мантийных метасоматических событий.

Большинство изотопных систем не подходит для датирования метасоматических событий в мантии, поскольку высокие температуры позволяют уравнивать дочерние изотопы между минералами в масштабе всей породы. Там, где были получены «возрасты» для сосуществующих минералов высокотемпературных ксенолитов, они обычно регистрируют возраст вывода на поверхность, тогда как более древние возрасты скорее характерны для низкотемпературных ксенолитов. Эти эффекты иллюстрируются Sm-Nd датировкой гранатовых ксенолитов вебстерита (пироксены + гранат ± плагиоклаз + вал породы) из базальтов в Юго-Восточной Австралии (Chen et al., 1998). Эти пироксениты возникли как кумуляты, представленные клинопироксеном с высоким содержанием глинозема (Griffin et al., 1984), они перекристаллизовались и были уравновешены в диапазоне температур от 850 до 1100°C. Два пироксенита, уравновешенные при 1050-1100°C, дают два минеральных возраста  $27 \pm 7$  и  $32 \pm 14$  млн. лет, значительно старше, чем возраст извержения (<1 млн. лет). В трубке «Делегат» два пироксенита, уравновешенные при 1060–1100°C, дают возраст  $146 \pm 9$  и  $160 \pm 4$  млн. лет, близкий ко времени извержения (150-160 млн лет). Ксенолиты состава клинопироксен-ортопироксен-плагиоклаз из той же трубки, уравновешенные при температуре около 850°C, дают возраст  $200 \pm 14$  млн. лет. Эти данные свидетельствуют о том, что изотопное равновесие  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  между гранатом и пироксеном может быть непрерывным при  $T \geq 1100$  C и квази-

непрерывным при  $T$  до 850–900°C. Ни один из этих «возрастов», скорее всего, не зафиксировал бы реальные сроки кристаллизации. Точно также такие изотопные методы вряд ли обеспечат реальный возраст метасоматических событий в мантии. Было проведено датирование Sm-Nd методом ксенолитов из арх. Шпицберген (Богомолов и др., 2015). Полученные возрасты авторы соотносят с процессами плавления, возникшими в данном районе и выделяют два этапа. Первый этап, приведший к значительному деплетированию пород мантии литофильными компонентами ( $Al_2O_3$ , CaO, FeO, редкие элементы, включая редкоземельные) и обогащению MgO, имел место в среднем, а возможно, и в раннем протерозое. Второй этап значительно оторван по времени от предыдущего и относится к позднему палеозою. С этим этапом связано возникновение вебстеритовых магм, кристаллизация которых происходит в самых верхних горизонтах мантии, вблизи границы фазового перехода гранатовых пироксенитов в шпинелевые в системе CFMAS (Богомолов и др., 2015).

Напротив, U-Pb изотопная система в цирконе оказалась довольно устойчивой к термическому сбросу. В последние годы быстро развивались методы извлечения мельчайших количеств циркона из метасоматизированных перидотитов мантии и использование *in situ* анализа как возраста по U-Pb системе, так и изотопного состава Hf в отдельных зернах. В настоящее время имеется много примеров перидотитовых ксенолитов и перидотитовых массивов, которые содержат несколько отдельных возрастных популяций циркона. Возраст этих популяций обычно можно соотнести с возрастом событий в вышележащей коре (Zheng et al., 2006, 2008a, b).

Re-Os систематика мантийных перидотитов контролируется сульфидами (Alard et al., 2000), которые могут перемещаться в мантии в расплавленном состоянии и обычно сопровождают другие типы метасоматических процессов. Поскольку большинство образцов перидотитов содержат несколько поколений сульфидных минералов, модельный Os-возраст для породы в целом вряд ли будет датировать какое-либо реальное событие. Тем не менее, разработка методов для анализа *in situ* Os-изотопного состава сульфидов (Alard et al., 2002; Pearson et al., 2002) позволили получить модельный возраст для отдельных зерен сульфида в мантийных перидотитах. Хотя изотопное смешивание между различными поколениями сульфидных расплавов представляется наиболее возможным, отдельные ксенолиты обычно содержат несколько различных возрастных популяций сульфида. Там, где были проведены детальные исследования, эти популяции, по-видимому, связаны с событиями в вышележащей коре, что позволяет предположить, что сульфидные расплавы, подобно жидкостям, которые осаждают цирконы в мантийных перидотитах, движутся через литосферу в ответ на крупномасштабные тектонические события. Например, в ксенолитах из кратона Каапвааль самые древние сульфидные модельные возрасты каждого террейна соответствуют возрасту самой древней известной коры этого террейна, в то время как другие возрастные пики могут быть соотнесены с наложением швов кратона и с более поздними магматическими эпизодами (Griffin et al., 2004).

**Изучение мантийных ксенолитов** в пределах архипелага Шпицберген началось с описания петрографических особенностей мантийных и вмещающих пород (Буров, 1965). С момента широкого развития локального метода

определения состава минералов вновь возник значительный интерес к данной тематике. Так, ряд норвежских ученых (Amundsen et al., 1987) опубликовали описание мантийных ксенолитов и их включающих нефелиновых базальтоидов, дали характеристики состава, а также отметили наличие стекол в мантийных образованиях. Наиболее полное описание было представлено Д.А. Ионовым в серии своих публикаций. Автор рассматривает процесс и причины возникновения карманов плавления и ассоциирующего с ними мантийного карбоната. В частности, он указывает на то, что вероятной причиной возникновения данных полостей является воздействие на породы водно-углекислого флюида. Относительное обогащение LREE и Sr по сравнению с HREE и HFSE, по-видимому, характерно для мантийных карбонатов и карбонатсодержащих перидотитов (Ионов, 1993). Также Д.А. Ионов изучил и описал механизм возможного взаимодействия расплава-флюида с породами верхней мантии в данном регионе. Характер обогащения ксенолитов на спайдер-диаграммах варьирует от Th-La-Ce-«перегибов» в слабо метасоматизированных образцах (обычно без амфиболов) до непрерывного увеличения содержания от Nd до Ce, характерного для ксенолитов, содержащих амфиболы. Численное моделирование взаимодействия между обедненными перидотитами и обогащенными расплавами указывает на то, что эти закономерности не являются результатом простого смешивания двух конечных компонентов, но могут быть объяснены фракционированием во время миграции пористого реакционноспособного флюида, что приводит к различным схемам обогащения некогерентными элементами. Автором было отмечено, что многие

метасоматизированные ксенолиты характеризуются обеднением ряда элементов и аномально обогащены Pb и Sr по сравнению с редкоземельными элементами аналогичной совместимости, а также имеют заметно ярко выраженное фракционирование Nb/Ta и Zr/Hf отношений. Автор считает, что появление амфибола, как продукта модального метасоматоза, может вызывать Nb-Ta аномалии. Некоторые из этих признаков нельзя отнести только к фракционированию, связанному с появлением амфибола, и должны быть признаком исходного расплава (возможно, богатого карбонатом). В целом, химические и минералогические «отпечатки» метасоматической среды, по мнению автора, являются наиболее сильными вблизи ее источника (например, ослабленные зоны), тогда как ряд элементов, расположенных дальше в метасоматической «колонке», все больше контролируются механизмами фракционирования.

Описание условий подъема, геохимические особенности, а так же условий образования были продемонстрированы в статье М.Г. Копыловой (1996). Также в 2000 году на базе Горного университета В.А. Масловым была защищена диссертация «Мантийные включения в щелочных базальтоидах вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген: петрография, геохимия, платиноность». В своей работе В.А. Маслов уделил особое внимание потенциальной платиноносности верхней мантии, было выполнено детальное петрографическое описание ксенолитов.

## **Выводы по главе 1**

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных исследованию мантийных ксенолитов из района Шпицбергена, их изучение, благодаря применению современных локальных методов, позволит получать принципиально новую информацию об эволюции верхней мантии.

Так же в настоящее время существует ряд вопросов, касающихся диагностики и интерпретации процессов, связанных с различными типами мантийного метасоматоза.

## ГЛАВА 2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Архипелаг Шпицберген находится в северо-западной части шельфа Баренцева моря. История геологического развития данной территории охватывает значительный отрезок временной шкалы – от позднего архея (древнее 2800 млн. лет) до палеогена, включая рыхлые покровы четвертичных осадков, а также базальтовые лавы неогенового и голоценового возраста (Dallmann, 2015). Согласно литературным данным считается, что западная часть архипелага относится к каледонской складчатой области. Область имеет сложный характер сочленения. Особенностью структурного строения Шпицбергена принято считать ярко выраженное блоковое строение. Границы основных структурных элементов архипелага имеют субмеридиональное простирание и приурочены к зонам крупных глубинных разломов длительного развития. В.Е. Хаин в своей монографии выделил три главных этапа тектонического развития данной площади: геосинклинальный, постгеосинклинальный (орогенный) и платформенный (Хаин, 1977).

Детальный обзор геологического строения Шпицбергена приведен в работе (Маслов, 2000). В палеопротерозойское время территория архипелага выступала эвгеосинклинальной зоной каледонской геосинклинали, занимающей почти всю территорию Шпицбергена. Ориентировочно в конце докембрия и начале палеозоя происходит очередное поднятие территории в связи с началом каледонских событий, когда закладываются региональные разрывные нарушения. В связи с завершающей стадией каледонского орогенного этапа развития, в пределах территории Шпицбергена образовалось большинство разломов. В результате

этого была сформирована блоковая структура архипелага (Хаин, 1977; Маслов, 2000).

Вулканические сооружения кайнозойского возраста приурочены к региональному глубинному Брейбогенскому разлому, заложенному еще на заключительной стадии байкальской складчатости или на начальных этапах каледонского тектогенеза. В неогене оживление тектонических движений привело к формированию базальтовых покровов, а в четвертичное время к образованию вулкана Сверре, трубок взрыва Халвдан и Сигурд. В настоящее время активность территории выражается в наличии термальных минеральных источников (Маслов, 2000).

В пределах архипелага Шпицберген выделяют мезо-кайнозойские комплексы пород основного состава, представленные тремя группами юрско-мелового, палеоген-неогенового, четвертичного возраста.

Юрско-меловые основные породы представлены базальтовыми покровами, силлами и дайками долеритов и габбро-долеритов (Dallmann, 2015). Палеоген-неогеновые базальты (анальцимовые-оливиновые, анальцимовые-троктолитовые и троктолитовые) находятся на территории Земли Андре и представлены останцами, покрывающие вершины гор. Четвертичный комплекс представлен образованиями трех вулканических построек – самый северный стратовулкан Сверре, затем трубки взрыва Халвданпигген и Сигурд. Возраст Сигурда – 2.7 млн. лет, Халвдана – 2 млн. лет, Сверре – 10 и 6 тыс. лет. Четвертичные базальты по своему составу относятся к производным щелочно-оливин-базальтовой магмы (Маслов, 2000). Примечательно, что юрско-меловой комплекс базальтов имеет

наиболее основной состав, а самый молодой вулкан Сверре наиболее щелочной, отвечающий базанитам. Четвертичные вулканы располагаются в узкой и протяженной зоне Брейбоген – Бокк-фиорд и тесно связаны с глубинным Брейбогенским разломом, а также связаны с «горячей точкой», интерпретируемой по глубинным геофизическим исследованиям (Feden et al., 1979). Следует отметить, что четвертичный вулканизм претерпевает изменения и географически: с юга на север идет повышение щелочности пород и их омоложение – от Сигурда до Сверре.

Вулкан Сверре располагается в северо-западной части о. Западный Шпицберген на западном побережье Бокк-фьорда, между двумя ледниками. Сверре – это стратовулкан центрального типа, имеет вид конуса, вершина которого находится на высоте 506 м над уровнем моря. Площадь основания вулкана 2 км<sup>2</sup>. Породы, слагающие конус вулкана Сверре и вмещающие ксенолиты и ксенокристаллы мантийных пород, представлены базанитами. Центральная часть вулкана представляет собой цирк, который хорошо наблюдается с северо-востока и востока. В этой части вулкан имеет наилучшую обнаженность, и здесь, чаще всего, обнаруживались ксенолиты перидотитов (Маслов, 2000). Иногда включения составляют до 50% объема породы, при этом щелочной базальт выступает в роли цемента.

Калий-аргоновые датировки дают возраст четвертичных вулканов от 1 млн. до 4000-6000 лет (Маслов, 2000). Подобные датировки были получены на основе изучения террас. Как показали исследования, проводившиеся ПМГРЭ, в составе террасовых отложений присутствует большое количество окатанных обломков

туфолавого материала. Таким образом, образование вулкана Сверре произошло во временном отрезке между формированием террас с отметками от 4 до 21 м. Возраст террасы высотой в 21 м – 10050 лет (данные Норвежского полярного института, радиоуглеродная датировка). Соответственно, возраст становления вулкана можно отнести к этому времени. По последним данным, вулкан Сверре активизировался дважды: 10000 и 6000 лет назад (Сироткин, Шарин, 2000).

### **Выводы по главе 2**

В пределах архипелага Шпицберген выделяют мезо-кайнозойские комплексы пород основного состава, представленные тремя группами юрско-мелового, палеоген-неогенового, четвертичного возраста.

Вулканические сооружения кайнозойского возраста приурочены к региональному глубинному Брейбогенскому разлому, заложенному еще на заключительной стадии байкальской складчатости или на начальных этапах каледонского тектогенеза. В неогене оживление тектонических движений привело к формированию базальтовых покровов, а в четвертичное время к образованию вулкана Сверре.

Центральная часть вулкана Сверре представляет собой цирк, который хорошо наблюдается с северо-востока и востока. В этой части вулкан имеет наилучшую обнаженность, и здесь, чаще всего, обнаруживались ксенолиты перидотитов. Иногда включения составляют до 50% объема породы, при этом щелочной базальт выступает в роли цемента.

## ГЛАВА 3 МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 3.1 Методы определения состава минералов

В основу работы положен каменный материал, предоставленный А.Н. Сироткиным (АО «ПМГРЭ»). Изученная коллекция представляет собой одиннадцать образцов мантийных ксенолитов, при этом три ксенолита достаточно крупные – более 15 см в поперечнике. Все мантийные ксенолиты из коллекции была распилены по длинной оси. С каждого образца были изготовлены прозрачно-полированные шлифы (ППШ) для петрографического описания, для изучения внутреннего строения (режим обратно-отраженных электронов BSE) и состава породообразующих минералов по главным компонентам, а так же были изготовлены препараты для изучения содержания редкоземельных (REE) и редких элементов в породообразующих минералах на ионном микрозонде. Крупный размер двух из трех ксенолитов позволил изучить их особенности в центральной, промежуточной и краевой части, в третьем крупном ксенолите изучалась только центральная и краевая часть, так как он несколько уступает размерам двум выше описанным.

Химический состав минералов на уровне главных элементов и особенности строения некоторых минералов был определен методом SEM- EDS в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Тонкие плоско-полированные шлифы пород напылялись углеродом. Точечные определения состава минералов выполнялись с использованием электронного луча с ускоряющим напряжением в 20 кВ и током 1 нА, размер пятна пучка составлял 3-5 мкм. Время накопления

каждого спектра составляло 35 с, в качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF.

Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах и стекле определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН по методике, подробно изложенной в работе (Соболев и Батанова, 1995). Определения проводились в плоскополированных шлифах, напыленных золотом. Условия съемки на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН): первичный пучок ионов  $^{16}\text{O}_2^-$ , диаметр пучка ~20 мкм; ток ионов 5-7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Погрешность измерений не превышала 10% для примесей с концентрациями >1 ppm и 20% для концентраций <1 ppm. Редкоэлементный состав породообразующих минералов определялся максимально близко к точкам анализа главных элементов на электронном микрозонде. При построении спектров распределения REE в минералах аналитические данные нормировались на состав хондрита CI (McDonough and Sun, 1995). Сокращения названий минералов и их миналов приведены по (Whitney and Evans, 2010). Использована общепринятая классификация пироксенов (Morimoto, 1988). Состав клинопироксена обрабатывался при помощи программы PX-NOM (Sturm, 2002). Редкие и редкоземельные элементы в шпинели были измерены методом LA-ICP-MS в Лаборатории корово-мантийного вещества и обстановок Университета науки и технологий Китая (г. Хэфэй). Подробные условия работы системы лазерной абляции и инструмента ICP-MS и обработки данных приведены в работе (Liu et al.,

2008). Применялись лазер GeLAS 2005 193 нм ArF и масс-спектрометр Agilent 7900 ICP-MS. В качестве газа-носителя использовался гелий. Аргон использовался в качестве добавочного газа и смешивался с газом-носителем через T-образный соединитель перед входом в ICP. Каждый анализ состоял из замера фона (~20-30 секунд) и анализа собственно образца (50 секунд). Содержимое элементов было откалибровано по широко распространенным стандартам (BCR-2G, BIR-1G, BHVO-2G и GSE-1G), стандарт NIST 610 использовался для калибровки дрейфа сигнала во время анализа. Размер пятна анализа составлял 32-44 мкм. Обработка фоновых и аналитических сигналов, коррекция временного смещения и количественная калибровка выполнена с помощью программы ICPMSDataCal (Liu et al., 2008, 2010). Сигнал с временным разрешением для каждого анализа тщательно проверялся на скачки содержания каждого элемента, и в большинстве случаев была выбрана только «чистая» часть спектра с плавной интенсивностью сигнала. Точность и воспроизводимость анализа, основанная на повторном анализе стандартов, для большинства редких элементов не хуже чем  $\pm 10\%$  ( $2\sigma$ ).

### **3.2 Методы изучения изотопно-геохимического состава ксенолитов**

Образцы пород были проанализированы по главным элементам рентгено-флуоресцентным (XRF) методом по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Валовые анализы пород на редкие и редкоземельные элементы (REE) проводились методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) по стандартной методике (ВСЕГЕИ). Метод ICP-MS основан на термической ионизации веществ в аргонной плазме, нагретой до 7000 К. Образовавшиеся ионы втягиваются электростатическим полем в масс-спектрометр, где проводится

их масс-спектральный анализ. Применен способ разложения проб сплавлением, основанный на полном растворении породы в плавне – метаборате лития и переведении образующейся смеси твёрдых комплексных оксидов в раствор азотной кислотой. Относительная погрешность определения элементов не превышала 5-10%.

Изотопный Sm-Nd состав мантийных ксенолитов был изучен с применением стандартных процедур выделения элементов, изотопные измерения осуществлены с помощью масс-спектрометра ThermoFinnigan MAT TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ). При расчете величин  $\epsilon\text{Nd}(t)$  использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR):  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$  (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Одностадийный модельный возраст  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  рассчитан относительно деплетированной мантии с параметрами  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51315$  (Goldstein, Jacobsen, 1988).

### **Выводы по главе 3**

Применение современных локальных методов, позволяющих достаточно точно определить редкоэлементный состав породообразующих минералов ксенолитов, позволило добиться необходимой представительности аналитических данных для получения дополнительной информации о строении верхней мантии и процессах, протекающих в ней.

## ГЛАВА 4 ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ

Мантийные ксенолиты из вулкана Сверре имеют эллипсоидальную или сфероидальную форму. Исследуемая коллекция содержит как крупные образцы – до 18 см, так и сравнительно небольшие ксенолиты (до 5 см) и ксенокристаллы. Мантийные ксенолиты вулкана Сверре, как и включения из других районов мира, по традиционной схеме, делятся на «зеленую» и «черную» серии. К первой относятся образцы с характерной окраской, меняющейся от темно-зеленой до яблочно-зеленой, травянистой, имеющие парагенезис оливин-ортопироксен-клинопироксен-шпинель. Ко второй – черные пироксениты с ассоциацией алюминиевый или титанистый авгит-оливин-шпинель, иногда ортопироксен и плагиоклаз (Маслов, 2000).

Детальное изучение петрографических особенностей в своей работе рассматривал В.А. Маслов (2000). Им было выделено четыре структурных типа. Все ксенолиты, рассматриваемые в настоящей работе, были отнесены к «зеленой» серии, и разделяются на два типа из четырех, предложенных В.А. Масловым (2000).

Первому типу соответствуют ксенолиты Sh-1, Sh-4, Sh-6 Sh-7 и Sh-11. Этот тип ксенолитов относится к шпинелевым гарцбургитам или близким к ним оливиновым ортопироксенитам (40-55% ортопироксена, 40-50% оливина, 5-20% клинопироксена). Ортопироксен, достигающий в размере 6 мм, представлен энстатитом (Fs 10-12, рисунок 4.1).

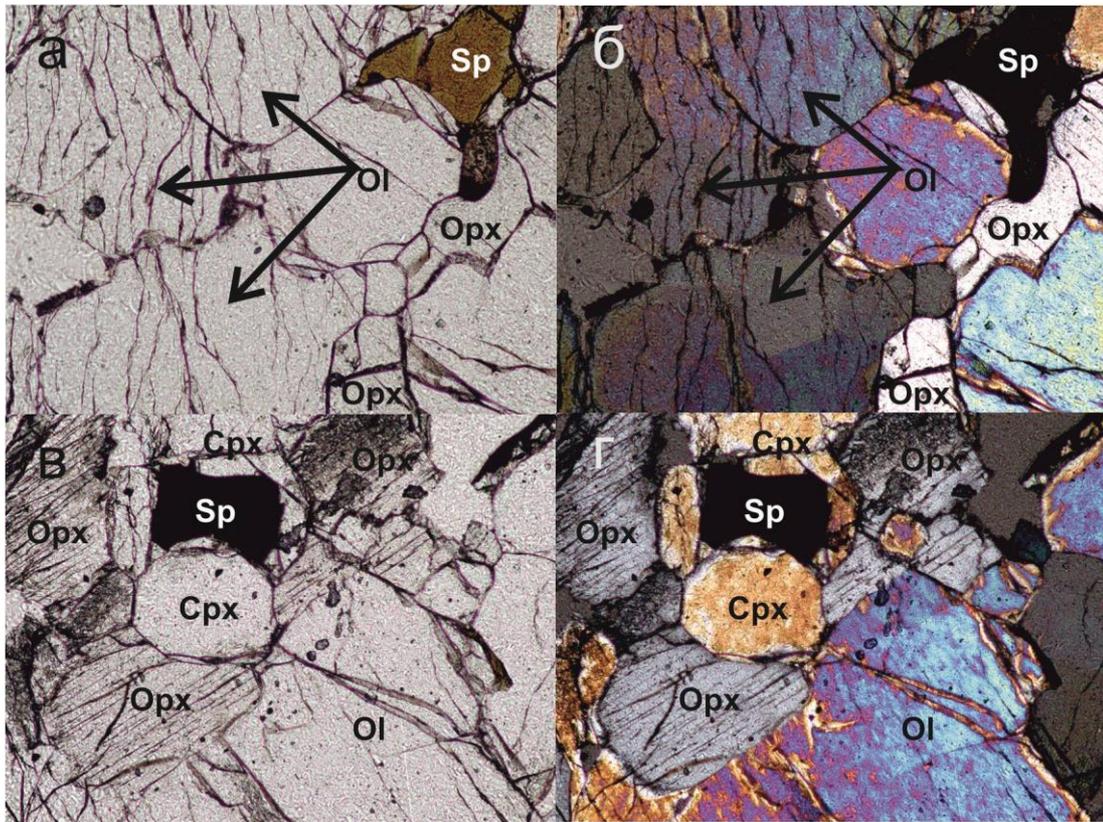


Рисунок 4.1 – Фотографии петрографических шлифов в проходящем свете для ксенолитов, отнесенных к первому типу: а – образец Sh-1a без анализатора; б – образец Sh-1a с анализатором; в – образец Sh-4 без анализатора; г – образец Sh-4 с анализатором. Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Ol – оливин, Sp – шпинель

Ксенолиты первого типа отличаются крупными зернами оливина первой генерации и ксеноморфного ортопироксена, слагающими до 80-90% объема ксенолита. Оливин, размер которого достигает 1-6 мм, обладает волнистым погасанием и полисинтетическими двойниками. Основная масса породы представлена субидiomорфными зернами изометричного оливина второй генерации размером от 0.1 до 0.6 мм и соразмерными зернами Cr-диопсида, спорадически отмечена шпинель.

Второму типу соответствуют ксенолиты Sh-2, Sh-5, Sh-6, Sh-9 и Sh-14. Структура ксенолитов второго типа может быть определена как порфирокластическая. В основной массе, слагающей 70-85% объема породы, находятся крупные порфирокласты – реликты оливинов, Cr-диопсида и ортопироксенов размером до 10 мм. В основной массе присутствуют зерна оливина и ортопироксена размером до 1-2 мм, также там присутствует Cr-диопсид (до 20%) и шпинель (рисунок 4.2). Главное отличие порфирокластической структуры 2 типа от структуры 1 типа состоит в том, что в ней почти отсутствуют признаки структуры первичной породы.

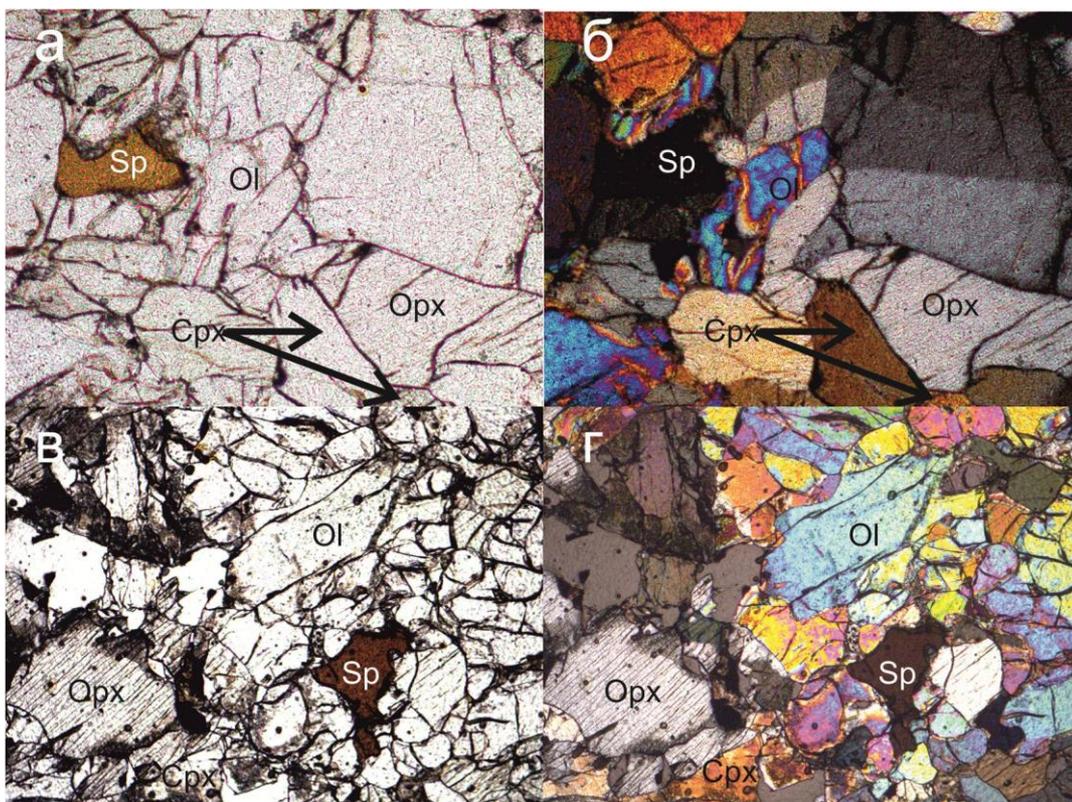


Рисунок 4.2 – Фотография петрографических шлифов в проходящем свете для ксенолитов, отнесенных ко второму типу: а – образец Sh-2а без анализатора, б – образец Sh-2а с анализатором; в – образец Sh-6 без анализатора, г – образец Sh-6 с анализатором

#### Выводы по главе 4

Согласно классификации предложенной в работе В.А. Маслова (2000), среди ксенолитов вулкана Сверре было выделено четыре структурных типа ксенолитов.

Все ксенолиты, рассматриваемые в настоящей работе, были отнесены к «зеленой» серии, и разделяются на два типа из четырех предложенных.

Ксенолиты первого типа отличаются крупными зернами оливина первой генерации и ксеноморфного ортопироксена, слагающими до 80-90% объема ксенолита. Оливин, размер которого достигает 1-6 мм, обладает волнистым погасанием и полисинтетическими двойниками. Основная масса породы представлена субидиоморфными зернами изометричного оливина второй генерации размером от 0.1 до 0.6 мм и соразмерными зернами Cr-диопсида, спорадически отмечена шпинель

Структура ксенолитов второго типа может быть определена как порфирокластическая. В основной массе, слагающей 70-85% объема породы, находятся крупные порфирокласты – реликты оливина, Cr-диопсида и ортопироксена размером до 10 мм. В основной массе присутствуют зерна оливина и ортопироксена размером до 1-2 мм, также там присутствует Cr-диопсид (до 20%) и шпинель.

Главное отличие порфирокластической структуры 2 типа от структуры 1 типа состоит в том, что в ней почти отсутствуют признаки структуры первичной породы.

## ГЛАВА 5 ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В КСЕНОЛИТАХ

### 5.1 Геохимия главных элементов

Для определения химического состава из коллекции мантийных ксенолитов, отобранных на арх. Шпицберген, было выбрано 10 образцов. Часть образцов (Sh-1, Sh-2 и Sh-11) являются достаточно крупными, что позволило изучить закономерность распределения химических элементов от центра к краю ксенолита. Анализ петрохимического состава мантийных ксенолитов вулкана Сверре проводился на базе диаграмм Феннера (оксид петрогенного элемента – оксид магния). Химический состав шпинелевых лерцолитов по главным компонентам представлен в таблице 5.1.

В анализируемых образцах выявлена достаточно значимая вариация содержания CaO – от 1.64 wt.% (в образце S-3) до 3.68 wt.% (в образце S-14), при среднем содержании по всей выборке 2.8 wt.%. Столь значимый разброс содержания CaO, вероятно, связан с увеличением количества клинопироксена в мантийных включениях, и в целом характерен для лерцолитов. Достаточно выдержанное изменение содержания наблюдается у  $Al_2O_3$ . Концентрация глинозема в среднем высокая – 2.3 wt.%, но при этом наблюдается значимое колебание содержания по выборке от 0.8 wt.% (Sh-3) до 3.2 wt.% (S-14). Такое поведение, возможно, объясняется также увеличением количества шпинели, как новообразованной, так и первичной (таблица 5.1, рисунок 5.1). Ранее в работах отмечалось менее вариативное поведение глинозема (Ionov et al., 2002).

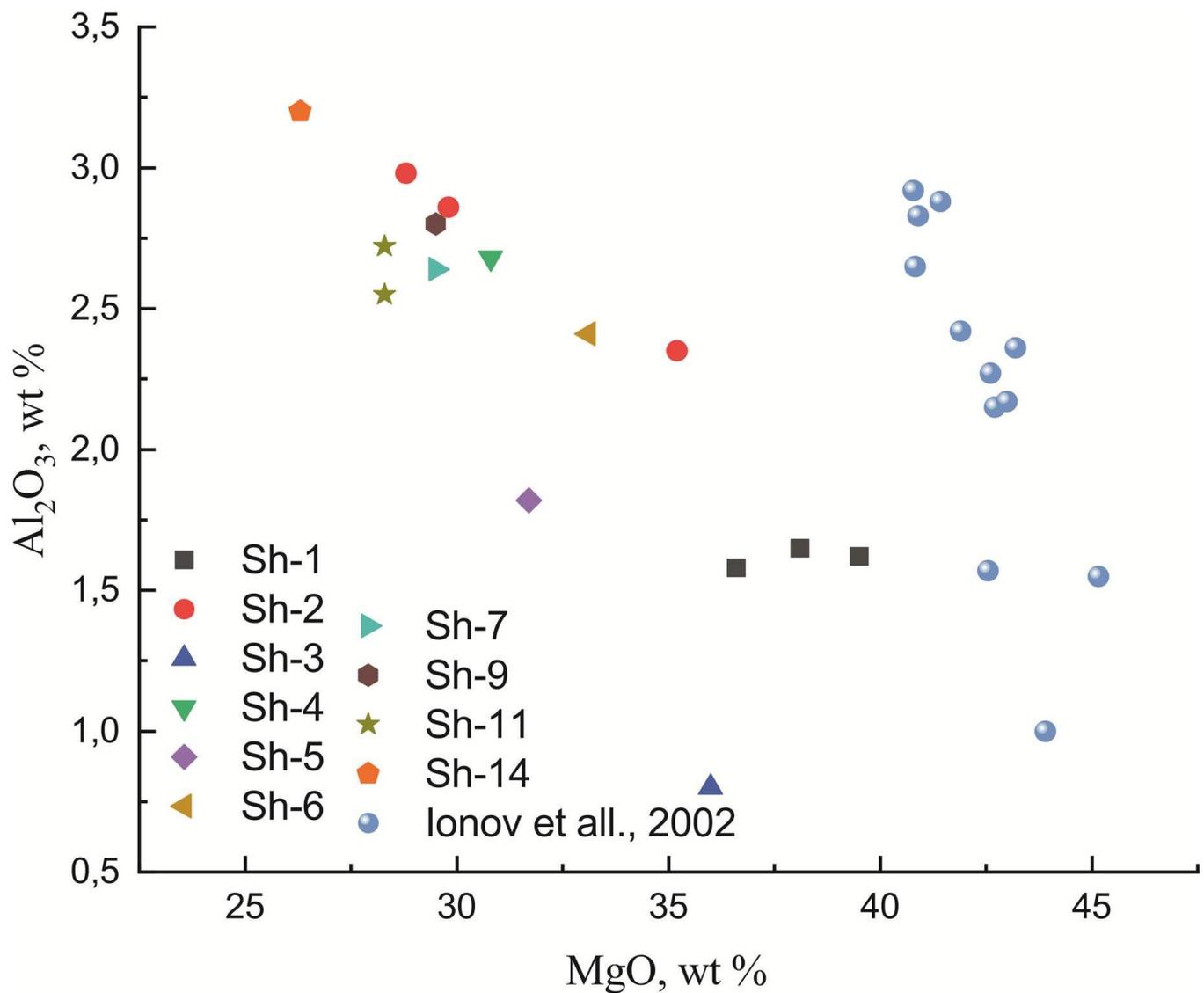


Рисунок 5.1 – Диаграмма MgO – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген

Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в ксенолитах изменяется в небольших пределах при среднем содержании 10.6 wt.%, вариации проявлены достаточно слабо: минимальное содержание наблюдается в образце Sh-2b и равняется 9.13 wt.%, в то время как максимальное значение 11.8 wt.% достигается в образце Sh-9.

Таблица 5.1 – Содержание петрогенных элементов в мантийных ксенолитах (по данным XRF метода)

		Na <sub>2</sub> O %	MgO %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	K <sub>2</sub> O %	CaO %	TiO <sub>2</sub> %	V ppm	Cr ppm	MnO %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	#Mg
Sh-1b-1b	1-й б, ксен, -центр	0.18	39.5	1.62	39.5	0.08	0.12	2.39	0.036	57.2	586	0.16	10.9	0.78
Sh-1b-2b	1-й б, ксен, -пром, часть	0.16	38.1	1.65	40.2	0.084	0.12	2.32	0.032	56.3	650	0.16	10	0.79
Sh-1b-3b	1-й б, ксен, - край	0.17	36.6	1.58	42.5	0.091	0.12	2.39	0.033	56.6	622	0.16	10	0.79
Sh-2b-1b	2-й б, ксен, -центр	0.37	29.8	2.86	43.5	0.08	0.11	3.36	0.11	77.4	856	0.17	9.27	0.76
Sh-2b-2b	2-й б, ксен, -пром, часть	0.31	28.8	2.98	43.5	0.08	0.11	3.19	0.092	75.6	981	0.17	9.13	0.76
Sh-2b-3b	2-й б, ксен, - край	0.27	35.2	2.35	38.7	0.077	0.093	2.78	0.068	63.4	651	0.16	11.1	0.76
Sh-11a	3-й б, ксен, центр	0.31	28.3	2.72	42.7	0.078	0.11	3.21	0.084	78.8	851	0.17	10.7	0.73
Sh-11b	3-й б, ксен, край	0.27	28.3	2.55	42	0.071	0.11	2.97	0.077	72.5	847	0.17	10.8	0.72
Sh-3	ксенолит	0.16	36	0.8	38.8	0.086	0.13	1.64	0.04	39.8	572	0.16	10.7	0.77
Sh-4	ксенолит	0.32	30.8	2.68	38.1	0.087	0.1	3.04	0.09	72.9	738	0.17	11.4	0.73
Sh-5	ксенолит	0.24	31.7	1.82	38.1	0.071	0.11	2.59	0.063	57.8	714	0.16	10.6	0.75
Sh-6	ксенолит	0.27	33.1	2.41	41.6	0.078	0.12	2.72	0.076	67.4	689	0.16	10.7	0.76
Sh-7	ксенолит	0.44	29.5	2.64	41	0.088	0.14	3.15	0.11	74.4	662	0.17	11.8	0.71
Sh-9	ксенолит	0.31	29.5	2.8	41.1	0.078	0.11	3.17	0.1	78.4	782	0.17	11	0.73
Sh-14	ксенолит	0.43	26.3	3.2	43.1	0.075	0.11	3.68	0.12	87.1	898	0.17	10.9	0.71

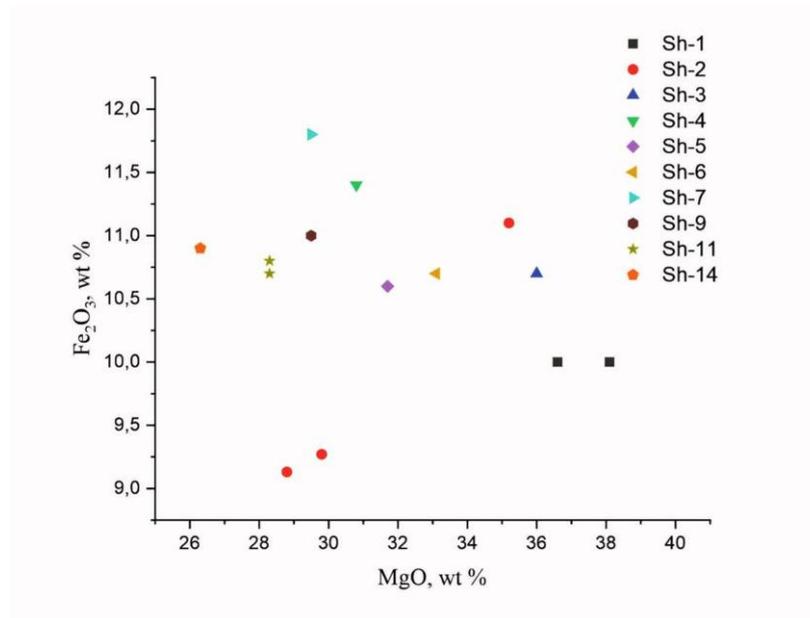


Рисунок 5.2 – Диаграмма MgO – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген

В распределении Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> наблюдается отрицательная корреляция с содержанием MgO (рисунок 5.3). В целом концентрация оксида хрома составляет 0.07 wt.%, ее изменчивость проявлена слабо (от 0.06 wt.% до 0.09 wt.%).

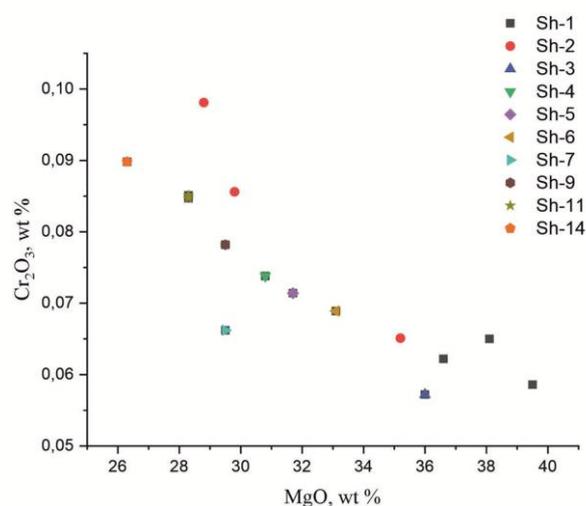


Рисунок 5.3 – Диаграмма MgO – Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген

Содержание щелочей во всей выборке ксенолитов достаточно низкое и в среднем составляет около 0.2 wt.% (таблица 5.1). Данный факт, вероятнее всего, свидетельствует о том, что образцы ксенолитов подвергались минимальному воздействию со стороны вмещающих их щелочных базальтов. Стоит отметить тренд обратной корреляции  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$  (рисунок 5.4а) и некоторую «ступенчатость», возникшую на графике соотношения  $\text{K}_2\text{O}$  с  $\text{MgO}$  (рисунок 5.4б). Эти зависимости на данный момент сложно объяснить.

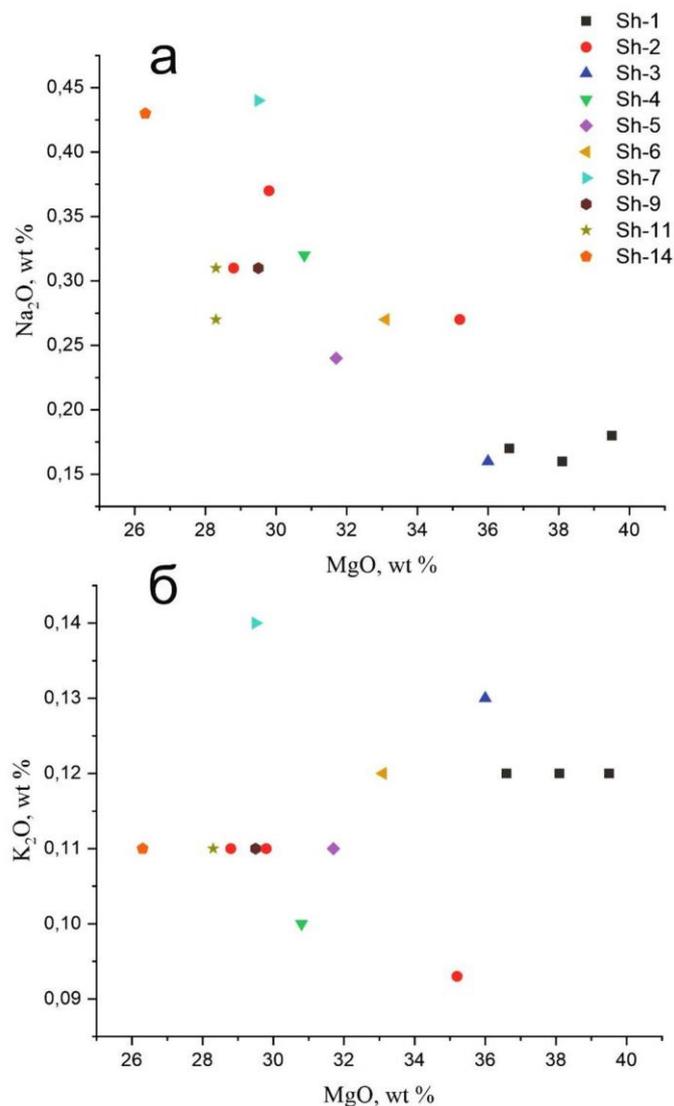


Рисунок 5.4 – Диаграмма  $\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$  для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген

Показатель магнезиальности  $\#Mg$  во всех образцах варьирует от 0.71 до 0.79. Относительно ранее исследованных ксенолитов, шпинелевые лерцолиты обеднены  $MgO$  (Ionov et al., 2002, Рисунок 5.5). В центральной части образца Sh-1 достигается максимальная концентрация  $MgO$  – 39.5 wt.%, в промежуточной части этого же ксенолита содержание  $MgO$  составляет 38.1 wt.%, а в краевой зоне – 36.6 wt.%. В то же время, в относительно крупном ксенолите Sh-2, размеры которого позволили изучить распределение химических элементов в центральной, промежуточной и краевой части, наибольшее содержание  $MgO$  наблюдается в краевой части ксенолита ( $MgO$  – 35.2 wt.%), затем следует центральная часть с содержанием 29.8 wt.% и далее промежуточная часть с содержанием 28.8 wt.%. Однако показатель магнезиальности для всех крупных образцов и для всех зон внутри них является постоянной величиной (таблица 5.1).

В ксенолитах меньшего размера содержание  $MgO$  также сильно дифференцировано. В частности, ксенолиты Sh-3, Sh-4, Sh-5 и Sh-6 имеют содержание  $MgO$ , приближенное к значению для краевой части крупных ксенолитов Sh-1 и Sh-2 (таблица 5.1). Содержание  $MgO$  в образцах Sh-14, Sh-7, Sh-9, Sh-11 соответствует центральной и промежуточной части ксенолита Sh-2. Ксенолит Sh-14 имеет наименьшее содержание  $MgO$  – 26.3 wt.%. По литературным данным (Griffin et al., 1999; Griffin et al., 2009; Щукина и др. 2015), обратная корреляция оксида магния и кремнезема, возникающая в ксенолитах, может указывать на частичное плавление под воздействием глубинного флюида (рисунок 5.5). По всей видимости, наиболее сильному процессу частичного плавления подверглись образцы ксенолитов Sh-1 и Sh-3, а также краевая часть

образца Sh-2. Однако стоит отметить отсутствие в данных образцах флогопита, что указывает на то, что эти образцы не подвергались модальному «флогопитовому» метасоматозу, характерному для мантийных пород. Столь неоднозначное поведение MgO, по всей видимости, связано с ортопироксеном, а точнее, с изменением его состава, связанным, по всей видимости, с частичным плавлением и перераспределением вещества в процессе мантийного метасоматоза (Ionov et al., 1996).

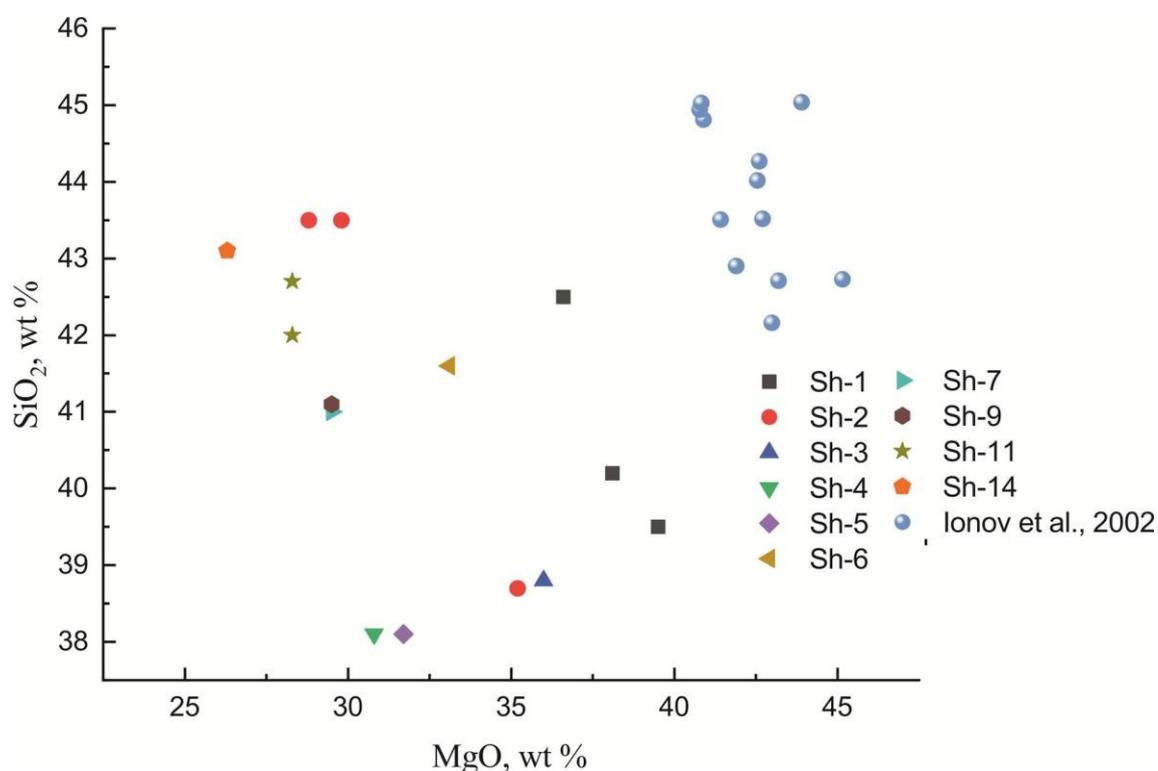


Рисунок 5.5 – Диаграмма MgO – SiO<sub>2</sub> для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген

Говоря о природе процессов метасоматического изменения мантийных перидотитов, стоит обратить внимание на поведение CaO в рассматриваемых ксенолитах (рисунок 5.6). Как было сказано выше, у данного компонента достаточно сильный разброс содержания во всех образцах (таблица 5.1).

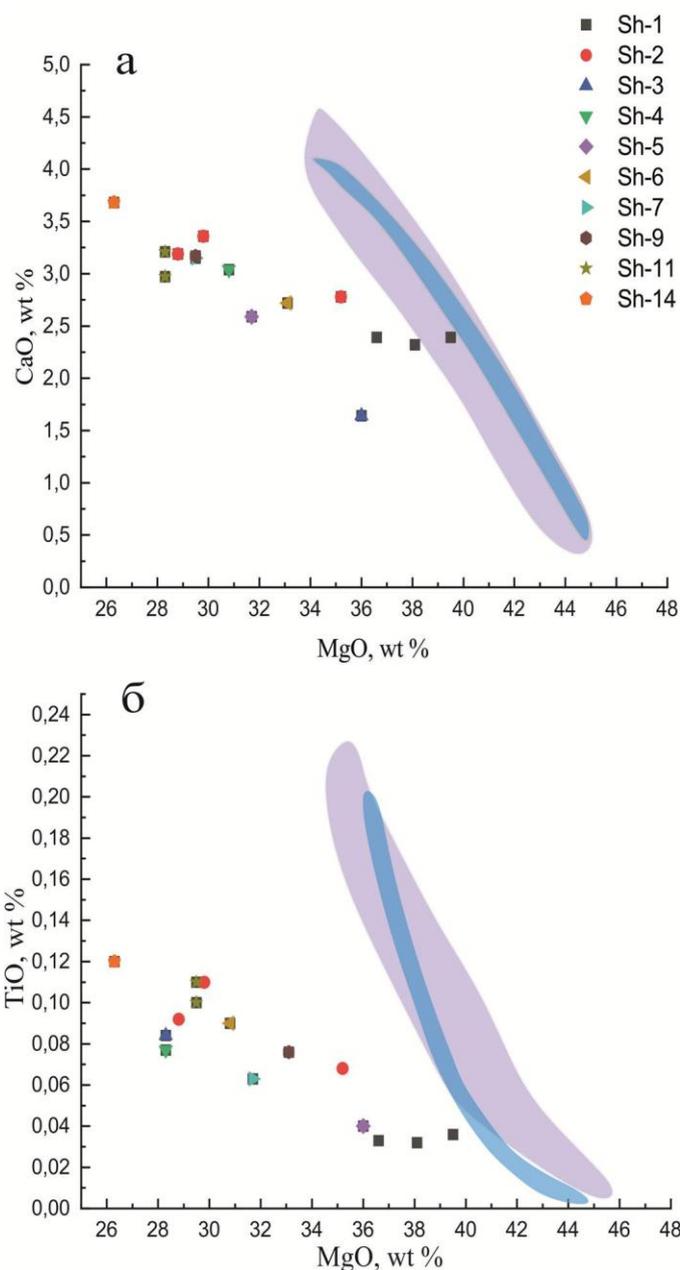


Рисунок 5.6 – Диаграмма MgO – CaO для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген. Голубое поле демонстрирует тренд частичного плавления шпинелевых лерцолитов (Niu, 1997). Розовое поле демонстрирует результаты предшествующих работ (Frey et al., 1985; Ionov et al., 1986; 1993, 1999, 2002)

В ксенолите Sh-1, во всех трех частях (центр, промежуточная часть и край) содержание CaO варьирует слабо и не образует какой-либо корреляции с положением места анализа. Среднее содержание CaO составляет 2.36 wt.% при

максимальном значении 2.39 wt.% и минимальном 2.32 wt.%. Однако в ксенолите Sh-2 содержание CaO в центральной, промежуточной и краевой части изменяется другим образом – 3.36 wt.%, 3.19 wt.%, 2.27 wt.%, соответственно. Такое же столь высокое содержание CaO наблюдается в ксенолитах Sh-4, Sh-7, Sh-9, Sh-11 и Sh-14 – 3.04 wt.%, 3.15 wt.%, 3.17 wt.%, 3.21 wt.% и 3.68 wt.%, соответственно. Столь высокое содержание CaO, по всей видимости, связаны как с увеличением количества клинопироксена в данных образцах ксенолитов, так и с карманами плавления, связанными с воздействием на породы водно-углекислого флюида (Ionov et al., 1996; Ashikhmin et al., 2018).

## 5.2 Геохимия редких элементов

Мантийные породы, встреченные в различных щелочно-базальтоидных провинциях, отличаются друг от друга по содержанию редкоземельных элементов (Леснов, 2008). Особенно наглядно это выражено в содержании легких редкоземельных элементов (LREE). Неоднородность по составу REE наблюдается не только при сравнении образцов из различных провинций, но зачастую в пределах одной провинции и даже одного объекта, в котором встречаются ксенолиты.

Спектры распределения REE во всех образцах достаточно сильно различаются, однако для всех образцов наблюдается отрицательный (в сторону уменьшения) наклон спектров от легких к тяжелым REE. La/Lu отношение во всех образцах имеет положительные значение. В работе спайдер-диаграммы строились обособленно для разных ксенолитов. Так как образцы Sh-1, Sh-2 и Sh-11 были достаточно крупными, это позволило изучить распределение редких

элементов в разных участках ксенолита: центр, промежуточная часть и краевая зона.

В пределах изучаемой коллекции максимальное и минимальное содержание LREE отличается в различных образцах почти в десять раз (таблица 5.2). Минимальное содержание LREE наблюдается в образце Sh-11a – 1.2 ppm, а максимальное встречено в образце Sh-7 – 12.5 ppm (Ашихмин, Скублов, 2019). Стоит отметить, что как столь низкие, так и столь высокие значения суммы LREE в целом являются аномальными для данных пород (Леснов, 2008).

Таблица 5.2 – Содержание редкоземельных элементов в мантийных ксенолитах, ppm.

		La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	La/Yb
Sh-1b-1b	1-й б. ксен, -центр	0.69	1.59	0.23	0.79	0.23	0.06	0.22	0.04	0.18	0.05	0.09	0.02	0.12	0.02	5.8
Sh-1b-2b	1-й б. ксен, -пром, часть	0.50	1.31	0.19	0.77	0.10	0.06	0.17	0.03	0.12	0.04	0.07	0.02	0.11	0.02	4.5
Sh-1b-3b	1-й б. ксен, -край	0.53	1.47	0.19	0.73	0.12	0.05	0.22	0.02	0.19	0.03	0.12	0.03	0.14	0.03	3.8
Sh-2b-1b	2-й б. ксен, -центр	0.30	0.80	0.15	0.68	0.23	0.10	0.29	0.05	0.41	0.12	0.27	0.04	0.29	0.04	1.0
Sh-2b-2b	2-й б. ксен, -пром, часть	0.33	0.79	0.14	0.58	0.17	0.07	0.27	0.06	0.36	0.10	0.20	0.04	0.25	0.04	1.3
Sh-2b-3b	2-й б. ксен, -край	0.23	0.50	0.09	0.53	0.12	0.08	0.25	0.05	0.28	0.09	0.18	0.03	0.16	0.04	1,4
Sh-11a	3-й б. ксен, 1-я часть	0.19	0.48	0.07	0.34	0.15	0.09	0.25	0.04	0.30	0.07	0.22	0.03	0.23	0.04	0.8
Sh-11b	3-й б. ксен, 2-я часть	0.20	0.54	0.06	0.37	0.14	0.08	0.20	0.04	0.28	0.07	0.18	0.04	0.29	0.03	0.7
Sh-3	ксенолит	0.98	1.76	0.23	0.82	0.14	0.07	0.20	0.02	0.11	0.02	0.04	<0.01	0.06	0.01	16.1
Sh-4	ксенолит	2.20	4.16	0.47	1.59	0.27	0.09	0.36	0.07	0.40	0.09	0.20	0.03	0.25	0.05	8.8
Sh-5	ксенолит	0.19	0.45	0.08	0.24	0.10	0.06	0.18	0.05	0.24	0.05	0.16	0.02	0.19	0.03	1.0
Sh-6	ксенолит	0.30	0.75	0.09	0.37	0.14	0.07	0.23	0.05	0.24	0.07	0.17	0.03	0.22	0.03	1.4
Sh-7	ксенолит	3.08	5.95	0.67	2.36	0.40	0.11	0.52	0.08	0.47	0.11	0.27	0.04	0.19	0.04	16.2
Sh-9	ксенолит	0.50	0.83	0.11	0.51	0.19	0.07	0.32	0.06	0.38	0.09	0.25	0.04	0.35	0.04	1.4
Sh-14	ксенолит	0.68	1.23	0.17	0.76	0.26	0.12	0.41	0.09	0.49	0.12	0.33	0.06	0.37	0.04	1.8

В образце Sh-1 достаточно сильно проявлена дифференциация REE (рисунок 5.7). При невысоких значениях суммы REE, где максимальная величина достигается в центральной части, заметно ее уменьшение от центра к краю (Sh-1 центр (a) – 3.64 ppm, Sh-1 пром (b) – 3.3 ppm, Sh-1 край (c) – 3.1). Сумма LREE также закономерно уменьшается от центра к краю. Поведение HREE в образце Sh-1 достаточно сложное, содержание таких элементов как Tb и Ho уменьшается от центральной части ксенолита к краевой, но в тоже время оставшиеся элементы в данной подгруппе, за исключением Lu, уменьшаются от центральной части к промежуточной, а затем происходит возрастание, причем иногда существенное (таблица 5.2), при этом La/Lu отношение уменьшается от центра к краю. Все зоны характеризуются незначительной величиной отрицательной Ce- и Eu-аномалии (таблица 5.3).

Таблица 5.3 – Содержание LREE и HREE в мантийных ксенолитах, ppm.

	LREE	HREE	Eu/Eu*	Ce/Ce*
Sh-1b-1b	3.53	0.80	0.86	0.93
Sh-1b-2b	2.87	0.64	1.48	1.00
Sh-1b-3b	3.04	0.82	0.97	1.09
Sh-2b-1b	2.16	1.61	1.14	0.87
Sh-2b-2b	2.01	1.38	1.02	0.86
Sh-2b-3b	1.47	1.16	1.34	0.83
Sh-11a	1.23	1.28	1.47	0.99
Sh-11b	1.31	1.22	1.48	1.12
Sh-3	3.93	0.52	1.20	0.85
Sh-4	8.69	1.54	0.86	0.92
Sh-5	1.06	0.98	1.28	0.88
Sh-6	1.65	1.11	1.19	1.05
Sh-7	12.5	1.83	0.74	0.94
Sh-9	2.14	1.61	0.91	0.80
Sh-14	3.10	2.03	1.12	0.83

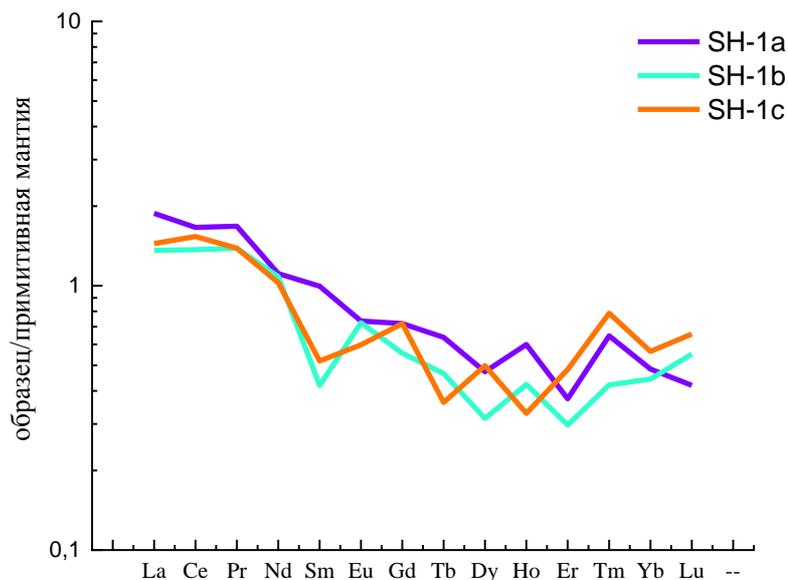


Рисунок 5.7 – Нормированные к примитивной мантии спектры распределения REE в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген

Образец Sh-2 также достаточно слабо дифференцирован по содержанию REE (рисунок 5.8).

Образцы Sh-1 и Sh-2 в целом схожи по распределению редкоземельных элементов, здесь также прослеживается закономерность – уменьшение содержания REE от центра к краю, при среднем содержании по зонам центральная (а) – промежуточная (b) – краевая (с): 0.3 ppm, 0.24 ppm и 0.18 ppm, соответственно. Единственным исключением, также как и для S-1, является Lu, для которого наблюдается обратная зависимость (таблица 5.2).

Содержание LREE в образце Sh-2 характеризуется субхондритовыми величинами, также как и содержанием HREE. S-2 характеризуется слабой положительной Eu-аномалией и незначительной отрицательной Ce-

аномалией (таблица 5.3)

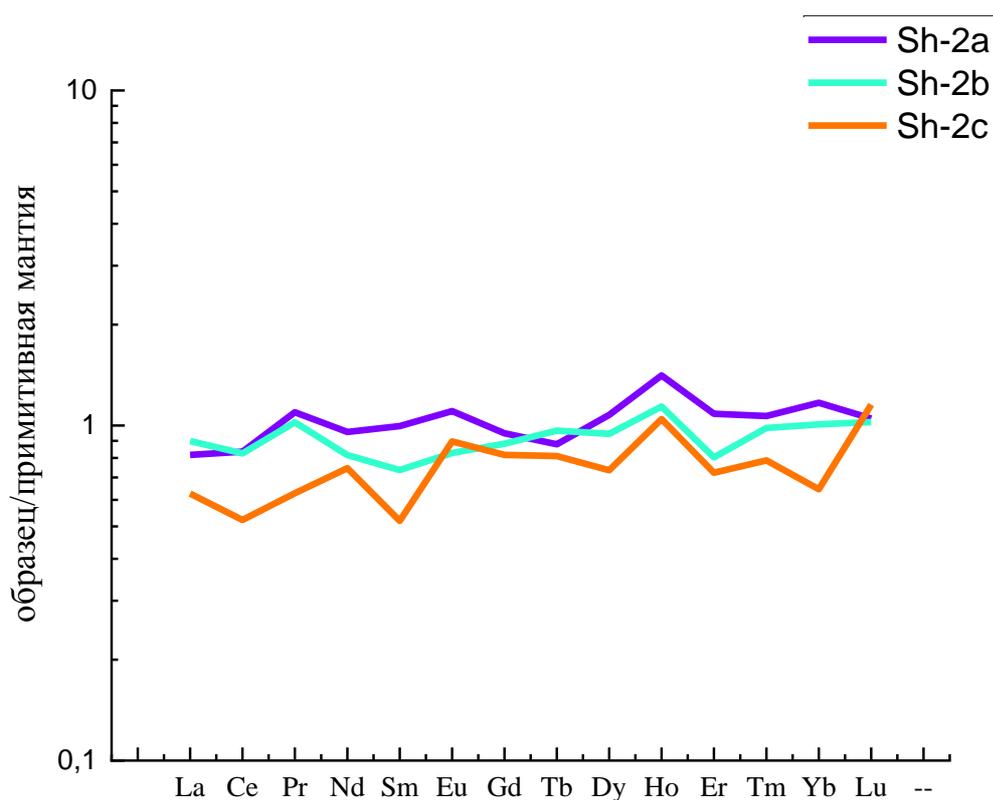


Рисунок 5.8 – Нормированные к примитивной мантии спектры распределения REE в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген

Образец Sh-11 по размерам уступает двум вышеупомянутым, но все равно выделяется на фоне остальных, поэтому для данного образца было принято решение не выделять промежуточную часть, а поделить образец на центральную (а) и краевую части (с).

Образец Sh-11 является слабо дифференцированным по содержанию REE (рисунок 5.9). В отличие от предыдущих проб, здесь наблюдается незначительное обогащение краевой зоны LREE (таблица 5.2). Распределение LREE, как и HREE, почти не отличается в центральной и краевой части. Данная проба

характеризуется положительной Eu-аномалией ( $Eu/Eu^* = 1.48$ ), а Ce-аномалия практически отсутствует (таблица 5.3).

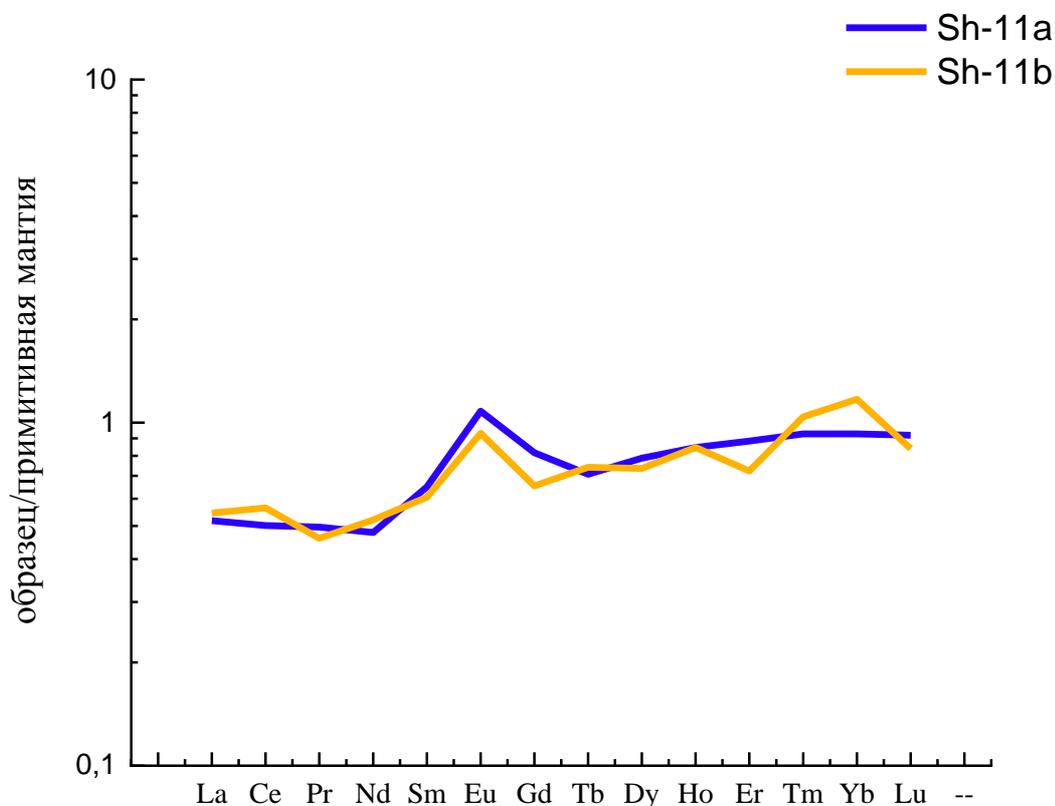


Рисунок 5.9 – Нормированные к примитивной мантии спектры распределения REE в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген

Другие образцы (Sh-3, Sh-4, Sh-5, Sh-6 Sh-7, Sh-9, Sh-14) имеют небольшой размер и будут рассматриваться совместно. Данная группа ксенолитов является достаточно неоднородной по содержанию REE, из общего числа выделяются образцы Sh-4 и Sh-7 (рисунок 5.10). Последние содержат LREE в 5 раз больше, чем другие образцы ксенолитов. В свою очередь, содержание HREE в Sh-4 и Sh-7 практически совпадает с оставшимися пяти ксенолитами, а в некоторых случаях оно ниже (таблица 3.2). В образцах Sh-4 и Sh-7 присутствуют слабо выраженные

отрицательные Ce- и Eu-аномалии, в остальных образцах они проявлены слабо и являются положительными (таблица 3.3).

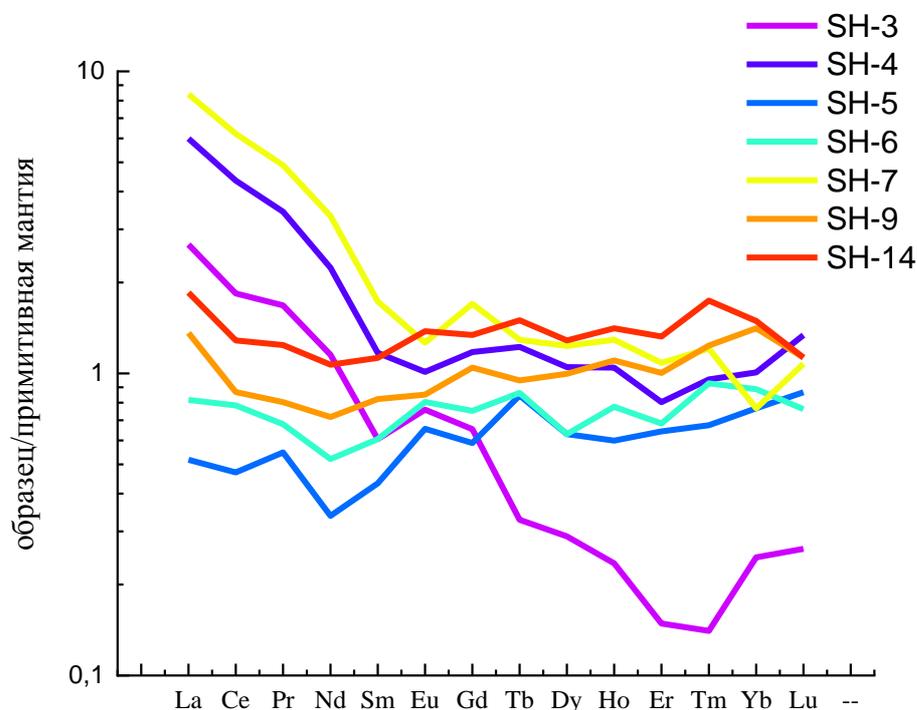


Рисунок 5.10 Нормированные к примитивной мантии спектры распределения REE в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген

Представленные выше данные о распределении REE позволяют разделить имеющуюся коллекцию глубинных ксенолитов на три геохимических типа, предложенных Ф.П Лесновым (2008).

Первая группа включает в себя крупный ксенолит Sh-11 (рисунок 5.9). В этом ксенолите, в обеих частях, наблюдается едва заметное истощение LREE, из-за чего спектры REE имеют общий едва заметный положительный наклон и характеризуются значениями  $La/Yb < 1$ . Данный ксенолит имеет сходство с

породами массивов, распространённых в пределах складчатых областей на платформах, в породах из зоны СОХ, а также в породах, входящих в состав офиолитовых ассоциаций. Образцы, подобные рассматриваемому выше, ранее не отмечались в пределах арх. Шпицберген.

Ко второй группе стоит отнести ксенолиты, незначительно обогащённые LREE, по сравнению с первой группой (рисунок 5.11). К таким ксенолитам из изучаемой коллекции можно отнести Sh-2, Sh-5, Sh-6, Sh-9 и Sh-14. По сравнению с первой группой, данные образцы имеют практически субгоризонтальный характер распределения REE, а отношение La/Yb стремится к единице.

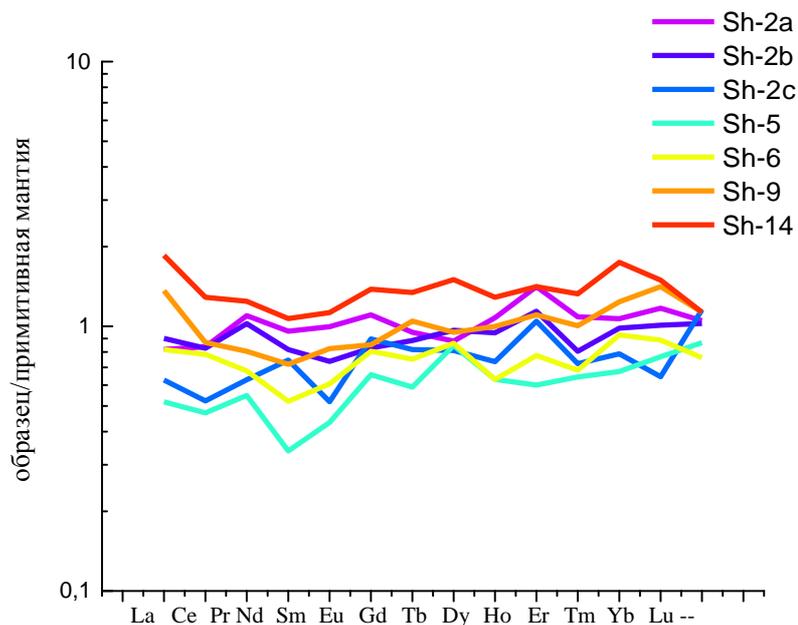


Рисунок 5.11 – Вторая группа распределения спектров REE в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген

К третьей группе относятся породы, наиболее специфичные по своим геохимическим характеристикам (рисунок 5.12). Все они имеют аномальное

обогащение легкими редкими землями, из-за чего спектры REE для них имеют очень крутой отрицательный наклон и характеризуются высоким отношением La/Yb, которое может достигать до 16.8. Из изученной коллекции к таким породам можно отнести следующие образцы: Sh-1, Sh-3 Sh-4 и Sh-7. Как показал проведенный анализ, содержание LREE не зависит от минерального состава ксенолита. Третья геохимическая группа ксенолитов не отличается по минералого-петрографическим признакам от двух вышеописанных.

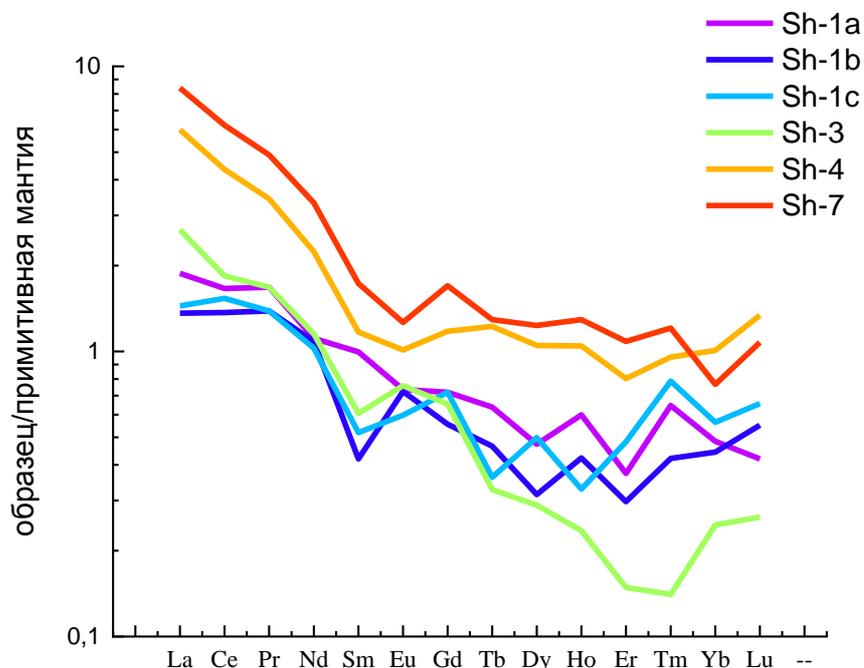


Рисунок 5.12 – Третья группа распределения спектров REE в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген

Особое положение занимает образец Sh-3, так как он имеет высокое содержание LREE, в среднем превышающее содержание в примитивной мантии в 4 раза, и одновременно с этим обедненный HREE по отношению к примитивной мантии примерно в 5 раз. Существенных различий с другими образцами по

минералого-петрографическим характеристикам не наблюдается

Стоит отметить, что во всех представленных образцах отсутствует корреляция между легкими редкоземельными элементами, в частности La, и содержанием CaO (рисунок 5.13а). В то же время наблюдается четко выраженная прямая корреляция между содержанием CaO и наиболее значимым элементом тяжелых редкоземельных элементов – Yb (рисунок 5.13б).

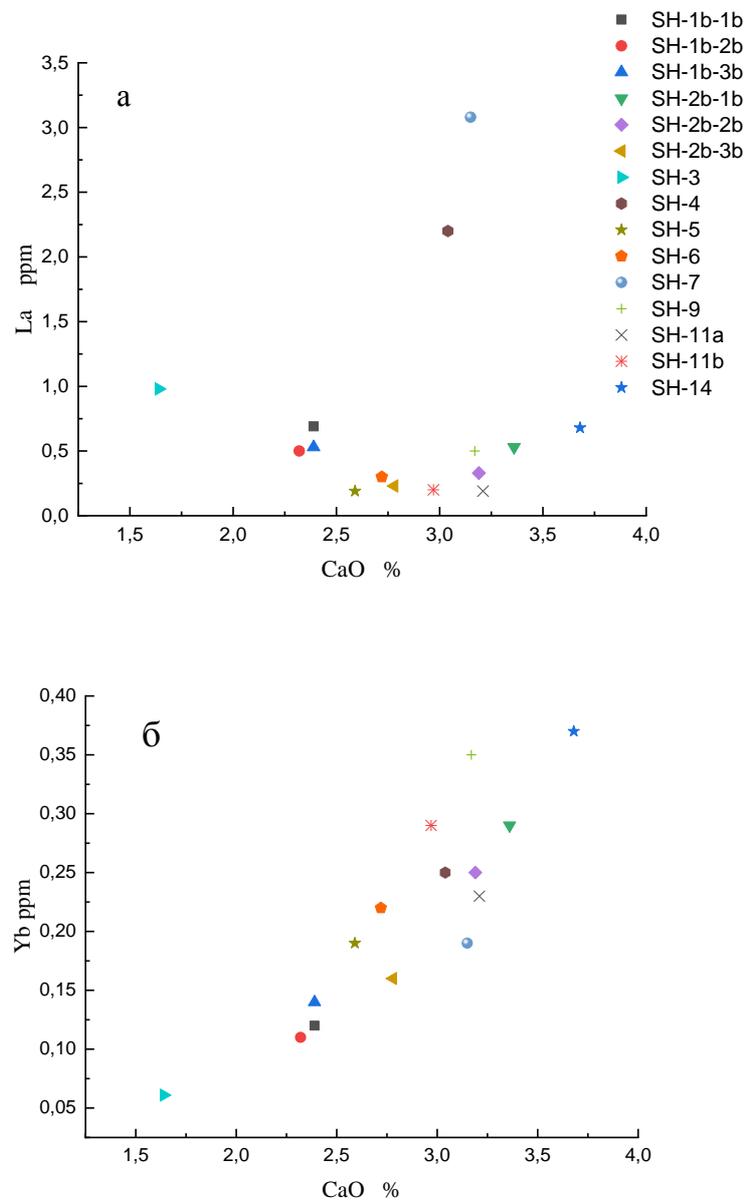


Рисунок 5.13 – График зависимости а) La – CaO; б) Yb-CaO для ксенолитов мантийных перидотитов арх. Шпицберген

Также была обнаружена четко выраженная зависимость между распределением La и содержанием ряда высоkozарядных и крупноионных литофильных элементов. В частности, наиболее высокое содержание таких элементов-примесей как U, Sr, Nd, Ba достигается в ксенолитах, отнесенных к третьей геохимической группе (рисунок 5.14). Стоит отметить, что содержание U в краевой части ксенолита Sh-2 аномально высокое и выделяется по сравнению с общей выборкой

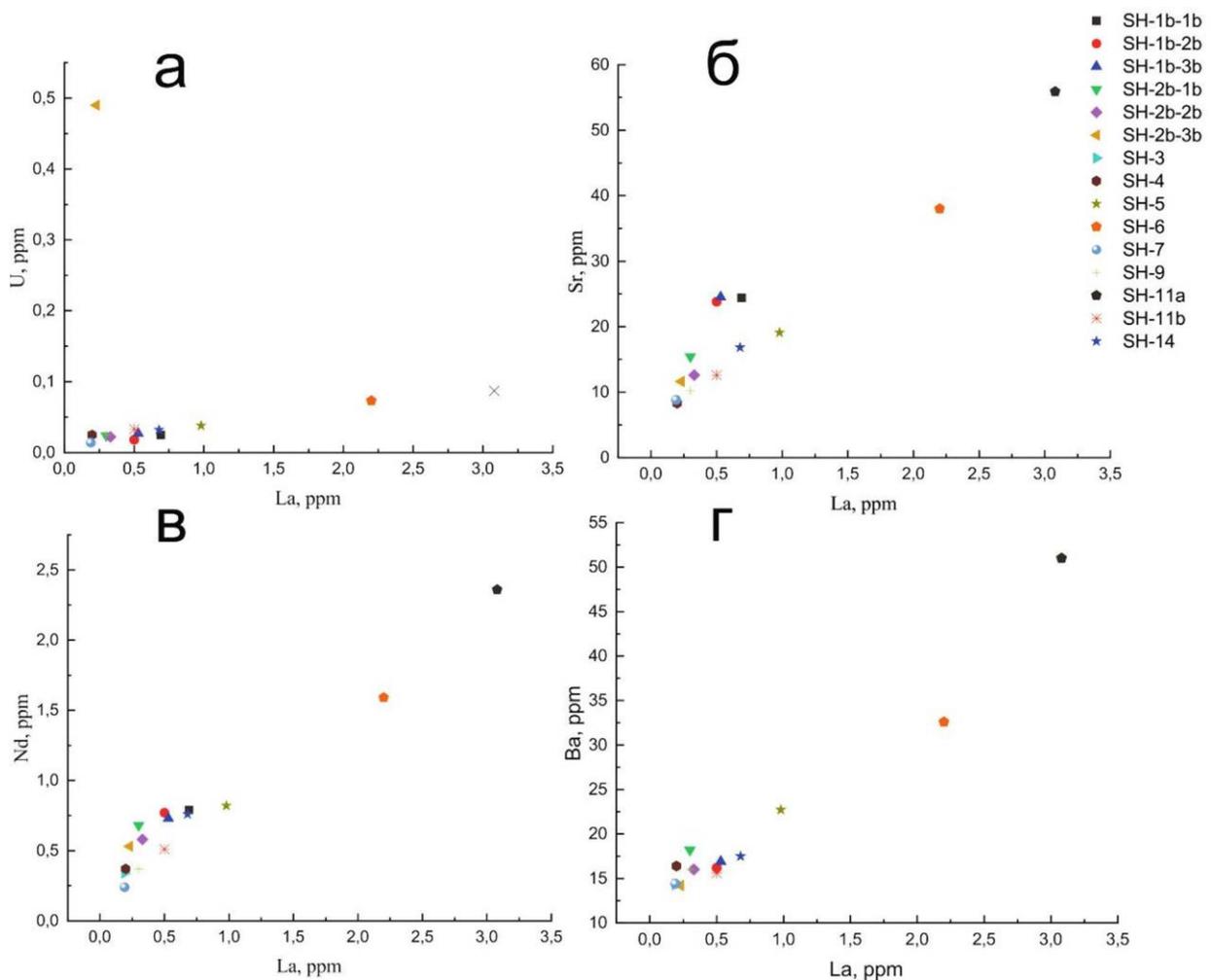


Рисунок 5.14 – Соотношение редких элементов в мантийных ксенолитах арх.

Шпицберген

Распределение HREE в целом по коллекции ксенолитов достаточно выдержанное. Наиболее весомый вклад в сумму тяжелых редкоземельных элементов вносит Yb (таблица 5.3). Также во всех образцах на уровне повышения содержания Yb заметно повышение ряда других сидерофильных элементов – Ti, V и Cr. Такое поведение данных элементов, по всей видимости, связано с тем, что главным минералом-концентратором этих примесей является клинопироксен. Данные по составу других элементов-примесей представлены в Таблица 5.4.

При рассмотрении распределения редких элементов из всех зон образца SH-1 (таблица 5.4), было отмечено, что в основном редкие элементы имеют максимальное содержание в центральной части. Почти для всех элементов их концентрации уменьшаются от центра к краевой зоне, за исключением нескольких элементов, в которых наблюдается уменьшение содержания от центра к промежуточной части, а далее идет возрастание к краевой части (таблица 5.4).

Распределение редких элементов в обоих крупных образцах в целом схожее. В Sh-2 прослеживаются те же закономерности, что и в образце Sh-1, но стоит отметить, что концентрация большей части редких элементов в Sh-2 более низкая, за исключением U в пробе Sh-2с, демонстрирующего аномально высокую концентрацию (таблица 5.4).

Таблица 5.4 – Содержание редких элементов в мантийных ксенолитах

	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Mo ppm	Sn ppm	Cs ppm	Ba ppm	Hf ppm	Ta ppm	W ppm	Tl ppm	Pb ppm	Bi ppm	Th ppm	U ppm
Sh-1b-1b	0.51	24.4	1.10	15.3	0.26	0.61	0.69	0.03	16.7	0.32	0.01	0.09	0.03	0.17	0.13	0.09	0.03
Sh-1b-2b	0.29	23.8	1.06	14.0	0.21	0.40	0.75	0.03	16.2	0.24	0.01	0.10	0.05	0.20	0.16	0.06	0.02
Sh-1b-3b	0.35	24.5	1.07	14.0	0.24	0.37	0.7	0.03	16.9	0.38	0.01	0.09	0.04	0.25	0.18	0.06	0.03
Sh-2b-1b	0.49	15.4	2.59	16.2	0.30	0.37	0.72	0.02	18.2	0.43	0.01	0.11	0.06	0.30	0.13	0.06	0.02
Sh-2b-2b	0.48	12.6	2.31	15.3	0.17	0.41	0.73	0.02	16.0	0.32	0.02	0.14	0.02	0.19	0.12	0.06	0.02
Sh-2b-3b	0.28	11.6	1.94	15.7	0.11	0.63	0.74	0.03	14.2	0.46	0.01	0.44	0.02	0.19	0.05	0.07	0.49
Sh-11a	0.39	8.58	2.11	16.1	0.15	0.67	0.67	0.02	14.3	0.48	0.01	0.15	0.04	0.18	0.18	0.02	0.02
Sh-11b	0.46	8.27	1.83	14.4	0.11	0.55	0.7	0.03	16.4	0.36	0.01	0.10	0.03	0.20	0.10	0.05	0.03
Sh-3	0.99	19.1	0.54	14.4	0.97	0.58	0.61	0.10	22.7	0.37	0.06	0.14	0.04	0.22	0.14	0.13	0.04
Sh-4	0.46	38.0	2.4	15.6	0.20	0.60	0.70	0.04	32.6	0.44	0.00	0.18	0.07	0.66	0.10	0.28	0.07
Sh-5	0.56	8.8	1.54	14.7	0.16	0.55	0.59	0.11	14.4	0.35	0.01	0.09	0.02	0.15	0.14	0.03	0.01
Sh-6	0.67	10.2	1.8	15.2	0.25	0.57	0.69	0.17	16.0	0.46	0.01	0.10	0.03	0.19	0.13	0.06	0.03
Sh-7	0.98	55.9	2.53	14.7	0.87	0.65	0.62	0.03	51.0	0.29	0.03	0.19	0.03	0.25	0.16	0.36	0.09
Sh-9	0.44	12.6	2.50	15.2	0.09	0.57	0.59	0.06	15.6	0.39	0.01	0.15	0.03	0.22	0.08	0.09	0.03
Sh-14	0.54	16.8	3.01	16.7	0.14	0.71	0.74	0.06	17.5	0.44	0.01	0.13	0.05	0.44	0.13	0.09	0.03

Распределение редких элементов в пробе Sh-11 (таблица 5.4) схоже с предыдущими пробами и характеризуется субхондритовыми значениями, за исключением U, Ce, и Yb (таблица 5.4), для которых установлено слегка повышенное, примерно в 1.2 раза от хондритового, содержание.

Распределение редких элементов в мелких по размеру ксенолитах также значительно отличается от описанных выше образцов (таблица 5.4). В данных ксенолитах наблюдается увеличение содержания Th, U, Ce в пять и более раз. Среди этой группы выделяются образцы, имеющие высокое содержание REE, и с аномально высоким содержанием вышеперечисленных элементов (превышение относительно хондрита достигает 10-20 раз).

Стоит отметить, что почти все пробы ксенолитов, для которых было установлено повышенное содержание редких элементов, относятся к третьей геохимической группе по классификации Ф.П. Леснова (2008). В частности, как отмечалось выше, это связано с положительной корреляцией La и ряда высокозарядных и крупноионных элементов.

Совокупность представленных выше данных о распределении редкоземельных, а также ряда редких элементов в мантийных ксенолитах позволяет выделить некоторые геохимические особенности, свойственные данной провинции. Этим особенностям в прошлом уже уделялось внимание рядом исследователей (Frey, 1984; Ionov, 1988a, b). В данных работах отмечается, что, несмотря на широкий диапазон изменения содержания LREE и ряда других редких элементов, в целом по выборке наблюдается достаточно выдержанное

содержание тяжелых REE. Ряд авторов считает, что такое поведение вышеназванных элементов связано, прежде всего, с накоплением данных компонентов не только в структурном виде, в результате замещения одного элемента другим в составе минералов, а в накоплении этих элементов в качестве неструктурных примесей, в результате осаждения в межзерновом пространстве (пленках и т.п.), в трещинах, образовавшихся в минерале, а также в новообразованных минеральных фазах (Леснов, 2008).

В настоящее время существует две гипотезы, объясняющие увеличение содержания элементов-примесей в мантийных ксенолитах. Первая основывается на мантийном метасоматозе, который подразделяется на два типа – явный и скрытый (stealth) метасоматоз.

Явный мантийный метасоматоз связывает увеличение LREE и ряда других примесей с появлением в ксенолитах новых водосодержащих минеральных фаз (Frey, Prinz, 1978; Roden et al., 1984).

При скрытом метасоматозе увеличение легких редкоземельных элементов связано с насыщением мантии флюидом, несущим в себе данные компоненты. По литературным данным, зачастую, этот флюид представлен карбонатитовым флюидом, обогащённым LREE и рядом других несовместимых элементов (Duraу et al., 1992; Ionov et al., 1993).

Вторая гипотеза предполагает механизм обогащения легкими REE и другими крупноионными литофильными элементами за счет взаимодействия ксенолита с базальтовым расплавом в момент транспортировки на дневную поверхность (Леснов, 2008). В данной гипотезе основным механизмом, по

мнению автора, является то, что изначально в системе ксенолит-базальтовый расплав вещество находится не в химическом равновесии, при этом базальтовый расплав существенно горячее мантии, которую он прорывает. Очевидно, что в базальтовых расплавах содержание несовместимых элементов, а так же летучих компонентов выше, чем во вмещающем рестите.

Однако если применить данную гипотезу к полученным в настоящей работе данным, то она совершенно не объясняет факты, что обогащение LREE не наблюдается во всех ксенолитах, а образцы ксенолитов достаточно контрастны по содержанию редких элементов и распределяются между тремя геохимическими группами, рассмотренными выше. Кроме того, согласно данной гипотезе наибольшее обогащение несовместимыми элементами было бы в ксенолитах небольшого размера, а также в краевых частях крупных ксенолитов, что опять-таки не нашло подтверждения в проведенном исследовании. Можно сделать вывод, что наиболее вероятный механизм обогащения ксенолитов мантийных перидотитов легкими редкоземельными элементами, а также высокозарядными и крупноионными литофильными элементами, связан с проявлением мантийного метасоматоза, точнее, в увеличении количества клинопироксена в образцах, и обогащенностью его вышеперечисленными элементами.

## Выводы по главе 5

Мантийные перидотиты района арх. Шпицберген разделяются на три группы по характеру распределения несовместимых (LREE, HFSE и LILE) элементов: первая группа деплетирована ими, вторая группа сохраняет субхондритовое значение, третья группа обогащена этими элементами, прежде всего, за счет резкого увеличения содержания этих элементов в клинопироксене. Стоит отметить, что предшествующими исследованиями ксенолиты мантийных перидотитов из щелочных базальтов разделялись только на два типа, по степени дифференцирования LREE и MREE. Полученные данные могут способствовать более полному пониманию процессов миграции несовместимых элементов в породах верхней мантии.

## ГЛАВА 6 МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ

Минеральный состав исследуемых образцов достаточно разнообразный. В ходе изучения было диагностировано 8 минеральных фаз: оливин, клинопироксен, ортопироксен, шпинель, карбонат (магнезит), сульфид и амфибол. Два последних минерала не будут рассматриваться в данной работе, так как наблюдались единичные проявления этих минеральных фаз. Ниже представлены результаты исследования главных минералов.

### 6.1 ОЛИВИН

Оливин – самый распространенный минерал в верхней мантии, а также наиболее распространенное минеральное включение в алмазах (Соболев и др., 2008). Несмотря на значительное количество работ по минералогии мантии, в проведенных исследованиях уделялось относительно небольшое внимание распределению в нем редких и редкоземельных элементов. Также недостаточно была освещена роль оливина в мантийных и магматических процессах, по причине достаточно низких концентраций в нем несовместимых редких элементов, и, соответственно, аналитических трудностей их определения. С развитием локальных аналитических методов эти проблемы отходят на задний план.

Оливин является орторомбическим силикатом с непрерывным твердым раствором между двумя крайними членами ряда – форстеритом ( $Mg_2SiO_4$ ; Fo100) и фаялитом ( $Fe_2SiO_4$ , Fa100 или Fo0). В мантийных породах данный минерал показывает относительную устойчивость состава по сравнению с другими

породообразующими минералами (гранат, шпинель и пироксен), мантийный оливин попадает в диапазон от Fo89 до Fo94 (Deer et al., 1997). Сравнительно небольшое количество MnO и NiO присутствует в составе оливина на уровне 0.1-0.4 wt.%, превосходя такие элементы как Ca, Al и Cr; другие элементы, как правило, присутствуют в еще более низких концентрациях.

Структура оливина состоит из отдельных тетраэдров SiO<sub>4</sub>, связанных шестикратными координированными двухвалентными катионами (M-позиция) (Birle et al., 1968; Burns, 1970). Катионы M-позиции занимают два возможных положения – M1 и M2, которые нарушают октаэдрическую симметрию, позиция M1 немного более искажена, чем M2 (Birle et al., 1968). Хотя Fe и Mg имеют высокую степень упорядоченности, однако, другие катионы могут иметь значительную степень разупорядочения (Lumpkin et al., 1983). Замена основных октаэдрических катионов Mg и Fe на другие катионы в первую очередь зависит от ионного радиуса и валентности, а изоморфизм становится менее вероятным с увеличением несоответствия величины ионного радиуса или заряда. Кроме того, несколько переходных металлов попадают под влиянием эффектов кристаллического поля (Burns, 1970).

### **6.1.1 Степень изученности оливина из мантийных пород**

Первые данные по содержанию редких элементов для мантийного оливина, полученные на ионном зонде, были представлены в нескольких крупных исследованиях (Hervig et al., 1980, 1986) и (Hervig, Smith, 1982), в которых на основании изучения состава оливина сделаны выводы о происхождении кратонной литосферы и предложено использование ряда редких элементов в

качестве минеральных геотермометров для гранатовых и шпинельных перидотитов. В данных работах было отмечено высокое содержание Cr в оливине из включений в алмазах. При изучении степени окисления Cr в мантии был сделан вывод, что значительное присутствие  $Cr^{2+}$  в оливине из коматиитов отвечает высокотемпературным условиям (около 1600 К, Li et al., 1995). В работах, посвящённых анализу содержания  $H_2O$ , а также ряда редких элементов (Li, Na, Cr и Al) в мантийном оливине из гранатовых перидотитов, сообщалось о трехвалентном дефиците катионов в балансе зарядов в сравнении с одновалентными катионами, включая  $H^+$ , которое объяснялось возможным присутствием  $Fe^{3+}$  (Kurosawa et al., 1997). В то же время, в шпинелевых перидотитах присутствует избыток трехвалентных катионов, поэтому авторы предложили возможную формулу замещения катионов в оливине из этих пород ( $MgSi - 2Al$ ). Позднее вышла работа, в которой авторы использовали компьютерное моделирование для определения поведения  $Fe^{3+}$  и пришли к выводу, что в системе Si-O-Mg- $Fe^{3+}$  существует прямое замещение, где трехвалентное железо может замещать как Mg, так и Si, что является более благоприятным, чем образование вакансий (Richmond, Brodholdt, 2000).

В большинстве исследований, в которых использовалась информация о редких элементах в оливине, с определением коэффициентов распределения между минералами и их зависимостью от температуры и давления, основное внимание уделялось шпинелевым перидотитам. Прямая зависимость содержания Ca в оливине от давления была отмечена в экспериментах в упрощенных системах (Finnerty, Boyd, 1978) и затем откалибрована с использованием

экспериментальных данных по мантийным лерцолитам (Brey and Köhler, 1990). К сожалению, использование данного барометра было сопряжено с некоторыми аналитическими трудностями и сильной температурной зависимостью барометра (O'Reilly et al., 1997). В частности, температурная зависимость фракционирования Sc и Cr между оливином и клинопироксеном в шпинелевых перидотитах также требовала калибровки, что и было выполнено в ряде работ (Stosch, 1981).

В тоже время с развитием аналитических возможностей, была замечена температурная зависимость фракционирования Ti и Ca и прочие особенности перераспределения Ni, Mn и Zn в мантийных минералах (O'Reilly et al., 1997). Фракционирование в системе пироксен/оливин в отношении переходных металлов, включая Ti в шпинеле и гранатах, так же было освещено в одной из работ (Bodinier et al., 1987). Авторы заметили зависимость распределения Ti между оливином и ортопироксеном от давления. Характер перераспределения Ti, Na и REE между минералами шпинелевых перидотитов также был рассмотрен в одной из работ, где была показана повышенная совместимость для HREE по сравнению с LREE в оливине, в отличие от клинопироксена (McDonough et al., 1992).

В ряде работ была опубликована информация о коэффициентах распределения для ряда несовместимых редких элементов, включая REE, Zr, Nb, Ta, Ba и Sr в оливине из перидотитов шпинелевой фации. Содержание этих элементов в оливине обычно  $<0.1$  ppm (Eggins et al., 1998; Bedini and Bodinier, 1999). Аналогичное исследование было проведено, когда сравнивали данные,

полученные с помощью LA-ICP-MS, с данными метода «мокрой» химии по минералам из шпинелевых перидотитов Ронды (Garrido et al., 2000). Данные исследования показали, что многие из несовместимых элементов, вероятнее всего, присутствуют в оливине в виде расплавных или флюидных включений.

В последнее время особое внимание уделяется изучению распределения редких элементов в минералах перидотитов в зависимости от температуры, при этом наибольшее внимание концентрируется на оливине (Witt-Eickschen, O'Neill, 2005; и др.) В данных работах была отмечена сильная зависимость распределения Cr, V, Sc и REE от температуры. Такое поведение редких элементов было объяснено наличием компонента  $MgCrAlO_4$  в оливине.

Позднее был откалиброван экспериментальный термометр Al-in-olivine для шпинелевых перидотитов (Van et al., 2008). Хотя эксперименты проводили при атмосферном давлении, но авторы заметили, что термометр дал результаты с наименьшей погрешностью по сравнению с классическими термометрами.

Модель эластичной деформации решетки при расчете коэффициентов распределения редких элементов в минералах может быть адаптирована для моделирования конечного состава минералов (Beattie, 1994; Wood, Blundy, 2003). Стоит обратить внимание, что реальное содержание, вероятнее всего, будет отличаться от рассчитанных значений, что было продемонстрировано в ряде работ, посвященных фракционированию REE (Agranier, Lee, 2007; Lee et al., 2007). Авторами было предложено следующее объяснение – разные элементы с одинаковой валентностью могут входить в разные позиции в минералах, при этом не нарушая упорядоченности структуры оливина. Например, Na и Li в M2 и M1,

соответственно, как и Zr и Ti, Al и Cr занимают другие позиции, отличные от REE, во всех мантийных минералах, за исключением оливина. Фракционированию редких элементов между оливином и расплавом было посвящено значительное количество экспериментальных исследований для приповерхностных условий (Colson et al., 1988; Jurewicz, Watson, 1988, 1994; Evans et al., 2008), а также и в условиях, характерных для верхней мантии (Taura et al., 1998). Авторы одной из работ заметили корреляцию между коэффициентами распределения и ионными радиусами, и разработали алгоритм для моделирования поведения элементов в системе оливин-расплав, в которой были учтены как температуры, так и состав расплава (Colson et al., 1988), которая была позднее доработана (Beattie, 1994; Bédard, 2005).

### **6.1.2 Распределение главных элементов**

Распределение главных компонентов в оливине достаточно выдержано во всех изученных зернах (Приложение А, таблица А1). По магнезиальности все представленные зерна являются форстеритом Fo 89.7–92.5. В некоторых зернах был проанализирован состав в краевой, промежуточной и центральной части. Закономерные изменения магнезиальности оливина проявлены в повышение данного параметра в центральной части. Стоит отметить, что увеличение магнезиальности характерно для третьей группы ксенолитов, рассмотренных в главе, посвященной составу пород. На диаграмме MgO–FeO (рисунок 6.1.1) оливин делится на две группы.

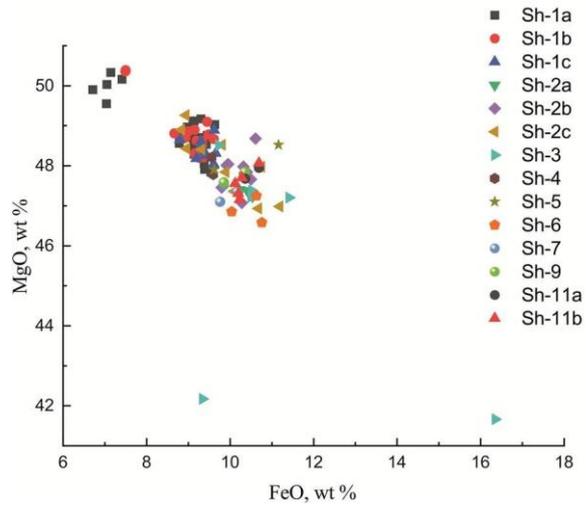


Рисунок 6.1.1 – Диаграмма FeO–MgO для оливина из ксенолитов мантийных перidotитов арх. Шпицберген

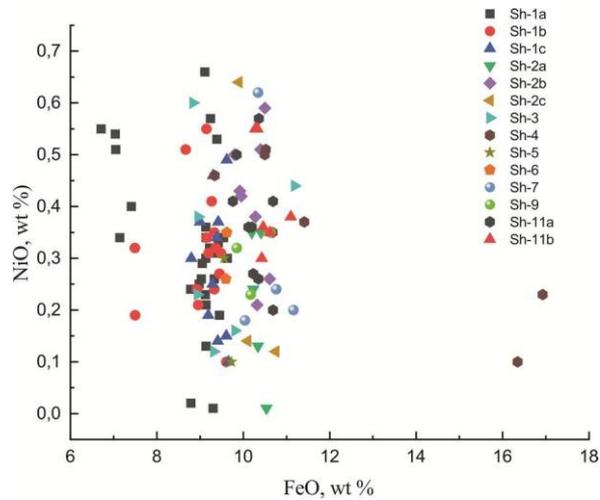


Рисунок 6.1.2 – Диаграмма FeO – NiO для оливина из ксенолитов мантийных перidotитов арх. Шпицберген

Первая группа, более малочисленная, характеризуется средним для данного типа пород содержанием оксида железа в оливине, в то время как вторая группа имеет повышенное содержание, как железа, так и никеля, что, в свою очередь, указывает на более глубокие условия кристаллизации (O'Reilly et al., 1997). Такое же поведение можно наблюдать и для ряда других петрогенных оксидов.

Особое внимание стоит уделить оливину, расположенному в непосредственной близости от кармана плавления.

В процессе изучения данного образования было установлено, что содержание ряда петрогенных элементов закономерно изменяется в зависимости от расстояния зоны контакта оливина и стекла. В непосредственной близости с границей в оливине замечено повышение магниальности. Во всех исследованных образцах величина магниальности колеблется от 0.89 до 0.92, а на границе с карманом плавления достигает 0.94.

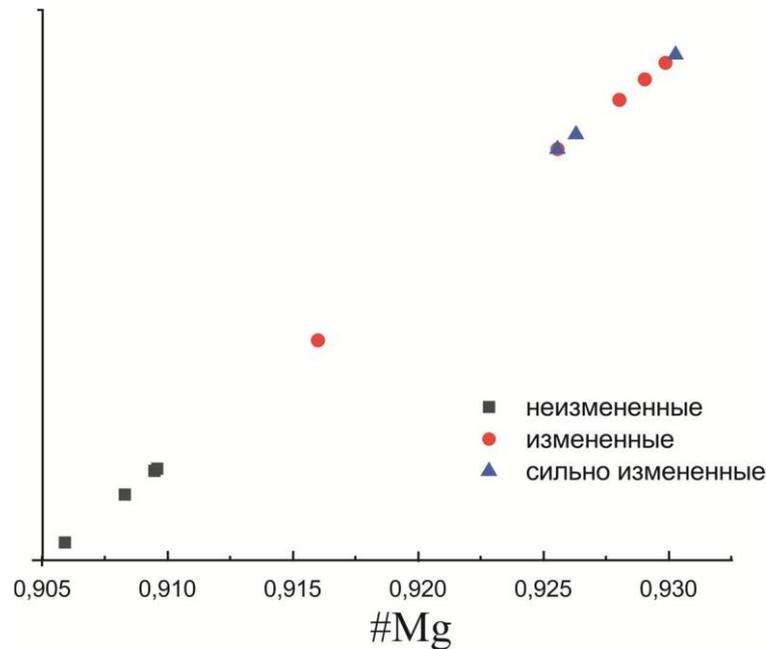


Рисунок 6.1.3 – Изменение содержания магнезиальности в оливине из кармана плавления (по вертикальной оси условное расстояние от кармана плавления)

### 6.1.3 Распределение редкоземельных элементов

Распределение REE в оливине представляет собой одну из важных индикаторных характеристик состава этого породообразующего минерала. Однако стоит отметить, в силу особенностей структуры и генезиса, оливин способен аккумулировать в себе лишь незначительные концентрации REE.

В ходе проведенного исследования было выполнено 34 анализа оливина на ионном микрозонде: 22 точки были выбраны случайным образом в 8 ксенолитах, остальные 12 анализов были распределены между зернами, окружающими карман плавления, причем опробование проводилось в различных зонах кристалла: в центральной, промежуточной и краевой, граничащей со стеклом. Для удобства описание полученных результатов будет проводиться отдельно, с последующим сравнением.

Было установлено, что в своем большинстве содержание REE в оливине

колеблется в пределах сотых и тысячных долей ppm, однако в трех анализах, расположенных на контакте оливина со стеклом, содержание REE заметно возрастает примерно в сто и даже тысячу раз (Приложение А, таблица А2).

На графике (рисунок 6.1.4), заметно, что большинство спектров распределения редкоземельных элементов для оливина из разных ксенолитов имеют положительный наклон – нормированные на хондрит HREE преобладают над LREE, однако, стоит отметить, что в образце S-14 наблюдается повышенное содержание LREE примерно в 2.5 раза по сравнению с остальными (Приложение А, таблица А.2), что сказывается на наклоне спектра REE, он становится субгоризонтальным.

Как упоминалось выше, для некоторых зерен оливина были проанализированы центральные и краевые части. Во всех образцах наблюдается отсутствие зональности. В краевой зоне и центре содержание LREE существенно не отличается. Концентрация HREE во всех образцах примерно одинаковая, но в центральной части оливина заметно повышенное содержание Lu.

На графике (рисунок 6.1.4) вынесены все спектры редкоземельных элементов, полученные автором в ходе изучения оливина. Как можно заметить, общий характер спектров REE имеет ярко выраженный синусоидальный характер, с точками перегиба в Sm и Dy. Схожее поведение редкоземельных элементов было установлено рядом исследователей, которые выдвинули гипотезу о роли мантийного метасоматоза в проявлении такого типа распределения REE для гранатов и шпинелей, соответственно (Stachel et al., 1998; Ашимхин и др., 2017).

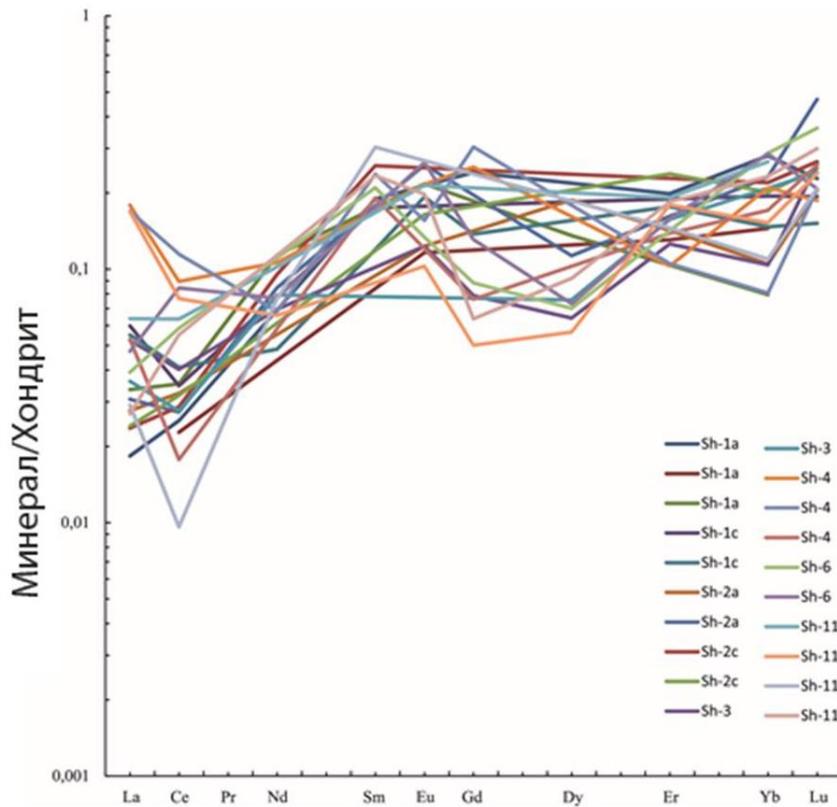


Рисунок 6.1.4 – Спектры распределения редкоземельных элементов в оливине из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген

Затрагивая вопрос особенностей распределения редкоземельных элементов в оливине из мантийных перидотитов, нельзя не отметить поведение данных элементов в зернах, расположенных в непосредственной близости от карманов плавления. Данный оливин демонстрирует сильную неоднородность в распределении редкоземельных элементов (Ашихмин и др. 2016; Ашимхин и др. 2017; Ашимхин и др., 2018). Наиболее сильно отличаются по составу друг от

друга точки анализа оливина, граничащие с карманом плавления и окруженные силикатным стеклом, с одной стороны, и центральные неизменные части крупных первичных зерен лерцолитового оливина, удаленные от стекла, с другой стороны. При этом оливин целесообразно разделить на три группы по степени измененности (что совпадает с удаленностью от кармана плавления): неизменный, слабо измененный и сильно измененный (Ашихмин и др., 2018; Ashikhmin, Skublov, 2019)

Неизменный оливин содержит незначительное количество как LREE, так и HREE (рисунок 6.1.5 а), в пределах десятых и сотых долей ppm (таблица 6.1.2), и в целом незначительно отличается от оливина, изученного во всех остальных ксенолитах. Слабо изменённый оливин отличается от неизменного повышенным, в 5-10 раз, содержанием LREE. В данной группе оливинов проявлена незначительная положительная Eu-аномалия (рисунок 6.1.5 б).

Содержание REE в сильно измененном оливине значительно повышено (от 2 до 130 (!) ppm в точке 7, таблица 6.1.2) и этим отличается от двух других групп (рисунок 6.1.5 в). При этом увеличение содержания REE в первую очередь обусловлено повышением концентрации LREE, рост содержания HREE на порядок ниже (112 и 12 ppm, соответственно). В сильно измененном оливине также установлено появление положительной Eu-аномалии.

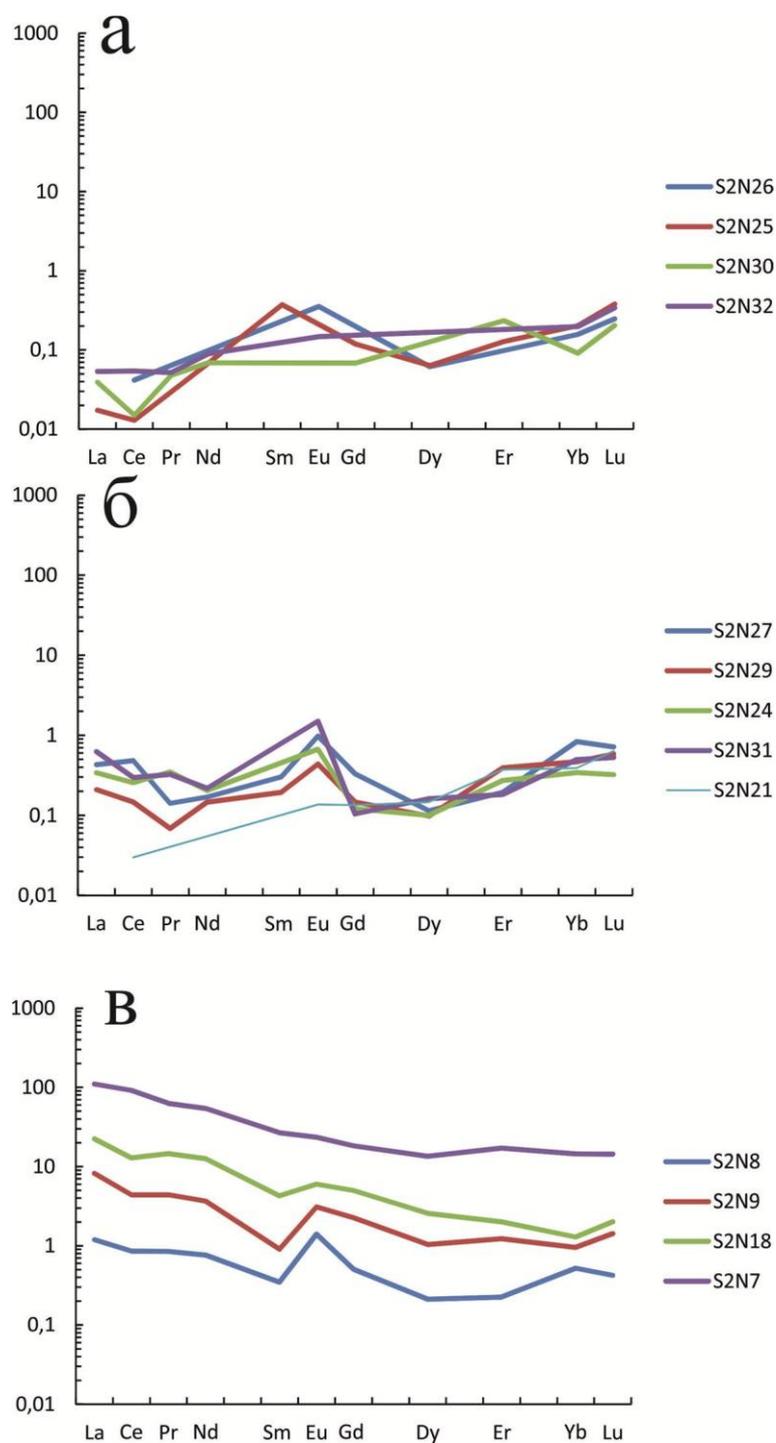


Рисунок 6.1.5 – Спектры распределения REE в оливине из кармана плавления из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген: а – неизменные, б – слабо измененные, в – сильно измененные (нормировано к хондриту CI)

Таблица 6.1.2 – Содержание редкоземельных элементов в оливине из кармана плавления в мантийных ксеналитах арх.

Шпицберген, ppm

Компонент	<i>Неизмененный</i>				<i>Слабо измененный</i>					<i>Сильно измененный</i>			
La	b.d.l.	0.004	0.009	0.013	b.d.l.	0.10	0.05	0.08	0.15	0.28	1.94	5.32	26.0
Ce	0.025	0.008	0.009	0.033	0.02	0.30	0.09	0.16	0.18	0.53	2.70	7.89	55.8
Pr	b.d.l.	b.d.l.	0.004	0.005	b.d.l.	0.01	0.01	0.03	0.03	0.08	0.41	1.36	5.83
Nd	b.d.l.	0.03	0.03	0.04	b.d.l.	0.08	0.07	0.09	0.10	0.35	1.67	5.75	24.8
Sm	b.d.l.	0.06	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.05	0.13	0.63	3.95
Eu	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.01	0.06	0.02	0.04	0.08	0.08	0.17	0.34	1.32
Gd	b.d.l.	0.02	0.01	b.d.l.	0.03	0.07	0.03	0.02	0.02	0.10	0.45	0.99	3.62
Dy	0.02	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.03	0.02	0.02	0.04	0.05	0.26	0.63	3.32
Er	b.d.l.	0.02	0.04	b.d.l.	0.06	0.03	0.06	0.04	0.03	0.04	0.20	0.32	2.73
Yb	0.03	0.03	0.01	0.03	0.06	0.13	0.08	0.06	0.08	0.08	0.15	0.21	2.32
Lu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.05	0.35

Сравнивая спектры распределения редкоземельных элементов в неизменном, слабоизменном и сильно измененном оливине, можно отметить, что в целом они подобны, для них наблюдается закономерное как возрастание содержания ряда элементов (Sm, Er, Yb), так и убывание (Pr, Ce, Dy). Однако стоит отметить, что эта закономерность не наблюдается или слабо проявлена для ряда сильно измененного оливина (Ашихмин и др., 2018).

Как было отмечено выше, оливин является наиболее распространённым минералом мантии. Характерной особенностью данного минерала является U-образный спектр распределения REE (Леснов, 2008). Однако сравнивая аналитические данные, полученные в настоящей работе, с опубликованными, было замечено, что характерной особенностью оливина из ксенолитов щелочных базальтов арх. Шпицберген, является положительный наклон спектров REE (увеличение нормированных к примитивной мантии значений от LREE к HREE, Рисунок 6.1.4.). Обедненность LREE, вероятно, является результатом частичного плавления оливина. Возможность такого процесса, была рассмотрена рядом исследователей в своих работах. В частности, Т. Stachel анализировал данные по содержанию REE в гранатах из мантийных перидотитов, подвергшихся частичному плавлению в процессе мантийного метасоматоза (Stachel, 1998).

#### **6.1.4 Распределение редких элементов**

Распределение редких элементов в оливине были проанализировано в тех же точках, что и REE. В целом стоит отметить отсутствие каких-либо ярко выраженных различий в содержании редких элементов в различных частях

зерен оливина (таблица 6.1.3).

Таблица 6.1.3 – Содержание редких элементов в оливине из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген, ppm

	Li	Ti	V	Cr	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta
Sh-1a	1.64	16.6	18.0	428	1.45	0.08	0.31	0.01	0.12	0.03	b.d.l.
Sh-1a	1.07	13.2	21.1	487	0.84	0.06	0.26	0.01	0.20	b.d.l.	b.d.l.
Sh-1a	1.20	14.2	21.0	513	1.06	0.07	0.33	0.02	0.16	b.d.l.	0.03
Sh-1c	1.30	19.0	21.0	482	1.17	0.06	0.31	0.00	0.19	b.d.l.	b.d.l.
Sh-1c	1.26	16.1	20.6	489	1.25	0.06	0.34	0.01	0.14	b.d.l.	b.d.l.
Sh-2a	1.46	10.2	19.8	483	1.21	0.06	0.21	0.01	0.13	0.03	b.d.l.
Sh-2a	1.41	10.3	19.4	493	1.15	0.06	0.26	0.01	0.15	b.d.l.	0.02
Sh-2c	1.32	16.2	18.3	460	0.84	0.05	0.43	0.01	0.26	b.d.l.	b.d.l.
Sh-2c	1.36	14.6	17.9	441	0.79	0.06	0.38	0.01	0.13	b.d.l.	0.02
Sh-3	1.21	4.7	18.2	454	1.22	0.06	0.39	0.02	0.26	0.03	b.d.l.
Sh-3	1.63	11.9	16.5	375	0.86	0.05	0.13	0.01	0.08	b.d.l.	0.02
Sh-4	1.83	20.6	21.0	493	1.69	0.08	0.32	0.00	0.60	0.03	b.d.l.
Sh-4	1.86	21.3	21.9	496	1.51	0.07	0.44	0.01	0.95	b.d.l.	b.d.l.
Sh-4	1.08	21.9	19.7	455	1.28	0.08	0.29	0.02	0.36	0.03	b.d.l.
Sh-6	1.29	20.0	19.1	451	1.04	0.07	0.20	0.01	0.19	0.03	0.02
Sh-6	1.24	21.1	18.9	428	2.78	0.07	0.34	0.02	0.30	0.03	b.d.l.
Sh-11	1.23	23.7	17.0	426	1.76	0.07	0.33	0.01	0.42	bdl	bdl
Sh-11	4.50	93.4	26.8	535	6.55	0.18	0.86	0.27	2.48	0.05	0.03
Sh-11	1.12	22.3	17.8	459	2.03	0.08	0.33	0.01	0.37	0.04	bdl
Sh-11	1.25	22.5	17.3	440	0.88	0.09	0.31	0.01	0.35	bdl	bdl

Содержание Li в оливине носит достаточно выдержанный характер.

Среднее значение составляет 1.38 ppm при минимальных и максимальных

значениях 1.07 ppm и 1.86 ppm соответственно, что в целом соответствует содержанию Li в хондрите. Концентрация Ti находится на довольно низком уровне, среднее содержание составляет около 15.3 ppm, что в 25 раз меньше, чем содержание данного элемента в хондрите. Существенных различий в центральной и краевой части не наблюдается. Содержание V и Cr также имеет достаточно выдержанное содержание во всех проанализированных зернах, со средними значениями 19.5 и 464 ppm соответственно. Различий для этих элементов в краевой и центральной части зерен не наблюдается.

Отдельно стоит отметить поведение редких элементов, для которых также прослеживается последовательное увеличение содержания от неизменного к сильно изменённому оливину (рисунок 6.1.6), например: Ti – 18.2, 122 и 3126 ppm, соответственно, V – 20.8, 26.3 и 122 ppm, Sr – 1.53, 6.04 и 472 ppm. Содержание Cr варьирует менее отчетливо – от неизменного к слабо изменённому оливину происходит увеличение его содержания в 1.3 раза (таблица 6.1.3). В трех из четырех точек сильно измененного оливина содержание Cr остается повышенным (до 858 ppm), но в точке 7, отличающейся аномально высоким содержанием LREE, содержание Cr падает до 26.5 ppm. Содержание высокозарядных элементов Y и Zr при сравнении неизменного и сильно измененного оливина увеличивается примерно в 60 раз. Примечательно распределение Ba, варьирующее в пределах каждой группы оливина. Однако в целом для неизменного оливина содержание Ba не превышает 1 ppm, для слабо измененного оливина – находится в интервале 1-10 ppm, а в сильно измененном оливине – в интервале 12-55 ppm, за исключением аномальной по

составу точки 7, в которой содержание Ва достигает 1170 ppm. Содержание Li, Hf и Та достаточно выдержано во всех трёх группах оливина и существенно не изменяется.

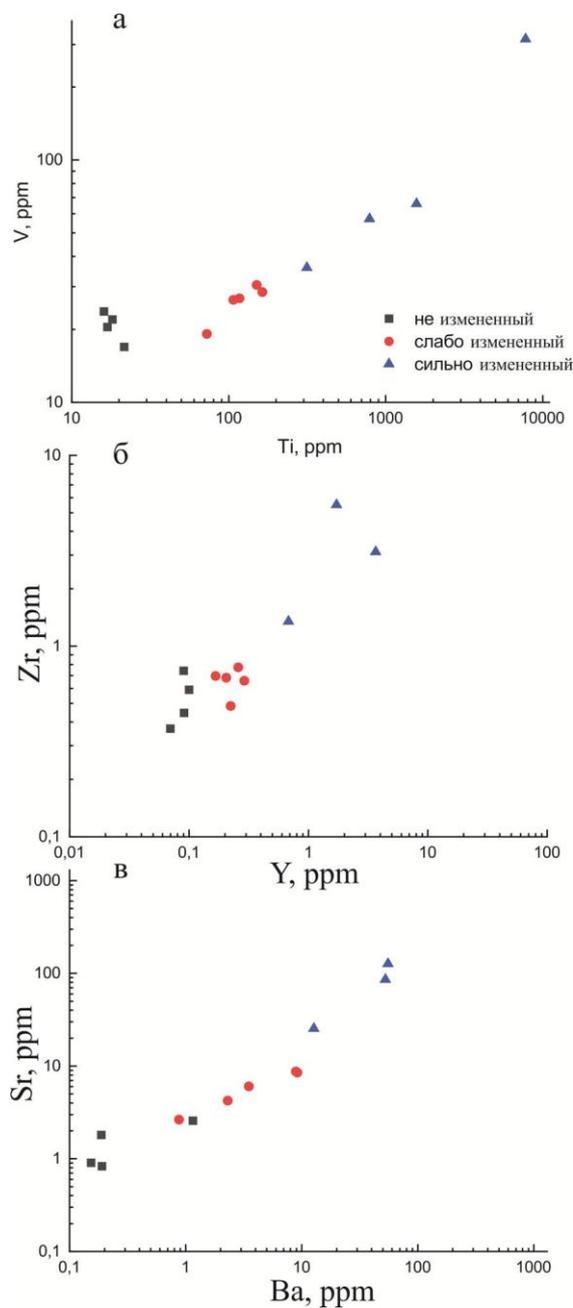


Рисунок 6.1.6 – Соотношение редких элементов в оливине из кармана плавления мантийных ксенолитов арх. Шпицберген

## 6.2 КЛИНОПИРОКСЕН

### 6.2.1 Степень изученности клинопироксена из мантийных пород

Клинопироксен являются одной из наиболее распространенных фаз не только почти во всех разновидностях ультрамафитовых и мафитовых пород, но и в ряде других типов магматических и метаморфических образований. Этот минерал представляет собой важнейший концентратор REE в большинстве пород. Участие клинопироксена в многочисленных генетически разнотипных минеральных парагенезисах свидетельствует о том, что минерал способен кристаллизоваться в очень широком диапазоне физико-химических условий. Представительные данные о распределении REE в клинопироксене должны способствовать более широкому использованию этого породообразующего минерала в качестве эффективного индикатора при решении различных проблем петрологии. Исследования по геохимии REE в клинопироксене были начаты в середине 1970х гг. на примере единичных образцов из лерцолитов, представленных в глубинных ультрамафитовых ксенолитах из щелочных базальтов, метеоритов и некоторых других пород (Schnetzer, Philpotts, 1968, 1970; Nagasawa et al., 1969; Onuma et al., 1968; Frey, 1969; Philpotts, Schnetzler, 1970; Nagasawa, Schnetzler, 1971; Varne, Graham, 1971; Philpotts et al., 1972). В дальнейшем были получены более значительные объемы аналитических данных о распределении REE в клинопироксене из большинства разновидностей ультрамафитовых, мафитовых и других типов пород (Shimizu, 1975; Ottonello et al., 1978; Ottonello, 1980, 1984; Pallister, Knight, 1981; Rass, 1982; Stosch, 1982;

Irving, Frey, 1984; Downes, Dupuy, 1987; Liotard et al., 1988; Bodinier et al., 1987, 1988). В не меньших масштабах геохимические исследования клинопироксена ведутся и в течение последних десятилетий, причем нередко с использованием более значительных коллекций образцов (Johnson, Dick, 1992; Blusztajn, Shimizu, 1994; Ionov et al., 1994; Ozawa, Shimizu, 1995; Rivalenti et al., 1995, 1996; Соболев, Батанова, 1995; Соболев и др., 1996; Andre, Ashchepkov, 1996; Леснов, Гора, 1998; Jolliff et al., 1999; Симонов и др., 2000; Леснов, 2001;; Piccardo et al., 2005). По количеству накопленных аналитических данных по геохимии REE клинопироксен лидирует среди породообразующих минералов. При этих исследованиях ранее широко использовался метод INAA, на смену которому позже пришли более эффективные методы анализа низких концентраций REE, такие как SIMS и LA-ICP-MS и некоторые другие. Изучению клинопироксена из щелочных базальта архипелага Шпицберген, как было отмечено выше, были посвящены исследования Д. Ионова. В своих работах он рассматривал спектр распределения редкоземельных элементов в данном минерале как один из критериев подверженности породы частичному плавлению (Ionov et al., 2002). Д. Ионов выделил две разновидности спектров: первый тип характеризуется пониженным значением средних REE (MREE) и Sr, и, как следствие, более низким значением MREE/HREE, относительно второго типа с высоким содержанием La/Ce-отношения. Стоит отметить, что данная типизация используется в первую очередь для того, чтобы различить два наиболее характерных вида распределения редких элементов в мантийных ксенолитах. Данная типизация является альтернативной, не связанной с классификациями в

работах других исследователей, построенных на различии  $\#Mg$  в минералах, или разности в количестве LREE (Frey, Green, 1974; Kempton, 1987).

### **6.2.2 Распределение главных элементов**

Изученный клинопироксен в большинстве представлен диопсидом, однако встречаются тонкие каймы, представленные волластонитом. Состав клинопироксена по главным компонентам достаточно выдержан (Приложение А, таблица А3). При сравнении состава центральной и краевой части установлено повышение магнезиальности и уменьшение железистости клинопироксена при переходе от центра к краю. Такое изменение состава приводит к тому, что краевая часть обогащена энстатитовым миналом по сравнению с центральной частью. В BSE-изображении это изменение состава проявляется в более светлом тоне окраски клинопироксена в краевой зоне. Было отмечено, что клинопироксен в центральной части содержит большее количество  $SiO_2$  и  $Na_2O$ .

Особое внимание стоит уделить клинопироксену, расположенному в непосредственной близости от кармана плавления. В процессе изучения данного образования было установлено, что ряд петрогенных элементов ( $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_3$ ) в составе клинопироксена закономерно изменяется в зависимости от расстояния до зоны контакта пироксена и стекла. В непосредственной близости от этой границы в клинопироксене отмечено увеличение содержания  $CaO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  (Ашихмин и др., 2018).

### **6.2.3 Распределение редкоземельных элементов**

Для клинопироксена, также как и для оливина, было выполнено 20 анализов

зерен, выбранных случайным образом в 8 ксенолитах (для некоторых были проанализированы центральные и краевые части зерен), и выполнено 10 анализов в точках, расположенных в непосредственной близости от кармана плавления.

Среднее содержание REE в клинопироксене находится на уровне первых ppm (6.7 ppm, Таблица 6.2.2), что больше хондритового значения примерно на порядок. Клинопироксен является неоднородным по содержанию REE. Среднее La/Lu отношение (показатель фракционирования редкоземельных элементов) для группы спектров с отрицательным наклоном составляет 53.6 (рисунок 6.2.1), а для группы с субгоризонтальным наклоном спектров оно составляет 5.25 (рисунок 6.2.2).

Такое различие по содержанию легких REE, вероятно, связано с увеличением содержания Ca в клинопироксене, имеющего близкий размер ионного радиуса с LREE (Леснов, 2001). Содержание тяжелых и средних REE находится примерно на одном уровне, и спектр REE имеет плоский профиль (рисунок 6.2.1, 6.2.2).

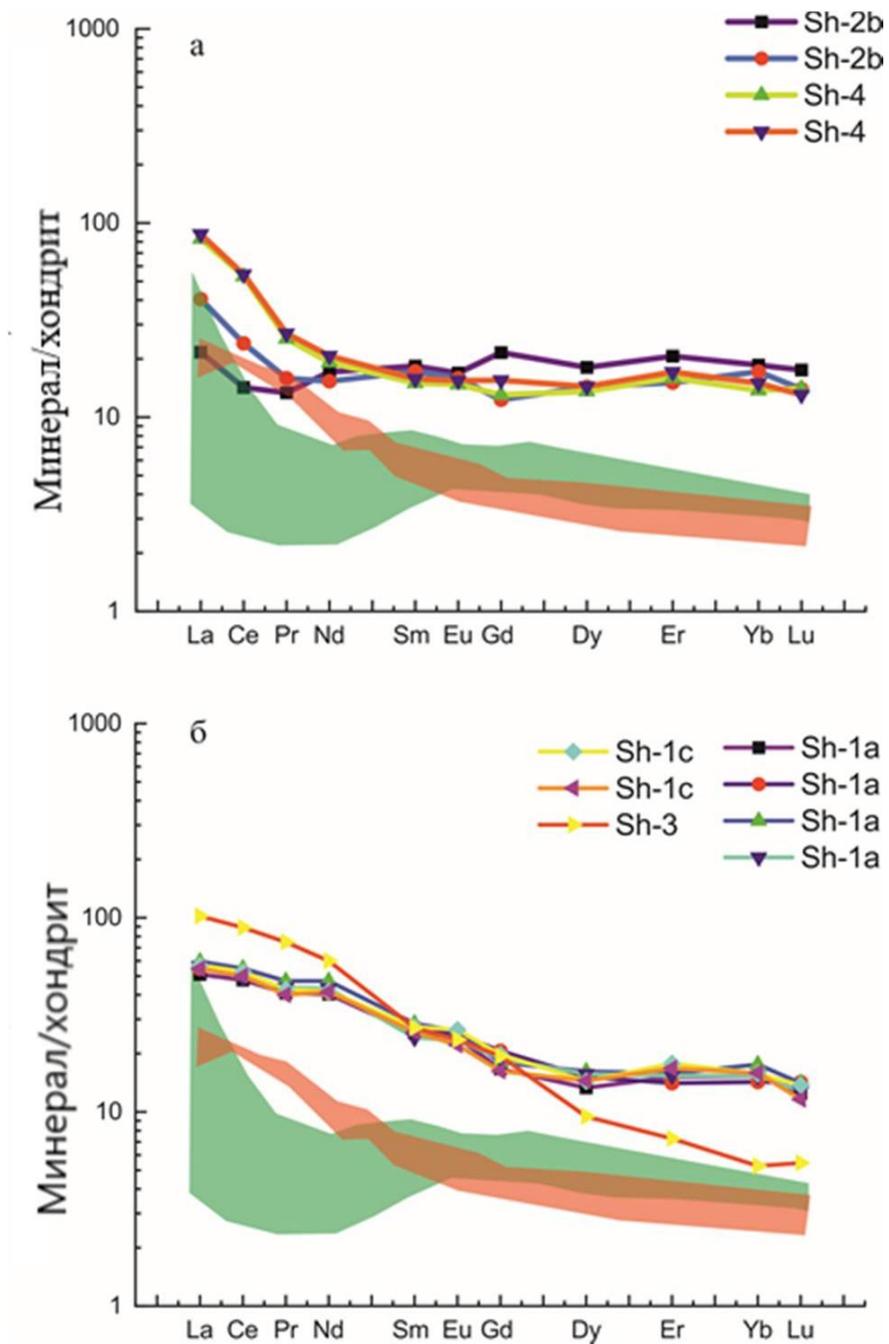


Рисунок 6.2.1 – Распределение REE с отрицательным наклоном в клинопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген. Зеленое поле – спектры клинопироксена первого типа, красное поле – спектры клинопироксена второго типа по (Ionov et al., 2002)

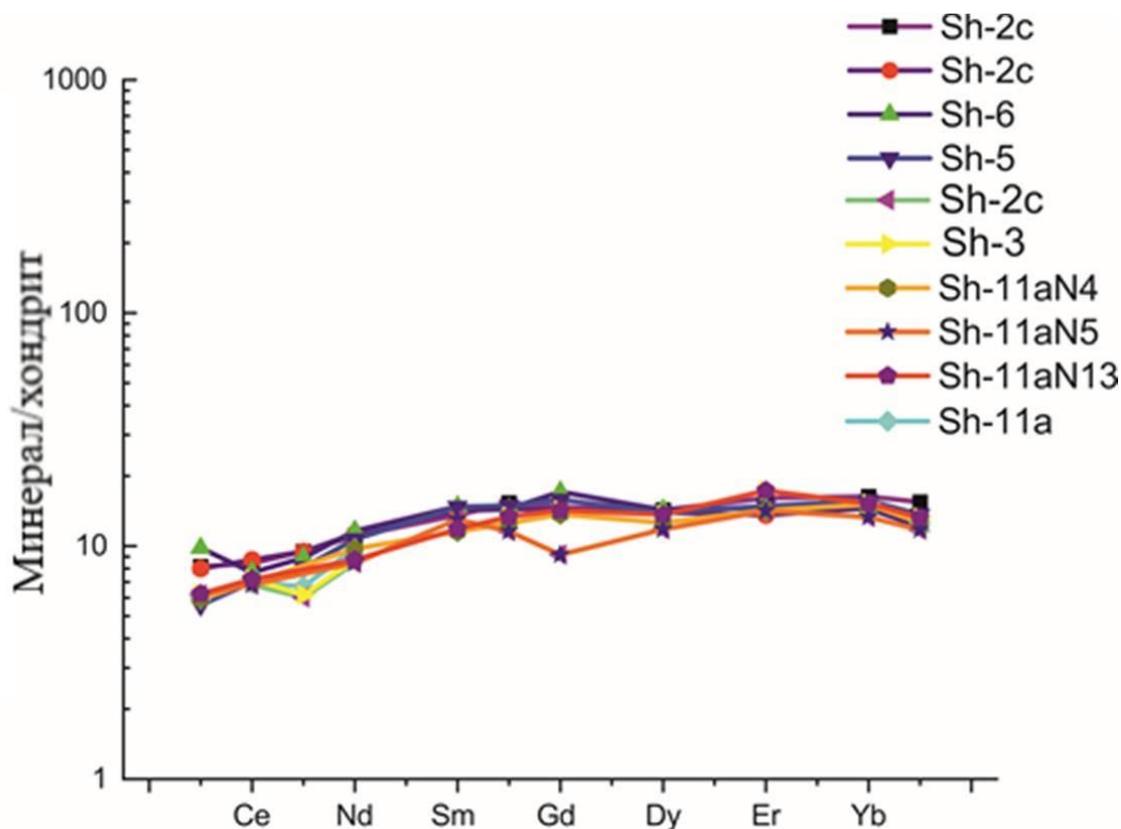


Рисунок 6.2.2 – Распределение REE с субгоризонтальным наклоном в клинопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген

Стоит отметить, что клинопироксен с отрицательным наклоном разделяется на два подтипа, так как в нем наблюдаются различия по содержанию Ce, Pr, Nd. В своей работе Д. Ионов ранее отмечал данную неоднородность REE в клинопироксене. В частности, он охарактеризовал первый тип как клинопироксен, обделенный содержанием MREE по отношению к клинопироксену второго типа. Так же он отметил, что данная терминология (первый тип, второй тип) используется просто для различия двух наиболее контрастных характеров распределения REE в клинопироксене (Ionov et al., 2002). Однако содержание REE в клинопироксене, изученном в данной работе, отличается в большую сторону от такового для клинопироксена, рассматриваемого предшественниками, примерно на порядок.

Таблица 6.2.2 – Содержание редкоземельных элементов в клинопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген,

ppm

	Sh-1a	Sh-1a	Sh-1a	Sh-1a	Sh-1b	Sh-1b	Sh-1c	Sh-1c	Sh-2a	Sh-2a	Sh-3	Sh-4	Sh-4	Sh-5	Sh-6	Sh-11	Sh-11	Sh-11
La	12.1	12.9	14.1	13.4	13.5	12.9	5.1	9.6	1.9	1.9	24.2	19.7	20.7	1.32	2.33	1.41	1.46	1.48
Ce	29.3	30.7	33.6	30.1	32.3	30.7	8.7	14.7	5.2	5.4	54.6	32.5	33.3	4.3	4.71	4.28	4.18	4.42
Pr	3.79	3.89	4.37	4.06	3.97	3.72	1.24	1.47	0.88	0.88	6.96	2.36	2.5	0.75	0.83	0.622	0.559	0.570
Nd	18.4	18.7	21.6	19.8	19.1	19	7.82	7	5.04	5.15	27.38	8.74	9.46	4.89	5.31	4.45	3.86	3.99
Sm	3.77	4.05	4.22	3.57	4.07	3.82	2.71	2.55	2.01	2.1	4.02	2.21	2.33	2.18	2.19	1.70	1.93	1.75
Eu	1.36	1.41	1.46	1.32	1.49	1.25	0.95	0.89	0.86	0.81	1.32	0.83	0.87	0.84	0.81	0.706	0.651	0.75
Gd	3.31	4.1	3.58	3.75	3.93	3.23	4.28	2.45	2.92	2.87	3.85	2.6	3.08	3.15	3.41	2.72	1.83	2.83
Dy	3.27	3.72	3.98	3.85	3.54	3.55	4.44	3.53	3.52	3.43	2.33	3.33	3.53	3.42	3.51	3.10	2.89	3.34
Er	2.43	2.25	2.52	2.45	2.84	2.68	3.3	2.41	2.56	2.17	1.17	2.55	2.73	2.38	2.34	2.28	2.26	2.77
Yb	2.45	2.3	2.82	2.47	2.53	2.55	2.98	2.76	2.62	2.34	0.85	2.21	2.41	2.52	2.32	2.42	2.14	2.45
Lu	0.31	0.35	0.35	0.32	0.34	0.29	0.43	0.34	0.38	0.32	0.13	0.35	0.32	0.34	0.3	0.309	0.289	0.325
La/Lu	39.0	36.9	40.3	41.9	39.7	44.5	11.9	28.2	5.0	5.9	186.2	56.3	64.7	3.9	7.8	4.5	5.1	4.5

Д. Ионов выдвинул гипотезу, согласно которой такая дифференциация Ce, Pr, Nd объясняется особенностями фракционирования расплава и удаленностью ксенолитов от ослабленных зон, по которым происходила транспортировка флюида (Ionov et al., 2002). Согласно его точке зрения, спектры REE для клинопироксена (рисунок 6.2.1б), интерпретируются как для минерала, расположенного ближе к ослабленной зоне, по которой циркулировал флюид, чем спектры REE для клинопироксена на Рисунок 6.2.1а. Данные выводы были сделаны на основании одномерной модели фильтрации расплава, предполагающей, что расплав просачивается из ослабленной зоны (трещине) в межзерновое пространство вмещающего перидотита, который, как предполагается, имеет постоянную пористость и модальный состав, затем происходит между расплавом и минералами достигается равновесие. Отдельно стоит отметить, что в данной модели не учитывается возможность образования минерала из расплава (Ionov et al., 2002). Согласно данной концепции клинопироксен, находящийся вблизи источника флюида (ослабленной зоны) быстрее достигает равновесного состояния по редким элементам с флюидом, в то время как удаленные от ослабленной зоны клинопироксен селективно обогащается высоко несовместимыми элементами.

Что касается клинопироксена, расположенного в непосредственной близости от кармана плавления, то стоит отметить, что он также характеризуется сильно дифференцированным характером распределения REE со средним содержанием около 74 ppm (таблица 6.2.3) и разделяется на две разновидности, первая разновидность характерна для центральной зоны кристалла

клинопироксена, контактирующих со стеклом (рисунок 6.2.3) и в целом соответствует спектрам изображенном на рисунке 6.2.1 (рисунок 6.2.3б), вторая разновидность спектров характерна для краевой части кристаллов клинопироксена, непосредственно контактирующей со стеклом. Данные спектры характеризуются заметным обеднением LREE по сравнению со спектрами REE из центральной части клинопироксена (рисунок 6.2.3б; Ашихмин и др. 2016; Ашимхин и др. 2017; Ашимхин и др., 2018).

Таблица 6.2.3 – Содержание REE в клинопироксене из кармана плавления.

Компонент	Sh-1aN1	Sh-1aN2	Sh-1aN3	Sh-1aN4	Sh-1aN5	Sh-1aN6	Sh-1aN13	Sh-1aN14	Sh-1aN15	Sh-1aN16
La	11.8	12.1	3.45	3.13	6.42	12.2	9.15	12.4	12.1	4.12
Ce	30.7	27.2	12.9	13.5	19.9	29.7	23.6	31.2	29.5	16.7
Pr	3.99	3.94	2.33	2.51	3.45	3.79	2.93	3.88	3.93	3.06
Nd	17.6	17.7	15.3	16.5	21.8	18.2	14.4	18.2	19.2	19.4
Sm	4.04	3.61	4.14	4.57	5.86	3.88	3.02	4.03	4.17	5.40
Eu	1.32	1.35	1.52	1.86	1.98	1.36	1.08	1.25	1.29	1.93
Gd	3.61	2.43	5.17	5.65	7.55	3.23	2.74	4.35	5.01	5.32
Dy	3.45	3.44	4.90	5.63	6.45	3.57	3.34	3.27	3.72	5.89
Er	2.35	1.83	3.25	3.94	3.90	2.10	2.32	2.40	2.08	3.69
Yb	2.36	2.45	2.77	3.48	3.01	2.38	2.36	2.19	2.04	3.21
Lu	0.29	0.31	0.39	0.44	0.49	0.28	0.35	0.23	0.33	0.46
$\Sigma$ REE	81.4	76.4	56.2	61.2	80.8	80.6	65.3	83.4	83.4	69.2
La/Lu	40.2	39.2	8.8	7.0	13.1	43.4	26.4	54.5	36.4	9.0

В краевых зонах зерен клинопироксена, контактирующих со стеклом, установлено обеднение LREE – например, содержание в зерне 1 (таблица 6.2.3, проба Sh-1aN1-3) меняется от 81.4 ppm в центральной части до 76.4 ppm в промежуточной зоне и 56.2 ppm на границе зерна. Для центральных частей зерен величина La/Lu отношения составляет в среднем 36.2, а для краевой это же отношения составляет в среднем 9.5. Спектры распределения редкоземельных

элементов представлены ниже (рисунок 6.2.3; Ашихмин и др. 2018; Ashikhmin, Skublov, 2019).

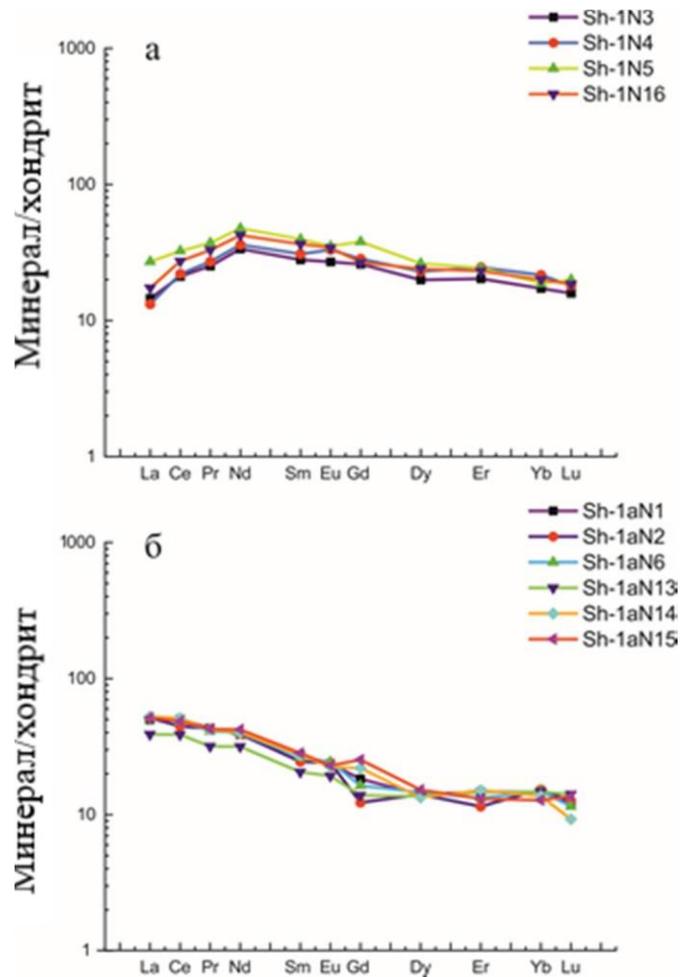


Рисунок 6.2.3 – Содержание REE в клинопироксене из кармана плавления в мантийных ксенолитах арх. Шпицберген: а – краевые зоны клинопироксена, б – центральные зоны клинопироксена

На данных графиках заметно, что краевые зоны клинопироксена значительно обеднены LREE, по сравнению с центральными. Поскольку карман плавления по своей сути является проницаемой зоной, то модель (Jonov et al., 2002) является не всеобъемлющей (не учитывает фактор времени), так как в ней утверждается, что на контакте ослабленной зоны и ксенолита мы должны наблюдать равновесие состава минералов с флюидом. А этого не наблюдается, так как в краевой

части клинопироксена, контактирующего со стеклом, наблюдается некоторая обедненность LREE (рисунок 6.2.4).

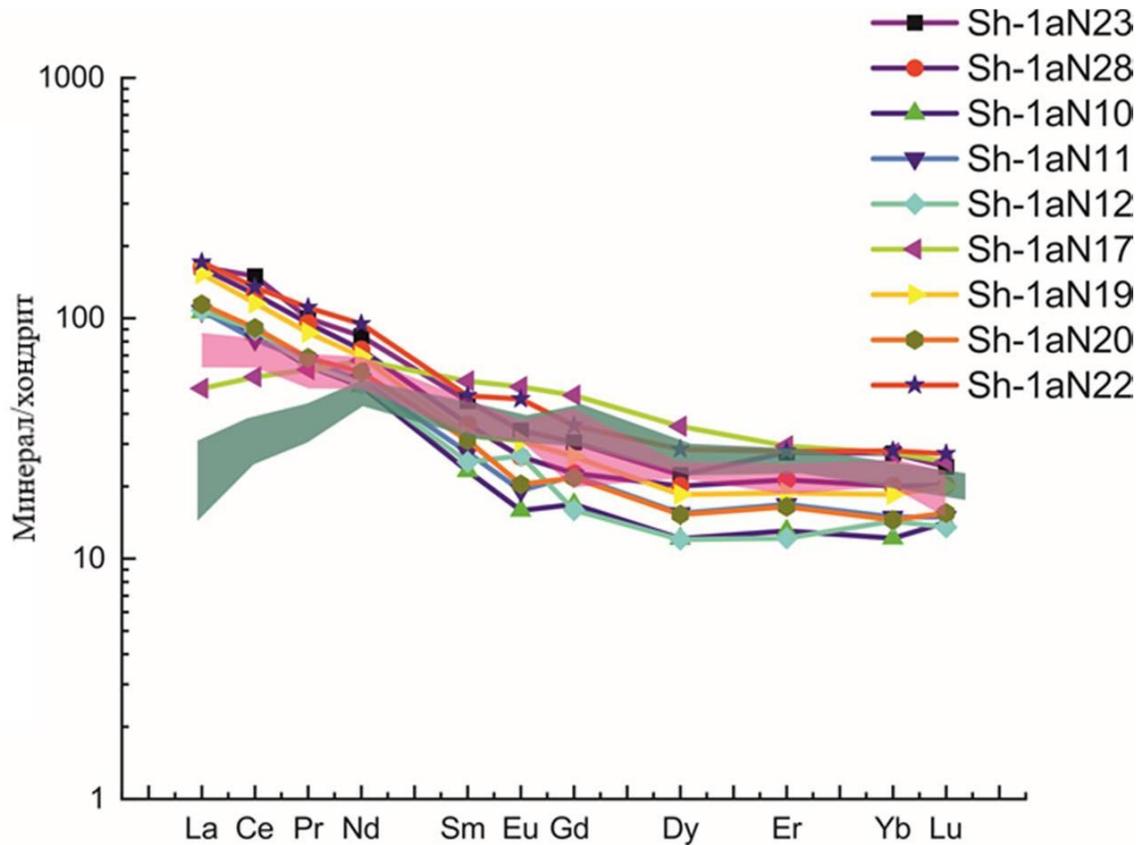


Рисунок 6.2.4 – Спектры распределения REE в стекле из кармана плавления мантийных ксенолитов арх. Шпицберген. Розовое поле – центральные части клинопироксена, зеленое – краевые части клинопироксена

Можно заметить, что стекло из кармана плавления обогащено LREE и имеет отрицательный наклон спектров REE. Согласно выше описанной модели Д. Ионова при взаимодействии стекла и клинопироксена в краевой части последнего было бы заметно равновесие редкоэлементного состава этих двух фаз, чего не наблюдается. Вероятнее всего обеднение LREE краевой части клинопироксена связано с частичным плавлением минерала под действием флюида в результате процесса, связанного с диффузной миграцией редкоземельных элементов.

Вероятно, что этот процесс протекал непосредственно перед извержением вулкана, доставившего ксенолиты на дневную поверхность, судя по тому, что равновесие между клинопироксеном и стеклом не наблюдается. Если бы эти два процесса – взаимодействие минералов с флюидом и транспортировка – были бы значительно разнесены по времени, то в контактирующих точках фаз мы бы наблюдали достижение геохимического равновесия согласно модели (Ionov et al., 2002).

Подводя итог изучению распределения REE в клинопироксене из мантийных ксенолитах арх. Шпицберген, стоит отметить, что наблюдается три типа спектров распределения редкоземельных элементов. Первый тип характеризуется слабо положительным наклоном с последовательным увеличением значений от LREE до HREE. Второй тип, на фоне первого, заметно обогащён MREE, что на графике отмечается как образование «горба», при увеличении содержания от La до Nd, с последующим равномерным снижением до Lu. Третий тип характеризуется отрицательным наклоном. Однако стоит отметить, что третий тип, как было отмечено выше, подразделяется на 2 подтипа, первый подтип клинопироксена обеднен MREE по отношению к клинопироксену второго подтипа. Также стоит отметить, что третий тип спектров REE клинопироксена встречается исключительно в третьем типе мантийных пород, согласно типизации, рассмотренной в геохимической главе, в то время как первый и второй типы спектров REE встречаются как в первом, так и во втором типе мантийных ксенолитов.

#### 6.2.4 Распределение редких элементов

Распределение редких элементов в клинопироксене, расположенном в удалении от кармана плавления, достаточно выдержанное (таблица 6.2.4). Во всех анализируемых точках клинопироксена из этой группы содержание элементов незначительно варьирует, за исключением Sr, в пробах Sh-1a, Sh- 1b, Sh-3 и Sh-4 наблюдается его увеличение примерно в 3 раза. Вероятно, это также связано с увеличением содержания Ca в клинопироксене, с которым Sr имеет близкий размер ионного радиуса.

Клинопироксен, расположенный рядом с карманом плавления, характеризуется тем, что к краю зерна значительно (в 2-4 раза) увеличивается содержание ряда элементов: Ti (от 1878 до 7225 ppm для зерна 1), V (от 275 до 417 ppm), Cr (от 4129 до 9196 ppm). Напротив, содержание Sr и Zr уменьшается к краевой части клинопироксена примерно в 2 раза (от 349 до 145 ppm и от 30 до 16 ppm, соответственно). Содержание высокозарядных элементов Y и Nb увеличивается к краю зерна примерно в 1.5 раза. Максимальное содержание Nb (до 5 ppm) установлено в двух точках в пределах одного небольшого по размеру зерна клинопироксена (точки 5 и 6), в значительной степени окруженного стеклом. В этих же точках отмечено аномально высокое содержание Ba (в среднем 31.2 ppm при содержании, не превышающем 0.5 ppm в других зернах). Такое поведение данного элемента может свидетельствовать о проявлении мантийного метасоматоза. Содержание Hf и Li достаточно выдержано для всех проанализированных участках. Содержание Ta умеренно повышается к краю зерен, не более чем в 1.4 раза (таблица 6.2.4).

Таблица 6.2.4 – Содержание редких элементов в клинопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген, ppm

	Sh-1a	Sh-1a	Sh-1a	Sh-1a	Sh-1b	Sh-1b	Sh-1c	Sh-1c	Sh-2a	Sh-2a	Sh-3	Sh-4	Sh-4	Sh-5	Sh-6	Sh-11	Sh-11	Sh-11
Li	0.706	0.835	0.59	0.589	0.742	0.738	0.91	0.71	0.8679	1.079	1.0205	0.795	0.656	1.177	0.595	0.993	0.903	0.8856
Ti	1987	2450	1745	2061	1863	2084	4470	3425	2483.7	2669	2602.9	2818	2828	252	3069	2492	2427	2625.5
V	274.9	287.7	250	255.2	269.4	280.2	283	293	260.09	269.7	269.59	288.3	291.9	284.7	316.8	268.2	258.4	272.01
Cr	3928	4209	3806	3697	4151	4176	5058	4081	3082.1	3635	3383.1	4069	4132	7195	5051	3924	3770	4314.7
Sr	334.9	330.9	330	330.3	340.5	343.3	111	135	248.7	225.8	81.048	89.7	78.56	415	82.31	55.46	51.46	54.876
Y	18.91	20.07	19.9	20.36	20.6	19.4	24.6	19.8	19.193	19.61	19.152	20.17	20.71	12.67	18.86	18.95	18.49	18.76
Zr	29.94	31.03	29.8	30.16	30.8	32.97	45.2	46.3	30.997	33.14	32.107	27.33	27.13	8.381	29.65	24.07	23.45	24.628
Nb	0.468	0.434	0.37	0.433	0.441	0.366	0.43	0.26	0.2759	0.287	0.3961	0.427	0.293	0.865	0.328	0.274	0.273	0.3389
Ba	0.269	0.32	0.34	0.288	0.343	0.193	0.09	0.14	0.2953	0.315	0.0826	0.82	0.097	0.47	0.124	0.263	0.204	0.1425
Hf	1.291	1.473	1.12	1.373	1.402	1.024	1.57	1.61	1.4875	1.606	1.2262	1.26	1.036	0.454	1.29	1.519	1.618	1.4739
Ta	0.303	0.294	0.25	0.225	0.313	0.303	0.44	0.28	0.3241	0.285	0.3422	0.283	0.268	0.268	0.289	0.235	0.35	0.2803

## **6.3 ОРТОПИРОКСЕН**

### **6.3.1 Степень изученности ортопироксена из мантийных пород**

Подробный обзор особенностей редкоэлементного состава ортопироксена приведен в работе (Леснов, 2007). Первые сведения о содержании REE в ортопироксенах были получены при исследовании их железистых разновидностей, представленных в базальтах, андезитах, дацитах и риолитах (Onuma et al., 1968; Nagasawa et al., 1969; Schnetzler, Philpotts, 1970). Затем были изучены отдельные образцы минерала из лерцолитов (Frey, 1969; Philpotts et al., 1972; Stosch, 1982; Ottonello et al., 1978), из отдельных разновидностей мафитовых и ультрамафитовых пород массивов Стиллуотер (Lambert, Simmons, 1987), о. Забаргад (Vannucci et al., 1993), Монголии и других регионов (Еркушев, 1985; Леснов и др., 1998а, б, в; Леснов, Гора, 1998). В дальнейшем были исследованы коллекции образцов ортопироксенов из ультрамафитовых реститов, представленных в глубинных ксенолитах из щелочных базальтов (Ionov et al., 1993а; Kerrich, 1995; Шубина и др., 1997; Литасов, 1998), а также из метеоритов (Zipfel et al., 1995), лунных пород (Floss et al., 1998), некоторых метаморфических образований (Reitan et al., 1980; Pride, Muecke, 1981; Скублов, 2005).

В данном разделе приведены данные по геохимии REE в ортопироксенах (19 анализов, выполненных методом SIMS).

### **6.3.2 Распределение главных элементов**

В результате исследования на микрозонде было выполнено 68 анализов состава ортопироксена. По своему составу ортопироксен соответствует

энстатиту. Показатель магнезиальности ( $\#Mg$ ) изменяется в достаточно узком диапазоне пределах от 80.3 до 88.05. Максимальные значения магнезиальности достигаются в зернах ортопироксена, расположенных внутри границ зерен оливина. Результаты представлены в таблице 6.3.1. Содержание  $MnO$  имеет достаточно низкие концентрации и находится в промежутке от 0.1 wt.% до 0.37 wt.%. Содержание  $Cr_2O_3$  в исследованных образцах изменяется в пределах от 0.1 wt.% до 2.31 wt.%. Содержание глинозема ( $Al_2O_3$ ) в исследованных образцах имеет достаточно заметную вариативность и изменяется в пределах от 1.67 wt.% до 6.87 wt.%. Вероятнее всего эта закономерность связана с процессом декомпрессии, возникающей в результате поднятия ксенолита на дневную поверхность (Jing et al., 2019).

### 6.3.3 Распределение редкоземельных элементов

Содержанию редкоземельных элементов в ортопироксене из мантийных ксенолитов лерцолитов было посвящено значительное количество работ (Ottonello et al., 1978; Stosch, Seek, 1980; Stosch, 1982), в том числе ряд отечественных и зарубежных исследователей рассматривали поведение REE в ортопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген (Шубина и др., 1997; Ионов и др. 1997, 1998).

В ходе исследования было выполнено 19 определений содержания REE в ортопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген (таблица 6.3.2). Рассматривание результатов предлагается проводить согласно геохимической классификации ксенолитов, предложенной в геохимической главе.

Суммарное содержание REE в ортопироксене по литературным данным

составляет от 0.5 до 5.2 ppm. Характерной особенностью редкоземельных спектров можно назвать U-образную форму, когда нормированные значения La и Lu находятся на одном уровне. Содержание редкоземельных элементов в ортопироксене, определенные автором в ходе исследования, находится на уровне 0.65 ppm. В целом для всех ортопироксенов из трех типов пород характерно пониженное содержание LREE относительно HREE.

Спектры распределения редкоземельных элементов в ортопироксене из первой группы пород имеют пологий положительный наклон. Средняя сумма REE для данных пород составляет 0.71 ppm. Наиболее весомый вклад в сумму REE вносят HREE, она составляет 0.59, в то время как LREE всего 0.1 ppm. La/Lu отношение в среднем составляет 0.24 (максимальное и минимальное значение – 0.11 и 0.40 соответственно). В целом стоит отметить, что спектры REE для данных минералов характеризуются достаточно большим подобием и «близостью» спектров (рисунок 6.3.1).

Таблица 6.3.2 – Содержание редкоземельных элементов в ортопироксене из мантийных ксенолитов арх.Шпицберген, ppm

	Sh-1a	Sh-1b	Sh-1b	Sh-1c	Sh-1c	Sh-4	Sh-4	Sh-6	Sh-2c	Sh-2c	Sh-3	Sh-3	Sh-5	Sh-11a	Sh-11a	Sh-11a	Sh-11a	Sh-11a
La	0.010	0.013	0.008	0.015	0.007	0.022	0.027	0.010	0.005	0.010	0.017	0.009	0.005	0.006	0.007	0.010	0.004	0.011
Ce	0.054	0.054	0.045	0.023	0.040	0.055	0.070	0.014	0.010	0.017	0.061	0.088	0.008	0.034	0.025	0.018	0.043	0.006
Pr	0.006	0.009	0.012	0.007	0.008	0.006	0.004	0.003	0.007	0.004	0.009	0.005	b.d.l	b.d.l	b.d.l	0.005	0.004	0.007
Nd	0.067	0.028	0.114	0.038	0.042	0.039	0.030	0.028	0.028	0.031	0.082	0.087	0.071	0.079	0.028	0.050	0.069	0.063
Sm	0.089	0.080	0.037	0.032	0.029	0.020	0.026	0.050	0.025	b.d.l	0.054	0.050	0.028	0.033	b.d.l	0.045	0.026	0.030
Eu	0.017	0.005	0.008	0.006	0.005	0.007	0.012	0.011	0.004	0.003	0.014	0.005	0.014	0.008	0.010	0.012	0.019	b.d.l
Gd	0.064	0.047	0.019	0.032	0.018	0.022	0.041	0.055	0.029	0.025	0.029	0.062	0.051	0.050	0.061	0.050	0.030	0.043
Dy	0.054	0.112	0.074	0.053	0.055	0.092	0.101	0.078	0.076	0.059	0.046	0.057	0.121	0.095	0.085	0.090	0.139	0.091
Er	0.147	0.156	0.135	0.089	0.127	0.148	0.110	0.098	0.145	0.137	0.055	0.046	0.125	0.179	0.142	0.203	0.111	0.133
Yb	0.194	0.303	0.215	0.213	0.219	0.220	0.191	0.241	0.194	0.153	0.106	0.089	0.254	0.176	0.167	0.337	0.256	0.259
Lu	0.033	0.042	0.046	0.018	0.017	0.031	0.030	0.036	0.034	0.022	0.013	0.012	0.039	0.039	0.028	0.037	0.036	0.040
$\sum_{REE}$	0.736	0.848	0.713	0.526	0.568	0.663	0.640	0.624	0.556	0.462	0.485	0.510	0.717	0.699	0.552	0.856	0.738	0.684
$\sum_{LRE}$	0.138	0.103	0.179	0.084	0.098	0.122	0.130	0.055	0.050	0.061	0.169	0.190	0.083	0.119	0.060	0.082	0.120	0.088
$\sum_{HRE}$	0.428	0.613	0.470	0.373	0.418	0.492	0.431	0.452	0.449	0.372	0.219	0.204	0.540	0.489	0.421	0.666	0.542	0.523

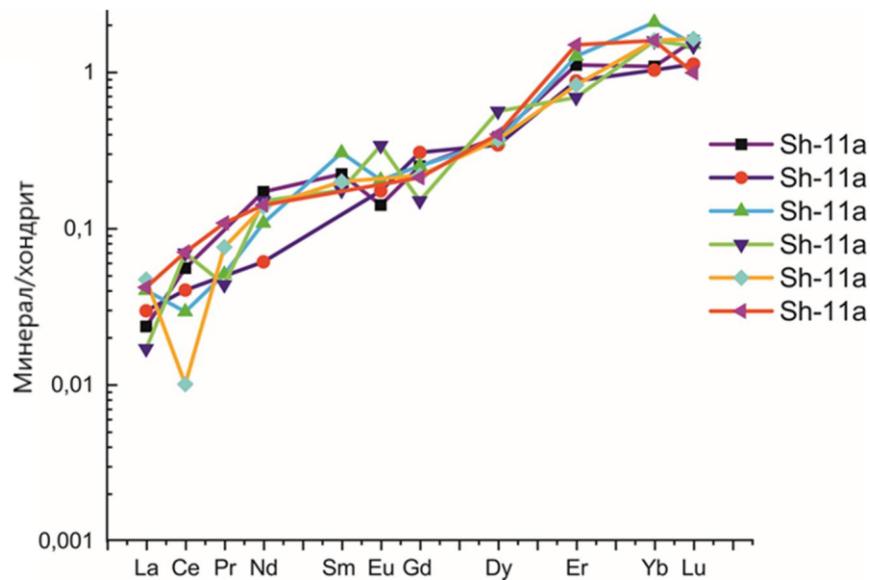


Рисунок 6.3.1 – Спектры распределения REE для ортопироксена из первой группы мантийных ксенолитов арх. Шпицберген

Спектры распределения редкоземельных элементов в ортопироксене из ксенолитов второй геохимической группы также имеют пологий положительный наклон. Средняя сумма REE составляет 0.59 ppm, что несколько ниже, чем в первой группе, где HREE преобладают над LREE – 0.39 ppm и 0.2 ppm соответственно. La/Lu отношение для этих образцов составляет 0.37. Спектры распределения второй группы имеют более значительную дисперсию (рисунок 6.3.2). Также в данных породах для ортопироксена обнаружена слабопроявленная обратная зависимость между содержанием La и Lu.

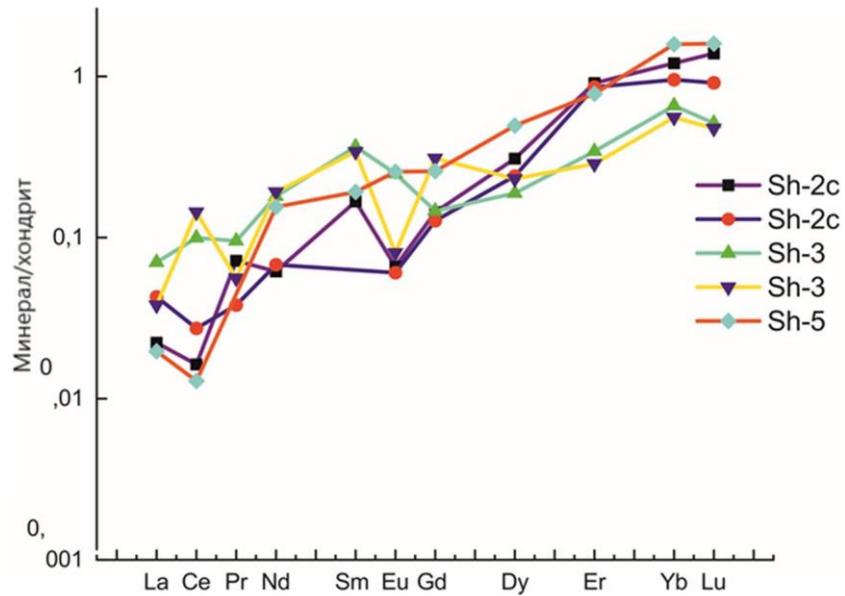


Рисунок 6.3.2 – Спектры распределения REE ортопироксена из второй группы  
мантейных ксенолитов арх. Шпицберген

Спектры распределения редкоземельных элементов в ортопироксене из третьей геохимической группы ксенолитов также имеют пологий положительный наклон (рисунок 6.3.3).

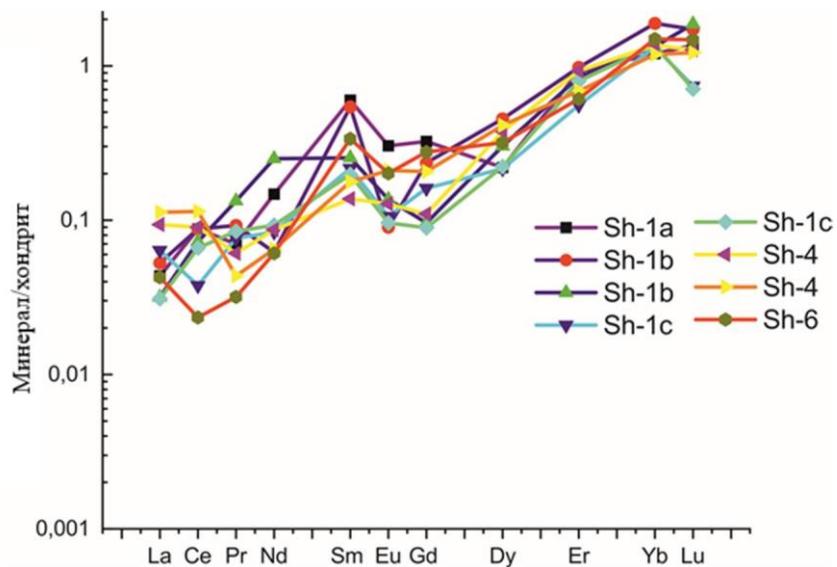


Рисунок 6.3.3 – Спектры распределения REE ортопироксена из третьей группы  
мантейных ксенолитов арх. Шпицберген

Средняя сумма REE составляет 0.66 ppm, наибольший вклад в нее вносят HREE. La/Lu отношение в ортопироксене имеет максимальное значение для всех трех групп и составляет 0.5. Спектры распределения редкоземельных элементов в ортопироксене данной группы, также как и для ортопироксена из пород второй группы, характеризуются достаточной изменчивостью, однако есть и отличия. В первую очередь таким отличием можно назвать ярко выраженную положительную Sm аномалию. Однако данная аномалия является трудно интерпретируемой. В ряде публикаций появления этой аномалии в клинопироксене из глубинных ксенолитов считается одним из маркеров проявления мантийного метасоматоза (Ionov et al., 2002). Второй отличительной чертой можно назвать сходимость всех спектров распределения REE в области HREE. Главной же отличительной чертой ортопироксена из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген можно назвать отсутствие U-образных спектров, в целом характерных для данного минерала (Леснов, 2008).

#### **6.3.4 Распределение редких элементов**

В ходе исследования было выполнено 19 определений содержания редких элементов в ортопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген (таблица 6.3.2). Рассматривание результатов предлагается проводить согласно геохимической классификации ксенолитов.

Таблица 6.3.2 – Содержание редких элементов в ортопироксене из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген, ppm

	Третий тип								Второй тип					Первый тип				
	Sh-1a	Sh-1b	Sh-1b	Sh-1c	Sh-1c	Sh-4	Sh-4	Sh-6	Sh-2c	Sh-2c	Sh-3	Sh-3	Sh-5	Sh-11a	Sh-11a	Sh-11a	Sh-11a	Sh-11a
Li	0.547	0.624	0.552	0.713	0.987	0.974	0.892	0.88	0.747	0.894	0.660	0.692	0.734	0.903	0.718	0.859	0.816	0.787
Ti	342	387	417	398	342	485	515	591	458	598	53.5	53.5	678	641	463	584	573	614
V	91.2	101	93.5	78.0	92.6	112	102	106.8	98.3	111	74.4	82.7	111	134	98.4	125	125	131
Cr	1898	1889	1857	1344	1621	1688	1595	1664	1585	2055	2529	2829	2076	1850	1815	2078	2135	2167
Sr	0.512	0.714	0.637	0.300	0.838	0.436	0.462	0.670	0.323	0.325	0.518	0.544	0.393	0.328	0.236	0.433	0.546	0.418
Y	0.698	0.793	0.778	0.555	0.623	0.807	0.828	0.832	0.700	0.672	0.377	0.331	0.919	0.987	0.795	1.04	0.996	0.985
Zr	0.895	0.968	0.989	0.841	1.50	1.18	1.23	1.18	1.02	1.02	0.298	0.306	0.937	1.04	1.00	1.13	1.20	1.11
Nb	0.013	0.020	0.014	0.014	0.155	0.015	0.030	0.020	0.020	0.016	0.017	0.021	0.019	0.013	0.016	0.025	0.022	0.020
Ba	0.024	0.070	0.055	0.027	0.241	0.052	0.089	0.125	0.053	0.249	0.026	0.014	0.085	0.074	0.066	0.242	0.327	0.186
Hf	0.030	0.059	0.049	b.d.l	0.057	0.100	0.036	0.064	0.042	0.053	b.d.l	0.025	0.103	0.148	0.030	0.091	0.106	0.091
Ta	0.017	0.014	0.034	0.019	b.d.l	0.020	0.016	0.018	0.029	0.014	b.d.l	0.015	0.051	0.049	0.015	0.021	0.018	0.043

Сравнивая все три группы по распределению редких элементов, можно заметить, что наибольшие значения достигаются для крупноионных и высокозарядных элементов в ортопироксене из пород первой группы (таблица 6.3.3). Помимо этого для ортопироксена из первой геохимической группы фиксируется заметно увеличенное содержание Ti и V.

Ортопироксен из второй геохимической группы, по сравнению с двумя другими, выделяется заметным увеличением содержания Cr.

Ортопироксен из третьей группы пород, имеет заметное обеднение всеми редкими элементами, вероятно, это связано с процессами частичного плавления.

#### 6.4 ШПИНЕЛЬ

Минералы группы шпинели по данным рентгеноструктурного анализа рассматриваются как двойные оксиды  $AO \cdot B_2O_3$ , где А – двухвалентные катионы, В – трехвалентные катионы, О – кислород. Обычно общая формула шпинелей записывается в таком виде  $AB_2O_4$ . Двухвалентные катионы могут быть представлены следующими элементами – Mg, Mn, Fe, Co, Ni, Zn; трехвалентные – Al, V, Cr, Fe.

Минералы группы шпинели обладают важными качествами, делающими их перспективными для использования в качестве петрологических индикаторов. Они являются сквозными минералами для практически всех типов горных пород. С другой стороны, как было показано выше, для них характерны изоморфные замещения всех входящих в состав двух- и трехвалентных катионов:  $Mg^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+} \leftrightarrow Mn^{2+} \leftrightarrow Zn^{2+}$ ;  $Cr^{3+} \leftrightarrow Al^{3+} \leftrightarrow Fe^{3+} \leftrightarrow V^{3+}$ , а также и  $Ti^{+4}$  по указанной для

ульвошпинели схеме. Изоморфная смесимость этих катионов в шпинелях основных- ультраосновных пород практически неразрывна. Поэтому состав шпинелей очень чувствителен к изменениям интенсивных и экстенсивных параметров как эволюционирующего магматического расплава, так и последующих твердофазных преобразований на стадии остывания и различных метаморфических изменений закристаллизовавшихся пород (Ашихмин и др., 2017).

Химические особенности минералов группы шпинелей в породах базит-гипербазитового ряда изучены неравномерно. Основное внимание было уделено шпинелям из различных парагенетических ассоциаций в кимберлитах, ввиду практической значимости последних.

В данной главе представлены результаты исследования шпинели из ксенолитов в щелочных базальтах архипелага Шпицберген.

#### **6.4.1 Распределение главных элементов**

В ходе петрографических и микрозондовых исследований было установлено, что шпинель из мантийных ксенолитов арх. Шпицбергена имеет две генерации (рисунок 6.4.1).

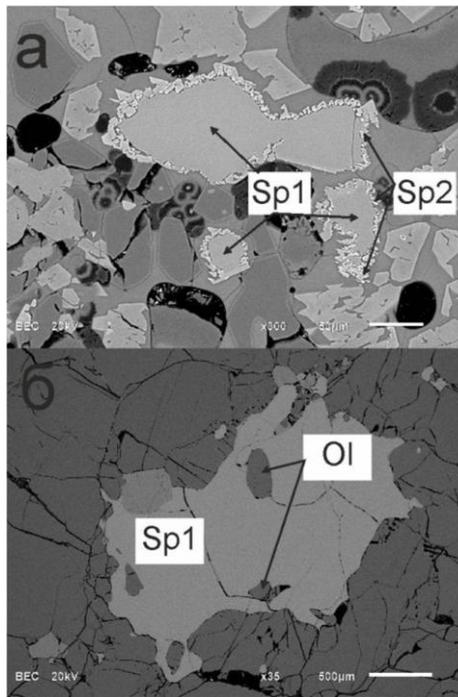


Рисунок 6.4.1 – Изображение в режиме BSE шпинели из мантийных ксенолитов: а)шпинель первой генерации обрастает кристаллами второй генерации (Ашихмин и др., 2017а); б) включение оливина в зерне шпинели. Sp1-шпинель первой генерации, Sp2 – шпинель второй генерации, Ol – оливин.

Шпинель первой генерации представлена ксеноморфными кристаллами, расположенными в межзерновом пространстве оливина и клинопироксена. Размер кристаллов шпинели варьирует от 50 мкм до первых миллиметров. По своему химическому составу первая генерация шпинели относится к герциниту, содержание  $Al_2O_3$  составляет в среднем 53 wt.%,  $Cr_2O_3$  – 13 wt.%. Индивидуальные зерна шпинели в целом не зональны по составу, однако, при сравнении состава разных зерен шпинели даже в пределах одного образца наблюдается изменение содержания главных элементов.

Мелкие кристаллы второй генерации, размером в среднем 5 мкм, имеют более идиоморфный облик и обрастают в виде мелкой щетки зерно шпинели

первой генерации (рисунок 6.4.1a). По содержанию главных элементов шпинель второй генерации отличается от первой генерации пониженным содержанием глинозема (до 42 мас.%) и увеличением содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в среднем на 20 мас.%. Мелкий размер кристаллов второй генерации не позволяет исследовать их методом лазерной абляции, поэтому ниже обсуждается редкоэлементный состав только шпинели первой генерации.

Представительные составы шпинели первой генерации по данным LA-ICP-MS приведены в таблице A4 (приложение A). Содержание оксидов главных элементов по данным LA-ICP-MS хорошо согласуется с результатами анализа шпинели на электронном микроанализаторе – среднее содержание глинозема по данным лазерной абляции также составляет 53.1 wt.%. Стоит отметить, что в крупных ксенолитах Sh-1 и Sh-2 заметны достаточно сильные колебания в содержании глинозема в зависимости от области образца, из которой были отобраны шпинели. Так, в центральной, промежуточной и краевой зоне содержание глинозема в шпинелях имеет следующие средние значения – 55.5, 51.8 и 50.8 wt.%, соответственно. Для остальных ксенолитов характерно выдержанное содержание глинозема (в среднем 54 wt.%), близкое к составу шпинели из центральной части крупных ксенолитов.

Магнезиальность  $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} \times \text{Fe}_{\text{tot}}) \times 100\%$  в изученных образцах шпинели варьирует, наблюдается отличие по этому показателю даже в пределах одного образца (приложение A, таблица A5). В крупных ксенолитах магнезиальность шпинелей носит выдержанный характер, но только в своей зоне.

Так, в ксенолитах Sh-1 и Sh-2 в центральной части среднее значение магнезиальности равно 35.8, в промежуточной – 40.7, а в краевой зоне – 38.0. Такой характер зональности возможно объяснить наличием в промежуточной части крупных ксенолитов микровключений оливина в шпинели. Дальнейшее взаимодействие флюида с микровключениями оливина приводит к перераспределению части магния во вмещающую оливин шпинель (Ionov et al., 1997, Ашимхин и др., 2017).

Хромистость  $Cr\# = Cr/(Cr \times Fe_{tot}) \times 100\%$  шпинели варьирует от 36.7 до 46.8 без определенных закономерностей. Так, в пределах одного образца данный показатель может изменяться от 38.1 до 42.0 (приложение А, таблица А5). В крупных ксенолитах заметно увеличение хромистости от центра к краю. Вероятнее всего, что это связано с мантийным метасоматозом, проявленным в форме процессов частичного плавления, которые испытали исследуемые ксенолиты (Ionov et al., 2002). Степень частичного плавления также возможно оценить при помощи уравнения регрессии (Леснов и др., 2008):  $D_{melt} = 0.426 \times Cr\# + 1.538$ , где  $D_{melt}$  – степень частичного плавления (в %),  $Cr\#$  – показатель хромистости в шпинели (в %). Степень частичного плавления по данной формуле составляет в среднем около 20%, не превышая 21.5% (приложение А, таблица А5). Наиболее сильно процессы частичного плавления проявлены в промежуточной части крупных ксенолитов, а не в краевой. Такая закономерность, вероятней всего, связана с градиентом температуры в крупных ксенолитах при процессах мантийного метасоматоза, при котором флюид неравномерно воздействует на весь объем крупного ксенолита (Ашимхин и др., 2017б).

По соотношению главных элементов наблюдается закономерная обратная корреляция содержания в шпинеле  $MgO$  и  $FeO$  (рисунок 6.4.2а) и  $Al_2O_3$  и  $Cr_2O_3$  (рисунок 6.4.2б), обусловленная изоморфными замещениями этих пар элементов. В отношении корреляции хрома с другими элементами, стоит особо отметить зависимости, связанные с марганцем (рисунок 6.4.2в). На данном графике четко вырисовываются два тренда, принципиально отличающиеся по характеру корреляции содержания в шпинелях  $Cr_2O_3$  и  $Mn$ . Для крупных ксенолитов в центральных и промежуточных частях, а также в ксенолитах меньшего размера (Sh-4, Sh-6) наблюдается положительная корреляция этих элементов, для краевых частей и ксенолитов меньшего размера (Sh-5, Sh-7) – менее значимая отрицательная корреляция. Столь неоднозначное распределение достаточно сложно интерпретировать. Так же стоит отметить прямую зависимость для всех рассматриваемых образцов шпинелей между содержанием  $Cr_2O_3$  и  $V$  (рисунок 6.4.2г), что является типичным для ксенолитов верхней мантии.

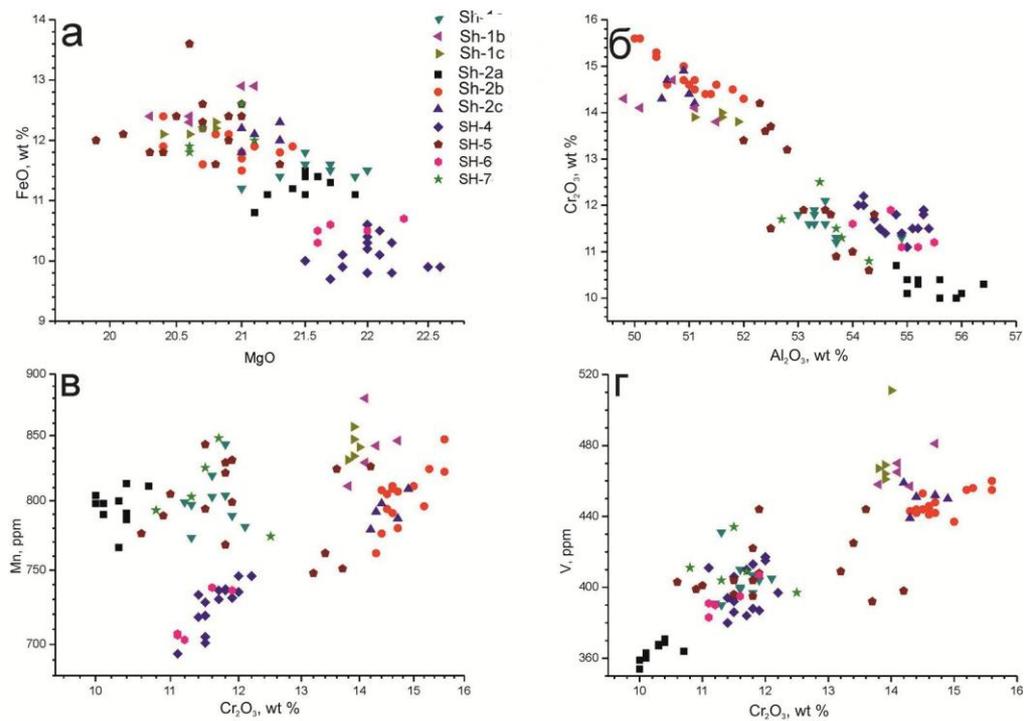


Рисунок 6.4.2 – Состав шпинели из мантийных ксенолитов вулкана Сверре

(Ашихмин и др., 2017б)

Среднее содержание железа в рассматриваемой шпинеле составляет 11.5 wt.%, при минимальном значении 9.8 wt.% и максимальном 13.6 wt.%. В крупных ксенолитах содержание FeO достаточно выдержанное в каждой зоне, в то время как в небольших ксенолитах вариации содержания железа довольно значительны (Ашимхин и др., 2017).

#### 6.4.2 Распределение редкоземельных элементов

Распределение REE в шпинеле представляет собой достаточно сложный вопрос, так как до настоящего времени точно не установлено, какую позицию занимают REE в кристаллической решетке минерала. Однако стоит отметить, что в работе Ф.П. Леснова (2009) выдвигается предположение, что наиболее вероятными кандидатами, позицию которых в шпинелидах занимают трехвалентные ионы HREE, являются ионы  $^{VIII}Fe^{2+}$  и  $^{VIII}Mg^{2+}$ . Данные по

содержанию REE в шпинеле весьма лимитированы и затрагивают в основном хромшпинелиды (обзор в Леснов, 2009).

Среднее суммарное содержание редкоземельных элементов в изученных зернах не превышает 0.12 ppm (таблица 6.4.2), спектры распределения REE имеют ярко выраженный синусоидальный облик с точками перегиба, соответствующих Dy и, в ряде случаев, Ho (рисунок 6.4.3). Такое распределение редкоземельных элементов является нетипичным для шпинелидов, так как было установлено (Леснов, 2009), что типичные спектры распределения REE в шпинелях демонстрируют плавное понижение от легких к тяжелым REE. Ранее было установлено, что синусоидальный характер спектров распределения REE в минералах, в частности, в мантийных гранатах, наряду с другими особенностями состава является индикатором мантийного метасоматоза (Stachel et al., 1998; Ашихмин и др., 2017а; Ашихмин и др., 2017б).

Нормированное содержание легких REE во всей представительной выборке шпинеле увеличивается от La до Eu и далее, до Gd. В некоторых шпинелях содержание La и Ce находится ниже порога чувствительности метода LA-ICP-MS. Eu-аномалия в ряде образцов имеет неявно выраженный положительный характер (рисунок 6.4.3а,в,г). Содержание тяжелых REE носит резко дифференцированный характер, от Gd до Dy наблюдается уменьшение нормированных содержаний.

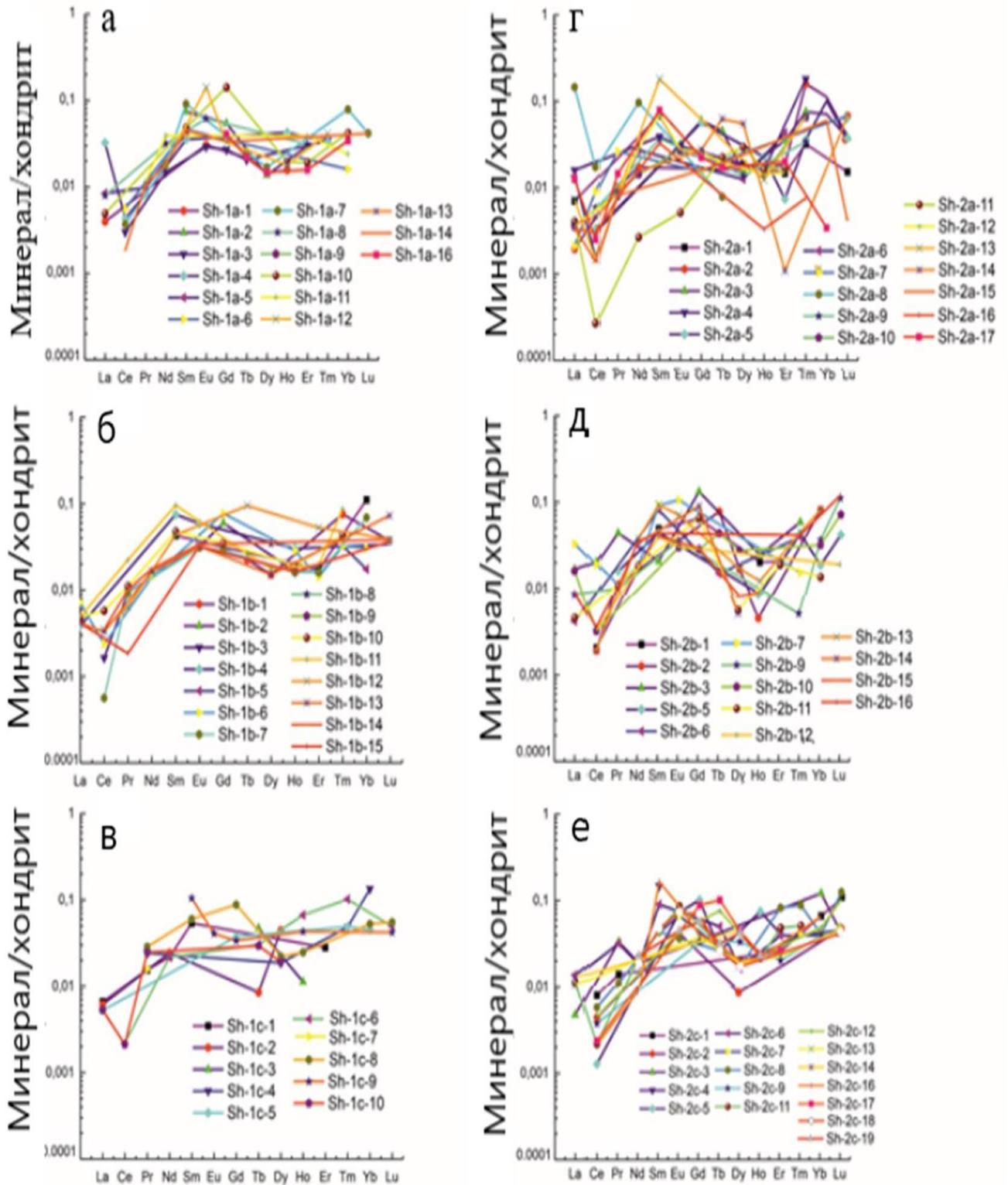


Рисунок 6.4.3 – Спектры распределения редкоземельных элементов в шпинели из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген (Ашихмин и др., 2017)

)

## Выводы к главе 6

Оливин из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген характеризуются нетипичным спектром распределения REE для данного минерала, для большинства наблюдается обеднение LREE. Однако в оливине, расположенном в непосредственной близости к карману плавления, замечено аномально высокое содержание целого ряда компонентов.

Три типа клинопироксена из щелочных базальтов архипелага Шпицберген, вероятно, отвечают различным генерациям. Первый тип характеризуется слабо положительным наклоном с последовательным увеличением нормированных на примитивную мантию значений от LREE до HREE. Второй тип, на фоне первого, заметно обогащён MREE. Третий тип характеризуется отрицательным наклоном. Третий тип подразделяется на 2 подтипа: клинопироксен первого подтипа обеднены MREE по отношению к клинопироксену второго подтипа. Третий тип клинопироксена встречается исключительно в третьем типе мантийных пород. Кроме того, третий тип, помимо LREE, значительно обогащён рядом несовместимых элементов (Y, Ti, Zr, Sr, Ba). Первый и второй типы клинопироксена встречается как в первом, так и во втором типе мантийных ксенолитов.

Впервые получены результаты (метод LA-ICP-MS) по редкоэлементному составу шпинелей из мантийных ксенолитов в щелочных базальтах архипелага Шпицберген, дополняющие опубликованные в мировой литературе данные по геохимии шпинелей.

## ГЛАВА 7 УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАНТИИ В РАЙОНЕ АРХ. ШПИЦБЕРГЕН

В настоящее время петрологические исследования мантийных процессов являются одним из основных и наиболее достоверным источников об условиях существования пород верхней мантии. Как было отмечено выше, влияние мантийного метасоматоза может накладывать ряд ограничений для выполнения P-T расчетов и составления петрологических моделей.

P-T параметры равновесия минеральных парагенезисов мантийных ксенолитов фиксируют термальное состояние литосферной мантии в момент захвата ксенолитов вулканическими породами (базальтами и другими). Изучение мантийных ксенолитов из различных регионов позволяет реконструировать эволюцию параметров литосферной мантии.

Методы термобарометрии основаны на распределении различных компонентов между сосуществующими минералами от P-T параметров. Наиболее интенсивно используемые геотермометры основаны на реакциях обмена катионами Ca и Mg между ортопироксеном и клинопироксеном (Wood, Banno, 1973; Finnerty, Boyd, 1984; Brey, Kohler 1990; Taylor, 1998).

Двупироксеновые термометры считаются наиболее эффективными для определения T по причине их низкой зависимости от давления и незначительного влияния примесных компонентов в составе пироксенов на результаты расчета. Двупироксеновый термометр Брея и Келлера (BKN, Brey, Kohler, 1990) считается основным для вычисления температуры. Ошибка определения для термометра BKN составляет 60°C. После определения температуры по

двупироксеновому термометру значение давления определяется проекцией на модельную геотерму с мощностью поверхностного теплового потока в  $55 \text{ мВт/м}^2$ . Данное решение было продемонстрировано в ряде работ (O'Neill, 1981; Robinson, Wood, 1998; Walter et al., 2002; Никитина и др., 2010; Гончаров и др., 2015). Результаты расчетов приведены в таблице 7.1.

Главным критерием подбора минеральных пар было близкое расположение анализируемых пар минералов относительно друг друга, среднее расстояние между точками анализа составило не больше 100 мкм.

Таблица 7.1 – Термобарические данные для мантийных ксенолитов из щелочных базальтов арх. Шпицберген

		T(°C)	P(kbar)
1 группа	Sh-11a	1010	25
	Sh-11a	991	22.5
	Sh-11a	941	21
2 группа	Sh-2a	1101	25.5
	Sh-2a	1010	25
	Sh-2c	990	22.5
	Sh-2c	1060	25.1
	Sh-5	980	22
	Sh-6	1006	22.1
3 группа	Sh-1a	725	13.5
	Sh-1a	721	13.5
	Sh-1a	867	17
	Sh-1a	819	16.2
	Sh-1b	813	16.2
	Sh-1b	803	16
	Sh-3	736	13.5
	Sh-3	736	13.5
	Sh-4	690	12
	Sh-4	720	13

Температура равновесия шпинелевых перидотитов находится в пределах  $690\text{-}1130^\circ\text{C}$ . Оценка давления произведена при условии, что на P-T диаграмме

фигуративные точки лежат на одной эмпирической геотерме (Гончаров и др., 2015). В работе (Choi et al., 2010) также приведены оценки P- T условий образования шпинелевых перидотитов из щелочных базальтов Шпицбергена. Диапазон приведенных температур в целом совпадает с оценками, полученными в настоящей работе. Стоит отметить, что значения давления (от 7 до 11 кбар) в цитируемой работе несколько отличаются в меньшую сторону от полученных автором.

Наши результаты демонстрируют существование двух групп ксенолитов – умеренно и высокотемпературных. К высокотемпературным можно отнести образцы, относящиеся к первой и второй геохимической группе, рассмотренным в геохимической главе: Sh-2, Sh-5, Sh-6, Sh-11 со средней температурой 1025°C. Давление согласно оговоренным выше условиям составляет **около 23** кбар. Предположительно, для данной группы глубина захвата ксенолитов составила от 70 до 100 км (рисунок 7.1).

Ко второй группе относятся образцы Sh-1, Sh-3, Sh-4. Средняя температура для данной группы составляет 772°C, при минимальной температуре в образце SH-4 690°C и максимальной температуре в центральной части ксенолита Sh-1a 860°C. Среднее значение давления для данной группы составило **14** кбар. Столь небольшая разница между температурами в образцах может свидетельствовать о том, что эти ксенолиты были захвачены примерно с одной глубины (от 40 до 60 км).

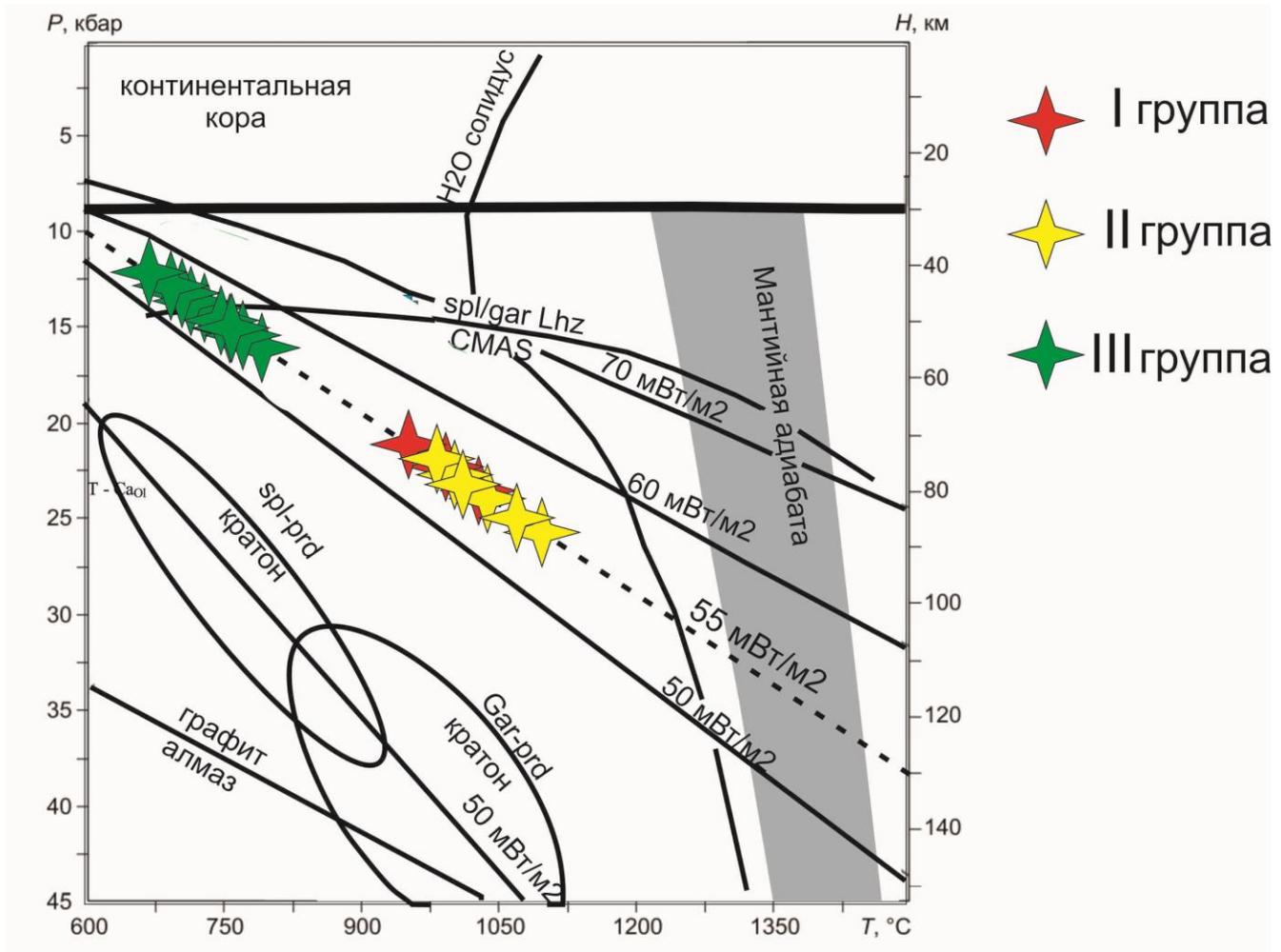


Рисунок 7.1 – Диаграмма P-T параметров для трех групп ксенолитов. Положение геотерм, полей устойчивости шпинелевых (spl-prd) и гранатовых (Gar-prd) перидотитов, линии перехода графит-алмаз, водного солидуса и мантийной адиабаты приведены для арх. Шпицберген по данным (Гончаров и др., 2015)

Однако, как было отмечено выше, породы, претерпевшие метасоматические изменения в мантии, могут демонстрировать частично искаженные результаты расчета P-T параметров. В частности, при использовании термометра TREE, а также термометров, основанных на вхождении Al в оливин, были получены результаты, представленные в таблице 7.2.

Таблица 7.2 – Термобарометрические данные для перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов

		$T_{\text{REE}}$	$T_{\text{ol-Al}}$
1 группа	Sh-11a	1090	1100
	Sh-11a	1030	1035
	Sh-11a	950	1010
2 группа	Sh-2a	988	1045
	Sh-2a	956	1024
	Sh-2c	980	1005
	Sh-2c	1030	1010
	Sh-5	1003	1060
	Sh-6	1029	1074
3 группа	Sh-1a	808	930
	Sh-1a	905	950
	Sh-1a	904	978
	Sh-1a	907	985
	Sh-1b	861	955
	Sh-1b	832	948
	Sh-3	932	946
	Sh-3	820	967
	Sh-4	1000	985
	Sh-4	969	978

В приведённых выше данных заметна достаточно сильная неоднородность для всех образцов. Вероятно, такой результат расчетов объясняется воздействием флюида на мантийные породы до подъема ксенолитов на дневную поверхность, так как большинство геотермометров основаны на обмене Ca-Mg между клино- и ортопироксеном. К тому же стоит учитывать, что термометр  $T_{\text{REE}}$  основан на распределении REE между сосуществующими  $\text{Or}_x$  и  $\text{Cr}_x$  и зависит, в том числе, и от состава пироксена по главным компонентам.

Двупироксеновый термометр  $T_{\text{REE}}$  для ультрамафитовых и мафитовых пород построен на двух внутренне согласованных моделях деформации

кристаллической решетки при разделении REE между пироксеном и базальтовым расплавом и наиболее адекватно подходит для ультрамафических и мафических пород, у которых  $Mg\#$  в сосуществующих орх и срх больше 70. Рассматривая распределение REE и Y в пироксене, можно выявить и учесть изменения в составе минералов, вызванные вторичными или метасоматическими процессами. Для мантийных ксенолитов, находящихся в равновесии, установлено, что значения температуры, полученные на основе данного двупироксенового термометра  $T_{REE}$  хорошо согласуются с температурами, рассчитанными с использованием других двупироксеновых термометров на основе главных элементов. Одна из наиболее примечательных особенностей термометра  $T_{REE}$  состоит в том, что равновесные температуры для образцов перидотита, полученные с помощью этого термометра, не обязательно совпадают с теми, которые рассчитываются с использованием термометров на основе главных элементов в пироксенах. Возможно, что данное расхождение обусловлено разницей в температуре закрытия диффузии между двух- и трехвалентными катионами в пироксенах. Однако вхождение REE в пироксены обычно происходит в позицию  $Ca^{2+}$ . Как упоминалось выше, при воздействии карбонатитового флюида на породы верхней мантии, как в оливине, так и в пироксене, помимо изменения содержания Ca, происходит также увеличение REE, что, в свою очередь, может приводить к искажению полученных данных. Наиболее достоверные результаты могут быть получены при использовании геотермометров, связанных с наименее подвижными при метасоматозе элементами, в частности T-Al<sub>Ol</sub>. Данный термометр основан на двух реакциях:

$M^{1+}M^{3+}-2Mg$  и  $M^{3+}Al^{3+}-MgSi$  (De Hoog et al., 2010). Полученные данные с помощью термометра  $T - Al_{Ol}$  подтверждают теорию о частичном плавлении мантии под Шпицбергом в присутствии флюида.

Причиной обогащения оливина и клинопироксена, а также породы в целом, HFSE и LILE является расплав, образованный при частичном плавлении орто- и клинопироксена в мантийных породах, прошедших предварительную подготовку под воздействием мантийного флюида, понижающего температуру плавления.

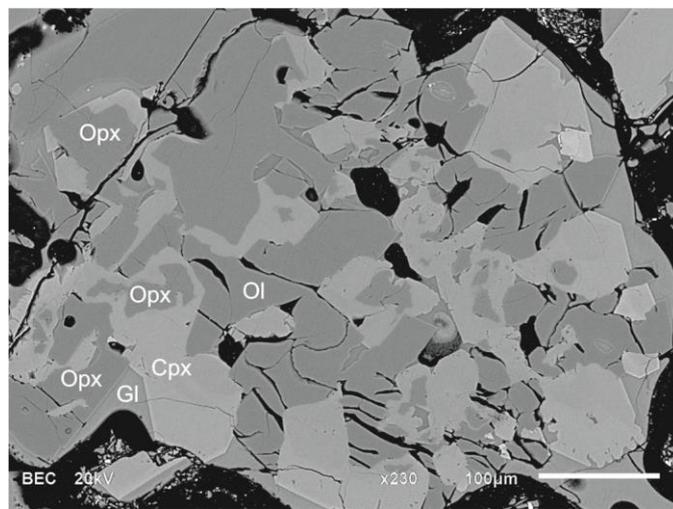


Рисунок 7.2 – BSE-изображение кармана плавления, зафиксировавшее результат реакции частичного плавления ортопироксена (Орх) с образованием стекла (Gl) при одновременном изменении состава оливина (ОI) и клинопироксена (Срх)

С этими процессами согласуется фиксируемое уменьшение количества ортопироксена в ксенолитах третьей геохимической группы, а также изменение состава клинопироксена в краевой зоне (рисунок 7.2). Помимо уменьшения количества ортопироксена, стоит отметить также изменения в его морфологии по данным электронной микроскопии. Часто зерен данного минерала имеет следы плавления, а также корродированные области границ. Также фиксируется процесс

замещения ортопироксена клинопироксеном (рисунок 7.2). По всей видимости, именно плавление ортопироксена под воздействием мантийного флюида, а также частичное плавление клинопироксена приводит к процессу образования расплава основного состава. Такая возможность была рассмотрена в работе Г.Б. Ферштатера (2016), где объектом исследования были мантийные ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона, Израиль. В частности, в данной работе выдвигалась гипотеза о происхождении стекла, локализованного в интерстициях в ксенолитах мантийных перидотитов. Автор определяет состав стекла как преимущественно «ортопироксеновый». Данный вывод делается, в первую очередь, на сравнении состава стекла и ортопироксенов. Также отмечается достаточно сильная вариативность состава стекла и для него выделяется несколько разновидностей, таких как «полевошпатовое» стекло, а также кварц- и корунд-нормативные стекла (Ферштатер, 2016). Как отмечалось в предыдущих главах, в ксенолитах из щелочных базальтов арх. Шпицберген также было установлено стекло, тяготеющее к карманам плавления. Стоит отметить, что карманы плавления были встречены исключительно в ксенолитах третьей геохимической группы. По своей морфологии они делятся на два типа: «открытые» и «закрытые». В «закрытых» карманах стекло сосредоточено на границе карманов плавления, и контактирует с оливином и клинопироксеном, а также с карбонатом, расположенным в центральной части «закрытых» карманов плавления. Маловероятно, что это стекло стало производным от воздействия флюидов, сопровождающих базальтовый расплав при транспортировке ксенолитов на дневную поверхность. Экспериментальные данные показали, что

карбонатитовый расплав может существовать в равновесии со шпинелевыми ксенолитами (Dalton, 1995). Равновесные со шпинелевыми лерцолитами расплавы, вызывающие плавление орто- и клинопироксена, со значительным содержанием карбонатитовой составляющей, могли быть получены при частичном плавлении карбонатсодержащих перидотитов с более глубоких уровней мантии. Стоит отметить, что использование в настоящей работе термина «карбонатитовый расплав» имеет значение, предложенное в работе (Dalton, Wood, 1993). Отмеченная зональность состава карбонатов, расположенных в центральной части карманов плавления, по всей видимости, связана с изотермической декомпрессией, возникшей при транспортировке ксенолитов перидотитов на дневную поверхность.

Стекло из исследованных карманов плавления по содержанию кремнезема является основным (в среднем 52.6 wt.% SiO<sub>2</sub>, Таблица 7.3).

Распределение главных элементов в нем достаточно однородное. Распределение REE в стекле отличается дифференцированным характером с уменьшением содержания от LREE к HREE (Lu/La отношение в среднем составляет 65.2, Рисунок 7.3).

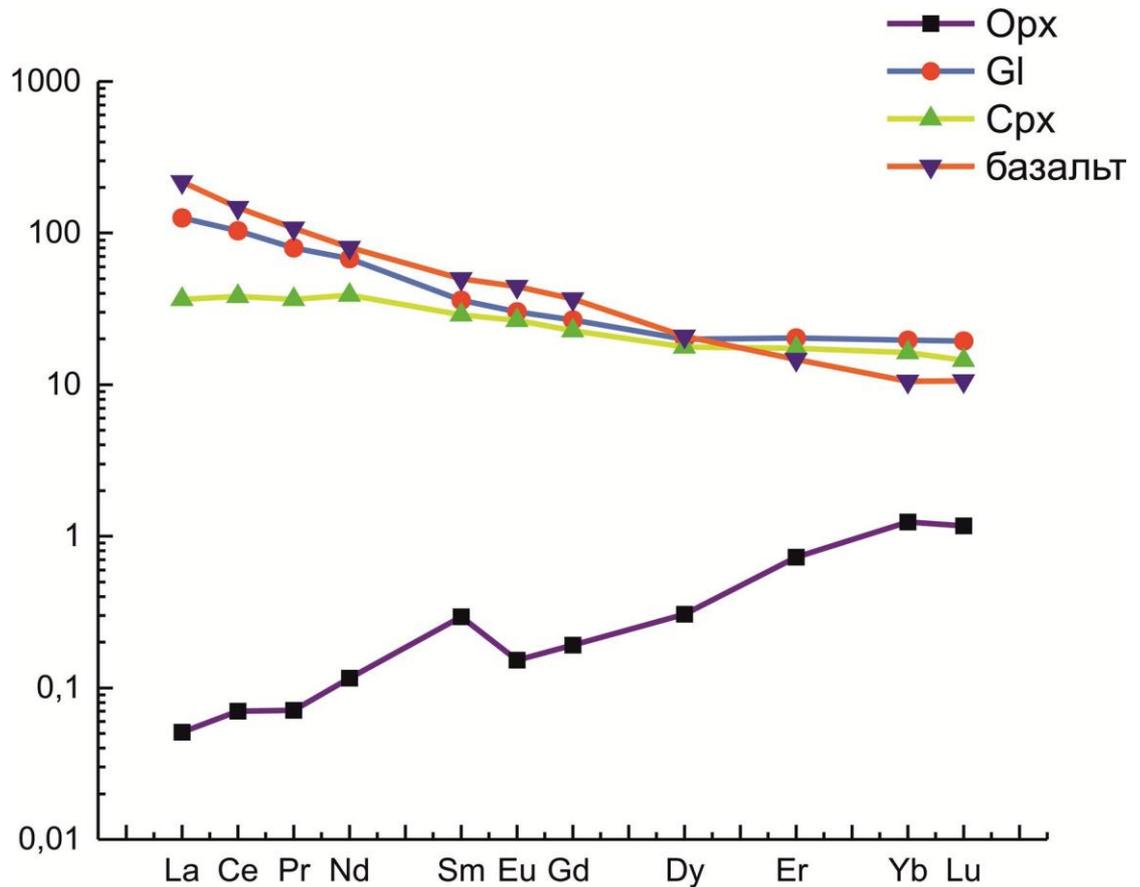


Рисунок 7.3 – Спектры распределения REE ортопироксена (Орх), стекла (Gl), клинопироксена (Срх), и базальта

В стекле Eu-аномалия или отсутствует, или слабо выраженная переменного знака ( $Eu/Eu^*$  варьирует от 0.8 до 1.3). Содержание редких элементов в стекле слабо варьирует, за исключением Cr. Содержание Cr изменяется от 24 до 7620 ppm, а в точке 11 на контакте с клинопироксеном составляет аномально высокое значение 20153 ppm. Однако содержание других элементов в этой точке не выделяется среди других анализов стекла. Поэтому возможно предположить, что при анализе на ионном микрозонде в точке 11 произошел захват хромсодержащего минерала, например, клинопироксена, в котором содержание  $Cr_2O_3$  по данным микрозондового анализа может достигать 2 wt.%.

Таблица 7.3 – Содержание петрогенных и редкоземельных компонентов в ортопироксене (Орх), клинопироксене (Срх), стекле (glass) и базальте.

Компонент	Орх n=11	Glass n=8	Срх n=10	базальт n=2
SiO <sub>2</sub>	56.87	52.41	51.13	41.25
TiO <sub>2</sub>	-	1.93	0.78	2.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.34	24.23	6.38	12.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.05	1.34	0.04
FeO	5.99	3.55	2.72	11.35
MnO	0.15	0.05	0.13	0.16
MgO	32.69	2.02	14.52	11.45
CaO	0.54	7.39	22.01	9.48
La	0.012	29.9	8.7	51.5
Ce	0.043	63.4	23.5	90.1
Pr	0.007	7.39	3.4	10.0
Nd	0.053	30.9	17.8	36.7
Sm	0.043	5.32	4.3	7.41
Eu	0.009	1.70	1.5	2.50
Gd	0.038	5.30	4.5	7.31
Dy	0.075	4.91	4.4	5.13
Er	0.117	3.26	2.8	2.35
Yb	0.199	3.18	2.6	1.69
Lu	0.029	0.48	0.4	0.26

Обобщая полученные данные, можно отметить, что состав стекла по главным элементам практически неизменен и не зависит от состава контактирующего с ним минерала. Единственное различие наблюдается в содержании кальция в стекле – в точках, расположенных вблизи оливина, отмечено повышенное содержание CaO (в среднем 7.9 wt.%). В стекле на границе с клинопироксеном содержание CaO составляет в среднем 6.5 wt.%. Вероятно, это связано с особенностью структуры оливина и крайне ограниченной возможностью изоморфного вхождения кальция в его структуру. Поэтому кальцием обогащается стекло в зоне контакта с оливином.

Аналогично, редкие элементы Ti, V, Sr, Y, Ba, Ta, не характерные для оливина, накапливаются на границе расплава и оливина. С другой стороны, на границе клинопироксена и стекла в последнем было отмечено повышенное содержание Sr, что указывает на низкую степень дифференциации расплава, подтверждая вывод о скоротечности процесса, сделанный в работе (Ionov et al., 1996).

Стоит обратить внимание на результаты изотопно-геохимического исследования Sm-Nd системы, полученные по валу породы, оливину и клинопироксену для четырех образцов ксенолитов. Перидотиты характеризуются достаточно сходными значениями изотопных отношений:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  0.1211-0.2227,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  0.512598-0.513313. Значение  $\epsilon_{\text{Nd}}$  варьирует от 5.4 до 8.7. В результате построения Sm-Nd изохрон (вернее, эррохрон) были получены следующие значения возраста: Sh-1a –  $648 \pm 490$  млн. лет, Sh-1b –  $830 \pm 1700$  млн. лет, Sh-2a –  $899 \pm 2600$  млн. лет, Sh-2c –  $882 \pm 620$  млн. лет, отличающиеся значительными погрешностями. Эти несогласующиеся между собой результаты, включая аномально высокие погрешности определения возраста, указывают на нарушение Sm-Nd изотопной системы. Вероятно, очевидное омоложение возрастных данных и значительные погрешности их определения связаны с воздействием на породы флюида и последующим частичным плавлением части верхней мантии предположительно докембрийского возраста, находящейся под архипелагом Шпицберген.

По литературным данным участок верхней мантии в районе Северо-Западного Шпицбергена претерпел, как минимум, два этапа плавления. Возраст

первого этапа предполагается как мезопротерозойский, а второй этап плавления относится к мезопалеозою (Богомолов и др., 2015). Стоит отметить, что первый этап характеризуется обогащением перидотитов MgO, а также значительной деплетированностью этих пород литофильными компонентами, в частности  $Al_2O_3$ , CaO, FeO и редкими элементами (V, Sr, Y, Ti, Zr, Nb, Ta, REE (Глебовицкий и др., 2011). Второй этап, относящийся к мезопалеозою, отвечает периоду возникновения вебстеритовых магм, кристаллизация которых происходила в самых верхних горизонтах мантии, вблизи границы фазового перехода гранатовых перидотитов в шпинелевые перидотиты в системе CMAS (Богомолов и др., 2015).

Однако ксенолиты перидотитов арх. Шпицберген третьей геохимической группы, имеют незначительное обеднение ряда компонентов ( $Al_2O_3$ , CaO, FeO) по сравнению с первой и второй группой, но, кроме того, они значительно обогащены не только REE, но и рядом HFSE и LILE. Поэтому напрямую связывать ксенолиты перидотитов третьей геохимической группы с выделенным первым мезопротерозойским этапом плавления (Богомолов и др., 2015) нет достаточных оснований. Если принять во внимание, что процесс плавления мантийных перидотитов предшествовал базальтообразованию, то возможно предположить существование еще одного этапа плавления верхней мантии, помимо двух выделенных (Богомолов и др., 2015), который способствовал образованию четвертичных базальтов, вынесших ксенолиты перидотитов на дневную поверхность (Ашихмин, Скублов, 2019).

### Выводы к главе 7

Мантийные перидотиты третьей геохимической группы, подвергшиеся метасоматическому воздействию, отличаются от перидотитов первого и второго типа пониженным значением температуры минерального равновесия (690–860°C и 940–1100°C соответственно), оцененной как по классическим двупироксеновым термометрам, так и по геотермометрам, зависящим от распределения редкоземельных элементов. В настоящее время наблюдается разночтения при установлении температуры минерального равновесия для породообразующих минералов в шпинелевых лерцолитах, слагающих верхнюю мантию под архипелагом Шпицберген (от 825°C до 1280°C). Полученные автором работы данные согласуются с предшествующими определениями, однако, нами была выявлена закономерность, согласно которой все низкотемпературные определения температурного равновесия относятся исключительно к третьему геохимическому типу, который характеризуется более высоким содержанием несовместимых элементов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация представляет собой законченную научно-квалификационную работу, в которой, в результате проведенного комплексного минералогического геохимического исследования пород и породообразующих минералов мантийных ксенолитов (оливина, клинопироксена, ортопироксена и шпинели) из щелочных базальтов вулкана Сверре, арх. Шпицберген, была получена дополнительная информация о строении верхней мантии и протекающих в ней процессах.

Мантийные перидотиты района арх. Шпицберген разделяются на три группы по характеру распределения несовместимых (LREE, HFSE и LILE) элементов: перидотиты первой группы деплетированы ими, перидотиты второй группы сохраняют субхондритовое содержание несовместимых элементов, перидотиты третьей группы обогащены этими элементами, прежде всего, за счет резкого увеличения их содержания в клинопироксене. Стоит отметить, что предшествующими исследованиями ксенолиты мантийных перидотитов из щелочных базальтов разделялись только на два типа, по степени дифференцирования LREE и MREE. Полученные данные могут способствовать более глубокому пониманию процессов миграции несовместимых элементов в породах верхней мантии.

В мантийных ксенолитах, относящихся к третьей геохимической группе, были установлены карманы плавления. Породообразующие минералы (оливин и клинопироксен), контактирующие с карманами плавления в мантийных перидотитах этой группы, характеризуются аномально повышенным содержанием несовместимых элементов (LREE, Y, Ti, Zr, Sr, Ba, V). В целом

картина распределения REE в минералах, слагающих карманы плавления, носит достаточно сложный характер и требует дополнительного изучения. Однако данные, полученные в настоящей работе, указывают на возможность значительного накопления REE в породообразующих минералах, ранее считавшихся ограниченно способными к накоплению этих элементов (оливин), а также на вероятное перераспределение REE между более ранними и поздними генерациями одного минерала (клинопироксен). Стоит отметить, что по уровню содержания ряда несовместимых элементов породообразующие минералы (оливин, клинопироксен) из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген достаточно сильно обогащены ими по сравнению с одноименными минералами из ксенолитов в других провинциях.

Мантийные перидотиты третьей геохимической группы, подвергшиеся метасоматическому воздействию, отличаются от перидотитов первого и второго типа пониженными значениями температур минеральных равновесий (690–870°C и 940–1100°C соответственно), оцененных как по классическим двупироксеновым термометрам, так и по геотермометрам, основанным на распределении редкоземельных элементов. Ранее для породообразующих минералов в шпинелевых лерцолитах, слагающих верхнюю мантию под архипелагом Шпицберген, были получены оценки температур минеральных равновесий, укладывающиеся в интервал от 825°C до 1280°C (Гончаров и др., 2015). Полученные в работе данные в целом согласуются с этими определениями, однако, пониженные температуры минеральных равновесий относятся

исключительно к перидотитам третьего геохимического типа, которые характеризуются более высоким содержанием несовместимых элементов.

Выявленные новые закономерности в распределении редких и редкоземельных элементов в ксенолитах мантийных перидотитов и слагающих их минералах, существенно дополняют представления исследователей о мантийных процессах в районе архипелага Шпицберген.

### Список литературы

1. **Ашихмин, Д.С.**, Геохимические особенности шпинели из ксенолитов мантийных перидотитов (вулкан Сверре, архипелаг Шпицберген) / Д.С. Ашихмин, Ю.- С. Чен, А.Е. Мельник // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. XXVIII Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца. СПб.: Изд-во ВВМ, 2017а. – С. 247-249
2. **Ашихмин, Д. С.** Неоднородность состава ксенолитов мантийных перидотитов из щелочных базальтов вулкана Сверре, архипелаг Шпицберген Д. С. Ашихмин, С.Г. Скублов // Записки Горного института. – 2019. – Т. 239. – С. 483-491
3. **Богомолов, Е. С.** Nd–Sr систематика ксенолитов верхнемантийных перидотитов и пироксенитов верхнемантийных перидотитов и пироксенитов из четвертичных базальтов северо-западного Шпицбергена и возраст процессов плавления в мантии / Е.С. Богомолов, Ю.Б. Марин, Л.П. Никитина // Докл. АН. – 2015. – Т. 460. № 5. – С. 570-573.
4. Геохимические особенности оливина, клинопироксена и стекла из карманов плавления в ксенолитах мантийных перидотитов, арх. Шпицберген / **Д.С. Ашихмин**, А.Е. Мельник, Н.М. Королев, А.Н. Сироткин // XXVII Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии». Геологический институт КНЦ РАН, 2016. 90-91.
5. Геохимические особенности оливина из карманов плавления в ксенолитах мантийных перидотитов, арх. Шпицберген / **Д.С. Ашихмин**, А.Е. Мельник,

- Н.М. Королев, А.Н Сироткин // Материалы V международной конференции молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – С. 600-604.
6. Геохимия шпинели из ксенолитов мантийных лерцолитов (вулкан Сверре, архипелаг Шпицберген) / Д.С. Ашихмин, Ю-Х. Чен, С.Г. Скублов, А.Е. Мельник // Записки Горного института. – 2017б. – Т. 227. – С. 511-517.
  7. Геохимия акцессорных хромшпинелидов из пород Эргаского хромитоносного гипербазитового массива и условия его формирования (Западный Саян) / Ф.П. Леснов, М.Ю. Подлипский, Г.В. Поляков, Г.В. Палесский // Докл. АН. – 2008. – Т. 422. № 5. – С. 660-664.
  8. Геохимия породообразующих минералов в мантийных ксенолитах из базальтов вулкана Сверре, арх Шпицберген / Д.С. Ашихмин, С.Г. Скублов, А.Е. Мельник [и др].// Геохимия. – 2018. № 8. – С. 820- 828.
  9. **Кадик, А.А.** Окислительно- восстановительное состояние шпинелевых и гранатовых лерцолитов / А.А. Кадик, Е.В. Жаркова, А.И. Киселев // Докл. РАН. – 1994. – Т. 337. № 3. С. 100-103.
  10. **Кадик, А.А.** Окислительно-восстановительные условия в верхней мантии: экспериментальное определение летучести кислорода минералов перидотитовых ксенолитов вулкана Шаварын-Царам (Монголия) / А.А. Кадик., Е.В. Жаркова, В.И. Коваленко, Д.А. Ионов // Геохимия. – 1988. № 6. С. 783-793.
  11. **Кадик, А.А.** Окислительно-восстановительные условия формирования

- алмазаносных перидотитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) / А.А. Кадик, Н.В. Соболев, Е.В. Жаркова, Л.Н. Похиленко // Геохимия. – 1989. № 8. – С. 1120-1135.
12. **Калашникова, Т.В.** Геохимические характеристики и петрогенезис мантийных ксенолитов из кимберлитовой трубки Обнаженная (Якутская кимберлитовая провинция). Диссертация . ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2017. 258 – С.
13. **Кононова, В.А.** Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона / В.А. Кононова, Й. Келлер, В.А. Первов // Петрология. – 1993. – Т. 1. № 2. С. 152-170.
14. **Копылова, М.Г.** Петрология гранат-шпинелевых перидотитов в кайнозойских базальтах / М.Г. Копылова, Ю. С. Геншафт // Изв. РАН. Серия Геол. – 1991. № 5. – С.36-56.
15. **Копылова, М.Г.** Петрология верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов Северо-Западного Шпицбергена / М.Г. Копылова, Ю. – С. Геншафт, Д.Н. Дашевская // Петрология. – 1996. – Т. 4. № 5. – С. 533-560.
16. Датирование циркона из нижнекоровых ксенолитов U-Pb методом (трубка Удачная, Якутия) / М.Ю. Корешкова, Л.П. Никитина, Н.В. Владыкин, Д.И. Матуков // Докл. АН. – 2006. – Т. 411. № 3. – С. 370-374.
17. **Кусков, О.Л.** Об определении температуры континентальной верхней мантии Земли по геохимическим и сейсмическим данным/ О.Л. Кусков, В.А. Кронрод // Геохимия. – 2006. № 3. – С. 267-283.

18. **Кусков, О.Л.** Термическая структура и мощность литосферной мантии Сибирского кратона по данным сверхдлинных сейсмических профилей Кимберлит и Кратон / О.Л. Кусков, В.А. Кронрод, А.А. Прокофьев // Физика Земли. – 2011. № 3. – С. 3-23.
19. **Лазаренко, В.Г.** Анатектические стекла в мантийных ксенолитах вулкана Сверре Шпицберген: пример природного эксперимента в области образования щелочноультраосновных пород с карбонатами/ В.Г. Лазаренко, В.А. Маслов, И.В. Таловина // Тезисы доклада 14-го научного семинара «Магматические горные породы». М.: ГЕОХИ РАН, 2000. – С. 7.
20. **Леснов, Ф.П.** Закономерности распределения редкоземельных элементов в оливинах // Зап. ВМО. – 2000. № 6. – С. 88-103.
21. **Леснов, Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2007. 189 – С.
22. **Леснов, Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и минералах. Кн. 2: Второстепенные и акцессорные минералы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. – 190 – С.
23. **Литасов, К.Д.** Физико-химические условия плавления мантии Земли в присутствии С-О-Н флюида по экспериментальным данным // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. № 5. – С. 613-635.
24. **Маслов, В.А.** Мантийные включения в щелочных базальтоидах вулкана Сверре, архипелага Шпицберген: петрография, геохимия, платиноносность.

- Дис – С. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2000. 154 – С.
25. **Маслов, В.А.** Мантийные включения перидотитов в щелочных базальтоввулкана Сверре (арх. Шпицберген) // Полезные ископаемые России и их освоение. Тезисы докл. Конф. СПбГГИ(ТУ), 1997.
  26. Минералогия мантийных ксенолитов из плиоценовых базанитов р. Джилинда (Витимское вулканическое поле) / **К.Д. Литасов**, Ю.Д. Литасов, А. С. Мехоношин, В.Г.Мальковец // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. № 11. – С. 1534-1556.
  27. **Никитина, Л.П.** Межфазовые геотермометры, геобарометры и геооксометры. СПб.: СПбГУ, 2005. – 125 с.
  28. **Никитина, Л.П.** Реконструкция термальных режимов в мантии по ксенолитам в кимберлитах и оценка алмазоносности кимберлитов // Докл. АН. – 1994. – Т. 336. № 2. – С. 254-259.
  29. Распределение  $Fe^{2+}$  и геометрия катион-кислородных полиэдров в структурах ромбических пироксенов при различных температурах (по данным мессбауэровской спектроскопии) / **Л.М. Крижанский**, Л.П. Никитина, К.К. Христофоров [и др.] // Геохимия. – 1974. № 1. – С. 69-79.
  30. **Рыбникова, З.П.** Геохимия акцессорных хромитовиз мезоархейских коматиитов Центральной Карелии (на примере Совдозерской структуры) / З.П. Рыбникова, – С.А. Светов // Труды Кар. НЦ РАН. – 2014. № 1. – С. 158-166.
  31. **Скублов, С. Г.** Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах //СПб. Изд-во: Наука. – 2005. – Т. 147.

32. **Соболев, А.В.** Мантийные перцолиты офиолитового комплекса Троодос, о-в Кипр: геохимия клинопироксена/ Соболев А.В., Батанова В.Г // Петрология. – 1995.– Т. 3. № 5. – С. 487-495.
33. Термальные и редокс-условия образования верхнемантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов Северо-Западного Шпицбергена / А.Г. Гончаров, Л.П. Никитина, Н.В. Боровков, М. С. Бабушкина, А.Н. Сироткин // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. № 11. – С. – 2000-2030.
34. Флюидные компоненты в ортопироксенах из двупироксеновых мафит-ультрамафитовых пород и их связь с редкоземельным составом минерала / **Ф.П. Леснов**, М.П. Гора, – С.В. Ковязин, Л.Н. Фомина // Проблемы петрологии и минерагении мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1998. – С. 62-78.
35. **Ферштатер, Г.Б.** Ксенолиты в щелочных базальтоидах Махтеш Рамона (пустыня Негев, Израиль) как индикаторы мантийного метасоматоза и магмообразования / Г.Б. Ферштатер, З.А. Юдалевич, В.В Хиллер // Литосфера. – 2016. № 3. – С. 82-111.
36. Шпинелиды мантийных пород / С. С. Мацюк, А.Н. Платонов, Э.В. Польшин [и др.] Киев: Наукова думка, 1989. – 214 с.
37. **Шубина, Н.А.** Редкие и породообразующие элементы в перидотитовых нодулях из базальтов Северо- Западного Шпицбергена: К проблеме неоднородности верхней мантии / Н.А. Шубина, А.В. Уханов, Ю. – С. Геншафт, Г.М. Колесов // Геохимия. – 1997. № 1. – С. 21-30.
38. Эволюция мантии Центральной Азии и развитие тектонических структур

- земной коры / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, Д.А. Ионов [и др.]// Геотектоника. – 1990. № 4. – С. 3-16.
39. **Agranier, A.** Quantifying trace element disequilibria in mantle xenoliths and abyssal peridotite/A. Agranier, C.-T.A. Lee // Earth Planet. Sci. Lett. – 2007. – V. 257. – P. 290-298.
40. **Amundsen, H.E.F.** The lower crust and upper mantle beneath North-Western Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics/ H.E.F. Amundsen., W.L. Griffin, S O'Reilly // Tectonophysics. – 1987. – V. 139. – P. 169-185.
41. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers / H.S. Grütter, J.J. Gurney, A.H. Menzies, F. Winter // Lithos. – 2004. – V.77. – P. 841-857.
42. **Ashikhmin, D.S.** Mantle metasomatism and geochemistry of minerals in mantle xenoliths from basalts, Spitsbergen archipelago/ D.S. Ashikhmin, S.G Skublov. // «Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits». – Proc. Intern. Conf. Saint– Petersburg State University, 23-26 May 2019. M.: Geokhi RAS, 2019. P. 30-33.
43. **Beattie, P.** Systematics and energetics of trace element– Partitioning between olivine and silicate melts; implications for the nature of mineral–melt– Partitioning // Chem. Geol. – 1994. – V. 117. – P. 57-71.
44. **Bedini, R.M.** Distribution of incompatible trace elements between the constituents of spinel– Peridotite xenoliths: ICP-MS data from the East African Rift/ R.M. Bedini, J.-L Bodinier // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1999. – V. 63.

- P. 3883-3900.
45. **Blundy, J.D.** Carbon-fluid equilibria and the oxidation state of the upper mantle / J.D. Blundy, J.P. Brodholt., B.J. Wood // *Nature*. – 1991. – V. 349. – P. 321-324.
  46. **Blusztajn, J.** The trace-element Variations in clinopyroxenes from spinel Peridotite xenoliths from southwest Poland/ J. Blusztajn, N. Shimizu // *Chem. Geol.* – 1994. – V. 111. – P. 227-243.
  47. **Bodinier, J.L.** Geochemistry and Petrogenesis of the Lanzo Peridotite body, western Alps // *Tectonophysics*. – 1988. – V. 149. – P. 67-88.
  48. **Bodinier, J.L.** Petrogenesis of layered Pyroxenites from the Lherz, Freychinede and Prades ultramafic bodies (Ariege, French– Pyrenees) // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1987. – V. 51. – P. 279-290.
  49. **Bodinier, J.-L.** Distribution of trace transition elements in olivine and– Pyroxenes from ultramafic xenoliths: application of microprobe analysis/ J.-L. Bodinier, C. Dupuy, J. Dostal, C. Merlet // *Amer. Miner.* – 1987. – V. 72. – P. 902-913.
  50. **Brandon, A.D.** Constraints on the origin of the oxidation state of mantle overlying subduction zones: An example from Simcoe, Washington, USA/ A.D. Brandon, D.S. Draper.// *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1996. – V. 60. – P. 1739-1749.
  51. **Brey, G.P.** Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and– Practical assessment of existing thermobarometers/ G.P. Brey, T. Köhler // *J. – Petrol.* – V. 31. – P. 1353-1378.
  52. **Bryndzia, L.T.** Oxygen thermobarometry of abyssal spinel– Peridotites: The redox state and C-O-H– Volatile composition of the earth's sub- oceanic upper

- mantle/ L.T. Bryndzia, B.J. Wood // Amer. J. Sci. – 1990. – V. 290. – P. 1093-1116.
53. **Burgess, S.R.** Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in– Peridotite xenoliths, II: REE chemistry/ S.R. Burgess, B. Harte // J. – Petrol. – 2004. – V. 45. – P. 609-633.
54. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths / Y. Liu, S. Gao, Z. Hu // J. Petrol. – 2010. – V. 51. – P. 537-571.
55. Compositional heterogeneity of the continental lithospheric mantle beneath the Early Precambrian and Phanerozoic structures: Evidence from mantle xenoliths in kimberlites and alkaline basalts / V.A. Glebovitsky, L.P. Nikitina, A.K. Saltykova., [et al] // Geochem. Intern. – 2007. – V. 45. N 11. – P. 1077-1102
56. **Colson, R.O.** L.A. Charge balancing of trivalent trace elements in olivine and low-Ca Pyroxene: a test using experimental Partitioning data / R.O. Colson, G.A. McKay, L.A Taylor. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1989. – V. 53. – P. 643-648.
57. **Coltorti, M.** Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle: introduction/ M. Coltorti, M. Grégoire // Metasomatism in Oceanic and Continental Lithospheric Mantle. (Eds. Coltorti M. and Grégoire M.). Geol. Soc., London, Sp. – Publ., 1998. – V. 293. – P. 1-9.
58. **Dalton, J.A.** The compositions of Primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle / J.A. Dalton, B.J Wood. // Earth– Planet.

- Sci. Lett. – 1993a. – V. 119. – P. 511-525.
59. **Dalton, J.A.** The– Partitioning of Fe and Mg between olivine and carbonate and the stability of carbonate under mantle conditions/ J.A. Dalton, B.J Wood. // Contrib. Miner. – Petrol. – 1993b. – V. 114. – P. 501-509.
60. **Downes, H.** Textural, isotopic and REE Variations in spinel Peridotite xenoliths, Massif Central, France/ H. Downes, C. Dupuy // Earth– Planet. Sci. Lett. – 1987. – V. 82. – P. 121-135.
61. **Dupuy, C.** Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source / C. Dupuy, J.M. Liotard, J Dostal. // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1992. – V. 56. – P. 2417-2423.
62. **Eggins, S.M.** The composition of Peridotites and their minerals: a laser ablation ICP-MS study / S.M. Eggins, R.L. Rudnick, W.F. McDonough // Earth– Planet. Sci. Lett. – 1998 – V. 154. – P. 53-71.
63. **Evans, T.M.**, The influence of melt composition on the Partitioning of REEs, Y, Sc, Zr and Al between forsterite and melt in the system CMAS / T.M. Evans, H.C.St. O'Neill, J. Tuff // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2008– V. 72. – P. 5708-5721.
64. **Finnerty, A.A.** Pressure-dependent solubility of Ca in forsterite coexisting with diopside and enstatite / A.A. Finnerty, F.R. Boyd // Carnegie Inst. of Washington Yearbook. – 1978. – V. 77. – P. 713-717.
65. **Frey, F.A.** The mineralogy, geochemistry and origin of Iherzolite inclusions in– Victorian basanites / F.A. Frey, D.H. Green // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1974. – V. 38. – P. 1023-1059.

66. **Frey, F.A.** Rare earth abundances in some ultramafic rocks / F.A. Frey, L.A. Haskin, M.A Haskin // *J. Geophys. Res.* – 1971. – V. 76. – P. – 2057-2070.
67. **Frey, F.A.** Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona– Petrologic and geochemical data bearing on their Petrogenesis / F.A. Frey, M Prinz // *Earth–Planet. Sci. Lett.* – 1978. – V. 38. – P. 129-176.
68. **Frost, D.J.** Experimental measurements of the fugacity of CO<sub>2</sub> and graphite/diamond stability from 35 to 77 kbar at 925 to 1650°C/ D.J. Frost, B.J. Wood // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1997. – V. 61. – P. 1565-1574.
69. **Fumes, H.** Petrology and geochemistry of spinel Peridotite nodules and host basalt, Vest Spitsbergen / H. Fumes, R.B. Pedersen., S Maaloe. // *Norsk Geologisk Tidsskrift.* – 1986. – V. 66. – P. 53 - 68.
70. **Garrido, C.J.** Incompatible trace element Partitioning and residence in anhydrous spinel Peridotites and websterites from the Ronda orogenic– Peridotite / C.J. Garrido, J.-L Bodinier., O Alard. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2000. – V. 181. – P. 341-358.
71. Thermal state, oxygen fugacity and C-O-H fluid speciation in cratonic lithospheric mantle: new data on– Peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite, Siberia/ A.G. Goncharov, D.A. Ionov, L.S. Doucet, L.N. Pokhilenko // *Earth Planet.Sci. Lett.* – 2012. – V. 357. – P. 99-110.
72. **Hervig, R.L.** Temperature-dependent distribution of Cr between olivine and– Pyroxene in lherzolite xenoliths / R.L. Hervig, J.V. Smith // *Contr. Miner. – Petrol.* – 1982. – V. 81. – P. 184-189.

73. **Hervig, R.L.** Lherzolite xenoliths in kimberlites and basalts: – Petrogenetic and crystallochemical significance of some minor and trace elements in olivine,– Pyroxenes, garnet and spinel / R.L. Hervig, J.V. Smith, J.B Dawson. // Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci. – 1986. – V. 77. – P. 181-201.
74. **Hervig, R.L.** Fertile and barren Al Cr–spinel harzburgites from the upper mantle: ion and electron– Probe analyses of trace elements in olivine and orthopyroxene: relation to lherzolites / R.L. Hervig, J.V Smith, I.M. Steele // Earth– Planet. Sci. Lett. – 1980a. – V. 50. – P. 41-58.
75. Diamonds: minor elements in silicate inclusions: Pressure-temperature implications / R.L. Hervig, J.V Smith, I.M. Steele [et al] // J. Geophys. Res. – 1980b. – V. 85. – P. 6919-6929.
76. **Ionov, D.A.** Spinel Peridotite xenoliths from the Shavaryn-Tsaram– Volcano, northern Mongolia Petrography, major element chemistry and mineralogy // Geol. Carpathica. – 1986. – V. 37. – P. 681-692.
77. Garnet Peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic field, Baikal region: the nature of the garnet-spinel Peridotite transition zone in the continental mantle / D.A. Ionov, I.V. Ashepkov, H.-G. Stosch [et al] // J. – Petrol. – 1993. – V. 34. – P. 1141-1175.
78. **Ionov, D.A.** Hf isotope compositions and HREE– Variations in offcraton garnet and spinel– Peridotite xenoliths from central Asia / D.A. Ionov, J. Blichert-Toft, D. Weis // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2005. – V. 69. – P. 2399-2418.
79. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of– Peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of

- numerical modeling / D.A. Ionov, J.-L. Bodinier, S.B. Mukasa, A. Zanetti // *J. Petrol.* – 2002. – V. 43. – P. 2219-2259.
80. Oxygen isotope composition of garnet and spinel– Peridotites in the continental mantle: Evidence from the– Vitim xenolith suite, southern Siberia / D.A. Ionov, R.S. Harmon, C. France-Lanord [et al] // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1994. – V. 58. – P. 1463-1470.
81. Content and isotopic composition of sulphur in ultramafic xenoliths from central Asia / D.A. Ionov, J. Hoefs, K.H. Wedepohl, U. Wiechert // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1992. – V. 111. – P. 269-286.
82. **Ionov, D.A.** Depth of formation of sub-continental off-craton– Peridotites / D.A. Ionov, A.W. Hofmann // *Earth– Planet. Sci. Lett.* – 2007. – V. 261. – P. 620-634.
83. **Ionov, D.A.** Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle / D.A. Ionov, S.Y. O'Reilly, W.L. Griffin // *Chem. Geol.* – 1997. – V. 141. – P. 153- 184.
84. Carbonate- bearing mantle Peridotite xenoliths from Spitsbergen:– Phase relationships, mineral compositions and trace-element residence / D.A Ionov., S.Y O'Reilly., Y. S. Genshaft, M.G. Kopylova // *Contr. Miner. Petrol.* – 1997. V. 125. – P. 375-392.
85. **Irving, A.J.** Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on– Partition coefficients and megacryst genesis / A.J. Irving, F.A. Frey // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1984. – V. 48. – P. 1201-1221.
86. Li isotope fractionation in– Peridotites and mafic melts / A.B. Jeffcoate, T. Elliott, S.A. Kasemann [et al] // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2007. – V. 71. –

- P. – 202-218.
87. **Johnson, K.T.M.** Open system melting and temporal and spatial– Variation of– Peridotite and basalt at the Atlantis II fracture zone / K.T.M Johnson., H.J.B. Dick // J. Geophys. Res.:Solid Earth. – 1992. – V. 97. N B6. – P. 9219-9241.
  88. Geochemistry, Petrology, and cooling history of 14161, 7373: A Plutonic lunar sample with textural evidence of granitic-fraction separation by silicate-liquid immiscibility / B.L. Jolliff, C. Floss, I.S. McCallum, J.M. Schwartz // Amer. Miner. – 1999. – V. 84. – P. 821-837.
  89. **Jurewicz, A.J.G.** Cations in olivine, Part 1. Calcium Partitioning and calcium–magnesium distribution between olivines and coexisting melts, with Petrological applications / A.J.G. Jurewicz, B.E. Watson // Contr. Miner. – Petrol. – 1988. – V. 99. – P. 176- 185.
  90. **Kamenetsky, V.S.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from Primitive rocks / V.S. Kamenetsky, A.J. Crawford, S. Meffre // J. – Petrol. – 2001. – V. 42. – P. 655-671.
  91. **Klemme, S.** The influence of Cr on the garnet-spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> and thermodynamic modelling // Lithos. – 2004. – V. 77. – P. 639-646.
  92. Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya kimberlite– Pipes, Siberia / M.Y. Koreshkova, H. Downes, L.K. Levsky, N.V. Vladykin // J. Petrol. – 2011. – V. 52. – P. 1857-1885.
  93. **Kurosawa M.** Patterns in the hydrogen and trace element compositions of mantle

- olivines / M. Kurosawa, H. Yurimoto., S. Sueno // *Phys. Chem. Miner.* – 1997. – V. 24. – P. 385-395.
94. **Lambert, D. D.** Magma evolution in the Stillwater Complex, Montana; I, Rare-earth element evidence for the formation of the Ultramafic Series / D. D. Lambert, E. C. Simmons // *American Journal of Science.* – 1987. – V. 287. №. 1. – P. 1-32.
95. **Liotard, J.M.** Petrological and geochemical relationships between Pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France) / J.M. Liotard, D. Briot, P. Boivin // *Contr. Miner. – Petrol.* – 1988. – V. 98. – P. 81-90.
96. **Litasov, K.D.** Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim Volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on Pyroxenite and Peridotite xenoliths from Miocene Picrobasalt / K.D. Litasov, S.F. Foley, Y.D Litasov // *Lithos.* – 2000. – V. 54. – P. 83-114.
97. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard / Y. Liu, Z. Hu, S. Gao, // *Chem. Geol.* – 2008. – V. 257. – P. 34-43.
98. Mapping the nature of mantle domains in Western and Central Europe based on clinopyroxene and spinel chemistry: Evidence for mantle modification during an extensional cycle / S. Picazo, O. Müntener, G Manatschal. // *Lithos.* – 2016. – V. 266. – P. 233-263.
99. **McDonough, W.F.** The composition of the Earth / McDonough W.F., Sun S.-s // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 120. – P. 223-253.
100. **Morimoto, N.** Nomenclature of Pyroxenes // *Miner. – Petrol.* – 1988. – V.

39. – P. 55-76.
101. **Navon, O.** Geochemical consequences of melt Percolation: the upper mantle as a chromatographic column / O. Navon, E. Stolper // *J. Geol.* – 1987. – V. 95. – P. 285-307.
102. **O'Reilly, S.Y.** Residence of trace elements in metasomatized spinel lherzolite xenoliths: a Proton microprobe study / S.Y. O'Reilly, W.L. Griffin, C.G. Ryan // *Contr. Miner. – Petrol.* – 1991. – V. 109. – P. 98-113.
103. **Ottonello, G.** Rare earth abundances and distribution in some spinel Peridotite xenoliths from Assab (Ethiopia) // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1980. – V.44. – P. 1885-1901.
104. **Ottonello, G.** Rare earth and 3d transition element geochemistry of Peridotitic rocks: II. Ligurian Peridotites and associated basalts / G. Ottonello, J.L. Joron, G.B Piccardo // *J. Petrol.* – 1984. V. 25. – P. 373-393.
105. **Ozawa, K.** Open-system melting in the upper mantle: Constraints from the Hayachine-Miyamori ophiolite, northeastern Japan / K. Ozawa, N. Shimizu // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* – 1995. – V. 100. N B11. – P. 22315-22335.
106. **Pallister, J.S.** Rare-earth element geochemistry of the Samail ophiolite near Ibra, Oman / J.S. Pallister, R.J. Knight // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* – 1981. – V. 86. N B4. – P. 2673-2697.
107. Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo–Volcanic Field, southeastern Arizona / P.D. Kempton, R.S. Harmon, C.J. Hawkesworth, S. Moorbath // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1990. – V. 54. – P.

- 3401-3426.
108. **Pearson, D.G.** Mantle samples included in– Volcanic rocks: xenoliths and diamonds / D.G. Pearson, D. Canil, S.B. Shirey // *Treatise on Geochemistry*. – V. 2. The Mantle and Core. Elsevier, 2003. – P. 171-276.
  109. Chronology, Petrology and isotope geochemistry of the Erro-Tobbio Peridotites (Ligurian Alps, Italy): records of Late Palaeozoic lithospheric extension / E. Rampone, A. Romairone, W. Abouchami // *J. Petrol.* – 2005. – V. 46. – P. 799-827.
  110. **Rass, I.T.** Rare-earth elements in the rock-forming minerals of melilitic rocks in alkaline-ultrabasic complexes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1982. – V. 46. – P. 1477-1488.
  111. **Richmond, N.C.** Incorporation of Fe<sup>3+</sup> into forsterite and wadsleyite / N.C. Richmond, J.P. Brodholdt // *Amer. Miner.* – 2000. – V. 85. – P. 1155-1158.
  112. **Rivalenti, G.** Peridotite clinopyroxene chemistry reflects mantle Processes rather than continental– Versus oceanic settings // *Earth– Planet. Sci. Lett.* – 1996. – V. 139. – P. 423-437.
  113. **Rivalenti, G.** The relationship between websterite and Peridotite in the Balmuccia Peridotite massif (NW Italy) as revealed by trace element Variations in clinopyroxene // *Contr. Miner. – Petrol.* – 1995. – V. 121. – P. 275-288.
  114. **Roden, M.F.** An example of consequent mantle metasomatism in Peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska / M.F. Roden, F.A. Frey, D.M. Francis // *J. – Petrol.* – 1984. – V. 25. – P. 546-577.

115. **Sachtleben, T.** Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on Pyroxene geothermometry / T. Sachtleben., H.A. Seck // *Contr. Miner. Petrol.* – 1981. – V. 78. – P. 157-165.
116. **Saxena, S.K.** Oxidation state of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1989. – V. 53. – P. 89-95.
117. **Schnetzer, C.C.** Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral Phenocrysts-II / C.C. Schnetzer, J.A. Philpotts // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1970. – V. 34. – P. 331-340.
118. **Schubert, G.** Mantle convection in the Earth and Planets./ G. Schubert, D.L. Turcotte, P Olson // Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. – 940 p.
119. **Shapiro, N.M.** Thermodynamic constraints on seismic inversions / N.M. Shapiro, M.H. Ritzwoller // *Geophys. J. Int.* – 2004. – V. 157. – P. 1175-1188.
120. Structure and evolution of the lower crust of the Daldyn-Alakit district in the Yakutian Diamond Province (from data on xenoliths) / V.S. Shatsky, L.V. Buzlukova, E. Jagoutz, // *Russian Geol. Geophys.* – 2005. – V. 46. – P. 1252-1270.
121. **Simakov, S.K.** Redox state of eclogites and Peridotites from sub-cratonic upper mantle and a connection with diamond genesis // *Contr. Miner. – Petrol.* – 2006. – V. 151. – P. 282-296.
122. **Smith, D.** Temperatures and Pressures of mineral equilibration in– Peridotite xenoliths: Review, discussion, and implications // *Mantle– Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation. Spec. Publ. Geochem. Soc.*

- No. 6 (Eds. Fei Y., Bertka C.M., Mysen B.O.). Houston: Geochem. Soc., 1999. – P. 171- 188.
123. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts / A.V. Sobolev, A.W. Hofmann, D.V. Kuzmin // *Science*. – 2007. – V. 316. № 5823. – P. 412-417.
124. An olivine- free mantle source of Hawaiian shield basalts / A.V. Sobolev A.W Hofmann, S.V. Sobolev, I.K. Nikogosian // *Nature*. – 2005. – V. 434. № 7033. – P. 590- 597.
125. **Sobolev, N.V.** Deep-seated inclusions in kimberlites and the– Problem of the composition of the upper mantle. Washington, D.C.: Amer. Geophys. Union, 1977.279 – p.
126. Precise Mossbauer milliprobe determination of ferric iron in rock-forming minerals and limitations of electron microprobe analysis / V.N. Sobolev, C.A. McCammon, L.A. Taylor, G.A. Snyder, N.V. Sobolev // *Amer. Miner.* – 1999. – V. 84. – P. 78-85.
127. Metasomatic Processes in lherzolitic and harzburgitic domains of diamondiferous lithospheric mantle: REE in garnets from xenoliths and inclusions in diamonds / T. Stachel, K.S. Viljoen, G. Brey, J.W. Harris // *Earth– Planet. Sci. Lett.* – 1998. – V. 159. – P. 1-12.
128. **Stagno, V.** High-Pressure calibration of the oxygen fugacity recorded by garnet bearing– Peridotites / V. Stagno, C. McCammon, D. Frost // *Goldschmidt Abs. Miner. Mag.* – 2011. – V. 75. N 3. – P. – 1928.

129. **Stosch, H.G.** Rare earth element– Partitioning between minerals from anhydrous spinel– Peridotite xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1982. – V. 46. – P. 793-811.
130. Structure of the lithosphere of the Mongolian-Siberian mountainous– Province / Y.A. Zorin, M.R. Novoselova, E.K. Turutanov, V.M Kozhevnikov // *J. Geodynam.* – 1990. – V. 11. – P. 327-342
131. **Stosch, H.G.** Sc, Cr, Co and Ni– Partitioning between minerals from spinel– Peridotite xenoliths // *Contr. Miner. – Petrol.* – 1981. – V. 78. – P. 166-174.
132. **Sturm, R.** PX-NOM - an interactive spreadsheet– Program for the computation of– Pyroxene analyses derived from the electron microprobe // *Comp. Geosci.* – 2002. – V. 28. – P. 473-483.
133. **Sung, J.** Graphite diamond transition under high Pressure: A kinetics approach // *J. Mater. Sci.* – 2000. – V. 35. – P. 6041-6054.
134. Pressure dependence on– Partition coefficients for trace elements between olivine and coexisting melts / H. Taura, H. Yurimoto, K. Kurita, S Sueno //– *Phys. Chem. Miner.* – 1998. – V. 25. – P. 469-484.
135. **Taylor, W.R.** An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle– Peridotites with application to the thermobarometry of fertile Iherzolite and garnet websterite // *Neues Jahr. Miner. Abhand.* – 1998. – V. 172. – P. 381-408.
136. **Taylor, W.R.** The role of COH fluids in upper mantle– Processes: a theoretical, experimental and spectroscopic study. Univ. of Tasmania, Hobart: – PhDthesis,

- 1985.
137. **Taylor, W.R.** Measurement of reduced– Peridotite-C-O-H solidus and implications for redox melting of the mantle / W.R. Taylor, D.H. Green // *Nature*. – 1988. – V. 332. – P. 349- 352.
  138. **Thybo, H.** The heterogeneous upper mantle low– Velocity zone // *Tectonoph.* 2006. – V. 416. – P. 53-79.
  139. **Thybo, H.** Magma-compensated crustal thinning in continental rift zones / H. Thybo, C.A. Nielsen // *Nature*. – 2009. – V. 457. N 7231. – P. 873-876.
  140. **Van, Z.** Experimental calibration of aluminum– Partitioning between olivine and spinel as a geothermometer / Z. Van, L.A. Coogan, D. Canil // *Amer. Miner.* – 2008. – V. 93. – P. 1142-1147.
  141. **Walter, M.J.** Melt extraction and compositional– Variability in mantle lithosphere // *Treatise on Geochemistry*. V . 2. The Mantle and Core. Elsevier, – 2003. – P. 363-394.
  142. **Whitney, D.L.** Abbreviations for names of rock-forming minerals/ D.L. Whitney, B.W. Evans. // *Amer. Miner.* – 2010. – V. 95. – P. 185-187.
  143. **Witt-Eickschen, G.** The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle– Peridotite / G. Witt-Eickschen, H.C.St O'Neill // *Chem. Geol.* – 2005. – V. 221. – P. 65- 101.
  144. **Wood, B.J.** Trace element– Partitioning under crustal and uppermost mantle conditions: the influence of ionic radius, cation charge, – Pressure, and temperature. / B.J. Wood, J.D. Blundy // *Treatise on Geochemistry*. – V. 2. The

Mantle and Core. Elsevier, 2003. – P. 425-449.

145. **Wyllie, P.J.** Mantle fluid compositions buffered in– Peridotite-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O by carbonates, amphibole, and– Phlogopite // J. Geol. – 1978. – V. 86. – P. 687-713.
146. **Yaxley, G.M.** In situ origin for glass in mantle xenoliths from south eastern Australia: insights from trace elements compositions of glasses and metasomatic– Phases / G.M. Yaxley, V. Kamenetsky // Earth– Planet. Sci. Lett. – 1999. – V. 172. – P. 97-109.

**Приложение А Содержание петрогенных, редкоземельных и редких элементов в породообразующих минералах мантийных ксенолитов**

Таблица А.1 – Содержание главных элементов в оливине (wt.%)

Samp	SiO2	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Total
s2	41.57	9.45	0.02	48.76	b.d.l.	0.19	100
s2	41.99	9.39	0.18	47.91	b.d.l.	0.53	100
s2	42.17	9.38	0.07	48.06	b.d.l.	0.31	100
s2	41.61	9.14	b.d.l.	49.12	b.d.l.	0.13	100
s2	41.5	9.3	0.03	49.17	b.d.l.	0.01	100
s2	42.48	6.71	0.07	49.9	0.29	0.55	100
s2	41.97	7.05	0.21	50.03	0.23	0.51	100
s2	40.99	9.11	0.14	49.11	b.d.l.	0.66	100
s2	42.03	7.41	b.d.l.	50.16	b.d.l.	0.4	100
s2	41.65	9.42	0.06	48.53	b.d.l.	0.33	100
s2	41.99	9.54	0.29	47.84	b.d.l.	0.34	100
s2	42.54	7.04	0.12	49.55	0.22	0.54	100
s2	41.89	7.14	0.17	50.33	0.13	0.34	100
s2	41.78	9.13	0.32	48.47	b.d.l.	0.3	100
s2	41.98	9.13	0.04	48.48	b.d.l.	0.36	100
s2	41.45	9.33	0.25	48.71	b.d.l.	0.26	100
s2	41.59	9.43	0.08	48.55	b.d.l.	0.34	100
s2	42.36	8.78	0.05	48.56	b.d.l.	0.24	100
s2	41.87	9.05	0.07	48.73	b.d.l.	0.29	100
s2	40.93	9.63	0.11	49.03	b.d.l.	0.3	100
s2	41.8	8.98	b.d.l.	48.97	b.d.l.	0.25	100
s2	41.96	9.12	b.d.l.	48.69	b.d.l.	0.23	100
s2	41.98	9.14	0.19	48.48	b.d.l.	0.21	100
s2	41.83	9.24	0.09	48.28	b.d.l.	0.57	100
s2	42.07	9.14	0.17	48.29	b.d.l.	0.34	100
s2	41.7	9.03	0.17	48.85	b.d.l.	0.26	100
s2	42.19	9.22	0.04	48.22	b.d.l.	0.32	100
s2	42.29	8.79	0.2	48.71	b.d.l.	0.02	100
s4	41.58	7.49	b.d.l.	50.36	0.25	0.32	100
s4	41.88	7.5	0.04	50.39	b.d.l.	0.19	100
s4	41.96	8.67	0.05	48.81	b.d.l.	0.51	100
s4	41.87	8.96	0.11	48.85	b.d.l.	0.21	100
s4	41.74	9.2	0.12	48.63	b.d.l.	0.31	100
s4	42.04	8.93	0.1	48.7	b.d.l.	0.24	100
s4	41.51	9.15	0.09	48.9	b.d.l.	0.34	100
s4	41.19	9.45	b.d.l.	49.1	b.d.l.	0.27	100
s4	41.97	9.15	0.03	48.31	b.d.l.	0.55	100
s4	41.73	9.33	0.07	48.51	b.d.l.	0.35	100
s4	41.31	9.48	0.13	48.78	b.d.l.	0.31	100
s4	41.99	9.27	0.12	48.2	b.d.l.	0.41	100
s4	41.68	9.33	0.13	48.62	b.d.l.	0.24	100

s4	42.1	9.36	0.02	48.21	b.d.l.	0.32	100
s4	41.44	9.61	0.18	48.67	b.d.l.	0.1	100
s4	41.72	9	0.05	48.86	b.d.l.	0.37	100
s6	42.07	9.41	0.13	48.26	b.d.l.	0.14	100
s6	41.45	9.3	0.18	48.61	b.d.l.	0.46	100
s6	42.07	9.61	0.13	48.04	b.d.l.	0.15	100
s6	42.27	9.19	0.09	48.18	b.d.l.	0.19	100
s6	41.68	9.66	0.15	48.31	b.d.l.	0.1	100
s6	41.9	9.42	0.03	48.27	b.d.l.	0.37	100
s6	41.97	9.29	0.01	48.48	b.d.l.	0.25	100
s6	42.24	8.8	b.d.l.	48.65	b.d.l.	0.3	100
s6	41.79	9.39	0.15	48.34	b.d.l.	0.34	100
s6	40.91	9.62	0.1	48.89	b.d.l.	0.49	100
s8	42.05	10.54	0.17	47.23	b.d.l.	0.01	100
s8	42.1	10.23	0.03	47.4	b.d.l.	0.24	100
s8	41.75	10.41	0.1	47.38	b.d.l.	0.35	100
s8	42.05	10.2	0.13	47.28	b.d.l.	0.35	100
s8	41.73	10.34	0.06	47.75	b.d.l.	0.13	100
s10	41.50	9.95	0.08	48.04	b.d.l.	0.42	100
s10	40.28	10.61	0.17	48.68	b.d.l.	0.26	100
s10	41.10	10.5	0.15	47.66	b.d.l.	0.59	100
s10	41.11	10.4	0.14	47.84	b.d.l.	0.51	100
s10	41.47	10.32	0.02	47.98	b.d.l.	0.21	100
s10	41.44	9.92	0.21	48.01	b.d.l.	0.43	100
s10	42.23	10.28	0.03	47.07	b.d.l.	0.38	100
s10	42.08	9.8	0.16	47.46	b.d.l.	0.5	100
s12	42.32	10.1	0.07	47.36	b.d.l.	0.14	100
s12	41.58	9.9	0.03	47.84	b.d.l.	0.64	100
s12	41.07	10.75	0.09	47.97	b.d.l.	0.12	100
s13	41.57	8.94	b.d.l.	49.26	b.d.l.	0.23	100
s13	41.44	8.84	0.22	48.9	b.d.l.	0.6	100
s13	41.39	11.19	b.d.l.	46.98	b.d.l.	0.44	100
s13	41.97	8.96	0.26	48.43	b.d.l.	0.38	100
s13	42.12	9.32	0.02	48.41	b.d.l.	0.12	100
s13	41.5	9.81	0.01	48.52	b.d.l.	0.16	100
s13	41.9	10.91	0.06	46.93	0.2	b.d.l.	100
s14	41.34	10.68	0.16	47.22	0.24	0.35	100
s14	41.78	10.5	0.02	47.2	b.d.l.	0.5	100
s14	40.84	11.41	b.d.l.	47.38	b.d.l.	0.37	100
s14	41.74	10.52	0.06	47.17	b.d.l.	0.51	100
s14	40.55	16.93	0.16	41.66	0.46	0.23	100
s14	40.91	16.35	0.3	42.17	0.16	0.1	100
s14	41.48	9.34	0.21	48.51	b.d.l.	0.46	100
s15	41.96	9.73	0.11	48.21	b.d.l.	b.d.l.	100
s15	42.27	9.56	0.09	47.78	b.d.l.	0.3	100
s16	42	9.6	0.23	47.9	b.d.l.	0.26	100
s16	41.47	9.62	0.03	48.52	b.d.l.	0.35	100

s17	41.97	11.16	0.09	46.58	b.d.l.	0.2	100
s17	42.08	10.76	0.07	46.85	b.d.l.	0.24	100
s17	41.72	10.04	0.18	47.75	0.14	0.18	100
s17	41.56	10.34	0.23	47.25	b.d.l.	0.62	100
s19	41.51	10.63	0.16	47.35	b.d.l.	0.35	100
s19	41.91	10.17	0.17	47.52	b.d.l.	0.23	100
s19	42.56	9.85	0.16	47.1	b.d.l.	0.32	100
s20	41.95	9.76	0.3	47.59	b.d.l.	0.41	100
s20	41.71	9.85	0.1	47.85	b.d.l.	0.5	100
s21	41.37	10.35	0.07	47.95	b.d.l.	0.26	100
s21	41.35	10.69	0.09	47.68	b.d.l.	0.2	100
s22	41.58	10.36	0.17	47.31	b.d.l.	0.57	100
s22	41.15	10.2	0.22	48.07	b.d.l.	0.36	100
s22	41.52	10.69	0.1	47.16	0.11	0.41	100
s22	41.77	10.23	0.02	47.56	b.d.l.	0.27	100
s22	41.81	10.12	b.d.l.	47.7	0.01	0.36	100
s23	40.52	10.28	0.14	48.38	0.12	0.55	100
s23	41.48	10.46	0.12	47.58	b.d.l.	0.36	100
s23	41.74	10.33	0.05	47.34	b.d.l.	0.55	100
s23	41.55	10.43	0.18	47.54	b.d.l.	0.3	100
s23	41.7	10.62	0.12	47.21	b.d.l.	0.35	100
s23	41.03	11.1	b.d.l.	47.16	b.d.l.	0.38	100

b.d.l. – ниже порога обнаружения

Таблица А.2 – Содержание редкоземельных элементов в оливине, ppm

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
Sh-1a	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.02	0.05	b.d.l.	0.03	0.05	0.01
Sh-1a	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.02	b.d.l.
Sh-1a	0.01	0.02	0.01	0.05	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.01	b.d.l.
Sh-1c	0.01	0.02	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.
Sh-1c	0.01	0.03	b.d.l.	0.02	0.02	0.01	0.03	b.d.l.	0.03	0.02	b.d.l.
Sh-2a	0.01	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.05	0.02	0.02	0.01
Sh-2a	0.01	0.02	b.d.l.	0.04	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.04	0.01
Sh-2c	0.01	0.02	0.01	0.04	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.01
Sh-2c	0.01	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.03	0.01
Sh-3	0.01	0.02	0.01	0.03	b.d.l.	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Sh-3	0.01	0.02	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.03	b.d.l.	0.01
Sh-4	0.04	0.05	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.01	0.05	b.d.l.	0.02	0.03	b.d.l.
Sh-4	0.04	0.07	b.d.l.	0.03	0.04	0.01	0.06	b.d.l.	0.02	0.01	0.01
Sh-4	0.01	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.03	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.02	0.03	0.01
Sh-6	0.01	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.01	0.02	0.02	b.d.l.	0.05	0.01
Sh-6	0.01	0.05	0.01	0.04	b.d.l.	0.01	0.03	0.02	0.03	0.05	0.01
Sh-11	0.02	0.04	b.d.l.	0.05	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.04	bdl
Sh-11	0.04	0.05	0.01	0.03	b.d.l.	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01
Sh-11	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	0.02	0.01
Sh-11	0.01	0.03	0.01	b.d.l.	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01
Sh-1a	b.d.l.	0.03	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.02	b.d.l.	0.03	0.01
Sh-1a	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.03	0.06	b.d.l.	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
Sh-1a	0.01	0.01	0.004	0.03	b.d.l.	b.d.l.	0.01	b.d.l.	0.04	0.01	0.01
Sh-1a	0.01	0.03	0.005	0.04	b.d.l.	0.01	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.03	0.01
Sh-1a	b.d.l.	0.02	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.01	0.03	0.04	0.06	0.06	0.02
Sh-1a	0.10	0.30	0.01	0.08	0.04	0.06	0.07	0.03	0.03	0.13	0.02
Sh-1a	0.05	0.09	0.01	0.07	0.03	0.02	0.03	0.02	0.06	0.08	0.01
Sh-1a	0.08	0.16	0.03	0.09	b.d.l.	0.04	0.02	0.02	0.04	0.06	0.01
Sh-1a	0.15	0.18	0.03	0.10	b.d.l.	0.08	0.02	0.04	0.03	0.08	0.01
Sh-1a	0.28	0.53	0.08	0.35	0.05	0.08	0.10	0.05	0.04	0.08	0.01
Sh-1a	1.94	2.70	0.41	1.67	0.13	0.17	0.45	0.26	0.20	0.15	0.03
Sh-1a	5.32	7.89	1.36	5.75	0.63	0.34	0.99	0.63	0.32	0.21	0.05
Sh-1a	26.0	55.8	5.83	24.8	3.95	1.32	3.62	3.32	2.73	2.32	0.35

Таблица А.3 – Содержание главных элементов в клинопироксене (wt.%)

Samp	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
Sh-1a	52.7	0.1	5.0	0.8	2.8	0.21	14.8	22.4	1.28	100
Sh-1a	52.7	0.5	4.9	0.8	2.9	0.12	14.7	22.5	1.1	100
Sh-1a	52.8	0.2	5.3	1.0	2.4	b.d.l.	14.6	22.3	1.3	100
Sh-1a	51.6	0.6	5.8	1.3	3.1	0.07	14.6	21.7	1.38	100
Sh-1a	53.0	0.1	5.1	0.8	2.6	0.25	14.5	22.5	1.18	100
Sh-1a	52.8	0.3	5.4	1.0	2.8	b.d.l.	14.7	21.9	1.19	100
Sh-1a	52.8	0.4	5.8	1.0	2.9	b.d.l.	13.9	21.8	1.36	100
Sh-1a	52.8	0.2	5.2	0.8	2.8	b.d.l.	14.8	22.4	1.11	100
Sh-1a	39.3	4.8	17.1	0.0	5.5	b.d.l.	8.3	24.6	0.51	100
Sh-1a	40.7	5.3	14.4	0.0	4.3	b.d.l.	10.3	24.5	0.57	100
Sh-1a	47.2	2.1	9.6	1.7	2.6	b.d.l.	13.0	23.0	0.77	100
Sh-1a	47.4	1.8	9.4	1.9	2.9	b.d.l.	12.8	23.0	0.87	100
Sh-1a	48.8	1.8	7.1	1.5	2.3	b.d.l.	13.7	24.4	0.32	100
Sh-1a	50.3	1.3	6.3	1.4	2.3	b.d.l.	15.1	22.7	0.65	100
Sh-1a	52.2	0.4	5.7	1.3	3.0	0.11	14.7	21.5	1.06	100
Sh-1a	52.6	0.3	5.4	1.2	2.8	0.1	14.4	22.2	1.13	100
Sh-1a	52.8	0.2	5.2	1.1	2.7	b.d.l.	14.7	22.1	1.31	100
Sh-1a	52.8	0.4	5.3	0.8	2.9	b.d.l.	14.4	22.1	1.29	100
Sh-1a	52.7	0.3	5.2	0.9	2.8	0.12	14.5	22.2	1.33	100
Sh-1a	52.5	0.3	5.3	0.9	2.7	0.17	14.3	22.6	1.25	100
Sh-1a	50.0	1.3	6.9	2.3	2.6	0.12	15.0	21.2	0.62	100
Sh-1a	53.5	0.3	5.3	1.0	2.7	b.d.l.	14.4	21.9	1.02	100
Sh-1a	47.5	1.7	8.6	2.0	2.7	b.d.l.	13.9	22.9	0.8	100
Sh-1a	48.5	1.7	7.3	1.3	2.8	b.d.l.	14.1	24.0	0.32	100
Sh-1a	44.6	4.0	10.8	0.3	3.9	b.d.l.	12.2	24.0	0.32	100
Sh-1a	52.6	0.4	5.5	1.1	2.9	0.15	14.6	21.6	1.25	100
Sh-1a	52.7	0.4	5.6	1.1	2.6	0.08	14.5	22.0	1.19	100
Sh-1a	52.8	0.3	5.2	1.4	3.0	b.d.l.	14.2	22.0	1.18	100
Sh-1a	53.1	0.2	5.3	1.0	2.9	b.d.l.	14.6	21.7	1.19	100
Sh-1a	52.8	0.3	5.6	0.6	2.9	b.d.l.	14.3	22.3	1.22	100
Sh-1a	47.2	1.8	9.3	1.5	2.7	0.14	13.8	22.9	0.76	100
Sh-1a	46.7	1.7	9.4	2.4	2.7	b.d.l.	13.2	23.2	0.89	100
Sh-1a	53.3	0.1	5.3	1.0	2.8	0.13	14.7	21.2	1.41	100
Sh-1a	52.6	0.2	5.0	0.9	2.8	0.06	15.3	21.8	1.31	100
Sh-1a	53.0	0.3	4.9	0.8	2.8	b.d.l.	15.2	21.5	1.4	100
Sh-1a	48.0	1.6	8.7	1.1	2.4	0.02	14.3	23.1	0.81	100
Sh-1a	48.0	1.7	8.8	1.5	2.7	0.02	14.3	22.3	0.76	100
Sh-1a	48.1	1.6	9.4	1.4	2.5	b.d.l.	14.0	22.3	0.78	100
Sh-1a	47.3	1.8	9.4	1.8	2.5	b.d.l.	13.3	23.0	0.88	100
Sh-1a	46.6	1.7	10.0	1.9	2.6	0.04	13.3	23.1	0.78	100
Sh-1a	49.5	1.3	6.7	1.6	2.7	b.d.l.	14.9	22.6	0.76	100
Sh-1a	46.5	1.9	10.3	1.9	2.5	b.d.l.	13.2	22.8	0.82	100
Sh-1a	39.2	6.1	16.1	0.0	4.7	0.16	9.6	23.4	0.69	100
Sh-1a	46.8	2.0	9.9	1.9	2.6	0.01	13.4	22.5	0.9	100
Sh-1a	50.2	1.2	6.0	1.4	2.5	b.d.l.	15.0	22.6	1.11	100

Sh-1a	40.4	5.5	14.0	0.2	4.3	0.05	10.9	24.2	0.5	100
Sh-1a	49.6	1.3	6.6	1.4	2.5	b.d.l.	15.6	22.4	0.77	100
Sh-1a	45.7	2.3	11.2	2.2	2.8	0.09	12.7	22.2	0.83	100
Sh-1a	52.7	0.3	5.3	0.9	2.5	b.d.l.	15.0	22.1	1.29	100
Sh-1a	53.1	0.3	5.3	1.0	2.6	b.d.l.	15.0	21.5	1.27	100
Sh-1a	49.9	1.1	6.6	1.8	2.7	b.d.l.	15.7	21.1	1.11	100
Sh-1a	49.7	1.4	7.2	1.5	2.5	b.d.l.	15.1	21.8	0.79	100
Sh-1a	51.5	0.4	5.5	0.8	3.1	b.d.l.	15.1	22.4	1.29	100
Sh-1a	46.7	2.0	9.8	2.3	2.6	0.05	14.4	21.4	0.89	100
Sh-1a	52.5	0.4	5.3	1.2	2.6	0.03	15.0	21.6	1.37	100
Sh-1a	51.7	0.3	5.6	1.1	3.0	0.06	15.2	21.7	1.4	100
Sh-1a	52.7	0.2	5.2	0.9	2.6	0.07	14.7	22.1	1.56	100
Sh-1b	51.6	0.9	5.0	2.5	2.9	b.d.l.	16.6	19.8	0.7	100
Sh-1b	48.4	1.5	8.0	3.2	3.2	b.d.l.	14.3	20.7	0.9	100
Sh-1b	51.6	0.8	5.1	2.7	2.8	b.d.l.	16.8	19.4	0.78	100
Sh-1b	47.2	1.7	9.4	3.1	2.9	b.d.l.	13.5	21.6	0.65	100
Sh-1b	53.1	0.7	4.4	0.7	3.0	b.d.l.	17.1	20.3	0.83	100
Sh-1b	52.1	0.7	5.2	2.1	2.8	b.d.l.	16.7	19.8	0.7	100
Sh-1b	57.3	1.4	22.1	0.8	2.5	b.d.l.	2.6	7.5	4.83	100
Sh-1b	54.9	1.6	21.5	0.0	4.2	b.d.l.	6.8	5.5	4.62	100
Sh-1b	52.8	0.2	5.4	1.3	2.5	b.d.l.	15.0	21.6	1.22	100
Sh-1b	53.1	0.1	5.2	1.2	2.7	b.d.l.	14.4	22.1	1.26	100
Sh-1b	53.4	0.2	5.2	0.7	2.9	b.d.l.	14.5	21.7	1.32	100
Sh-1b	53.3	0.1	5.4	0.8	2.8	b.d.l.	14.6	21.8	1.1	100
Sh-1b	52.7	0.2	5.6	1.2	2.5	b.d.l.	14.8	21.8	1.33	100
Sh-1b	52.3	0.3	5.5	1.1	3.0	b.d.l.	15.0	21.7	1.19	100
Sh-1b	53.2	0.2	5.6	1.0	2.7	b.d.l.	14.1	21.9	1.4	100
Sh-1b	52.9	0.5	5.6	0.9	2.7	b.d.l.	14.1	22.0	1.31	100
Sh-1b	53.2	0.1	5.3	0.9	2.9	b.d.l.	14.3	22.0	1.31	100
Sh-1b	52.7	0.4	5.5	0.9	2.7	b.d.l.	14.5	22.1	1.17	100
Sh-1b	53.3	0.2	5.1	0.9	2.6	b.d.l.	14.4	22.3	1.22	100
Sh-1c	53.09	0.4	5.0	1.0	2.6	b.d.l.	14.0	22.5	1.49	100
Sh-1c	52.77	0.5	5.2	1.0	2.7	b.d.l.	14.5	22.2	1.16	100
Sh-1c	52.83	0.4	5.1	1.2	2.8	0.09	14.2	22.2	1.23	100
Sh-2a	52.82	0.5	5.9	1.0	2.4	0.06	13.6	22.3	1.38	100
Sh-2a	51.72	0.8	6.7	1.2	2.5	0.12	13.9	21.8	1.34	100
Sh-2a	52.16	0.6	6.2	1.0	2.5	0.16	14.0	22.0	1.41	100
Sh-2b	52.30	0.8	6.5	1.0	2.2	b.d.l.	13.8	22.1	1.37	100
Sh-2b	52.25	0.6	5.7	1.1	2.3	0.17	14.2	22.4	1.28	100
Sh-2b	51.94	0.7	6.3	0.8	2.4	0.14	13.9	22.3	1.48	100
Sh-2b	52.54	0.5	5.8	0.7	2.3	b.d.l.	14.4	22.6	1.2	100
Sh-2b	52.83	0.4	6.2	0.9	2.5	0.07	14.3	21.6	1.2	100
Sh-2b	52.10	0.7	6.1	1.0	2.5	0.12	14.1	22.0	1.45	100
Sh-2c	53.18	0.6	5.4	1.1	2.5	0.13	14.0	21.7	1.28	100
Sh-2c	52.32	0.4	6.2	1.0	2.3	0.12	13.6	22.8	1.22	100
Sh-3	54.12	0	3.3	1.5	2.4	b.d.l.	14.9	22.7	1.04	100

Sh-3	53.05	0	3.5	2.0	2.6	b.d.l.	15.1	23.1	0.66	100
Sh-3	55.94	3.14	17.5	0.0	5.0	0.17	3.7	7.7	3.99	100
Sh-3	54.31	0	3.4	1.1	2.2	b.d.l.	15.2	22.8	1	100
Sh-3	52.03	1.28	2.9	1.3	3.4	0.11	15.6	23.0	0.28	100
Sh-3	57.20	2.77	17.8	0.0	4.3	b.d.l.	3.2	7.0	4.11	100
Sh-3	53.78	0	3.4	1.6	2.5	b.d.l.	14.8	23.0	0.92	100
Sh-3	52.79	1.26	1.9	1.5	3.4	b.d.l.	15.8	23.2	0.24	100
Sh-3	54.68	0.65	1.0	0.9	3.7	b.d.l.	19.0	19.9	0.26	100
Sh-3	51.44	1.34	2.5	1.7	3.1	0.15	15.7	23.7	0.35	100
Sh-4	52.74	0.39	5.0	0.9	2.8	0.11	14.6	22.6	0.85	100
Sh-4	52.07	0.31	5.0	0.7	2.9	b.d.l.	14.8	23.4	0.93	100
Sh-4	44.14	1.94	14.7	1.3	4.8	0.13	17.1	12.5	3.29	100
Sh-4	52.54	0.61	5.2	1.0	2.7	b.d.l.	14.3	22.7	1.02	100
Sh-4	51.87	0.34	5.4	0.8	2.7	b.d.l.	14.8	23.1	0.84	100
Sh-4	39.34	3.62	12.8	0.0	10.5	0.2	7.5	25.8	0.27	100
Sh-4	38.15	0.79	15.7	0.0	12.9	0.1	5.8	26.4	0.12	100
s15	52.5	0.5	5.6	1.1	2.5	b.d.l.	14.3	22.1	1.32	100
s15	52.5	0.7	5.6	1.3	2.5	0.05	14.0	22.3	1.28	100
s16	52.6	0.5	5.6	0.9	2.3	0.03	14.0	22.9	1.13	100
s16	52.3	0.5	5.9	1.2	2.3	0.08	14.1	22.6	1.08	100
Sh-7	52.78	0.4	5.1	0.9	2.8	0.12	14.1	23.0	0.84	100
Sh-7	53.01	0.3	4.6	0.6	2.8	0.03	14.4	23.3	0.94	100
Sh-7	52.87	0.5	3.1	0.9	3.4	b.d.l.	17.7	21.1	0.5	100
Sh-7	53.86	0.6	2.7	0.5	3.4	0.32	17.8	20.6	0.3	100
Sh-8	54.52	0.0	2.1	0.8	2.1	0.24	15.8	23.7	0.62	100
Sh-8	53.96	0.0	2.6	1.1	2.2	b.d.l.	16.2	23.2	0.81	100
Sh-8	53.89	0.0	2.1	0.8	2.2	0.21	16.4	23.7	0.71	100
Sh-9	52.14	0.4	5.1	0.7	2.4	0.22	14.5	23.9	0.79	100
Sh-9	52.70	0.4	4.7	0.9	2.4	0.16	14.4	23.6	0.86	100
Sh-9	56.90	1.4	20.4	0.0	3.3	0.14	3.6	10.0	4.04	100
Sh-10	52.83	0.3	4.8	1.1	2.9	0.08	14.7	22.2	1.05	100
Sh-10	52.45	0.5	5.5	1.5	2.6	0.07	14.5	22.0	0.96	100
Sh-11a	56.38	0.1	3.8	0.5	6.7	0.23	31.3	0.9	b.d.l.	100
Sh-11a	52.56	0.5	5.5	1.1	2.9	b.d.l.	14.0	22.1	1.35	100
Sh-11a	52.90	0.3	5.5	0.7	2.9	0.22	14.4	21.7	1.28	100
Sh-11b	52.8	0.4	5.8	1.0	2.8	b.d.l.	14.4	22.0	0.92	100
Sh-11b	52.2	0.5	5.7	1.1	2.9	0.04	14.4	22.0	1.19	100
Sh-11b	50.6	0.7	5.1	1.3	3.0	0.12	15.3	23.4	0.43	100
Sh-11b	51.7	0.6	5.7	1.3	2.8	b.d.l.	14.5	22.3	1.12	100
Sh-11b	53.1	0.1	5.8	1.2	2.8	0.01	13.9	21.9	1.2	100
Sh-11b	52.0	0.5	5.8	1.2	3.0	0.06	14.4	21.7	1.22	100
Sh-11b	52.8	0.4	5.7	1.0	2.4	0.01	14.4	22.2	0.98	100
Sh-11b	51.7	0.5	5.3	1.0	2.8	0.07	15.0	22.9	0.72	100
Sh-11b	51.4	0.7	4.6	1.1	3.0	0.21	15.2	23.4	0.45	100
Sh-14	52.5	0.2	6.2	0.9	2.9	0.17	14.0	21.9	1.34	100
Sh-14	44.4	3.2	10.7	2.2	2.9	b.d.l.	12.4	23.8	0.34	100
Sh-14	44.9	2.0	15.1	1.1	4.6	0.21	16.6	11.7	2.75	100

Sh-14	46.4	2.2	9.2	3.2	3.5	0.09	13.4	21.5	0.49	100
Sh-14	47.6	1.8	8.6	1.6	3.0	0.24	13.6	23.1	0.45	100
Sh-14	52.6	0.4	6.1	1.1	2.9	0.24	14.0	21.5	1.05	100
Sh-14	52.2	0.4	6.4	0.9	2.9	0.15	14.2	21.7	1.23	100
Sh-14	52.3	0.3	6.1	1.4	2.7	b.d.l.	14.7	21.3	1.21	100
Sh-14	52.1	0.3	5.7	0.9	2.9	0.12	14.3	22.4	1.36	100

Таблица А.4 – Содержание главных элементов в ортопироксене, (wt %)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
Sh-1a	56.47	b.d.l.	3.46	0.54	6.03	0.06	32.86	0.58	100
Sh-1a	56.98	b.d.l.	3.41	0.59	6.19	0.26	31.93	0.64	100
Sh-1a	56.92	0.18	3.17	0.28	6.01	0.16	32.69	0.59	100
Sh-1a	56.73	b.d.l.	3.37	0.63	5.95	0.11	32.56	0.65	100
Sh-1a	56.41	b.d.l.	3.4	0.39	6.09	0.25	32.88	0.58	100
Sh-1a	57.24	b.d.l.	3.2	0.1	6.19	0.21	32.59	0.47	100
Sh-1b	57.47	b.d.l.	3.35	0.35	5.96	0.03	32.26	0.58	100
Sh-1b	56.25	b.d.l.	3.33	0.45	6.18	0.13	33.14	0.52	100
Sh-1b	57.01	b.d.l.	3.45	0.5	5.77	0.11	32.63	0.53	100
Sh-1b	57.07	b.d.l.	3.58	0.39	5.77	0.25	32.44	0.5	100
Sh-1b	56.47	b.d.l.	3.24	0.52	6.12	0.21	32.71	0.73	100
Sh-1b	57.41	b.d.l.	3.28	0.21	6.06	0.21	32.26	0.57	100
Sh-1b	56.65	b.d.l.	3.13	0.53	5.98	0.09	33.09	0.53	100
Sh-1b	57.18	b.d.l.	3.22	0.43	5.7	0.15	32.75	0.57	100
Sh-1b	56.98	b.d.l.	3.49	0.46	6.12	0.07	32.41	0.47	100
Sh-1b	56.77	b.d.l.	3.33	0.5	6.01	0.12	32.83	0.44	100
Sh-1b	56.36	b.d.l.	3.31	0.24	6.25	0.31	33.08	0.45	100
Sh-1b	57	b.d.l.	3.1	0.28	5.9	0.21	32.88	0.63	100
Sh-1b	56.34	b.d.l.	3.51	0.52	6.4	0.11	32.64	0.48	100
Sh-1b	57.05	b.d.l.	3.53	0.39	5.85	0.12	32.32	0.74	100
Sh-1c	57.02	b.d.l.	3.23	0.22	5.8	0.12	32.96	0.65	100
Sh-1c	56.89	b.d.l.	3.44	0.21	6.37	0.12	32.47	0.5	100
Sh-1c	56.78	b.d.l.	3.54	0.27	5.85	0	32.86	0.7	100
Sh-1c	56.69	b.d.l.	3.47	0.33	6.03	0.12	32.83	0.53	100
Sh-1c	57.26	b.d.l.	3.27	0.39	5.55	0	33.1	0.43	100
Sh-1c	57.10	b.d.l.	3.34	0.43	5.99	0.07	32.47	0.52	100
Sh-2a	56.81	b.d.l.	3.21	0.32	6.5	0.17	32.43	0.56	100
Sh-2a	56.75	b.d.l.	3.11	0.28	6.55	0.3	32.42	0.59	100
Sh-2a	57.48	b.d.l.	3.52	0.23	6.07	0.27	31.89	0.54	100
Sh-2b	56.37	b.d.l.	3.47	0.27	6.47	0.31	32.51	0.6	100
Sh-2b	56.83	b.d.l.	3.44	0.2	5.93	0.17	32.72	0.71	100
Sh-2b	56.92	0.31	3.41	0.42	6.23	0.28	31.9	0.53	100
Sh-2b	57.00	b.d.l.	3.34	0.6	6.21	0.12	32.19	0.54	100
Sh-2b	56.78	b.d.l.	3.52	0.31	6.37	0.23	32.26	0.53	100
Sh-2b	57.76	b.d.l.	3.31	0.27	5.94	0.18	31.96	0.58	100
Sh-2c	57.03	b.d.l.	3.4	0.1	6.55	0.11	32.34	0.47	100
Sh-2c	56.94	b.d.l.	3.54	0.56	6.14	0.1	32.18	0.54	100
Sh-2c	56.20	b.d.l.	3.99	0.36	6.28	0.33	32.18	0.66	100
Sh-2c	56.95	b.d.l.	3.67	0.25	6.47	0.18	32.02	0.46	100
Sh-2c	58.07	b.d.l.	2.18	0.39	5.78	0.37	32.88	0.33	100
Sh-2c	57.89	b.d.l.	1.88	0.58	5.56	0.18	33.28	0.63	100
Sh-4	57.22	0.28	3.32	0.39	6.75	0.01	31.53	0.5	100
Sh-4	57.06	0.14	3.69	0.3	6.71	0	31.56	0.54	100
Sh-4	56.17	b.d.l.	3.95	0.37	7.02	0.21	31.7	0.58	100
Sh-4	56.47	b.d.l.	3.75	0.28	6.73	0.23	31.84	0.7	100
Sh-4	56.10	b.d.l.	3.82	0.25	7.25	0.23	31.68	0.67	100

Sh-7	56.93	b.d.l.	3.55	0.52	6.95	0.17	31.31	0.57	100
Sh-7	56.84		3.24	0.42	6.69	0.19	31.91	0.71	100
Sh-8	58.47	b.d.l.	1.86	0.44	5.66	0.15	32.66	0.76	100
Sh-8	58.34	b.d.l.	1.67	0.4	5.59	0.2	33.08	0.72	100
Sh-8	58.11	b.d.l.	2.01	0.74	5.75	0.06	32.7	0.63	100
Sh-8	57.98	b.d.l.	1.69	0.74	5.87	0.17	32.9	0.65	100
Sh-9	56.64	b.d.l.	3.27	0.48	6.52	0.26	32.3	0.53	100
Sh-9	56.34	0.21	3.38	0.22	6.6	0.25	32.51	0.49	100
Sh-11a	56.81	b.d.l.	3.98	0.7	5.93	0.05	31.88	0.65	100
Sh-11a	56.04	b.d.l.	4.4	0.77	6.03	0.28	31.74	0.74	100
Sh-11a	56.88	0.2	4.13	0.4	6.35	0.06	31.46	0.52	100
Sh-11a	56.38	0.12	3.84	0.54	6.71	0.23	31.32	0.86	100
Sh-11b	56.28	0.05	4.22	0.5	6.47	0.16	31.57	0.75	100
Sh-11b	56.12	b.d.l.	4.36	0.83	6.51	0.12	31.34	0.72	100
Sh-11b	56.21	b.d.l.	4.41	0.2	6.56	0	31.94	0.68	100
Sh-11b	56.6	b.d.l.	4.14	0.55	6.35	0	31.5	0.86	100
Sh-11b	56.72	b.d.l.	4.07	0.21	6.24	0.12	31.9	0.74	100

Таблица А.5 – Содержание главных и редких элементов в шпинели.

	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Ti	V	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sn	#Mg	#Cr	D <sub>melt</sub>
	Wt.%				ppm										
SH-1a	21.7	53.3	11.6	11.5	533	399	803	286	3275	2.58	1236	1.11	38.0	40.8	18.94
	21.3	53.5	12.1	11.4	434	405	781	270	3296	2.72	1242	0.98	39.1	42.0	19.43
	22.0	53.0	11.8	11.5	440	397	843	278	3258	3.00	1220	1.04	38.5	41.3	19.14
	21.5	53.5	11.6	11.6	433	410	819	275	3297	3.71	1266	0.94	37.7	40.5	18.79
	21.7	53.3	11.8	11.5	438	407	804	281	3578	3.43	1307	1.16	38.4	41.2	19.11
	21.5	53.3	11.9	11.6	456	404	789	272	3225	3.14	1184	1.02	38.3	41.1	19.04
	21.9	53.7	11.3	11.4	440	431	797	279	3284	2.67	1247	0.74	37.6	40.5	18.78
	21.5	53.2	11.6	11.8	440	400	819	296	3214	3.50	1295	1.02	37.4	40.3	18.69
	21.0	54.9	11.3	11.2	447	390	773	276	3063	3.10	1190	0.60	38.0	40.8	18.91
	21.7	53.7	11.2	11.6	427	391	799	299	3375	2.90	1276	1.08	37.0	39.8	18.50
SH-1b	20.6	51.1	14.1	12.3	491	470	829	267	2950	2.48	1176	0.91	41.2	44.1	20.33
	20.6	51.5	13.8	12.4	494	458	811	253	2829	1.93	1080	0.79	40.4	43.3	19.98
	20.3	50.7	14.7	12.4	536	481	846	259	2864	2.54	1240	0.93	41.8	44.7	20.58
	21.1	49.8	14.3	12.9	476	457	842	264	2967	2.38	1144	0.99	40.3	43.2	19.96
	21.0	50.1	14.1	12.9	483	465	880	274	3015	2.60	1223	1.18	40.0	42.8	19.79
SH-1c	20.8	51.1	13.9	12.3	495	464	847	266	3063	2.04	1218	1.16	40.8	43.7	20.17
	20.4	51.6	14.0	12.1	507	511	841	266	2966	3.01	1151	0.98	41.2	44.1	20.31
	20.6	51.6	13.9	12.1	481	469	857	258	2994	2.89	1133	0.91	41.2	44.1	20.34
	20.4	51.9	13.8	12.1	495	467	831	261	2897	2.28	1183	0.95	41.0	43.9	20.24
	20.8	51.1	13.9	12.2	486	461	834	261	2958	2.62	1192	1.22	40.8	43.7	20.16
SH-2a	21.4	55.0	10.1	11.2	390	360	790	276	3257	3.51	1309	1.10	35.5	38.2	17.83
	21.2	56.0	10.1	11.1	401	363	798	280	3330	2.95	1290	1.14	35.7	38.5	17.92
	21.5	55.6	10.0	11.4	352	359	804	285	3309	2.61	1384	0.90	34.9	37.7	17.59
	21.5	55.9	10.0	11.1	352	354	798	277	3258	2.61	1319	0.77	35.4	38.1	17.78
	21.1	56.4	10.3	10.8	439	367	766	264	3097	3.12	1210	0.91	36.6	39.3	18.30
	21.9	55.2	10.4	11.1	417	371	791	278	3251	3.34	1278	0.85	36.3	39.0	18.17
	21.5	55.6	10.4	11.1	423	369	786	279	3228	2.65	1263	0.78	36.2	38.9	18.13
	21.6	55.0	10.4	11.4	440	371	813	288	3433	2.74	1302	1.09	35.8	38.6	17.99
	21.5	55.2	10.3	11.5	445	368	800	281	3280	3.24	1248	0.90	35.3	38.1	17.75
	21.7	54.8	10.7	11.3	440	364	811	286	3295	2.79	1241	1.02	36.5	39.3	18.27
SH-2b	20.7	52.0	14.3	11.6	442	443	762	248	2780	2.42	1073	0.41	42.7	45.7	20.99
	21.1	51.3	14.4	11.9	440	442	776	250	2771	2.36	1075	0.25	42.3	45.3	20.82
	21.0	51.1	14.7	11.8	453	448	780	257	2821	2.65	1068	0.45	43.1	46.0	21.15
	21.3	50.4	15.2	11.8	482	455	796	261	2860	2.12	1111	0.44	43.9	46.8	21.47
	21.0	51.5	14.6	11.5	468	441	791	260	2860	2.45	1096	0.44	43.5	46.4	21.31
	21.4	50.6	14.6	11.9	442	446	811	270	3012	2.04	1152	0.39	42.8	45.8	21.04
	21.1	50.9	14.7	11.9	441	442	807	269	3048	2.52	1140	0.24	42.7	45.6	20.98
	21.0	50.9	15.0	11.7	424	437	811	267	2974	2.46	1120	0.59	43.8	46.7	21.44
	21.1	51.1	14.5	11.9	454	444	805	267	3001	2.36	1131	0.38	42.5	45.4	20.89
	21.0	51.4	14.4	11.8	446	444	808	271	3009	2.45	1117	0.31	42.5	45.5	20.90

	20.8	50.1	15.6	12.1	480	455	847	266	2898	2.64	1116	0.28	43.8	46.7	21.44
	20.7	50.0	15.6	12.2	482	460	822	268	2944	2.67	1116	0.51	43.7	46.7	21.42
	20.9	51.0	14.6	12.1	428	445	809	265	2979	2.17	1112	0.42	42.3	45.3	20.82
	20.4	50.4	15.3	12.4	445	456	824	266	2889	2.52	1151	0.45	42.9	45.9	21.07
	20.4	51.8	14.5	11.9	453	453	794	259	2925	2.38	1138	0.55	42.5	45.5	20.90
SH-2c	21.3	50.5	14.3	12.3	444	439	792	259	2891	2.37	1103	0.56	41.4	44.3	20.43
	21.1	50.6	14.7	12.1	455	452	787	259	2816	2.17	1121	0.42	42.4	45.3	20.85
	21.0	51.0	14.4	12.2	450	451	798	257	2876	2.42	1075	0.48	41.6	44.5	20.52
	21.3	51.1	14.2	12.0	442	459	779	257	2849	2.19	1084	0.33	41.9	44.8	20.64
	21.0	50.9	14.9	11.8	465	450	809	254	2810	2.19	1057	0.53	43.5	46.4	21.31
SH-4	22.0	54.4	11.7	10.4	432	384	730	255	3096	4.23	1124	0.38	40.5	43.3	20.00
	22.1	54.6	11.4	10.5	428	380	718	250	3018	3.10	1083	0.34	39.8	42.7	19.74
	22.2	54.5	11.5	10.3	491	394	719	254	3158	3.02	1072	0.40	40.4	43.3	19.99
	22.0	54.9	11.4	10.3	461	394	733	255	3141	3.50	1116	0.46	40.2	43.1	19.89
	22.6	55.0	11.1	9.9	461	411	694	245	3004	3.26	1084	0.43	40.4	43.3	19.98
	21.8	55.4	11.5	9.9	484	406	701	250	2998	3.54	1079	0.38	41.3	44.2	20.39
	22.2	55.1	11.5	9.8	488	392	705	251	3125	3.16	1079	0.46	41.7	44.6	20.55
	22.1	54.2	12.0	10.1	514	417	735	269	3167	2.85	1118	0.48	41.8	44.7	20.59
	22.0	54.2	12.2	10.2	429	397	746	256	3182	3.21	1089	0.36	42.2	45.1	20.74
	22.0	55.2	11.5	9.8	450	386	728	262	3180	3.32	1128	0.37	41.7	44.6	20.53
	21.5	55.3	11.8	10.0	456	388	737	260	3218	3.57	1116	0.39	41.7	44.6	20.55
	21.8	54.8	11.8	10.1	511	413	736	261	3142	3.28	1114	0.38	41.4	44.3	20.41
	22.5	54.1	12.0	9.9	446	415	746	269	3141	3.15	1130	0.33	42.4	45.4	20.87
	22.0	54.4	11.7	10.6	479	410	736	265	3151	3.44	1130	0.37	40.2	43.0	19.87
21.7	55.3	11.9	9.7	415	387	731	263	3052	3.16	1140	0.23	42.6	45.6	20.94	
SH-5	21.0	53.1	11.9	12.4	471	444	799	266	2846	1.48	1181	0.55	36.7	39.5	18.38
	20.3	54.4	11.8	11.8	484	395	768	259	2972	2.10	1127	0.50	37.9	40.7	18.88
	19.9	52.3	14.2	12.0	442	398	826	255	2707	1.52	1147	0.47	41.8	44.7	20.60
	20.1	52.4	13.6	12.1	418	444	824	262	2770	2.54	1121	0.72	40.5	43.4	20.01
	21.0	53.7	10.9	12.6	464	399	789	260	2886	3.99	1178	0.63	34.5	37.2	17.40
	20.6	52.5	11.5	13.6	468	404	843	296	2973	2.10	1177	0.64	34.0	36.7	17.18
	21.3	52.0	13.4	11.6	427	425	762	263	2761	1.79	1114	0.38	41.2	44.1	20.32
	20.7	53.6	11.8	12.3	409	404	821	266	2895	1.69	1181	0.62	36.8	39.6	18.42
	20.5	53.5	11.9	12.4	415	408	831	266	2952	1.50	1186	0.44	36.9	39.7	18.46
	22.5	52.5	11.5	11.9	433	396	794	269	2904	1.99	1181	0.55	36.9	39.8	18.47
	20.8	52.8	13.2	11.6	458	409	748	249	2841	1.63	1179	0.47	40.8	43.7	20.14
	20.9	54.3	10.6	12.4	479	403	776	258	3038	1.60	1156	0.55	34.2	36.9	17.27
	20.9	53.6	11.8	12.0	429	422	829	268	2871	1.86	1224	0.55	37.4	40.2	18.68
	20.4	52.5	13.7	11.8	494	392	751	243	2835	1.67	1116	0.36	41.3	44.2	20.36
20.7	54.0	11.0	12.6	471	401	805	259	2965	2.26	1239	0.47	34.8	37.5	17.52	
SH-6	22.3	54.0	11.6	10.7	519	395	738	252	3050	3.11	1054	0.37	39.9	42.8	19.75
	22.0	54.9	11.1	10.5	454	383	706	249	2954	2.92	1085	0.29	39.1	41.9	19.40
	21.7	55.2	11.1	10.6	499	391	707	249	3069	3.13	1076	0.29	38.9	41.7	19.31
	21.6	55.5	11.2	10.3	466	390	703	255	3041	3.14	1042	0.38	39.7	42.5	19.66

	21.6	54.7	11.9	10.5	522	407	736	247	2929	2.97	1091	0.43	40.8	43.6	20.13
	21.0	52.7	11.7	12.6	476	409	848	282	3143	1.92	1247	0.45	36.2	38.9	18.13
	20.7	53.7	11.5	12.2	467	434	825	274	3024	1.80	1270	0.56	36.4	39.1	18.21
SH-7	20.6	53.8	11.3	11.9	431	404	803	255	2833	5.51	828	0.61	36.7	39.5	18.35
	20.6	53.4	12.5	11.8	480	397	774	260	3048	2.48	1193	0.50	39.1	42.0	19.41
	21.1	54.3	10.8	12.0	509	411	793	335	3122	2.51	1185	0.43	35.3	38.1	17.76

Таблица А.6 – Содержание редкоземельных элементов в шпинели, ppm

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
SH-1a	b.d.l.	b.d.l.	0.001	0.011	b.d.l.	0.005	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.005	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	0.001	0.005	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.017	b.d.l.	0.017	b.d.l.	0.005	b.d.l.	0.007	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	0.003	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.003	0.008	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.016	b.d.l.							
	0.012	0.004	0.001	b.d.l.	0.008	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	
	0.003	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.010	b.d.l.									
	b.d.l.	0.005	b.d.l.	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.004	b.d.l.							
	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.013	0.021	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	0.006	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.020	0.002
	0.003	b.d.l.	b.d.l.	0.022	b.d.l.	0.005	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.008	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
SH-1b	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.009	b.d.l.									
	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.043	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.005	b.d.l.	0.010	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.028	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.010	b.d.l.	0.006	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.013	b.d.l.	0.012	0.010	b.d.l.	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	
SH-1c	b.d.l.	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.									
	b.d.l.	0.002	0.001	0.013	0.011	b.d.l.	0.010	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	
	0.002	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.005	b.d.l.	0.020	b.d.l.							
	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.027	b.d.l.	0.001	0.011	b.d.l.	0.007	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	0.000	b.d.l.	0.020	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	
SH-2a	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.013	0.001	0.006	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.009	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.010	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.028	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.009	0.001	0.006	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	0.001	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.012	b.d.l.	0.003	0.018	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	0.002	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.017	0.005	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	
	0.087	b.d.l.	0.001	0.019	b.d.l.	0.002	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	
	0.003	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	0.006	b.d.l.	0.010	0.002	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	0.001	0.004	b.d.l.											
	0.003	0.002	b.d.l.	0.010	b.d.l.	b.d.l.	0.024	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.004	0.001	0.008	b.d.l.	
SH-2b	b.d.l.	0.001	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.003	0.009	b.d.l.	b.d.l.	0.001	0.004	b.d.l.	0.017	b.d.l.	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.033	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.024	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	0.013	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.								
	0.002	b.d.l.													
	0.002	0.006	0.002	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.011	b.d.l.	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.002	b.d.l.	b.d.l.	
	0.002	b.d.l.	0.003	b.d.l.	0.022	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.007	b.d.l.	0.005	0.003	b.d.l.	b.d.l.	
	b.d.l.	0.003	0.001	b.d.l.	0.010	b.d.l.	b.d.l.	0.005	b.d.l.	b.d.l.	0.013	b.d.l.	b.d.l.	0.001	
	0.002	0.003	b.d.l.	0.012	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	0.006	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003	
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.044	0.005	
	b.d.l.	0.003	0.001	0.012	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.009	0.001	
	0.002	b.d.l.	0.000	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	
	0.002	b.d.l.	0.002	0.015	0.012	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.007	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
	0.002	b.d.l.	b.d.l.	0.017	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	0.017	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	
b.d.l.	0.003	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.								
b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.007	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.033	b.d.l.		
0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.011	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.011	b.d.l.		

SH-2c	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.015	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.006	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.002
	b.d.l.	b.d.l.	0.002	b.d.l.										
	b.d.l.	b.d.l.	0.004	b.d.l.	0.014	b.d.l.	0.027	b.d.l.	0.008	0.002	b.d.l.	b.d.l.	0.013	0.002
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.024	0.004	0.010	b.d.l.	b.d.l.	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002
SH-4	0.002	0.002	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.007	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.016	0.002	b.d.l.	0.001	0.007	b.d.l.	0.004	0.001	b.d.l.	0.001
	0.001	b.d.l.	0.001	0.012	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.006	0.001	0.005	0.006	0.028	0.001
	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003	0.018	0.003	0.006	b.d.l.	0.009	0.003	0.018	0.001
	0.006	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.009	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.006	b.d.l.	b.d.l.
	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	0.017	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.002	0.001	0.025	0.001
	0.005	0.001	0.001	0.019	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.005	0.000	0.011	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
	0.001	0.009	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.005	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003
	0.053	0.017	b.d.l.	0.069	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
	b.d.l.	0.006	b.d.l.	b.d.l.	0.009	0.003	b.d.l.	0.001	0.005	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.
	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.010	b.d.l.	0.002	0.008	0.001	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.002	b.d.l.	b.d.l.
	0.001	0.000	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.000	b.d.l.	0.001	0.011	0.001	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
	0.001	b.d.l.	0.001	0.020	0.016	0.002	0.008	0.001	b.d.l.	0.001	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
	0.003	0.001	0.001	b.d.l.	0.042	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.002	b.d.l.	b.d.l.
	0.001	0.004	0.001	0.011	b.d.l.	b.d.l.	0.008	0.004	0.021	b.d.l.	0.000	b.d.l.	b.d.l.	0.003
	0.001	0.001	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.015	0.000
SH-5	0.001	0.003	0.001	b.d.l.	0.008	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	b.d.l.	0.000	b.d.l.	b.d.l.
	0.005	0.002	0.002	b.d.l.	0.018	b.d.l.	0.007	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.005	b.d.l.	0.001	b.d.l.
	b.d.l.	0.002	0.000	b.d.l.	0.011	b.d.l.	0.020	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.005	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
	b.d.l.	0.002	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.005	0.006	0.000	b.d.l.	b.d.l.	0.020	b.d.l.
	0.006	0.019	0.006	b.d.l.	0.005	b.d.l.	0.040	b.d.l.	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.002	b.d.l.	b.d.l.
	0.003	b.d.l.	0.001											
	b.d.l.	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.010	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.002	0.005	0.002
	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.019	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.
	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.013	0.021	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.002	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001
	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.009	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.							
	0.005	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003	0.011	0.002	0.033	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.
	0.012	0.018	0.002	0.013	0.021	0.009	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.
	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002
	0.003	b.d.l.	0.001	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	0.009	0.004
	0.006	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.003	0.009	0.003	0.010	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.008	0.003
	SH-6	0.002	b.d.l.	0.001	0.013	b.d.l.	b.d.l.	0.020	b.d.l.	0.002	b.d.l.	0.005	b.d.l.	0.003
b.d.l.		0.003	b.d.l.	b.d.l.	0.009	0.003	b.d.l.	0.001						
b.d.l.		0.003	b.d.l.	0.012	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.000	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
b.d.l.		0.002	b.d.l.	0.027	0.021	0.006	b.d.l.	b.d.l.	0.006	0.001	b.d.l.	0.002	0.020	b.d.l.
b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	0.024	b.d.l.	b.d.l.	0.028	b.d.l.	0.002	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
b.d.l.		b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.009	b.d.l.	0.009	b.d.l.	0.003	0.001	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
SH-7	0.003	0.003	0.001	0.025	0.010	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.001	b.d.l.	0.005
	b.d.l.	0.008	0.002	b.d.l.	0.006	b.d.l.	0.016	0.004						
	b.d.l.	0.004	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.004	b.d.l.	b.d.l.	0.003	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.002
	0.002	b.d.l.	0.005	0.013	b.d.l.	b.d.l.	0.010	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.030	0.002