

Санкт-Петербургский государственный университет

УСТИНОВА Виктория Владимировна

Выпускная квалификационная работа

Базиты среднего палеопротерозоя Онежской структуры: геохимия и петрология

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.01 «Геология»

Основная образовательная программа магистратуры:

ВМ.5515.2020 «Геология»

Научный руководитель:

Заведующий кафедры петрографии, д.г.-м.н.,

Брусницин Алексей Ильич

Рецензент:

главный научный сотрудник ИГГД РАН, д.г.-м.н.,

Вревский Александр Борисович

Санкт-Петербург

2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА.....	7
1.1. Фенноскандинавский щит.....	7
1.2 Основные протерозойские рифтогенные структуры на Фенноскандинавском щите.....	9
ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ.....	14
2.1 Онежская структура.....	14
2.2 Стратиграфия.....	16
2.3 Магматизм.....	19
ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД.....	20
3.1 Основные элементы геологического строения района.....	20
3.2 Объект исследований.....	22
3.3 Петрографическое описание пород.....	28
ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД.....	38
4.1 Петрогеохимическая характеристика.....	38
4.1 Рассеянные элементы.....	43
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ.....	45
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	47
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	49
ПРИЛОЖЕНИЕ.....	55

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Палеопротерозойская эра (2.5-1.65 млрд лет) представляет собой важную часть истории формирования континентальной коры Земли, отражающую переход от архейской предыстории к событиям, происходящим в фанерозое. Реконструкция условий крупных эпизодов внутриплитной магматической активности в палеопротерозойский период является одной из наиболее сложных и актуальных задач современной геологии. Наиболее значимый след на территории северо-восточной части Фенноскандинавского щита, оставил интенсивный этап рифтогенеза (2.5 - 1.7 млрд лет) (Melezhik et al., 2015), в течение которого происходило накопление огромных масс эффузивов, как полагают исследователи, значительно превышающих с своим объёмом масштабы современной вулканической деятельности (Пухтель и др., 1995; Балаганский, 2002). Одним из наиболее крупных и доступных объектов проявления палеопротерозойского внутриплитного магматизма на территории Фенноскандинавского щита является Онежская палеопротерозойская структура, которая сложена комплексами осадочно-вулканогенных и магматических пород с возрастом 2.50 – 1.77 млрд лет (Онежская..., 2011). Изучение протерозойских рифтогенных и платформенных образований Карелии позволяют проследить эволюцию протерозойского магматизма, осадкообразования с рудовмещающими комплексами (Голубев и др., 1999).

Исследованием Онежской структуры занимался еще Г.П. Гельмерсен, А.А. Иностранцев и Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1870е годы), ими был накоплен огромный материал, в котором просматривались первые черты строения Онежской структуры. Дальнейший вклад в историю его изучения связан с именами В.М. Тимофеева, А.П. Светова, В.А. Соколова, К.О. Кратца, А.И. Голубева, В.С. Куликова, И.С. Пухтеля, А. М. Ахмедова и многих других исследователей. Новые представления о геологическом строении, стратиграфии, тектонике, магматизме Онежской палеопротерозойской структуры изложены в современных монографиях под ред. Л. В. Глушанина (Онежская..., 2011), в работах по международному проекту континентального бурения FAR-DEEP под руководством В.А. Мележика (Melezhik et al., 2013) и других.

Среди интрузивных образований в Онежской структуре существует несколько разновидностей интрузивных базитов, временной интервал и условия формирования которых затруднено. По результатам U-Pb датирования циркона и бадделеита бадделеита (Филиппов и др., 2007, Lubnina et al., 2016, Степанова и др., 2014) установлено, что в Онежской структуре существует несколько возрастных групп интрузивных базитов, формирование которых ранее рассматривалось в составе единого людиковийского (2.06 и

1.92 млрд лет), магматического комплекса (Голубев, Светов, 1983). Людиковийские базиты заонежской свиты слабо варьируют по химическому составу. Минеральный состав пород в большинстве случаев не может служить единственным критерием разделения, так как породы на большей части Онежской структуры преобразованы в условиях зеленосланцевой, реже пренит-пумпеллиитовой фации. Реликты первичных магматических минералов в породах сохраняются очень редко. Исключение составляют вулканиты (пикриты, пикробазальты, андезибазальты) и силлы суйсарской свиты, которые очень контрастно отличаются от заонежских базитов Онежской структуры по химическому составу и сохранностью первичного минерального состава.

Главным направлением данной работы являлась детальная минералого-петрографическая и геохимическая характеристика и выявление критериев идентификации базитов разных возрастных групп в Онежской структуре, что позволит получить новые данные для расшифровки эволюции магматизма и уточнить историю развития земной коры в этом регионе.

Основной **целью** данной работы являлась геохимическая типизация базитов Онежской структуры, а также определение основных особенностей формирования расплавов для базитов Онежской структуры

Объектом исследования представлены силлы базитов Онежской структуры, возраст которых находится в интервале 2.01-1.95 млрд лет.

Достижение цели включали решение следующих **задач**:

1. Литературный обзор геологических структур Фенноскандинавского щита, сформированных в период 2.5-1.95 млрд лет, и внутреннего строения Онежской структуры
2. Геологическая характеристика силлов долеритов
3. Изучение петрографии долеритов из центральной части Онежской структуры и состава первичных магматических минералов
4. Изучение вариации содержаний главных и рассеянных элементов в долеритах из центральной части Онежской структуры и определение основных трендов внутрикамерной дифференциации
5. Сопоставить петрографические и геохимические данные для силлов долеритов и определить критерии их разделения
6. Расшифровать процессы эволюции исходных расплавов для долеритовых силлов

Фактический материал и методы исследования

Геологические исследования и сбор каменного материала из силлов габбродолеритов были проведены по естественным коренным обнажениям на Заонежском полуострове в центральной части Онежской структуры в юго-восточной части Фенноскандинавского щита в ходе полевых работ в 2021 г совместно с сотрудниками лаборатории Геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН. В работе также использовались данные, предоставленные А.В. Степановой. Минералого-петрографическое изучение пород Онежской структуры в шлифах выполнено с помощью оптического поляризационного микроскопа и растрового электронного микроскопа TESCAN Vega II LSH с приставкой для энерго-дисперсионного рентгеноспектрального микроанализа “Inca Energy-350” в Аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск. Определение части минералов проводилось с использованием метода комбинационного рассеяния (КР) на раман-спектрометре Almega XR Nicolet Thermo Scientific, оборудованном конфокальным микроскопом Olympus BX41 с 10, 50 и 100- кратными объективами и цифровой камерой в (ЦКП) КарНЦ РАН, г. Петрозаводск.

Изучение химического состава пород проводилось методом рентгено-флюоресцентного анализа в Центре коллективного пользования (ЦКП) ИГ КарНЦ РАН. Анализ проводился из стеклообразных дисков, полученных при сплавлении пробы с тетраборатом лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Время выдержки при температуре 950°C - 30 мин. Точность анализа составляла 1-5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас.%.

Концентрации рассеянных элементов в породах определялись методом индуктивно связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) на приборе X-Series 2 в ЦКП ИГ КарНЦ РАН. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов ВНВО-2, СГД-2А, СТ-1. Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до 5*ПО и не превышало 0.15 при измерении содержания >5*ПО.

Личный вклад автора заключался в участии в полевых работах, геологической документации обнажений, отборе проб; подготовке отобранного каменного материала для изготовления шлифов, навесок для петрогеохимических исследований; петрографическом описании пород; проведении микрозондовых исследований; обработке и систематизации полученных результатов.

Структура и объем диссертации.

Работа состоит из введения, 4 глав, обсуждения результатов, заключения, списка литературы и приложений. Объем работы составляет 65 страниц, включая рисунки, таблицы и приложения. Список литературы состоит из 64 наименований.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность за наставничество своему научному руководителю д.г.-м.н. А.И. Брусницину, а также сотруднику ИГГД РАН д.г.-м.н. А.А.Арзамасцеву.

За предоставленные материалы (шлифы, пробы), регулярную помощь и ценные советы благодарю ведущего научного сотрудника ИГ КарНЦ к.г.-м.н. А.В. Степанову. За внимание и интерес к работе хочется поблагодарить научного сотрудника ИГ КарНЦ к.г.-м.н. С.В. Егорову.

Проведение полевых работ было бы невозможным без участия сотрудника лаборатории геологии и геодинамики докембрия ИГ КарНЦ РАН О.А. Максимова. За помощь в проведении геохимических исследований отдельно хотелось бы поблагодарить сотрудников Аналитического центра коллективного пользования (ЦКП) ИГ КарНЦ РАН.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

1.1. Фенноскандинавский щит

Фенноскандинавский (Балтийский) щит (ФЩ) представляет собой крупный выход на поверхность докембрийских комплексов (базит-гипербазитовые, эцлогитсодержащие и другие), являющихся индикаторами геодинамических процессов (Ранний..., 2005). Геологическая история развития ФЩ связана с ранним докембрием, формирование континентальной коры происходило в архейский и палеопротерозойский периоды. Основные структурно-вещественные комплексы ФЩ разделяются на несколько сегментов – это архейские Кольская, Мурманская, Карельская, Беломорская, Норрботтен крупные провинции (Hölttä et al., 2008, Слабунов, 2008) и палеопротерозойские Свекофеннский и Лапландско-Кольский орогены (Nironen, 1997, Балаганский и др., 2016).

Карельская, Мурманская и Норрботтен провинции (Рисунок 1) занимают северное положение на ФЩ. Данные архейские кратоны рассматриваются как стабильные структуры континентов, укрепившиеся в конце архея и тектонически не перерабатывавшиеся в постархейское время (Ранний..., 2005, Слабунов, 2008). Беломорская и Кольская провинции рассматриваются как подвижные пояса. Континентальная кора Беломорской провинции формировались в мезо-неоархее (2.9–2.66 млрд лет), в ходе субдукционно-аккреционных и коллизионных процессов (Слабунов, 2008). Архейский рост континентальной коры Кольской провинции происходил от 2.9 до 2.7 млрд лет и сопровождался столкновением с Карельским кратоном в 2.72 млрд лет вдоль Беломорской провинции (Lahtinen, 2012). Архейский фундамент провинций сложен метаморфизованными тоналит-грандьемит-гранодиоритовыми формациями, зеленокаменными и гранулитовыми комплексами (Слабунов, 2008).

Природу палеопротерозойского орогенеза отражают две основные тектонические единицы. Первая, наиболее обширная и хорошо изученная это Свекофеннский аккреционный ороген, занимающий на юго-западе почти половину Фенноскандинавского щита, представляет собой область генерации позднепалеопротерозойской континентальной коры (Gaál and Gorbatshev, 1987, Глебовицкий, 2007). История его развития занимает интервал времени около 1.92-1.79 млрд лет назад. В течении этого времени накапливался терригенный материал, образовывались вулканно - плутонические ассоциации примитивной и зрелой стадии развития островных дуг, последующая аккреция и коллизия дуг (Балтыбаев, 2013).

Вторая менее масштабная и важная тектоническая единица носит название Лапландско-Кольский коллизионный ороген (ЛКО), располагающийся на Кольском

полуострове между Кольским и Мурманским кратоном. Период формирования ЛКО оценивается 1.8-2.0 млрд лет назад (Daly et al., 2006). Структурами ядра Лапландско-Кольского орогена являются Лапландский гранулитовый пояс и несколько террейнов: Инари, Умбинский гранулитовый, Терский и Стрельнинский. Основными участками рифтинга являются рифты Танаэльв-Колвица, Печенга-Имандра-Варзуга и Северная Карелия.



Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Фенноскандинавского щита по (Koistinen et al., 2001; Lahtinen, 2012)

1.2 Основные протерозойские рифтогенные структуры на Фенноскандинавском щите

В палеопротерозойской истории Фенноскандинавского щита выделяют несколько этапов развития. При переходе от архея к протерозою происходило формирование крупных магматических провинций (LIPs), включающих в себя основные вулканы, расслоенные интрузии и дайковые комплексы, перекрывающиеся осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами палео- и неопротерозоя. Данные образования связаны с несколькими сериями палеопротерозойских континентальных рифтов, происходивших в период 2505 - 1890 млн лет (Melezhik et al., 2015) назад на Фенноскандинавском щите и сопровождавшихся крупномасштабным, связанным с плюмом, магматизмом (Puchtel et al., 1997, Daly et al., 2006, Bayanova et al., 2009).

Ранний палеопротерозойский магматизм на Фенноскандинавском щите начался с внедрения роев мафических даек и расслоенных интрузий базит-ультрабазитов г.Генеральской, Монче-плутона и Панских-Фёдоровских тундр Кольской провинции, возраст которых оценивается в 2507-2493 млн лет (Баянова и др, 2002, Баянова и др, 2004, Amelin et al., 1995). Интрузивы прорывают породы архейского фундамента (биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы), характеризуются близкими геохимическими чертами и промышленным типом оруденения (Cr, Cu, Ni и платиноиды).

Внедрение огромных масс высокотемпературных мантийных расплавов обусловило прогрев верхней части земной коры, что привело к сводообразованию и заложению крупных внутриконтинентальных структур рифтогенеза, представленных коматиитовыми, пикритовыми, толеитовыми и известково-щелочными вулкано-плутоническими и осадочными сериями. Линейные вулканогенно-осадочные структуры протерозойского рифтогенеза хорошо сохранились на территории Карельской и Кольской провинции (Рисунок 2). Они представлены палеорифтами – Печенга-Имандра-Варзугским и Северонорвежско-Онежским, состоящими из локальных рифтогенных линейных структур (Каутокейно, Карашок, Киттиля-Куолаярви, Куусамо-Панаярви-Ципринга) и бассейнами (Шомба, Лехта и Онежская структура). Время формирования палеопротерозойских вулканогенно-осадочных толщ и прорывающих их расслоенных интрузий занимает период полициклической эволюции (2500–1850 млн лет) и традиционно подразделяется на шесть литостратиграфических подразделений (Общая..., 2002): сумий (2.5–2.4 млрд лет), сариолий (2.4–2.3 млрд лет), ятулий (2.3–2.1 млрд лет), людиковий (2.1–1.92 млрд лет), калевий (1.92–1.8 млрд лет) и вепсий (1.8–1.7 млрд лет). Литолого-стратиграфические

подразделения для вулканогенно-осадочных тощ внутриконтинентальных рифтов палеопротерозоя на территории Фенноскандинавского щита и их общая корреляция представлены в Рисунке 3.

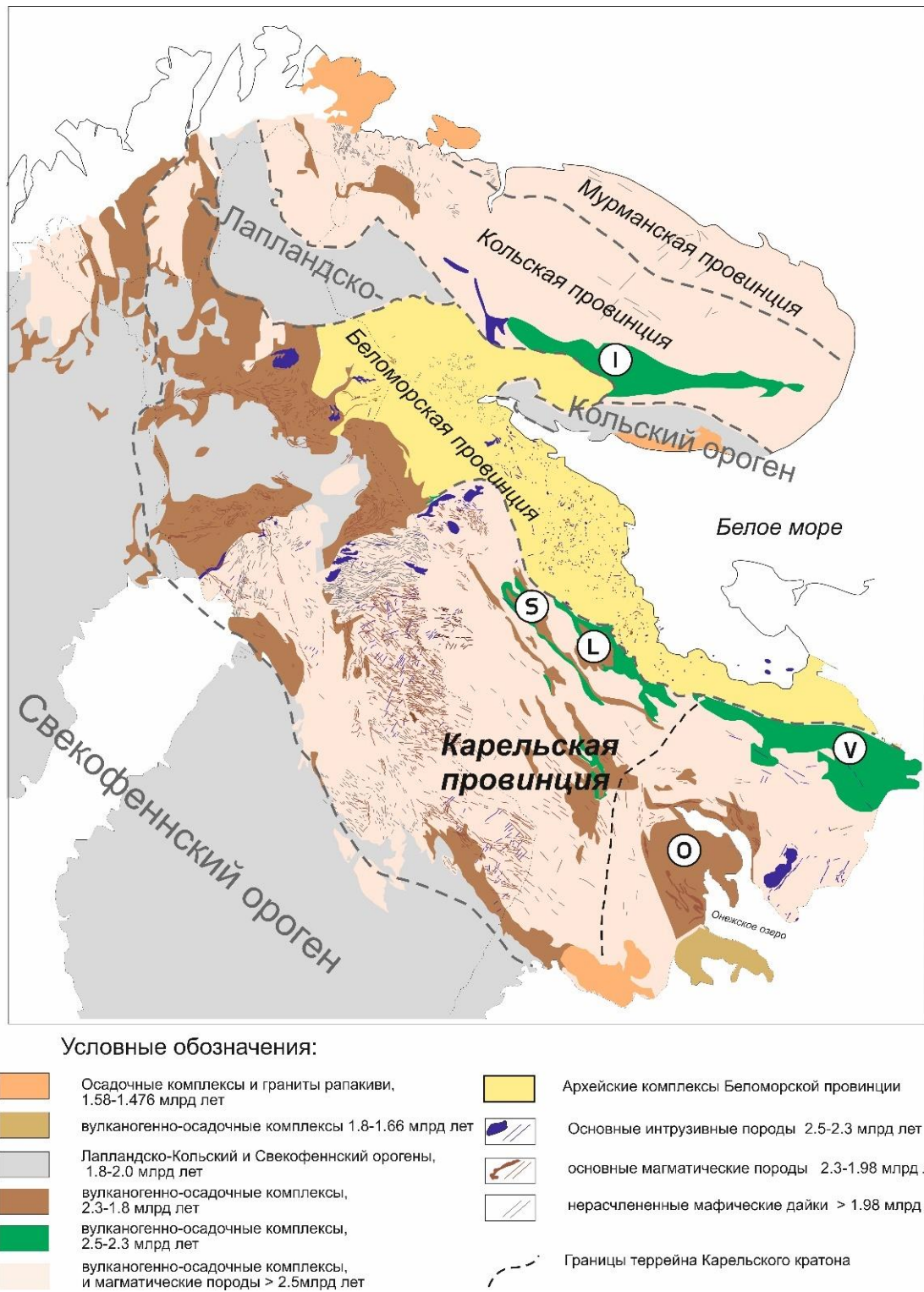


Рисунок 2. Схематическая геологическая карта восточной части Фенноскандинавского щита (упрощенная по Stepanova et al., 2014a). Вулканогенно-осадочные бассейны: I —

Имандра-Варзуга; S — Шомбозеро; L — Лехта; O — Онежский бассейн; V — Ветренный пояс.

Печенга-Имандра-Варзугский палеорифтогенный пояс разделяется на крупные составные части – Печенгский и Имандра-Варзугский зеленокаменные пояса и более мелкие структуры: Полмак – в северной Финляндии и Пасвик – в северной Норвегии (Ранний..., 2005). Самый ранний, хотя и недатированный, эпизод рифтогенеза зафиксирован в самой нижней части зеленокаменного пояса Имандра-Варзуга, известной как пурначская свита, представленная толеитовыми базальтами с прослоями аркозовых песчаников и граувакковых толщ. Сумийские вулканогенно-осадочные комплексы в Печенгской и Пасвик-Полмак структурах не обнаружены. Базальные толщи Печенгской структуры залегают на породах фундамента гранито-гнейсового состава. Развитие Печенго-Имандра-Варзугской структуры продолжалось на протяжении почти 700 млн лет (Melezhik et al., 2013, Чашин и др., 2014). Лампрофиры Южной Печенги и Порьей губы Белого моря являются реперными образованиями позднего этапа рифтогенеза– 1719-1711 млн лет (Никитина и др., 1999).

Крупнейшую внутрикратонную котловину в пределах Карельской провинции представляет собой вулканогенно-осадочный бассейн именуемый Онежской структурой, общей площадью 35 000 км² (Онежская ..., 2011). Зарождение онежской структуры происходило на границе архея и палеопротерозоя. На протяжении более 700 млн лет происходило накопление осадочных образований – карбонатов, шунгитов, доломитов и вулканитов, преимущественно пикробазальтов. Излияние вулканитов сопровождалось внедрением пластовых интрузий, силлов и даек, главным образом, габбродолеритов и перидотитов.

Синхронно с Онежской структурой вдоль северо-восточной окраины Карельского кратона, в сумийско-сариолийский этап развития, формируется Лехтинская, Пана-Куолярвинская и Шомбозерская рифтогенные структуры. Сумийский этап формирования Лехтинской и Пана-Куолярвинской структуры характеризуется появлением субвулканических тел кварц-плагиопорфиров с небольшими золото-рудными проявлениями, связанными с зонами гидротермальной проработки. Возраст по U-Pb датированию цирконов из кислых вулканитов Лехтинской и Пана-Куолярвинской структур оценивается в 2.44–2.45 млрд лет (Левченков и др., 1994).

Главной сумийской (палеопротерозойской) структурой является рифт Ветренный пояс, расположенный к северо-востоку от архейского Водлозерского блока и секущий Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс (“рифт в рифте”) (Куликов и др., 2003).

Наиболее ярким представителем магматической системы палеорифта является вулканоплутоническая коматиит - базальтовая ассоциация, с установленным возрастом 2.45 – 2.35 млрд лет (Пухтель и др., 1991).

Появление многочисленных трансформных разломов на Карельском кратоне определили внедрение Бураковско-Аганозерского интрузива (2.44–2.45 млрд лет, Amelin et al., 1995, Лавров, 1994, Шарков и др., 2008) и лерцолит–габбро-норитовых комплексов в Беломорской провинции (Степанов, 1981, Lobach-Zhuchenko et al., 1998, Степанова и др., 2017).

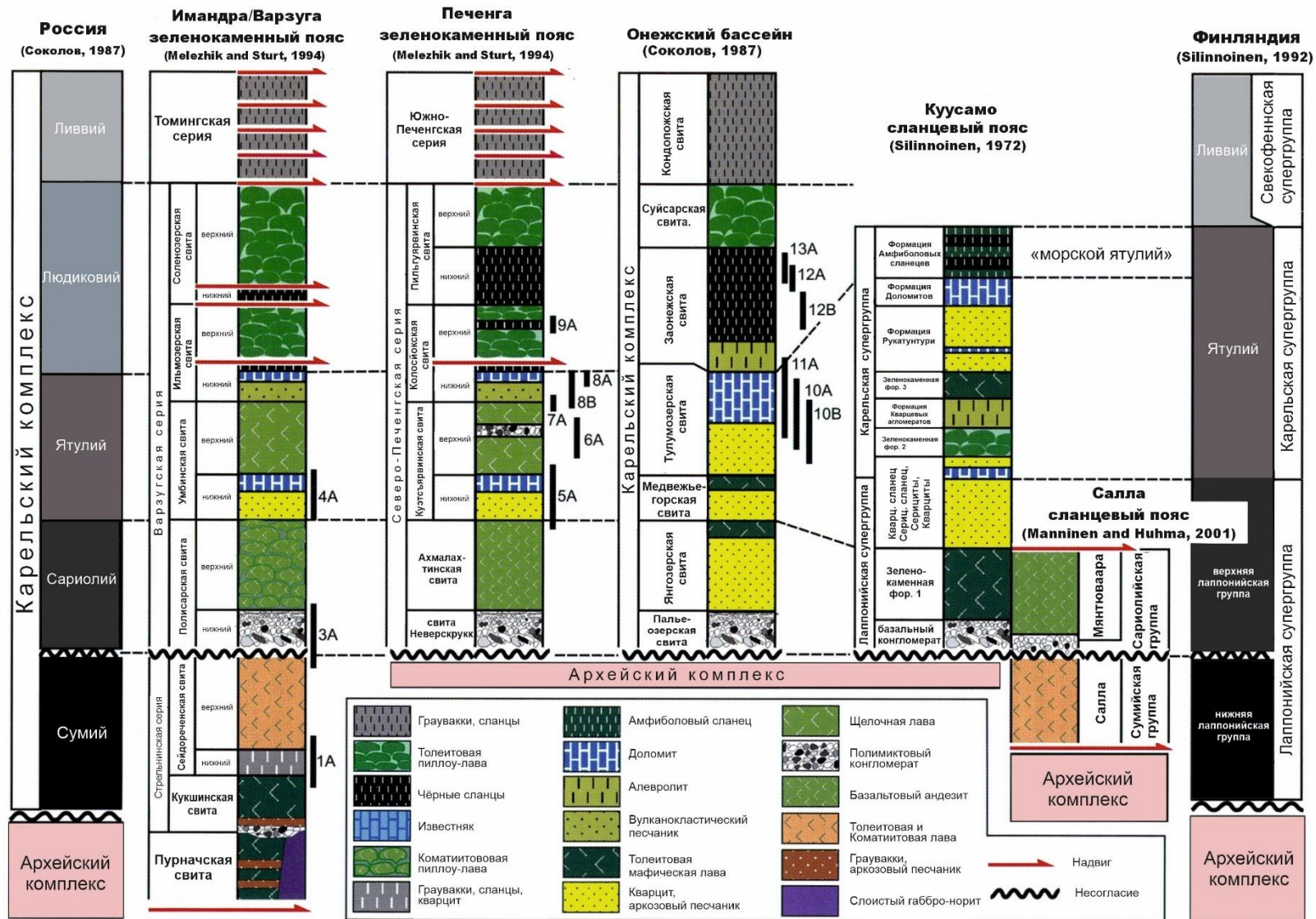


Рисунок 3. Литостратиграфическая корреляционная схема палеопротерозойского разреза рифтогенных структур по Фенноскандинавскому щиту, разработанная в 1980-х и 1990-х годах (Melezhik et al, 2013).

ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

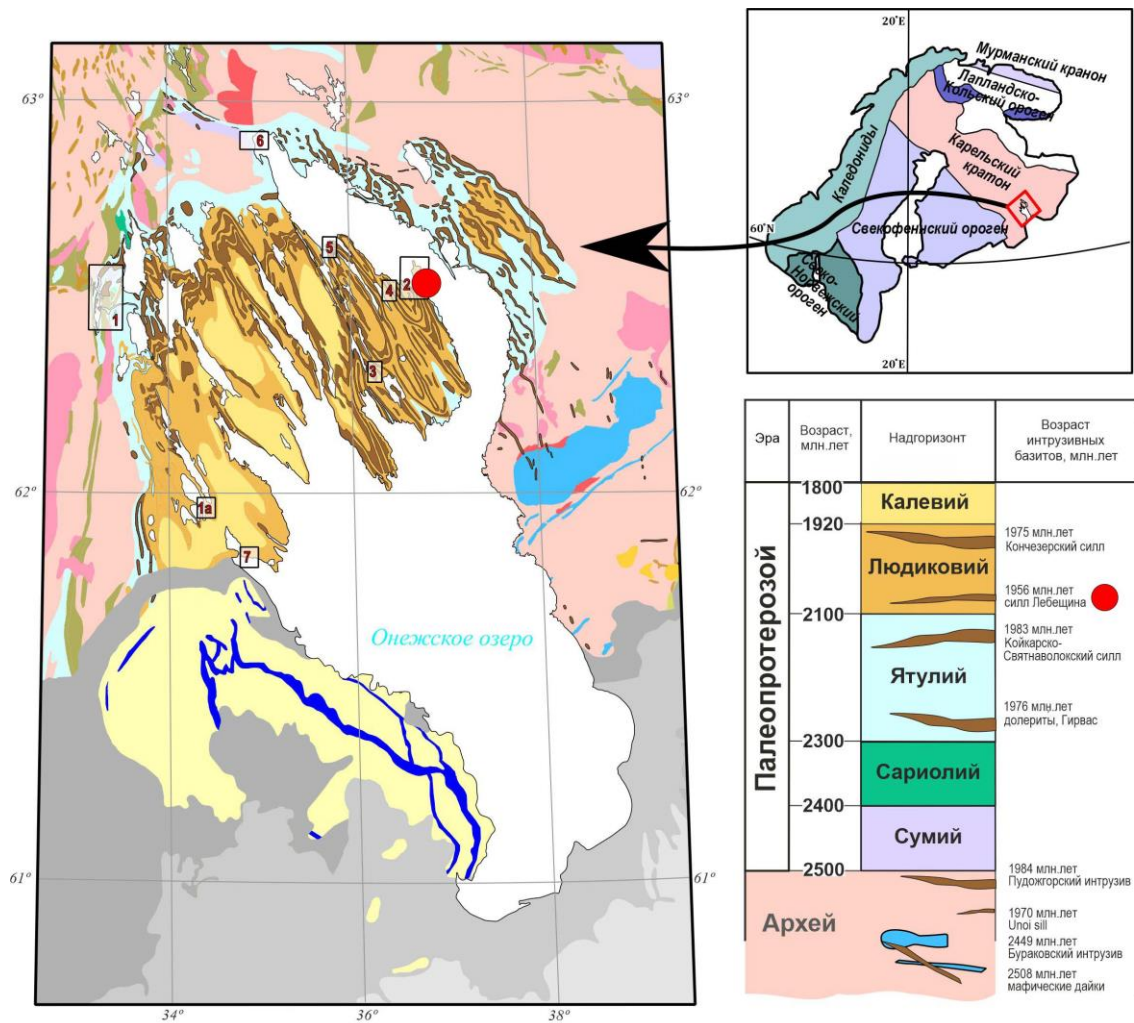
2.1 Онежская структура

Онежская палеопротерозойская структура (Онежский бассейн) представляет собой один из важнейших тектонических элементов Фенноскандинавского щита. Она описана как мульдообразная структура, расположенная в юго-восточной части Карельского кратона (Рисунок 2) (Онежская ..., 2011). Структура примечательна тем, что в ней сохранился максимально полный на Карельском кратоне разрез осадочно-вулканогенных комплексов, с низкой степенью метаморфизма, образовавшийся между 2440–1890 млн лет (Melezhik et al., 2015), а первые накопления материала в Онежском палеобассейне связаны с зарождающимся рифтингом, который начался на северо-востоке Фенноскандии 2505 млн лет назад (Melezhik, Hanski, 2012).

Породы бассейна сохранили информацию о существовавших в момент их формирования магматических и литолого-седиментационных режимов, что позволяет анализировать разновозрастные проявления осадконакопления и вулканизма. В пределах Онежской структуры выделяются две крупные палеопротерозойские синформные структуры Северо-Онежская мульда и Западно-онежская синклираль (Онежская..., 2011). В разрезах ОС выделяют архейский фундамент, протерозойский сумийско-сариолийский рифтовый пояс и ятулийско-вепсийский протоплатформенный чехол. Доминирующее положение в ОС занимают вулканогенно-осадочные образования сумийского, сариолийского, ятулийского, людиковийского, калевийского и вепсийского надгоризонтов палеопротерозоя (Онежская..., 2011). Основной вулканизм и седиментация наиболее активно развивались в ятулийском (2.3–2.1 млрд лет) и людиковийском (2.1–1.92 млрд лет) надгоризонте. Другой особенностью Онежской структуры является то, что излияние вулканитов сопровождалось внедрением пластовых интрузий, силлов и даек преимущественно габбродолеритов и перидотитов.

Раннепалеопротерозойские вещественные комплексы Онежской структуры претерпели деформации и региональный метаморфизм. Метаморфические и метасоматические процессы в Онежском синклинории особенно интенсивно проявлялись в антиклинальных структурах (Сыстра, 1991). Метаморфизм протекал в условиях зеленосланцевой фации и приурочен к зонам рассланцевания, с широким развитием минеральной линейности по хлориту, серициту и слюдыстым агрегатам. Данный процесс

хорошо проявлен в ятулийских базальтах Гирвасской вулканической постройки (Иванников и др., 2008) и других базитах западной части Онежской структуры.



ЛЕГЕНДА

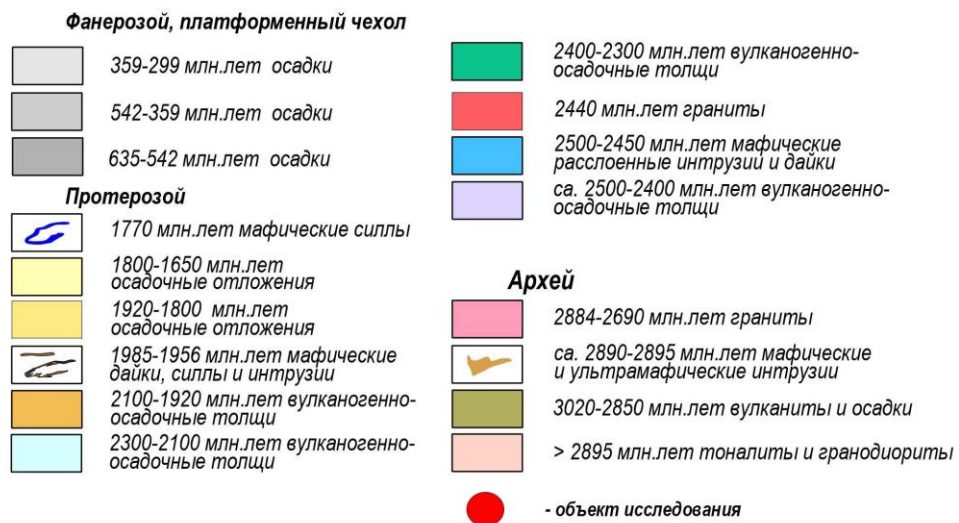


Рисунок 4. Геологическая карта района Онежского озера и расположение объекта исследования (Lubnina et al., 2017).

В металлогеническом отношении Онежская структура получила название Онежский рудный район (Голубев и др., 2007), в котором наиболее известны: субпластовые тела шунгитов и максовитов заонежской свиты, уран-ванадиевые руды, хромиты, никель и платиноиды в чёрносланцевых породах людиковийского и ятулийского надгоризона (Голубев и др., 2007, Геолого-геофизические..., 2016).

2.2 Стратиграфия

Онежский бассейн в палеопротерозое представлял собой протоплатформенную область с характерным набором осадочных и вулканогенных формаций, традиционно подразделяющихся на несколько литостратиграфических подразделений (Общая..., 2002). Ниже приведена подробная характеристика литостратиграфических особенностей палеопротерозойских пород, последовательно объединённых в свиты, горизонты, надгоризонты.

Сумийский надгоризонт

(2,5–2,4 млрд лет)

Самые ранние отложения Онежской структуры представлены сумийским надгоризонтом и сложены вулканогенными и осадочными породами глубокоозерской и кумсинской свит. Наиболее широко сумийские образования проявлены в Кумсинской структуре в районе Красная Речка – Пальеозеро.

В основании разреза глубокоозерской свиты залегают гранитогнейсы и плагиограниты, которые прорываются дайковыми и штокообразными телами габбро-амфиболитов (Онежская..., 2011). Непосредственно выше гранитогнейсовых комплексов залегают осадочно-вулканогенная толща. В нескольких метрах от контакта с осадками в гранитах отмечается формирование коры химического выветривания. Выветрелые породы с «гранитной» структурой постепенно переходят в тонкозернистые кварц-серицитовые сланцы с осадочной структурой.

На глубокоозерской свите согласно залегает кумсинская свита, которая содержит в нижней подсвите несколько пластов высоkozрелых осадков: тонкозернистые граувакки, полимиктовые песчаники, кварциты и (Онежская..., 2011). Верхняя вулканогенная, согласно залегающая, подсвита кумсинской свиты имеет в своём строении: мелко-, крупнозернистые андезибазальты. В мощных потоках-покровах центральная часть иногда представлена габбродолеритами, а кровельная часть пенистыми разностями.

Для сумийского интрузивного магматизма, также, характерны расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы и отдельные тела, развитые в северной и восточной Карелии и на Ветреном поясе (Онежская..., 2011).

Сариолийский надгоризонт

(2,4–2,3 млрд лет)

Отложения сариолийского надгоризонта, представленные в различных районах Карельской провинции, обычно прослеживаются в виде прерывистых узких зон или отдельных, изолированных участков, которые несогласно перекрывает кумсинскую свиту (Куликов и др., 2017). В состав сариолийской системы входят несколько свит: селецкая, пальеозерская, пайозерская, онтолампинская и калгачинская. Породы свит представлены в основном конгломератами, которые в разрезе перекрываются тонкозернистыми туфопесчаниками (Онежская..., 2011). Помимо конгломератов иногда наблюдаются обломочные базальные породы и толщи вулканитов андезибазальтового состава.

Ятулийский надгоризонт

(2,3–2,1 млрд лет)

Сумийский и сариолийский надгоризонты с несогласием перекрываются осадочными и вулканогенными образованиями ятулийского надгоризонта. В составе ятулийского надгоризонта выделяются три свиты: янгозерская, медвежьегорская и туомозерская. Одной из особенностей горизонта является низкая доля изотопа ^{12}C в составе карбонатного углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ достигает +17 ‰). Нижняя часть ятулийского надгоризонта (сегозерский горизонт: янгозерская и медвежьегорская свиты; суммарная мощность до 400 м) сложена кварцитами, кварцитопесчаниками, алевролитами, сланцами, кварцевыми и гранитными гравелитами и конгломератами, а также потоками базальтовых лав с прослоями их пирокластитов (Онежская..., 2011). Кроме этого, в ходе изучения Онежской параметерической скважины в основании разреза обнаружены толщи (галитовая и улитинская, мощность 500 м) солей и ангидритов. Верхняя часть (онежский горизонт: туломозерская свита; мощность 150–500 м) заполнена пестроцветными и красноцветными доломитами, строматолитовыми и онколитовыми известняками, кварцитопесчаниками, гравелитами и различными сланцами (Онежская..., 2011).

Людиковийский надгоризонт

(2,1–1,92 млрд лет)

Залегающая несогласно на ятулийских породах выше по разрезу толща людиковийского надгоризонта подразделяется на два отдела заонежский (2,1–2,05 млрд лет) и суйсарский (2,05–1,95 млрд лет). Нижний отдел (заонежская свита) сложен слюдисто-полевошпатовыми, карбонатными и шунгитовыми сланцами, алевролитами, туфоалевролитами, песчаниками и известняками с горизонтами толеитовых базальтов и туфов. В свиту также включены субвулканические силлы основного состава. Общая мощность образований заонежской свиты, согласно результатам бурения ОПС, составляет

1461 м (Крупеник и др., 2011). Верхний отдел представлен суйсарским магматическим комплексом, который включает лавовые потоки толеитовых и пикритовых базальтов, чередующиеся с туфами и туффитами. В составе суйсарского комплекса выделяют и интрузивные образования, выступающие в роли подводящих каналов для вулканитов это - силлы, дайки, некки (Суйсарский, 1999).

Калевийский надгоризонт

(1,92–1,8 млрд лет)

Вверх по разрезу суйсарские вулканиты надстраиваются отложениями калевийского надгоризонта, стратотипом которого является ладожская серия в Северном Приладожье (Куликов и др., 2017, Онежская..., 2011). Отложения калевийского надгоризонта в основании представлены чередованием глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с редкими прослоями карбонатов и туффитов. Также, среди отложений выделяются шунгитсодержащие вулканомиктовые (кондопожская и вазезерская свиты) и полевошпат-кварцевые (падосская и шуйская свиты) песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов (Полещук, 2007).

Калевийский магматизм представлен преимущественно гранитоидами и в меньшей степени основными интрузиями. Среди главных интрузивных комплексов выделяются: Кааламский, Вялимякский Приозерско-Импиниемский и Яккимский и др (Куликов и др., 2017)

Вепсийский надгоризонт

(1800 – 1650 млн лет)

Образования вепсийского надгоризонта в основном слагают Южно-Онежскую мульду и подразделяются на две свиты: нижнюю петрозаводскую и верхнюю шокшинскую (Куликов и др., 2017). Некоторые исследователи рассматривают их в ранге отделов, а другие относят петрозаводскую свиту к более древней калевийской системе (Онежская..., 2011). Петрозаводская свита является стратотипом петрозаводского горизонта и представлена в своём разрезе груборитмичными и полевошпат-кварцевыми песками. Стратотипом шокшинского горизонта является шокшинская свита, отложения которой представлены розово-малиновыми кварцито-песчаниками с прослоями конгломератов. Выше по разрезу залегают алевролиты, глинисто-слюдястые сланцы и средне-мелкозернистые песчаники с прослоями гравелитов. Характерной особенностью для пород шокшинской свиты является большое количество присутствия знаков ряби (Онежская..., 2011).

2.3 Магматизм

Разнообразие магматических пород, слагающих палеопротерозойские линейные структуры Фенноскандинавского щита, объясняется различными условиями плавления верхней мантии и неоднородностью состава мантийных плюмов. В палеопротерозое мафит-ультрамафитовый магматизм проявлялся циклически: в сумии (2.5 – 2.40 млрд лет), ятулии (2.3 – 2.1 млрд лет), людиковии (2.1 – 1.9 млрд лет) и вепсии (1.85 – 1.75 млрд лет) и формировал существенный объем Онежской структуры (Голубев, Светов, 1983).

Около 2.5-2.4 млрд лет назад в Карельской и Кольской провинции был широко распространён сумийско-сариолийский этап магматизма, который представлял собой две смешанные крупные магматические провинции (LIPs). Первичные родоначальные расплавы сумийского магматического оценивались как коматиитовые (Куликов, 2003) или бонинитоподобные (Шарков и др., 1997). Позднее, в подводных условиях, проявился толеитовый вулканизм, а затем пикробазальтовые серии нормальной щелочности, формировавшиеся в условиях суйсарского морского бассейна (Шарков и др., 2004).

В результате последующих этапов рифтогенеза происходило формирование разрезов ятулийских и людиковийских комплексов, большую роль в которых играют силлы габбродолеритов и ультрабазитов. Эти магматические тела обычно залечивают субслоиные зоны срыва и нередко залегают среди осадочных пород. Магматические события этапа рифтогенеза (2.3–2.1 млрд лет) в палеопротерозое отличались внедрением мафитовых силлов и толеитовых вулканитов. Внедрение сопровождалось образованием эпикратонных рифтогенных бассейнов с платинометальной, уран-ванадиевой и хром-никелевой минерализацией. Ятулийские лавы, геологически, петрологически и геохимически близки к фанерозойским континентальным плато-базальтам – траппам (Трофимов, Голубев, 2001, Малашин и др., 2003). Однако, одни связывают их формирование с действием мантийных плюмов, а другие определяют, как рифтогенный тектонический режим.

Близкий состав имеют и базальты людиковия, которые также формировались во внутриплитных обстановках. В составе людиковийского (2.1–1.92 млрд лет) надгоризонта палеопротерозоя выделяется два магматических комплекса – заонежский (долерит-базальтовый) и суйсарский (пикрит-базальтовый) (Геология Карелии, 1987). Для заонежской свиты характерно широкое развитие углеродсодержащих пород (в том числе высокоуглеродистых шунгитов), наличие толеитовых базальтов и силлов с повышенной кремнекислотностью и щелочностью, при этом тип осадков и вулканитов является водным (Куликов и др., 1999). К заонежскому магматическому комплексу относятся базальты Кондопожской, Уницкой и Леликовской вулканических зон и силлы долеритов, широко представленные в западном крыле Онежской структуры (Голубев, Светов, 1983).

Суйсарский горизонт (суйсарский пикрит-базальтовый комплекс) развит в основном в западной части Северо-Онежского синклинория с характерным проявлением высокомагнезиальных вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Вулканиты и комагматичные им силлы суйсарского комплекса достаточно отличаются от образований базитов заонежского и ятулийского магматических комплексов. Образования суйсарского комплекса представлены в основном пикробазальтами, характеризующимися наличием вкрапленников оливина и обладающими высокой магнезиальностью до 24 мас.% (Puchtel et al., 1998; Куликов и др., 1999), а также наличием массивных и подушечных лавовых потоков (Залив Ялгуба Онежского озера) с ликвационными текстурами – вариолитами (Светов, 2008). Наиболее достоверно установлена принадлежность к суйсарскому комплексу силлов перидотит-долеритов. В Онежской структуре их не менее 10, но наиболее крупных три: Кончезерский силл, Тернаволоцкий силл и Лаголампинская группа (Онежская..., 2011).

Среди базитов людиковийского надгоризонта в Онежской структуре датированы лишь несколько. Наиболее крупными пологозалегающими силлами раннелюдиковийского возраста (2.0-1.98 млрд лет) являются Койкарский силл, прорывающий ятулийские осадки и Пудожгорский интрузив, залегающий среди архейских гранитогнейсов. В центральной части Онежской структуры людиковийские силлы прорывают шунгитовые толщи. Возраст одной из разновидностей - высокожелезистых кварцевых долеритов в районе д.Лебещина, полученный U-Pb методом по циркону, составляет 1956 ± 5 млн лет (Степанова и др., 2014). Полученная Sm-Nd изохрона для пород Кончезерского силла 1974 ± 27 млн лет отвечает времени наиболее активного вулканизма (Puchtel et al., 1998). U-Pb возраст цирконов из базитов на участке “Каньон” р. Суны составляет 1976 ± 9 млн лет (Puchtel et al., 1998). Изотопные возрасты этих пород совпадают также с Sm-Nd, Pb-Pb и U-Pb цирконовыми возрастными ферропикритов из пояса Печенга – Имандра (Кольский п-ов) и коматиитов и базальтов из пояса Кителя – Карасйок (Норвегия, Финляндия) (Смолькин..., 1992).

На более позднем этапе, в южной части Карелии, формировался крупный силл габбродолеритов (Рыбрека), возраст которого по U-Pb методу составляет 1.77 млрд лет (Бибикова и др., 1990).

ГЛАВА 3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА И ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

3.1 Основные элементы геологического строения района

В северной части Онежской структуры расположен Северо-Онежский синклинорий, в строении которого выделяется чередование широких синклиналий (Толвуйская, Путкозерская, Мягрозерская и др.) и узких линейно-вытянутых антиклиналей

(Лижменская, Святухинская, Уницкая, и др.), имеющих преимущественно северо-западную ориентировку (Сыстра, 1991). Район исследования расположен вблизи д. Лебещина и приурочен к северо-восточному крылу Толвуйской синклинали Заонежского полуострова Онежской мульды (Рисунок 6). Простираение оси Толвуйской синклинальной структуры северо-западное (330°), на северо-западе складка открыта в Онежское озеро, на юго-востоке замкнута (Купряков, Михайлов, 1980).

Породы, слагающие участок детальных исследований, относятся к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя. Слагающие его образования смяты в широкие складки, осложненные крупными разрывами (Сыстра, 1991). Внешняя часть крыльев синклинали образована осадочными породами – алевролитами, аржиллитами, доломитами, песчаниками, сланцами, внутренняя – туфами, туффитами, карбонатами, шунгитами и кремнистыми породами и комплексом магматических пород. Магматические образования представлены базальтами и силлами долеритов, которые распределены по площади неравномерно (Купряков, Михайлов, 1976). В приконтактных зонах магматических тел наблюдается развитие миндалекаменных текстур, в эндоконтактах встречаются ксенолиты вмещающих пород, магматические образования при этом имеют брекчированные текстуры. Для всех типов пород района характерен региональный метаморфизм фации зеленых сланцев и гидротермальные-метасоматические процессы, которые накладывались на метаморфический парагенезис (Кулешевич и др., 2019). Основным распространенным типом метасоматоза оказывается пропилитизация, которая сопровождается биотитизацией (Купряков, Михайлов, 1976).

В этом районе широко известно Зажогинское рудное поле общей площадью более 600 км^2 , в пределах которого размещено около 30 % ресурсного потенциала высокоуглеродистых шунгитовых пород всей Онежской структуры (Купряков, Михайлов, 1980, Михайлов, Леонтьев, 2006). В нескольких километрах от пос. Толвуя, в составе Зажогинского рудного поля, выделяется наиболее два крупных и разведанных месторождений – Максовское и Зажогинское (Рисунок 6).

Шунгитовые породы Зажогинского рудного поля содержат органическое углеродистое вещество в количестве от 5 до 80 % и залегают в толще метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород (Купряков, Михайлов, 1976). Углеродистое вещество находится в очень тонком и тесном срастании с минеральной основой, определяемой по химическому составу как хлорит-серицит-кварцевая. Кроме того, шунгитовые породы в значительном количестве содержат микротрещинки, выполненные агрегатными минералами: альбитом, хлоритом, кварцем, пиритом, редко карбонатом. Цвет шунгитовых пород чёрный, тёмно-серый с микрозернистым алевритовым сложением (Купряков,

Михайлов, 1976). Среди основных шунгитовых пород выделяют три основных типа: слоистые, массивные и брекчированные. Структура и микроструктура шунгита могут быть использованы в качестве надежных индикаторов метаморфических преобразований. По данным исследователей (Chazhengina, Kovalevski, 2013), шунгитовые породы испытали сначала контактовый метаморфизм, вызванный внедрением силлов долеритов, а затем региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, в результате сложной метаморфической истории.

3.2 Объект исследований

В составе людиковийского горизонта Онежской структуры магматические породы заонежского долерит-базальтового комплекса имеют широкую распространённость (Голубев, Светов, 1983) и представлены пластовыми и пластовосекущими силлами долеритов и габбродолеритов, являющихся субвулканическими аналогами излившихся лав (Голубев, Куликов, 2011). В центральной части Толвуйской синклинали, буровыми работами и исследованиями предшественников, установлено крупное стратиформное тело долеритов “нижний силл” (Рисунок 5), простирающееся в северо-западном направлении (340°) на расстоянии более 10 км (Купряков, Михайлов, 1976, Полещук, 2007). Силл рассматривается исследователями, как компонент габбродолеритового подкомплекса, субсогласно залегающего среди ятулийских и людиковийских осадков (Голубев, Куликов, 2011). На сегодняшний день по геологическим и геохронологическим данным, в районе исследования, установлен силл высокожелезистых кварцевых долеритов. Возраст для данных долеритов был получен U-Pb методом по циркону (SIMS, SHRIMP-II) и составляет 1956 ± 5 млн лет (Степанова и др., 2014).

В ходе полевых наблюдений, автором было установлено ещё несколько разных типов метадолеритов, отличающихся между собой по минералого-петрографическим и геохимическим признакам. Для упрощения будет использоваться наименование – долериты 1, 2 и 3 типа (разделение носит условный характер и не является окончательным). Силлы имеют схожее внутреннее строение и текстурно-структурные особенности пород. По мимо метагаббродолеритов в пределах участка обнажаются маломощные тела и фрагменты шунгитоносных осадочных пород. Шунгитоносные осадочные породы с низким содержанием углеродистого вещества (до 10%) представлены аржиллитами, туфопелитами, алевролитами, алевропесчаниками.

К юго-западу от д. Лебещина наблюдаются выходы силла метадолеритов 1 типа. В центральной части сила прослеживаются пегматитовые долериты. Датировки для данных долеритов отсутствуют. Западная часть тела обнажена значительно хуже восточной, и его

западная граница проведена условно. В ходе полевых наблюдений был прослежен западный контакт долеритов с маломощны телом аргиллитов в нескольких точках на юго-западе – в т.н LB-8, LB-9, LB-10 (Рисунок 6) с простиранием 330°.

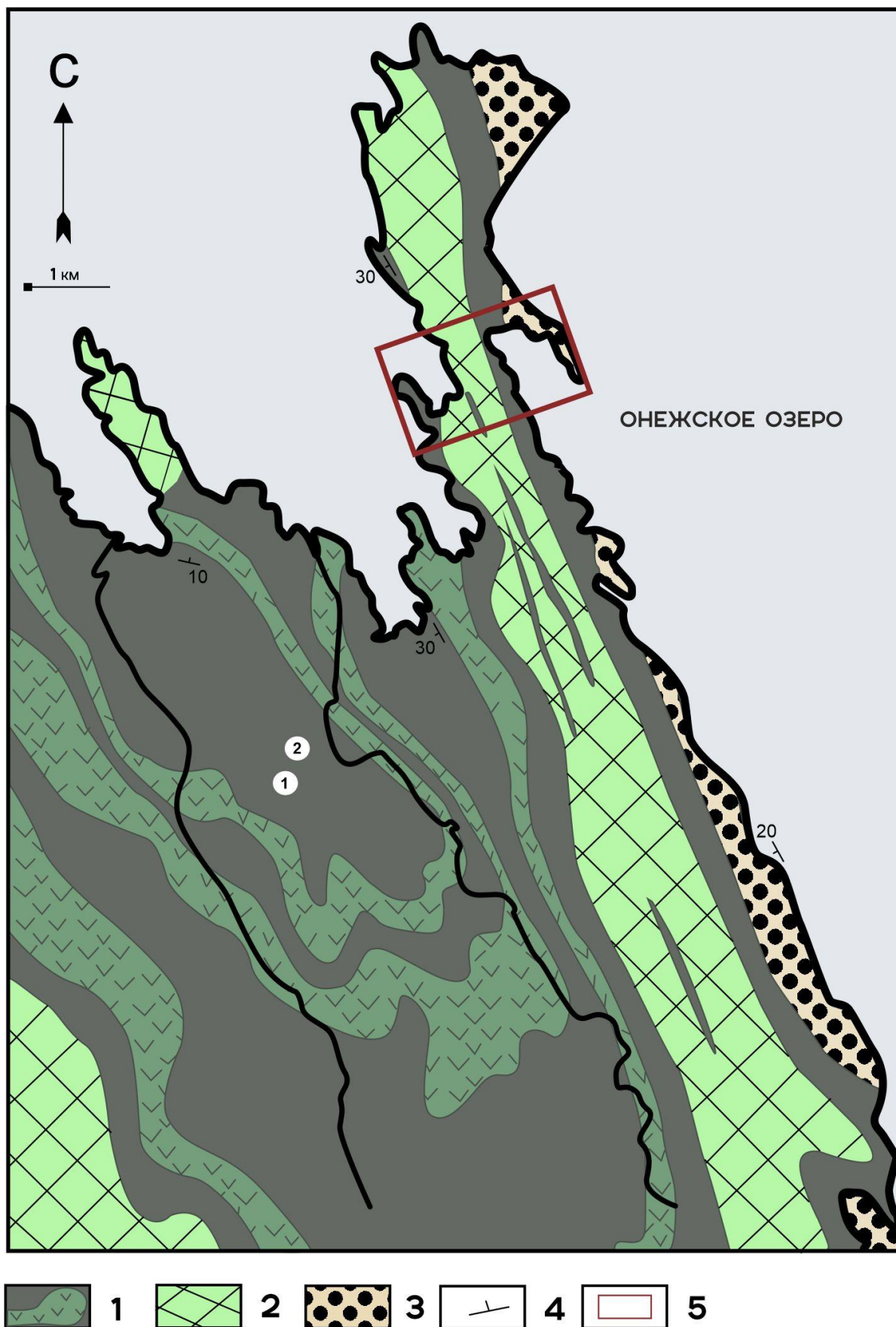


Рисунок 5. *Схема геологического строения Толвуйской синклинали (составлена с использованием материалов ПГО "Невскгеология") : 1-3 - людиковийский надгоризонт, заонежская свита: 1 - верхняя подсвита, осадочно-вулканогенный тип разреза: шунгитоносные малоуглеродистые осадочные породы, доломиты, алевролиты, туфоалевролиты с силлами и лавами основного состава, высокоуглеродистые шунгитовые породы; 2 - габбродолериты нижнего силла; 3 - ятулийский надгоризонт (?), туломозерская свита: доломиты, строматолитовые и онколитовые известняки, песчаники, сланцы, силлы и лавы основного состава; 4 - элементы залегания; 5 – район исследований автора; Цифры на схеме - месторождения высокоуглеродистых шунгитовых пород: 1 - Зажогинское; 2 – Максовское (Полещук, 2007, с дополнениями автора).*

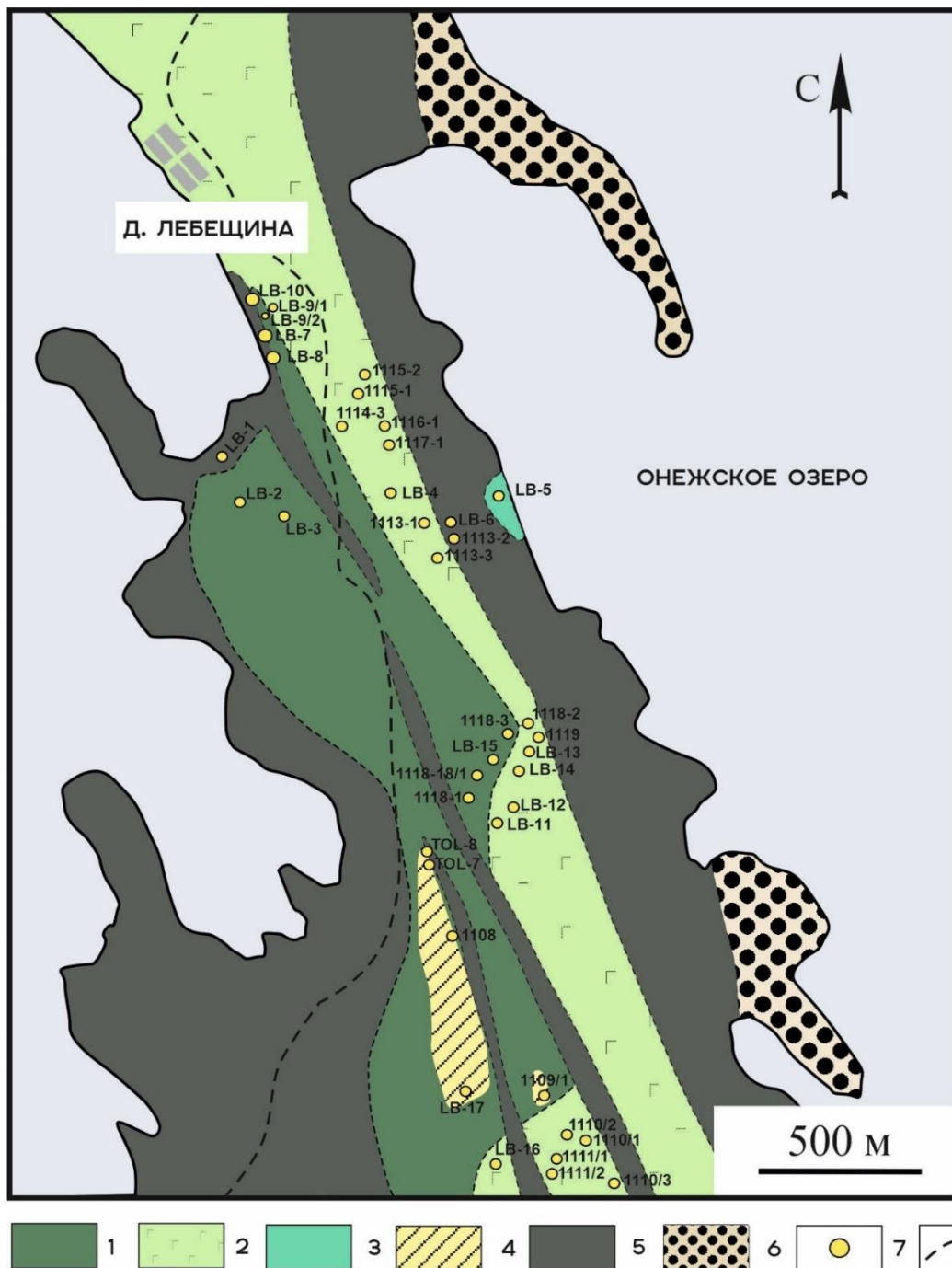


Рисунок 6. Схема геологического строения восточной части Толвуйской синклинали (Полещук, 2007, с дополнениями автора): 1 – силл метадолеритов 1 типа (датировки отсутствуют); 2 – силл метадолеритов 2 типа возрастом 1,95 млрд лет; 3 – силл метадолеритов 3 типа (датировки отсутствуют); 4 – зона развития шунгитбазальтовых брекчий (непериты); 5 – вулканогенные и осадочные образования заонежской свиты людиковийского надгоризонта; 6 – карбонатные породы ятулийского (заонежского?) надгоризонта; 7 – точки опробования долеритов; 8 – автомобильная дорога.

Долериты 2 типа, возрастом 1956 млн лет, прослеживаются в юго-восточном направлении на расстоянии около 2.5 км, с максимальной видимой мощностью тела около

300 м (Степанова и др., 2014). Восточный контакт тела имеет общее северо-западное простирание. К востоку от тела долеритов обнажаются тонкослоистые туфоалевролиты. Непосредственный контакт долеритов 2 типа с осадочными породами прослежен в нескольких точках (LB-6, 1113/2, 1113/3). Контакт имеет субсогласный со слоистостью вмещающих туфоалевролитов характер, простирание 340° и погружается на ЮЗ под углом 20° (Степанова и др., 2014). Тонкослоистые алевролиты установлены также в виде узкой полосы простирания 330° видимой мощностью до 30 м, разделяющей тело долеритов на два субпараллельных фрагмента. Контакт долеритов 2 типа с залегающими к западу от них осадками не наблюдался.

Долериты 3 типа обнажаются на восточной береговой части участка (LB-5, рисунок б) с азимутом простирания 350° . Контакт с вмещающими осадочными породами не обнаружен. По трещинам в долеритах прослеживались примазки амфиболита, растёртого в зеркале скольжения.

В ходе полевых наблюдений геологические соотношения между разновидностями долеритов не установлены.

На участке широко распространены и высокоуглеродистые шунгитовые породы, с содержанием углеродистого вещества от 10 до 50%. Обнажения наблюдались в центральной части участка и вдоль западного побережья заливов Онежского озера. В южной части участка (Рисунок 6, т.н TOL-8, TOL-7, 1108, 1109/1, LB-1) наблюдался непосредственный контакт долеритов 1 типа с пеперитами (Рисунок 7). По геологическим наблюдениям, пеперитовые структуры являются результатом внедрения силла в богатый органическим веществом осадочный прослой. Механизм образования пеперитов имеет не простой характер: продвигаясь в толще осадков, силл оставлял за собой многочисленные фрагменты различной величины и формы, и их скопления. При быстром остывании краев силла они растрескивались, в трещины отжималось не утратившее пластичности органоминеральное вещество, образуя жилы шунгитоносных пород (Филиппов и др., 2003). Также, нередко, на контактах с крупными базальтовыми фрагментами, шунгитовые породы приобретают карандашную либо листоватую отдельность.



Рисунок 7. Крутопадающие выходы аргиллитов, обнажающиеся в западной части участка на берегу залива Онежского озера (т.н. LB-10, фото автора).



Рисунок 8. Контакт между аргиллитами и долеритами I типа, обнажающиеся в западной части участка в 30 метрах на восток от берега залива Онежского озера (т.н. LB-10, фото автора).



Рисунок 9. Контакт долеритов 1 типа с шунгитами (неперит структуры), обнажающийся в западной части участка в 100 метрах на восток от берега залива Онежского озера (вблизи т.н. LB-2, фото автора).

3.3 Петрографическое описание пород

Для изучения петрографического состава пород на участке Лебещина были отобраны шлифы гипабиссальных пород – метадолеритов из центральной части силла и на контактах с вмещающими осадочными породами. На карте-схеме (Рисунок 6) отмечены точки отбора образцов и шлифов (совпадают с местом отбора пробы). Долериты заонежского комплекса претерпели низкотемпературный региональный метаморфизм от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фации и различной степени преобразованы, что значительно осложняет диагностику первичного магматического генезиса. Редкой особенностью для данных долеритов является наличие реликтов первичного магматического клинопироксена. Более подробно составы некоторых минералов из пород приведены в приложении. Используемые аббревиатуры минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).

Долериты 1 типа

В зонах закалки, на контакте с шунгитами, долериты сложены тонкозернистыми породами с порфиоровидной структурой. Основная масса складывается беспорядочно

расположенными мелкими лейстами альбита с хлоритовыми агрегатами и ксеноморфными зёрнами титанита (Рисунок 18, f). Среди основной массы встречаются крупные порфировые вкрапленники плагиоклаза (>1 см, около 10%), отвечающему по составу альбиту, и включения шунгита (Рисунок 10; а, с), образовавшиеся скорее всего при жидкостной несмесимости. При этом для шунгитов характерны метасоматические преобразования с развитием прожилков, сложенных кварцем, хлоритом и эпидотом. Зёрна реликтового магматического клинопироксена в зонах закалки не обнаружены.

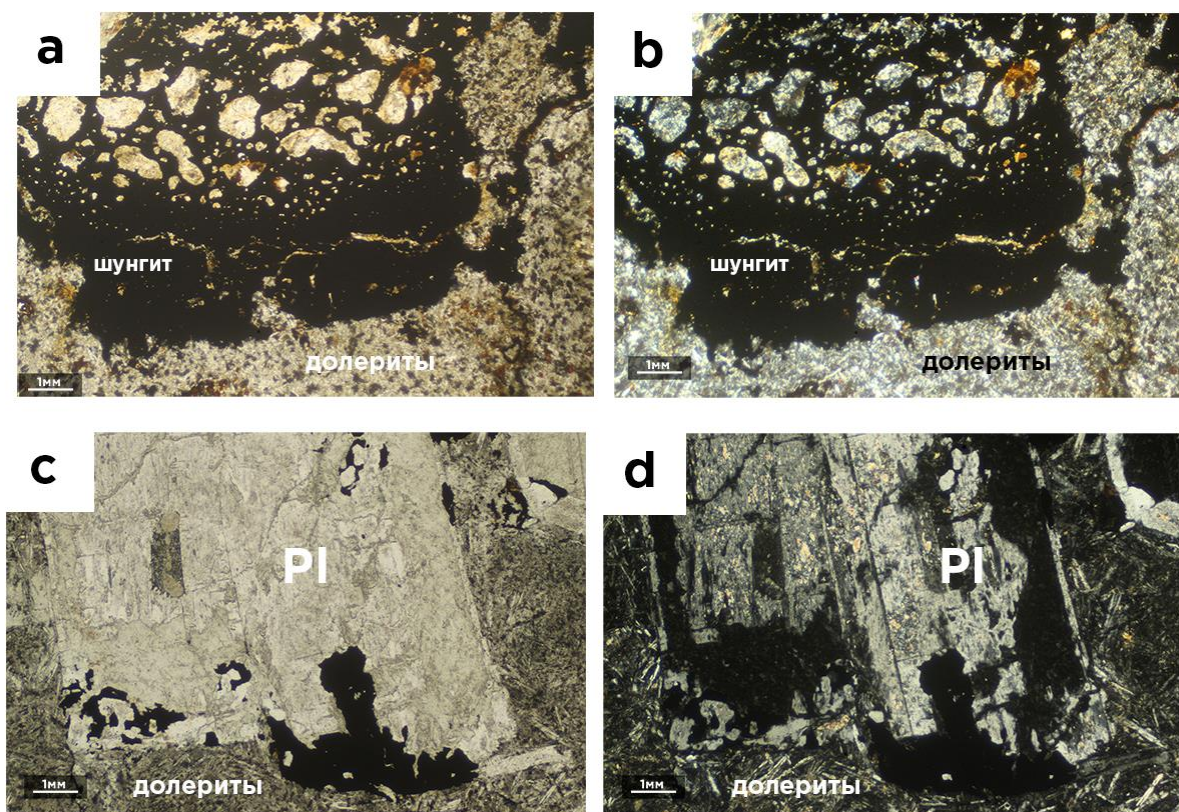


Рисунок 10. Микрофотографии из зоны закалки метадолеритов I типа с шунгитами (обр. ТОЛ-7): крупные порфировые вкрапленники плагиоклаза и включения шунгита на фоне тонкозернистой массы, сложенной беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза и хлорит-актинолитовыми агрегатами (а, с - без анализатора; b, d – с анализатором).

По мере удаления от зон закалок, установлены выходы пегматоидных метадолеритов средне-, крупнозернистой структуры. Породы сильно окислены, преобладают минералы с высоким содержанием железа. Среди первично-магматических минералов сохраняются клинопироксен, кварц и полевои шпат. Анализ состава минералов показал, что частично-сохранившиеся первично-магматические клинопироксены в пегматоидных метадолеритах попадают в поле состава авгит-геденбергит (Рисунок 15). Для

клинопироксенов характерна низкая магнезиальность $X_{Mg_{FeTot}} = 0.14-0.24$, высокое содержание FeO от 25 до 30 мас% (Рисунок 16) и слабо варьирующий состав ($Wo_{42-48}En_{8-13}Fs_{42-49}$). Зёрна клинопироксена псевдоморфно замещаются высокожелезистым, водосодержащим минералом – стильпномеланом (Рисунок 11, а). Стильпномелан образует радиально лучистые агрегаты (Рисунок 18, а), в шлифе имеет бледноватый жёлтый оттенок. Характерной особенностью для данных долеритов является присутствие гранофировых агрегатов в виде микрозернистых сростаний калиевого полевого шпата с кварцем (Рисунок 11, с). В единичных зёрнах кварца присутствуют включения турмалина. Рудные минералы представлены лейкоксенизированными титаномагнетитом и ильменитом, размер кристаллов от 0.5 мм до 1 см по удлинению (Рисунок 18, b). Основная масса породы имеет офитовую структуру и состоит из мелких удлиненных (от 0,2 мм) зерен альбита и поздних метаморфических минералов - ферроактинолита, хлорита, цоизита, реже биотита. Акцессорные минералы представлены мелкими до 0,1 мм зёрнами апатита и цирконом.

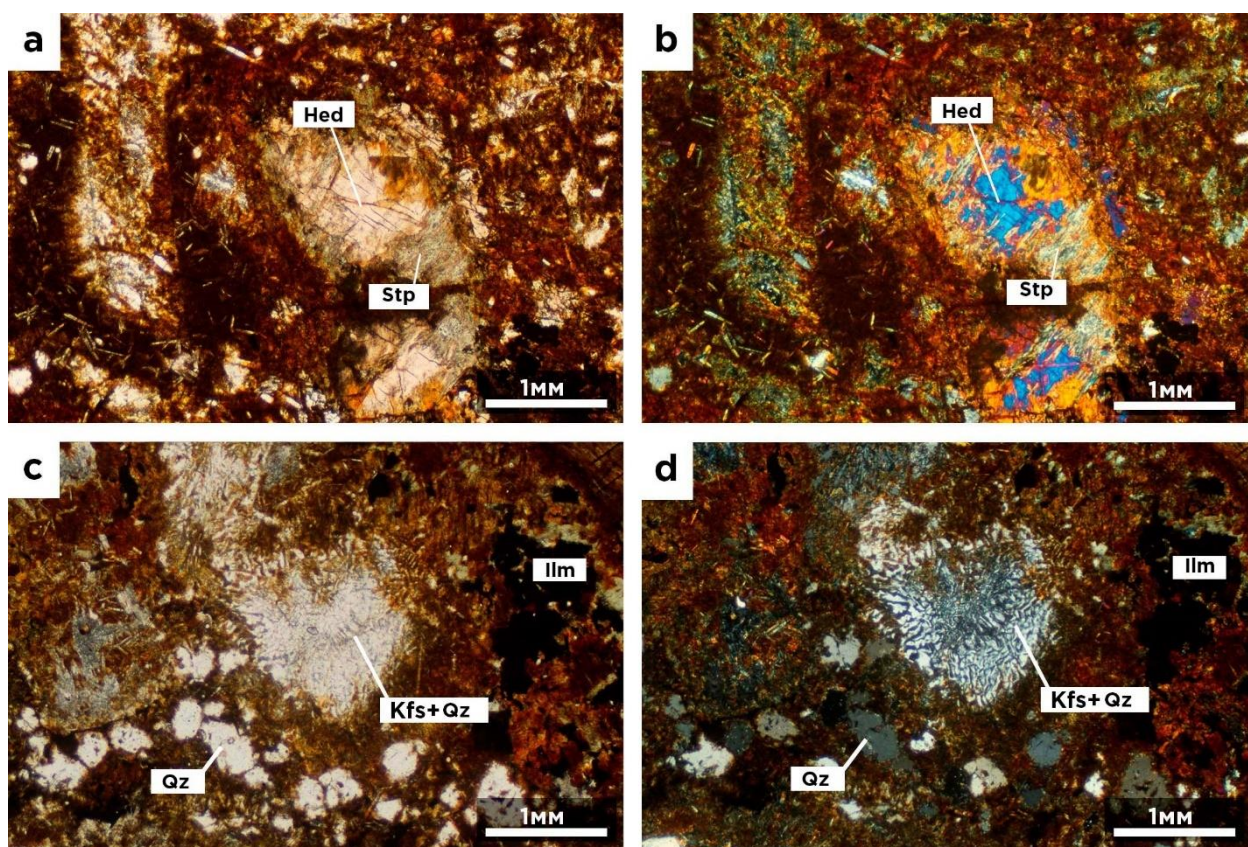


Рисунок 11. Микрофотографии крупнозернистых, пегматоидных метадолеритов 1 типа из южной части силла: **a,b** (обр. LB-21) - реликты первичного магматического геденбергита (Hed), замещающегося стильпномеланом (Stp); **c,d** (обр. LB-2) - гранофировые сростания кварца (Qz) с полевым шпатом (Kfs), крупные кристаллы ильменита (Ilm). (a,c - без анализатора; b,d – с анализатором).

Долериты 2 типа

Метадолериты 2 типа отличаются более высоким содержанием хлорита и актинолита и варьируют от лейко до меланократовых разновидностей. На контакте с туфоалевролитами обнажаются тонкозернистые массивные афировые долериты (Рисунок 12). Основная масса складывается беспорядочно расположенными лейстами альбита, хлоритовыми агрегатами и мелкими зёрнами сфена. Порфиновые включения плагиоклаза и клинопироксена в зонах закалки не обнаружены.

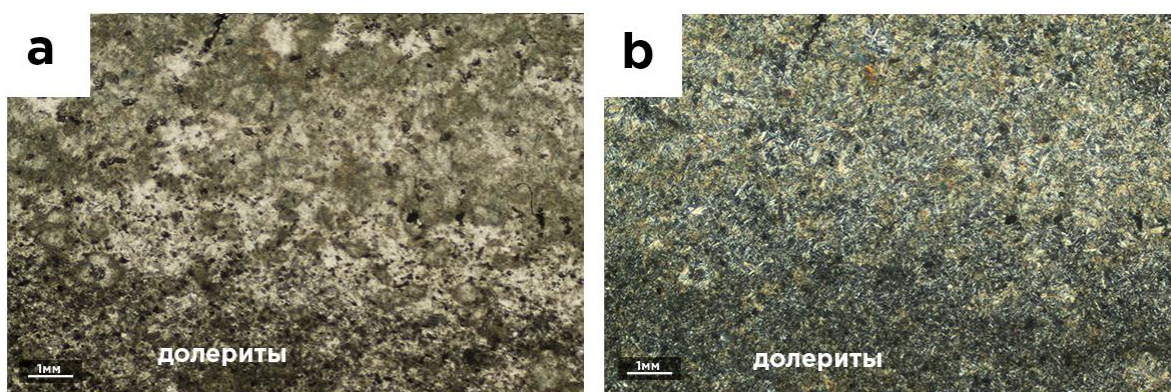


Рисунок 12. *Микрофотографии из зоны закалки метадолеритов 2 типа с туфоалевролитами (обр. 1113/3): тонкозернистой масса, сложенная беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза и хлоритовыми агрегатами (а – без анализатора; б – с анализатором).*

По мере удаления от контакта, долериты сменяются на более лейкократовые разновидности. Структура пород офитовая, реже пойкилоофитовая. В среднезернистых метадолеритах 2 типа также сохраняются реликты первично-магматического клинопироксена, отвечающего по составу диопсид-авгиту (Рисунок 15). Клинопироксены характеризуются более высокой магниальностью $X_{Mg_{Fe_{tot}}} = 0.69-0.81$, более низким содержанием FeO от 7 до 13 мас% (Рисунок 16) и слабо варьирующим составом ($Wo_{37-42}En_{43-48}Fs_{11-23}$). Клинопироксен формирует бесцветные, ксеноморфные зёрна, размером от 0.3 до 0.5 мм, замещается вторичным амфиболом (Рисунок 13, а). Среди магматических минералов сохраняются мелкие ксеноморфные зёрна кварца.

Вторичный амфибол, представлен в виде двух генераций: (1) обыкновенная роговая обманка, практически полностью, редко частично замещающая авгит, и (2) актинолит (Рисунок 17), развивающийся непосредственно по роговой обманке (Рисунок 18, с). В

пегматоидных метадолеритах 2 типа встречаются крупные порфиробласты(?) амфибола, вероятно полностью заместившие клинопироксен (Рисунок 13, с).

Плагиоклаз, отвечающий по составу альбиту, формирует лействоидные кристаллы, интенсивно замещающиеся минералами группы эпидота. Среди поздних метаморфических минералов в качестве самостоятельных зёрен, также, встречается хлорит и цоизит. Рудные минералы представлены лейкоксенизированными титаномагнетитом и ильменитом, редко пиритом. Среди аксессуарных минералов встречается апатит, циркон.

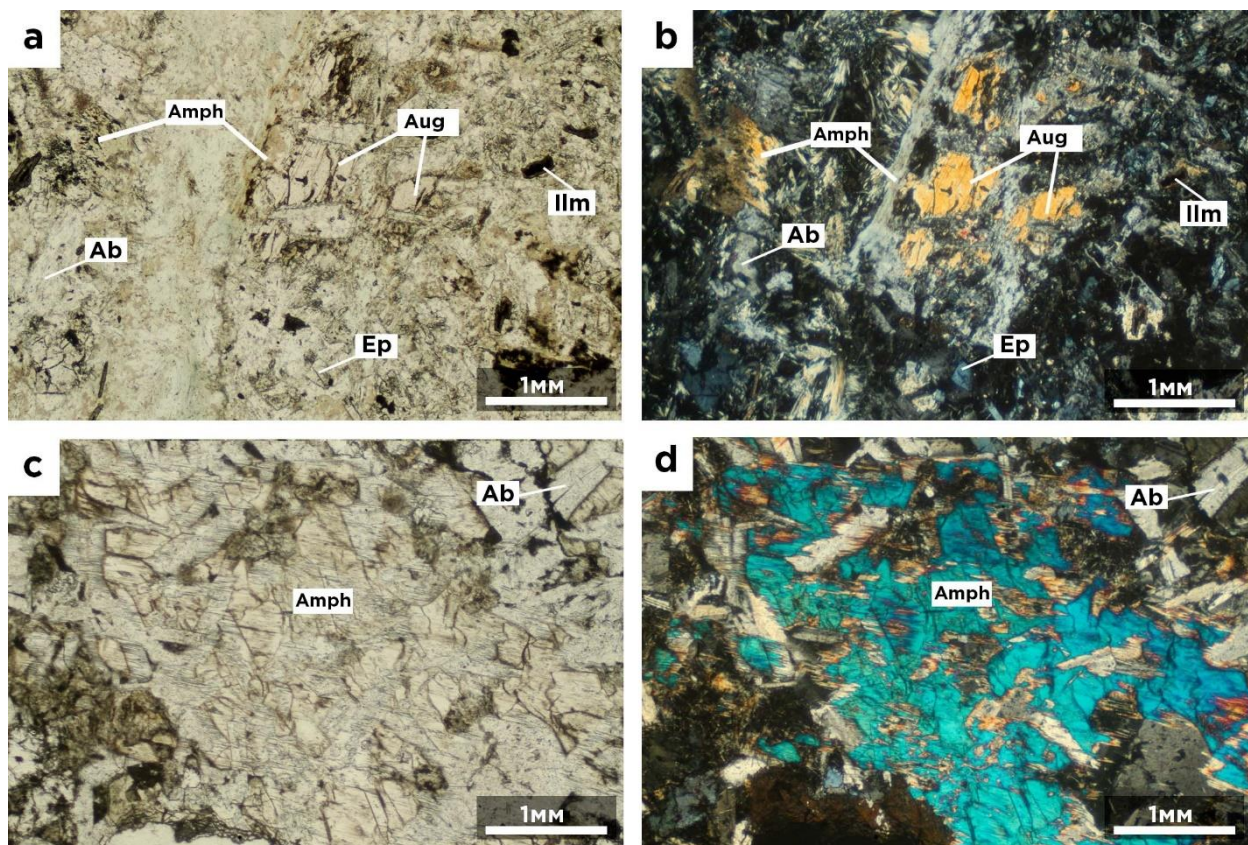


Рисунок 13. Микрофотографии метадолеритов 2 типа (1,956 млрд лет) из центральной части силла: (a – без анализатора, b – с анализатором, обр. LB-11) - реликты первичного магматического авгита (Aug), замещающегося амфиболом (Amph); (c – с анализатором, d – без анализатора, обр. 1114-1) – крупные кристаллы амфибола (Amph) на фоне лейстовидных зёрен плагиоклаза (Pl).

Долериты 3 типа

Метадолериты 3 типа отличаются более обильным замещением зёрен плагиоклаза серицитом. Долериты обнаружены в восточной части участка с маломощным выходом обнажения и требуют дальнейшего изучения. Закалочные зоны с осадочными породами не были обнаружены. Породы мелкозернистые, структура пород офитовая. Среди магматических минералов сохраняются реликты первично-магматического

клинопироксена, отвечающего по составу авгиту (Рисунок 15, $Wo_{35-40}En_{31-41}Fs_{22-31}$). Клинопироксены характеризуются умеренной магнезиальностью $X_{Mg_{Fetot}} = 0.50-0.64$, содержанием FeO около 11% (Рисунок 16). Зёрна клинопироксена формируют ксеноморфные, желтоватого оттенка зёрна от 0.1 до 0.3 мм. Зёрна клинопироксена псевдоморфно замещаются актинолитом (Рисунок 14, 18, d), цвет зеленовато-коричневый с ярко выраженным плеохроизмом. Плагноклаз образует вытянутые лейстовидные кристаллы с редкими полисинтетическими двойниками. Размер кристаллов от 0.5 до 2 мм. Зерна плагноклаза идиоморфны по отношению к клинопироксену, располагающемуся вместе с амфиболом в интерстициях зерен плагноклаза. В мелких лейстах плагноклаза, вероятно имеющих более кислый состав, проявлена серицитизация. Метаморфические минералы встречаются в виде мелких самостоятельных зёрен хлорита и эпидота. Рудные минералы представлены лейкоксенизированными титаномагнетитом и ильменитом. Среди аксессуарных минералов встречается апатит.

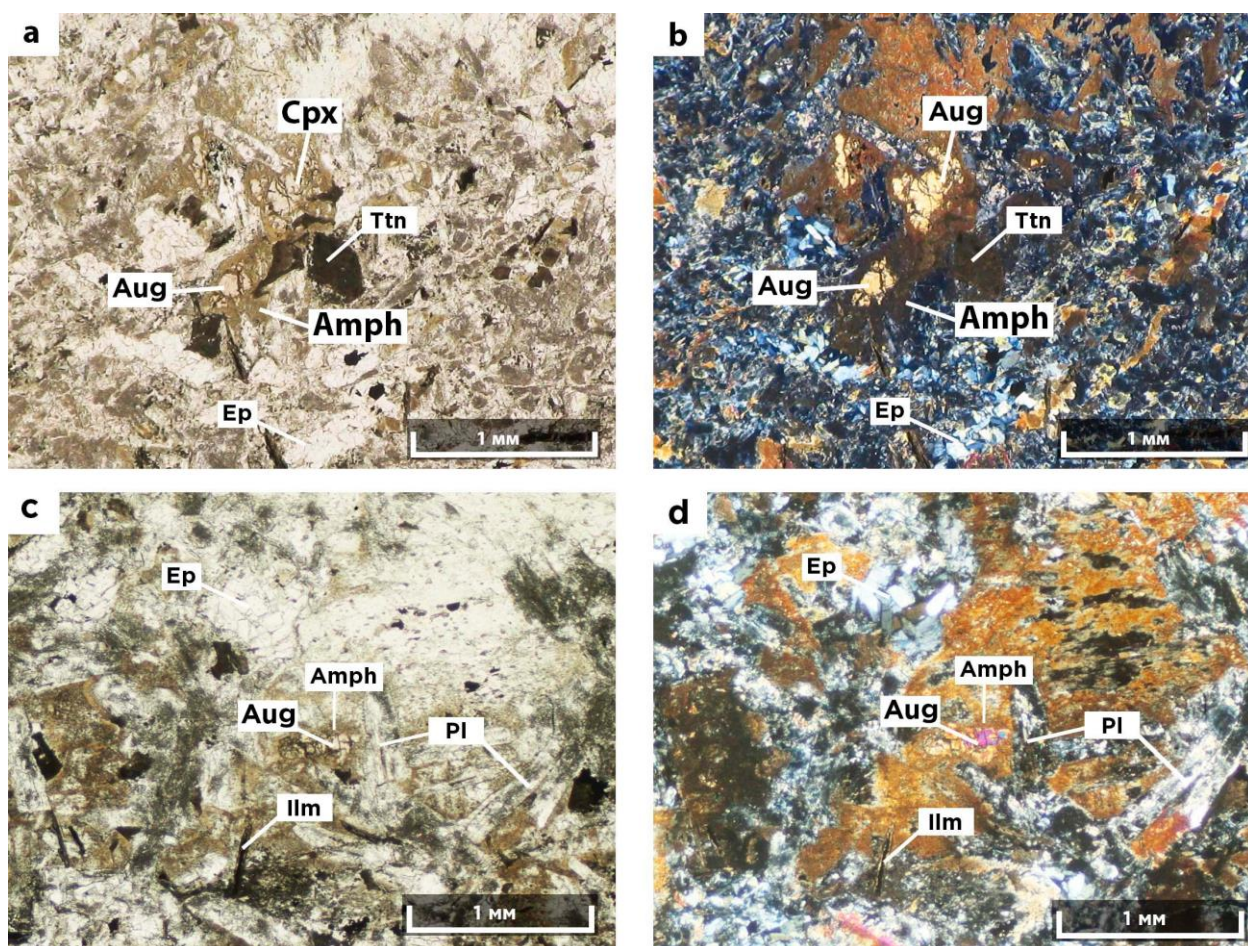


Рисунок 14. Микрофотографии метадолеритов 3 типа из восточной береговой части участка (обр. LB-5): Авгит (Aug) псевдоморфно замещается роговой обманкой и актинолитом (Amph), плагноклаз (Pl) практически нацело замещён минералами группы

эпидота (*Ep*), рудные минералы представлены ильменитом (*Ilm*) и сфеном (*Ttn*) (**a,c** - без анализатора; **b,d** – с анализатором).

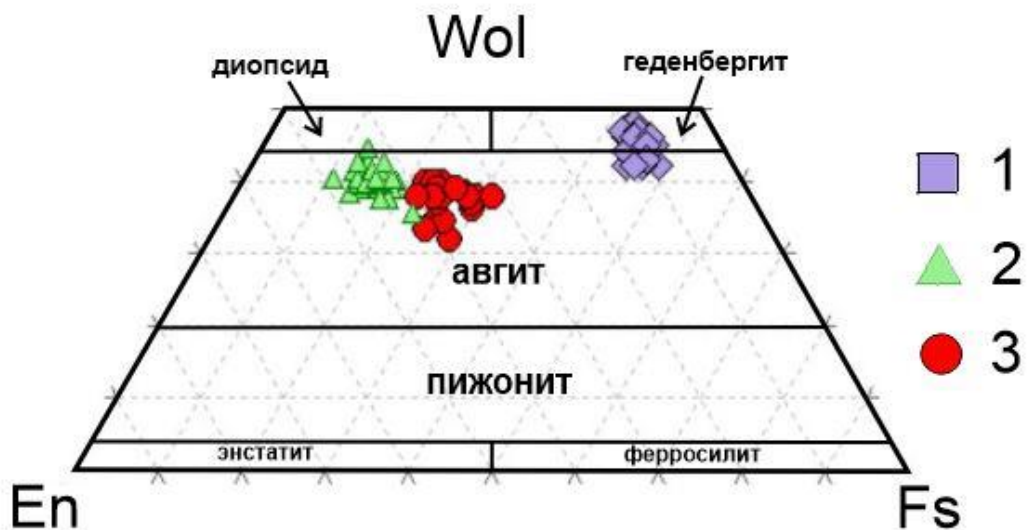


Рисунок 15. Точки составов клинопироксенов на классификационных диаграммах для пироксенов (Morimoto et al, 1998). Условные обозначения: 1 – клинопироксены из метадолеритов 1 типа; 2 – клинопироксены из метадолеритов 2 типа; 3- клинопироксены из метадолеритов 3 типа.

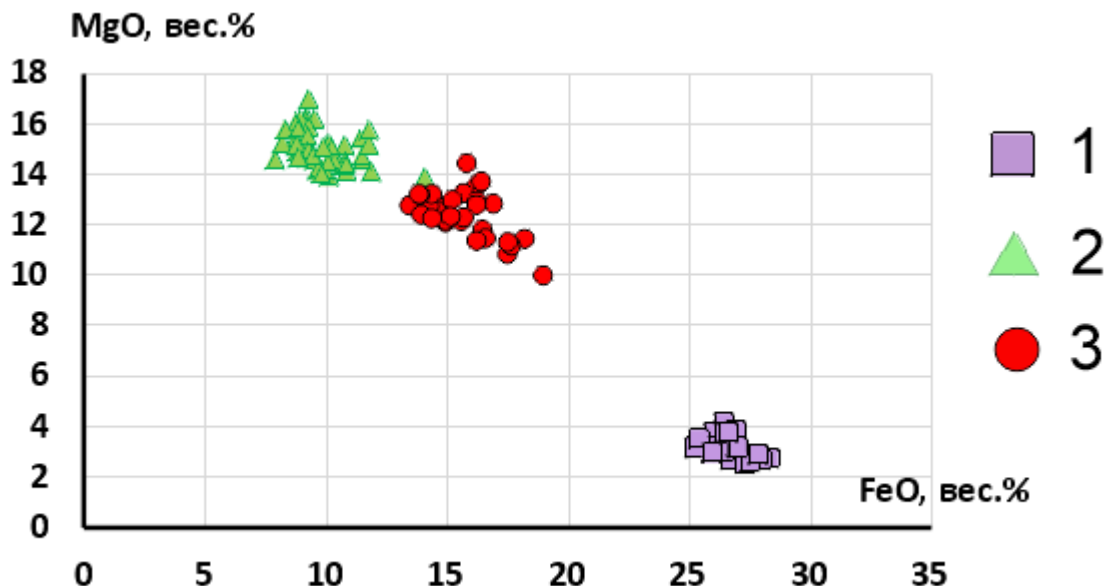


Рисунок 16. Положение точек составов клинопироксенов на бинарной диаграмме FeO (вес. %) относительно MgO (вес. %). Условные обозначения: 1 – клинопироксены из

метадолеритов 1 типа; 2 – клинопироксены из метадолеритов 2 типа; 3- клинопироксены из метадолеритов 3 типа.

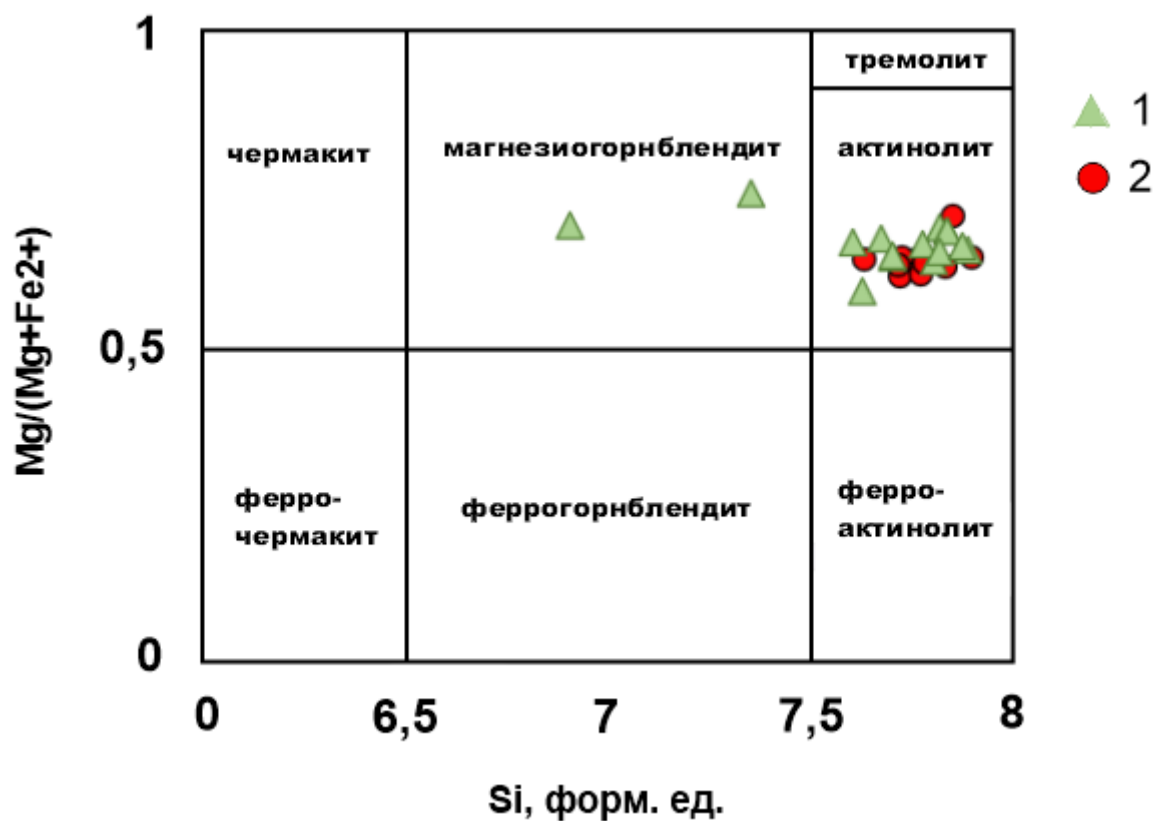


Рисунок 17. Классификационная диаграмма для амфиболов с параметрами $Ca_B > 1.50; (Na+K)_A < 0.50; Ca_A < 0.50$ (Leake et al., 1997). Условные обозначения: 1 – амфиболы из метадолеритов 2 типа; 2- амфиболы из метадолеритов 3 типа.

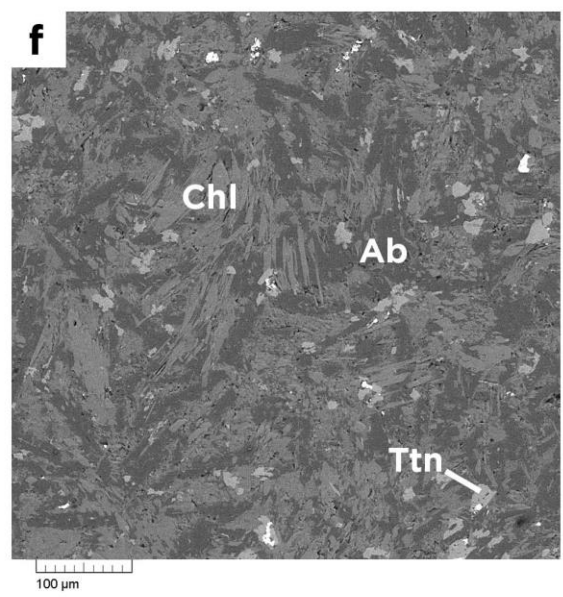
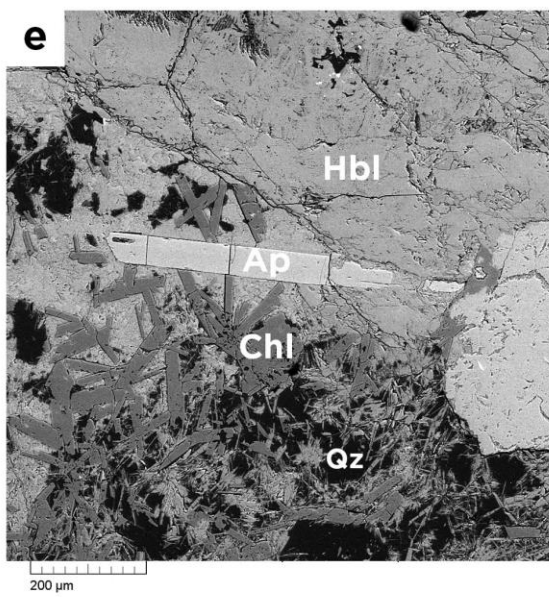
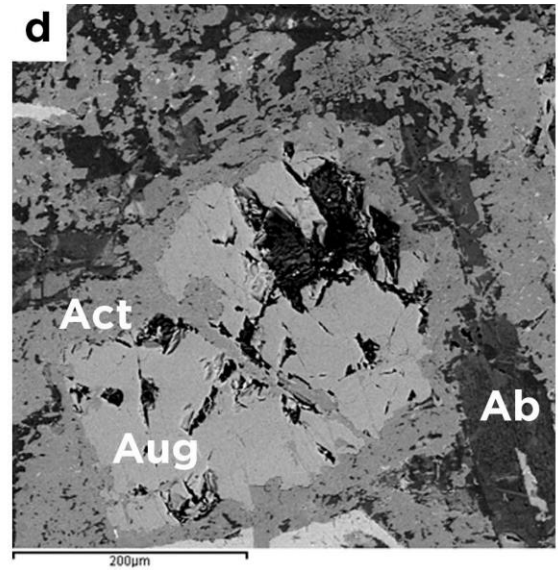
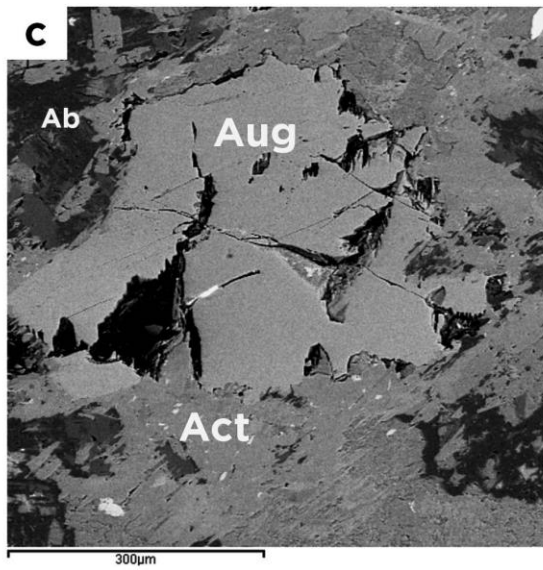
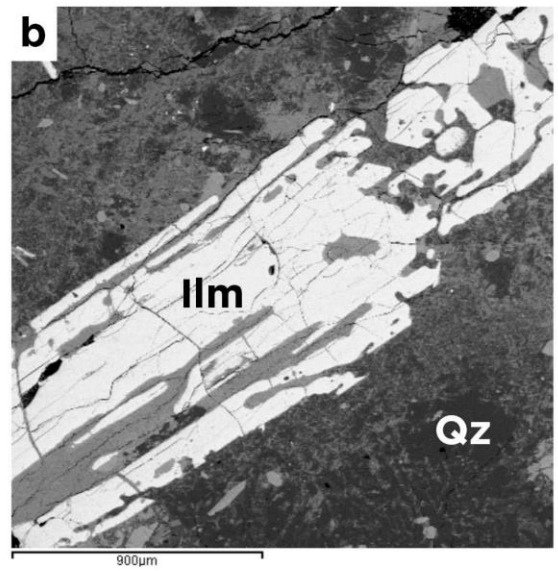
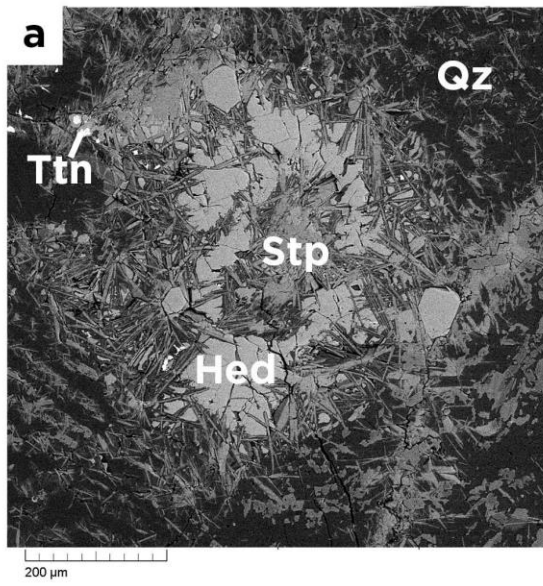


Рисунок 18. Первично магматические минералы и характер вторичных изменений в долеритах. Фотографии в обратно-отраженных электронах. **a** – геденбергит замещающийся стильпноmelаном в долеритах 1 типа, **b** – крупные кристаллы рудных минералов в долеритах 1 типа, **c** – авгит замещающийся по краях актинолитом в долеритах 2 типа, **d** – авгит замещающийся по краях актинолитом в долеритах 3 типа, **e** – крупные кристаллы вторичной роговой обманки с включениями апатита и хлорита, **f** – долериты 1 типа в зонах закалки с шунгитами. Условные обозначения: Hed – реликты геденбергита, Str – стильпноmelан, замещающий Hed, Qz – кварц, Chl- хлорит, Ap – апатит, Ttn – титанит, Ilm – ильменит, Aug - реликты авгита, Act – актинолит, замещающий Aug, Ab – альбит.

ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

4.1 Петрогеохимическая характеристика

Изученные долериты относятся к базитам толеитовой серии, образуя на классификационных диаграммах единые эволюционные тренды. Содержание петрогенных, редких и редкоземельных элементов в долеритах участка Лебещина и южнее приведены в Таблице 1. Содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ не превышает 3.5 мас. % (Рисунок 19). Породы широко варьируют по магнезиальности и железистости. В пределах участка были опробованы метадолериты из зоны закалки и центральных частей тела, в том числе крупнозернистые долериты пегматоидной структуры.

В зонах закалки долериты представляют собой породы основного состава SiO_2 варьирует от 48.8 до 52.26 мас.%. Для них характерно умеренное содержание MgO (8.15–11.27 мас. %), TiO_2 (1.27-1.88 мас. %), и Fe_2O_3 (10.56 – 13.77 мас. %). Они характеризуются максимальным содержанием Cr (209 ppm), Ni (155 ppm), минимальными концентрациями Zr, Nb, LILE и REE (Рисунок 21). К центру тел, в крупнозернистых разновидностях, фиксируется рост содержание SiO_2 (до 58 мас.%), TiO_2 (до 3,02 %), Fe_2O_3 (до 23 %) и Zr, резко уменьшаются концентрации Cr (до 1 ppm) и Ni (до 2 ppm) (Рисунок 21). Для долеритов 3 типа характерно высокое содержание Al_2O_3 (18 мас.%) и более пониженное Fe_2O_3 (13 мас.%). На вариационных диаграммах MgO – элемент (Рисунок 20) породы долеритов 1 типа образуют тренды с закономерными изменениями содержаний петрогенных элементов на фоне широких вариаций содержания в породах MgO от 2 до 12 мас.%

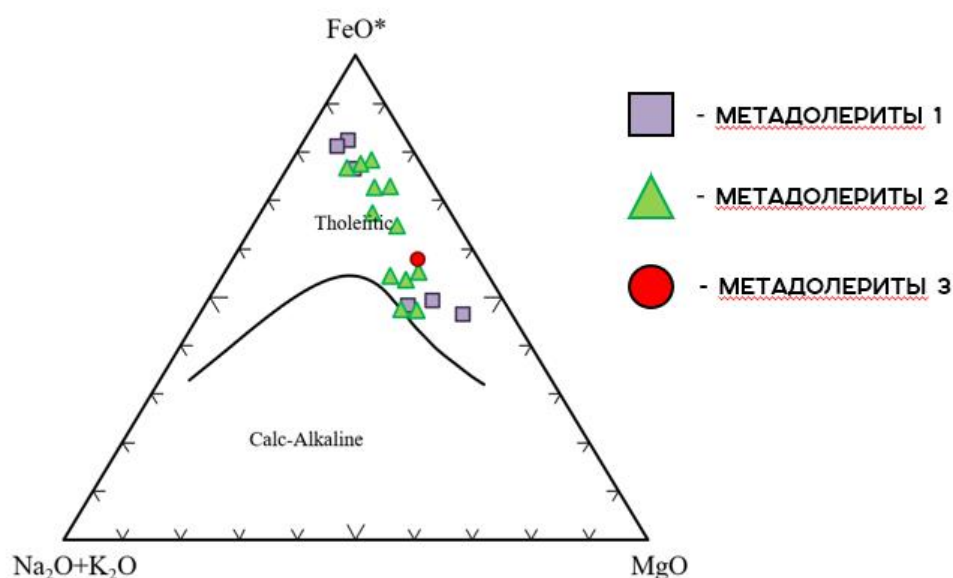


Рисунок 19. Положение фигуративных точек анализов метадолеритов на классификационной диаграмме AFM (Irving & Baragar, 1971).

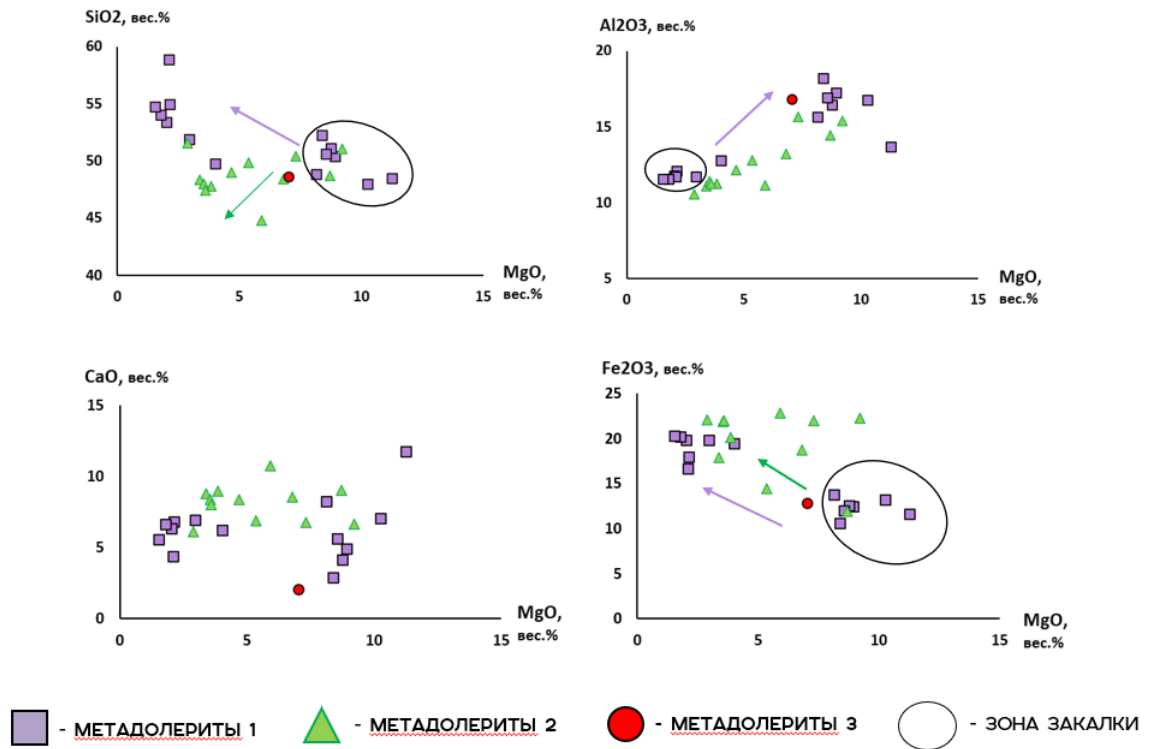


Рисунок 20. Вариации содержания окислов петрогенных элементов (вес. %) относительно MgO (вес. %) для изученных долеритов.

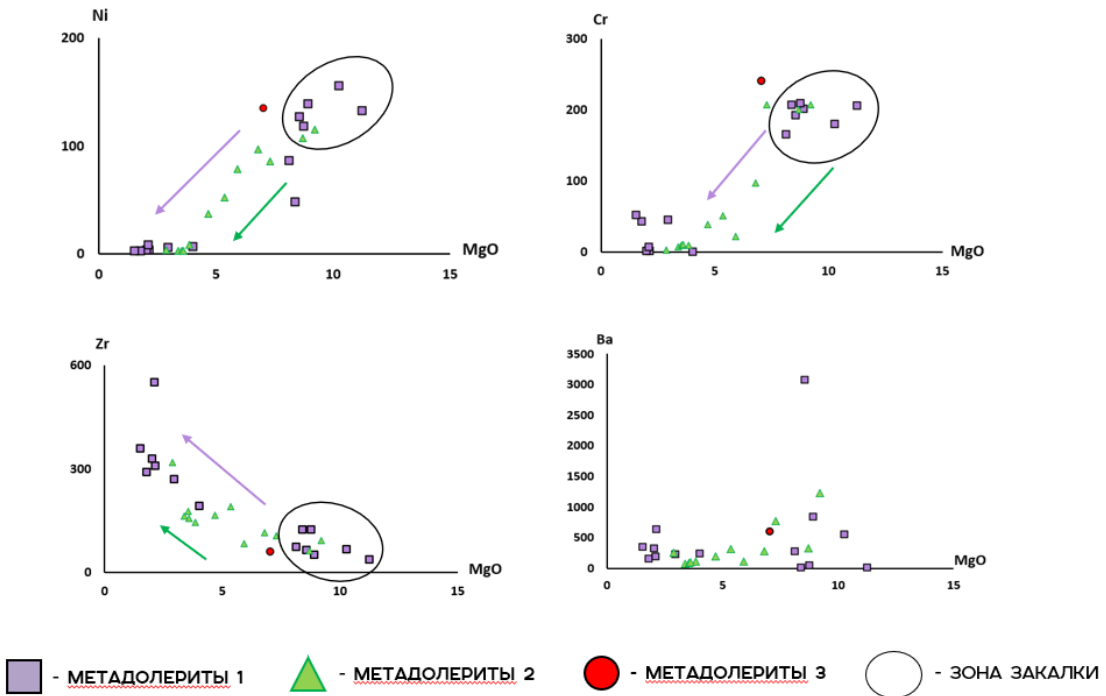


Рисунок 21. Вариации содержания рассеянных элементов (ppm) относительно MgO (вес. %) в долеритах Лебецины.

Таблица 1. Химический состав изученных долеритов

№	TOL-4	TOL-5	TOL-6	1118-18/1	LB19	LB20	LB21	1118/1	1118/2	1118/3
порода	к/з мета- долерит	к/з мета- долерит	с/з мета- долерит	с/з мета- долерит	к/з мета- долерит	к/з мета- долерит	м/з мета- долерит	м/з мета- долерит	м/з мета- долерит	т/з мета- долерит
SiO ₂	54.89	53.38	49.74	58.84	53.98	51.86	54.70	48.00	48.45	50.40
TiO ₂	2.44	2.83	3.02	1.60	2.68	2.95	2.42	1.17	0.84	1.29
Al ₂ O ₃	12.06	11.77	12.78	11.72	11.52	11.70	11.54	16.72	13.65	17.21
Fe ₂ O ₃	17.98	19.79	19.47	16.62	20.17	19.87	20.32	13.17	11.63	12.49
MnO	0.22	0.28	0.26	0.25	0.28	0.24	0.28	0.25	0.29	0.24
MgO	2.15	2.03	4.03	2.12	1.81	2.98	1.54	10.28	11.27	8.93
CaO	6.77	6.34	6.22	4.37	6.62	6.94	5.57	7.05	11.70	4.92
Na ₂ O	1.44	1.63	2.68	3.46	1.57	1.71	2.22	2.72	2.01	3.84
K ₂ O	1.66	1.52	1.56	0.43	0.92	1.42	0.95	0.52	0.07	0.54
P ₂ O ₅	0.38	0.42	0.25	0.59	0.46	0.33	0.46	0.12	0.08	0.13
Cr	1.52	0.97	0.22	7.51	43.09	44.84	51.68	180.04	205.62	201.64
V	68.34	75.45	284.30	18.80	8.50	167.60	3.92	238.87	164.27	268.78
Co	31.69	34.26	51.43	35.05	28.48	39.05	33.06	51.21	37.56	51.91
Ni	3.42	3.17	6.76	8.34	2.82	5.77	2.16	155.43	132.14	138.69
Cu	432.45	141.15	1698.95	198.60	84.56	240.20	131.80	119.97	12.08	210.59
Zn	139.21	151.31	116.51	112.10	113.00	121.30	106.10	119.47	124.07	108.91
Rb	45.21	33.23	47.71	14.62	26.22	48.28	22.40	10.42	-	8.59
Sr	131.90	152.70	90.73	89.01	169.40	133.50	177.10	122.01	57.80	85.66
Y	76.07	76.08	48.40	99.75	77.89	66.01	84.49	18.29	9.71	20.49
Zr	308.80	328.40	192.70	550.30	289.20	269.30	358.80	66.77	36.49	51.42
Nb	20.36	23.47	13.19	29.97	24.82	18.84	28.07	5.19	3.08	5.80
Ba	652.00	335.70	256.10	202.30	167.40	239.10	361.90	565.08	23.53	845.68
La	31.06	29.57	16.31	43.39	28.39	25.70	30.48	5.45	4.10	6.29
Ce	65.16	67.93	37.32	101.80	56.94	53.19	74.38	14.89	11.42	16.49
Pr	9.16	8.69	4.94	13.16	8.53	7.47	9.31	2.05	1.37	2.30
Nd	40.82	41.02	24.11	58.37	37.82	33.56	43.68	9.88	7.10	10.74
Sm	11.42	11.25	7.03	15.08	10.84	9.46	12.74	2.97	1.66	3.50
Eu	2.99	3.53	2.24	4.10	3.11	2.81	3.53	1.01	0.67	0.98
Gd	13.13	13.71	8.35	17.91	13.22	11.37	14.96	3.02	1.82	3.41
Tb	2.25	2.28	1.47	2.98	2.24	1.88	2.46	0.54	0.32	0.61
Dy	14.69	15.03	9.40	18.58	14.96	12.88	16.78	3.37	1.93	3.82
Ho	2.85	3.01	1.98	3.78	2.91	2.63	3.42	0.69	0.40	0.77
Er	8.72	8.90	5.73	11.03	9.01	7.76	10.03	2.03	1.13	2.23
Tm	1.24	1.31	0.84	1.56	1.29	1.10	1.43	0.29	0.15	0.31
Yb	7.81	7.78	5.01	9.93	8.30	6.94	9.21	1.97	1.12	2.04
Lu	1.09	1.19	0.74	1.46	1.13	0.97	1.33	0.27	0.15	0.28
Hf	8.65	8.98	5.08	11.67	7.58	7.07	8.60	1.83	1.13	1.60
Ta	1.22	1.37	0.84	1.43	1.29	1.06	1.47	0.70	0.46	0.72
Pb	5.70	6.47	3.43	3.66	5.30	3.83	8.30	7.21	6.49	1.66
Th	5.02	5.05	2.86	6.59	4.29	3.91	5.23	0.49	0.32	0.53
U	0.95	0.92	0.48	1.30	0.91	0.87	1.12	0.10	0.07	0.10
Nb/Nb*	0.6	0.7	0.7	0.65	0.8	0.6	0.8	1.45	0.96	1.14
(Gd/Yb)n	1.4	1.4	1.3	1.5	1.3	1.3	1.3	1.2	1.2	1.3
(La/Sm)n	1.7	1.6	1.4	1.8	1.7	1.7	1.5	1.1	1.5	1.1

Продолжение таблицы 1.

№	TOL-7	TOL-8	1109/1	1108/1	1110/1	1110/2	1111/1	1111/2	1113/1
порода	т/з мета- долерит	т/з мета- долерит	т/з мета- долерит	т/з мета- долерит	м/з мета- долерит	м/з мета- долерит	к/з мета- долерит	м/з мета- долерит	т/з мета- долерит
SiO2	52.26	51.06	50.57	48.8	49.0	47.8	51.1	48.7	49.9
TiO2	1.88	1.82	1.27	1.33	2.27	2.94	1.50	1.32	2.05
Al2O3	18.16	16.45	16.88	15.63	12.17	11.24	15.37	14.42	12.77
Fe2O3	10.56	12.52	12.02	13.77	20.14	22.33	11.90	14.45	18.78
MnO	0.19	0.21	0.29	0.21	0.27	0.30	0.18	0.23	0.26
MgO	8.40	8.78	8.57	8.15	4.68	3.85	9.21	8.70	5.36
CaO	2.85	4.11	5.63	8.23	8.34	8.98	6.64	9.00	6.91
Na2O	5.46	4.78	3.34	2.90	2.30	1.78	3.29	2.82	2.53
K2O	0.10	0.15	1.31	0.83	0.59	0.57	0.72	0.22	1.21
P2O5	0.14	0.13	0.12	0.12	0.25	0.25	0.13	0.13	0.27
Cr	206.99	208.79	192.72	165.43	27.48	-	187.79	177.89	39.76
V	332.80	364.20	267.44	313.34	573.37	305.89	338.86	321.15	497.05
Co	38.96	45.96	42.05	41.90	45.32	48.17	53.75	50.40	51.59
Ni	48.11	118.40	127.27	86.45	37.45	8.68	115.47	107.37	52.68
Cu	24.60	35.06	110.06	82.93	404.73	518.49	65.09	69.09	352.86
Zn	141.81	126.71	168.74	117.76	142.13	190.80	197.50	136.12	162.33
Rb	-	0.83	24.45	25.95	17.51	17.18	10.03	3.23	34.05
Sr	20.59	45.67	101.36	149.35	139.91	98.41	124.04	122.74	82.13
Y	25.72	23.69	19.78	19.99	48.56	45.25	25.12	20.90	46.12
Zr	124.60	123.80	64.08	74.37	165.22	144.60	93.15	63.77	190.61
Nb	9.47	9.46	5.48	6.60	11.35	10.96	7.39	6.54	10.77
Ba	23.91	55.25	3080.31	290.12	212.19	128.73	1236.93	344.53	331.50
La	5.64	8.74	5.52	7.51	15.45	13.67	8.96	7.97	14.77
Ce	16.12	20.44	13.42	17.22	33.85	30.17	20.81	18.30	33.26
Pr	2.31	2.84	1.92	2.41	4.62	4.10	2.97	2.53	4.51
Nd	11.49	13.70	9.02	11.11	21.10	19.13	13.96	11.93	20.79
Sm	4.00	4.06	-	3.65	6.83	6.27	-	3.93	6.72
Eu	1.27	1.19	-	1.28	2.20	2.11	1.48	1.31	2.04
Gd	5.06	4.59	3.09	3.43	7.35	6.79	4.33	3.66	6.98
Tb	0.81	0.78	0.52	0.57	1.25	1.18	0.72	0.60	1.19
Dy	4.92	4.79	3.70	3.90	8.95	8.36	4.86	4.10	8.41
Ho	0.97	0.92	0.79	0.79	1.84	1.76	0.96	0.82	1.77
Er	2.59	2.57	2.26	2.24	5.36	5.06	2.77	2.33	5.13
Tm	0.36	0.36	0.32	0.31	0.73	0.71	0.38	0.32	0.72
Yb	2.20	2.17	2.16	2.09	5.06	4.72	2.60	2.13	4.96
Lu	0.34	0.33	0.30	0.28	0.68	0.62	0.34	0.28	0.68
Hf	3.45	3.31	1.98	2.14	4.80	4.22	2.64	2.01	5.13
Ta	0.61	0.67	0.89	1.09	1.75	1.67	1.18	1.06	1.66
Pb	4.43	3.37	2.94	3.39	2.03	3.85	13.66	2.70	3.03
Th	1.91	1.90	0.53	1.28	2.40	2.13	1.54	1.26	2.39
U	0.79	0.58	0.10	0.22	0.41	0.35	0.28	0.25	0.55
Nb/Nb*	1	0.8	1.15	0.77	0.67	0.74	0.71	0.74	0.66
(Gd/Yb)n	1.9	1.7	1.2	1.7	1.2	1.2	1.3	1.4	1.1
(La/Sm)n	0.9	1.3	-	1.3	1.4	1.4	-	1.3	1.4

Окончание таблицы 1.

№	1113/3	1114/1	1114/2	1114/3	1115/1	971-1	976-1	LB-5
порода	м/з мета- долерит	к/з мета- долерит	к/з мета- долерит	м/з мета- долерит	м/з мета- долерит	лейко- долерит	м/з мета- долерит	м/з мета- долерит
SiO ₂	48.4	48.4	48.0	47.4	44.79	51.5	50.4	48.59
TiO ₂	1.75	2.97	3.14	3.18	2.58	2.41	1.32	1.25
Al ₂ O ₃	13.23	11.10	11.40	11.24	11.17	10.58	15.65	16.78
Fe ₂ O ₃	17.92	21.88	22.02	22.82	22.11	21.99	13.90	12.87
MnO	0.25	0.29	0.27	0.29	0.24	0.30	0.25	0.17
MgO	6.80	3.39	3.54	3.60	5.91	2.89	7.30	7.04
CaO	8.53	8.81	8.37	8.00	10.74	6.10	6.76	10.87
Na ₂ O	2.20	1.55	1.63	1.81	1.37	2.57	3.47	2.04
K ₂ O	0.72	1.39	1.37	1.41	0.94	1.24	0.83	0.29
P ₂ O ₅	0.18	0.26	0.25	0.25	0.16	0.38	0.12	0.09
Cr	86.88	-	-	-	-	-	173.17	240.60
V	407.05	102.56	116.67	157.75	1228.57	88.13	293.05	248.70
Co	54.07	44.53	46.62	47.45	57.89	35.66	45.58	44.94
Ni	96.75	2.61	3.12	2.83	78.57	3.69	85.49	134.30
Cu	300.39	369.45	309.10	298.41	-	188.41	59.05	93.32
Zn	125.97	156.46	155.20	165.86	145.66	222.44	142.36	80.17
Rb	14.85	39.33	37.27	38.14	24.90	33.42	10.59	4.20
Sr	136.53	126.59	103.23	74.00	107.15	69.76	104.28	251.30
Y	34.97	48.92	47.30	45.07	30.83	51.99	16.81	17.70
Zr	116.26	163.82	176.92	157.02	84.80	319.25	106.65	60.27
Nb	8.02	11.24	12.12	11.31	6.66	15.00	5.85	5.27
Ba	289.16	82.31	94.47	107.92	126.15	263.22	786.98	611.40
La	10.96	15.67	15.25	13.60	8.76	23.87	6.84	5.90
Ce	24.10	34.42	33.07	29.81	19.33	49.04	15.12	13.08
Pr	3.29	4.65	4.46	4.08	2.66	7.24	2.43	1.94
Nd	15.21	21.59	20.46	19.08	12.66	31.58	10.91	9.63
Sm	5.10	6.82	6.43	6.14	4.26	9.11	3.34	2.83
Eu	1.66	2.31	2.22	2.27	1.37	2.60	1.04	1.05
Gd	5.26	7.42	7.00	6.65	4.61	10.92	3.90	3.23
Tb	0.90	1.27	1.20	1.16	0.81	1.79	0.63	0.53
Dy	6.40	8.99	8.61	8.20	5.72	11.22	3.87	3.66
Ho	1.36	1.86	1.83	1.73	1.20	2.32	0.78	0.73
Er	3.89	5.50	5.26	5.03	3.49	6.70	2.20	2.16
Tm	0.54	0.76	0.73	0.71	0.49	0.92	0.30	0.29
Yb	3.64	5.20	5.02	4.80	3.29	5.84	1.95	1.95
Lu	0.49	0.70	0.66	0.65	0.44	0.80	0.27	0.29
Hf	3.33	4.90	5.06	4.42	2.60	9.34	3.06	1.63
Ta	1.25	1.78	1.86	1.80	1.07	1.43	0.67	0.40
Pb	2.10	2.87	3.17	2.22	1.76	5.13	1.26	1.78
Th	1.70	2.53	2.46	2.13	1.30	3.74	1.32	0.47
U	0.30	0.45	0.42	0.37	0.22	0.70	0.28	0.13
Nb/Nb*	0.67	0.65	0.72	0.76	0.71	0.57	0.7	1.14
(Gd/Yb) _n	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.5	1.6	1.3
(La/Sm) _n	1.3	1.3	1.4	1.4	1.3	1.6	1.3	1.3

4.1 Рассеянные элементы

В целом, долериты имеют схожие тренды распределения редкоземельных элементов. Для них характерно слабое обеднение тяжелых REE ($(Gd/Yb)_n = 1.1-1.4$), умеренное обогащение LREE ($(La/Sm)_n = 1.3-1.7$) (Рисунок 24), деплетированность Nb на мультиэлементных диаграммах ($Nb/Nb^* = 0.56-1.15$) (Рисунок 23). Также, от краевой части к центру тела увеличиваются концентрации несовместимых элементов, достигая максимума в габбро-пегматитах и лейкократовых долеритах, которые характеризуются максимальными концентрациями несовместимых элементов и практически полным отсутствием совместимых элементов. На спектрах распределения редких элементов (Рисунок 23) отмечается общее обогащение долеритов крупноионными литофильными элементами (LILE – Rb, Ba, Th, La) и обеднение Sr, исключением является долерит 3 типа, наблюдается положительный пик по Sr.

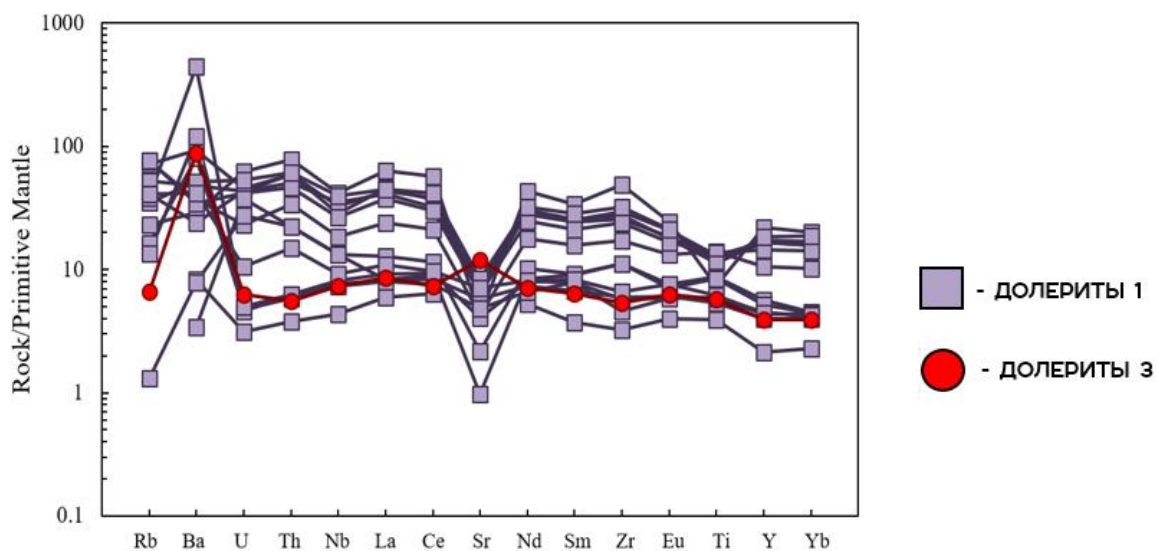


Рисунок 22. Спектры распределения рассеянных элементов в изученных долеритах, нормированные на примитивную мантию.

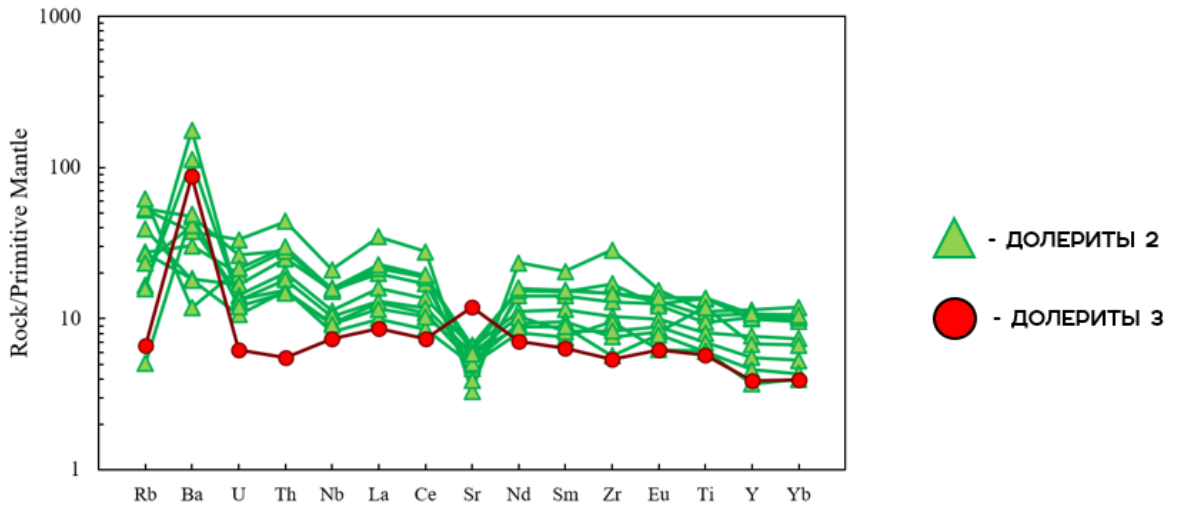


Рисунок 23. Спектры распределения рассеянных элементов в изученных долеритах, нормированные на примитивную мантию.

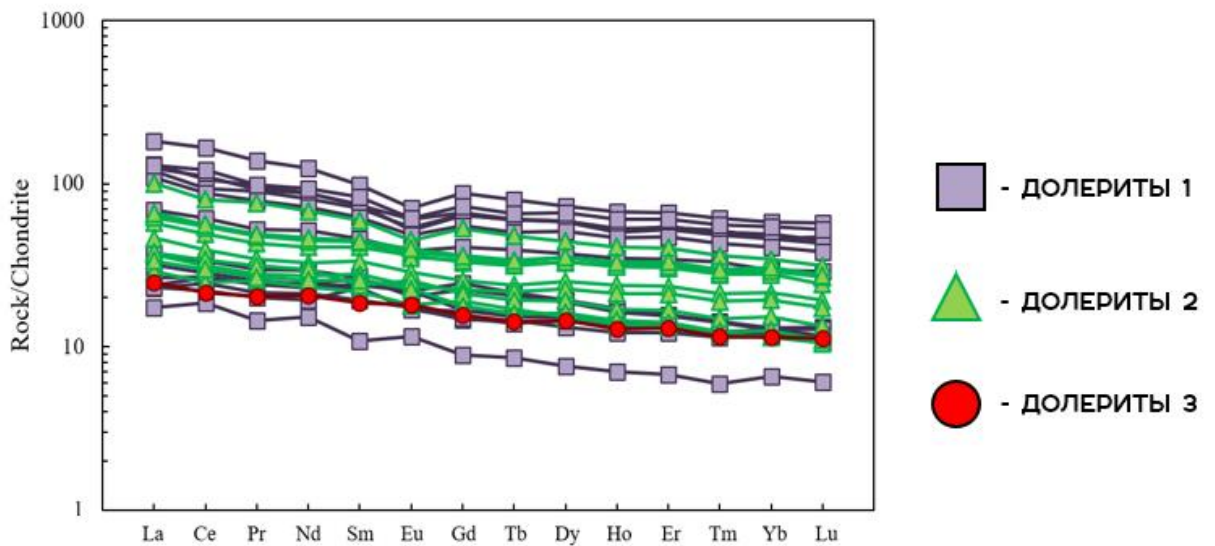


Рисунок 25. Спектры распределения редкоземельных элементов в изученных долеритах, нормированные на хондрит.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеопротерозойские (1.9-2.1 млрд лет) базиты, формирующие силлы долеритового состава широко распространены на территории Заонежского полуострова в пределах Толвуйской синклинали структуры. Силлы долеритов субсогласно залегают среди шунгитсодержащих осадочных пород, образования смяты в широкие складки и осложнены крупными разрывами. В ходе исследования, вблизи д. Лебещина по минералогическим и петрографическим и геохимическим характеристикам выделяется, как минимум, 3 типа метадолеритов, входящих в состав заонежского магматического комплекса.

Изученные долериты сохраняют морфологические и структурные признаки интрузивных тел. Редким исключением для них является сохранность первичных магматических минералов, представленных реликтовыми зёрнами клинопироксена, а вторичные метаморфические минералы соответствуют зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, и вероятно, являются следствием регионального метаморфизма, происходившего позднее. Ранее первично-магматические минералы были установлены только в пикробазальтах суйсарского магматического комплекса.

Вариации содержания главных и рассеянных элементов в породах силла являются отражением процессов внутрикамерной дифференциации. При этом для долеритов 1 типа наблюдается тренд "феннеровской" фракционной кристаллизации – в приконтактных зонах с шунгитами состав расплава был более магниальным, а остаточные расплавы обогащались железом на более ранних стадиях фракционирования и кремнезёмом на конечных. Малые концентрации MgO, Cr и Ni в породах зон закалки свидетельствуют о том, что эти расплавы не могли находиться в равновесии с мантийными перидотитами и сформированы в результате высоких степеней фракционирования первичных расплавов (Степанова и др., 2014). В целом, геохимические характеристики изученных долеритов указывают на генерацию их первичных расплавов в равновесии с безгранатовым реститом на небольших глубинах и возможную последующую контаминацию расплавов коровым материалом.

Поскольку силлы имеют схожее внутреннее строение и текстурно-структурные особенности пород, не исключается предположение о рассмотрении на участке только одного дифференцированного тела силла долеритов. При этом продуктами заключительной стадии кристаллизации остаточного расплава по петрографическим данным являются пегматоидные метадолериты 1 типа, которые резко отличаются по уровню содержания большинства петрогенных элементов. Высокое содержание в них кремнезёма и железа позволяет рассматривать их как поздние дифференциаты расплавов.

Сходство составов базитов, сложность расчленения метаморфизованных базитов, малый объем геохронологических данных и слабая изученность базитов в центральной части Онежской структуры определяют сложность расшифровки истории основного магматизма в ее пределах и требуют проведения дополнительных исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате проведённых исследований получена петрогеохимическая характеристика пород долеритовых силлов на участке Лебещина и сделана попытка оценки механизма условий их формирования. Основные выводы, вытекающие из приведённого в данной работе материала, следующие:

1) Первыми, наиболее ранними образованиями являются долериты 1 типа, которые внедрялись в неконсолидированные осадки. Породы в зоне закалки характеризуются тонкозернистой структурой. На ранней ликвидусной фазе кристаллизовался плагиоклаз, вероятно, более основного состава и вулканическое стекло, в последующем полностью замещённое хлоритом. В основной массе установлены крупные вкрапленники альбита и включения шунгита, формировавшегося в результате жидкостной несмесимости. Породы в зонах закалки характеризуются наиболее высоким содержанием MgO (около 9 мас.%), Cr Ni. Формирование же пегматоидной части, относительно удалённой от зон закалок и обогащённой Fe₂O₃ (до 23 мас.%), происходило по механизму кристаллизационной дифференциации с уменьшением MgO до 2 мас.%. В пегматоидных метадолиритах сохраняются реликты первично-магматического клинопироксена, отвечающего по составу геденбергиту ($X_{Mg_{Fe_{tot}}} = 0.14-0.24$).

2) При следующем этапе внедрения расплава формировались долериты 2 типа. Они внедрялись уже в консолидированные туфоалевролиты. На ранней ликвидусной фазе также кристаллизовался плагиоклаз, вероятно, более основного состава и вулканическое стекло, в последующем полностью замещённое хлоритом. В зонах закалки порфиновые вкрапленники и включения минералов не были установлены. Породы в зонах закалки характеризуются наиболее высоким содержанием MgO (около 12 мас.%), Cr, Ni. По мере удаления от зоны закалки, в такситовых структурах, содержания MgO уменьшается до 8 мас.%, а содержание Fe₂O₃ не сильно варьирует и остаётся постоянным в пределах от 17 до 22 мас.%. В крупнозернистых метадолиритах 2 типа сохраняются реликты первично-магматического клинопироксена, отвечающего по составу авгиту ($X_{Mg_{Fe_{tot}}} = 0.69-0.81$).

3) Долериты 3 типа распространены в восточной части участка, в виде маломощного выхода обнажения и требуют дальнейшего изучения. Зоны закалки с вмещающими породами, пока, не обнаружены. Долериты имеют мелкозернистую, офитовую структуру, в большей степени гидротермально-метасоматически преобразованы, плагиоклазы в них практически полностью замещаются серицитом. Среди магматических минералов

сохраняются только реликты первично-магматического клинопироксена, отвечающего по составу диопсид-авгиту ($X_{Mg_{Fetot}} = 0.50-0.64$).

Распределение петрогенных элементов в различных дифференциатах указывает на то, что породы в зонах закалки являются наиболее близкими по составу к первичному расплаву. Кроме того, поведение РЗЭ, которые характеризуются максимальными концентрациями несовместимых элементов и практически полным отсутствием совместимых элементов, в метадолеритах имеет общий характер и указывает на то, что формирование расплава происходило, вероятно, в верхнемантийных условиях. При этом от зон закалок к центру тела происходит увеличение концентрации несовместимых элементов, достигая максимума в пегматоидных и лейкократовых долеритах. Сходные, повышенные концентрации Ва (до 3000 ppm) и низкие Sr (до) в долеритах указывают на обогащение этими элементами расплава при взаимодействии с континентальной корой. Геодинамический режим соответствовал рифтогенному "континентальному".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Лазарев Ю. И. и др. U/Pb изотопный возраст вепсия Карелии // Доклады АН СССР. 1990 Т. 310 № 1 С. 189—191.
2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук, СПб., 32 с., 2002.
3. Балаганский, В. В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) / В. В. Балаганский, И. А. Горбунов, С. В. Мудрук // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3(26). С. 5–11.
4. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 53 с.
5. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с
6. Геология Карелии. М.: Наука, 1987. 231 с
7. Геолого-геофизические маркирующие горизонты палеопротерозоя Онежской структуры. М.М.Филиппов, О.А.Есипко. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2016. 257 с.
8. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Лавров М.М. Л., Наука. 1979. 136 с
9. Глебовицкий В.А. Сравнительный анализ эволюции Беломорско-Лапландского коллизионного и Свекофеннского аккреционного орогенов // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России, 2007. 83-85 с.
10. Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.
11. Голубев А. И., Иващенко В. И., Трофимов Н. Н., Ручьев А. М. Металлогения и оценка перспектив Карелии на крупные комплексные благороднометалльные месторождения // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. Вып.10. с. 91-116
12. Голубев А.И., Трофимов Н.Н., Лавров М.М. Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России, 2007. с. 85-88.
13. Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковийский

- переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 73–79
14. Голубев, А.И. Заонежский долерит-базальтовый комплекс / А.И. Голубев, В.С. Куликов // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / З.Л. Афанасьева, А.М. Ахмедов, Е.С. Богомоллов и др. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – С. 87–91.
 15. Иваников В.В., Малашин М.В., Голубев А.И., Филиппов Н.Б. Новые данные по геохимии ятулийских базальтов центральной Карелии. Вестник СПбГУ, сер 7, вып.4, 2008. 30 - 44 с.
Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1999. 96 с.
 16. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И. Ветреный Пояс – главный сумийский (палеопротерозойский) рифт ЮВ Фенноскандии // Геохимия магматических пород. Труды XXI Всероссийского семинара по геохимии магматических пород. 3-5 сентября 2003 г., Апатиты, ГИ КНЦ РАН. - Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003, 93-95 с.
 17. Кулешевич Л.В., Филиппов М.М., Гольцин Н. А., Крымский Р. Ш., Лохов К. И. Метасоматиты по шунгитоносным породам Максовского месторождения (Онежская структура, Карелия) // Литология и полезные ископаемые, 2019, № 2, с. 149–164
 18. Купряков С.В., Леденёва Н.В. Отчёт о результатах предварительной разведки Зажогинского месторождения шунгитовых пород, проведённой в 1974-1976 г.г. Петрозаводск. Т.1. 1976. 261 с.
 19. Купряков С.В., Михайлов В.П. Отчёт о результатах проведения поисково-оценочных работ на флангах Зажогинского месторождения шунгитовых пород в 1976-1980 г.г. Петрозаводск. Т.1. 1980. 96 с.
 20. Лавров М.М. Оливины и пироксены Бураковской расслоенной интрузии // В кн. Минералогия магматических и метаморфических пород докембрия Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, Институт геологии, 1994. С 6-41.
 21. Левченков О.А., Николаев А.А., Богомоллов Е.С., Яковлев С.З. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 1. С. 3–10.
 22. Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. Ятулийский трапповый комплекс / Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2003. Сер. 7. Вып. 1. №7. С.3–32.

23. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология, 1999, Т 7, № 3. – С.252-275.
24. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: объяснительная записка. – Апатиты, 2002. – 13с.
25. Онежская палеопротерозойская структура / Отв.ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН., 2011. 431 с.
26. Полещук А. В. Палеопротерозойские брекчиевидные породы (пепериты) северо-онежской мульды Балтийского щита // Бюллетень московского общества естествоиспытателей природы. Отдел геологический. 2007. Т. 82, № 6. С. 27–46.
27. Пухтель И.С., Богатиков О.А., Куиков В.В., Куликова В.В., Журавлёв Д.З. Роль коровых и мантийных источников в петрогенезисе континентального магматизма: изотопно-геохимические данные по раннепротерозойским пикритам Онежского плато, Балтийского щита. Петрология, 1995, том 3, № 4, с 397-419.
28. Светов С.А. Ликвационная дифференциация в базальтовых системах (на примере суйсарских вариолитов Ялгубского кряжа) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 120–134.
29. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. – 296 с.
30. Слабунов А.И., Балаганский В.В, Щипанский А.А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов // Геология и геофизика, №5, Том 62, 2021, С.650-677
31. Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А.Н. Заключительный этап магматизма среднего палеопротерозоя в онежской структуре: данные по долеритам Заонежья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, № 1. 2014. С. 3–16.
32. Степанова А. В., Степанов В. С., Азимов П. Я., Бабарина И. И., Егорова С. В., Ларионов А. Н., Ларионова Ю. О. «Друзитовый комплекс» Беломорской провинции Фенноскандии: серия разновозрастных дискретных магматических событий. ГРД, Петрозаводск, 2017. С. 242–244.
33. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология) / В.С. Куликов [и др.]. – Петрозаводск, 1999.
34. Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона // СПб, 1991. 175 с

35. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамическая позиция перспективных платиноносных формаций Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 4. С. 26-33.
36. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2002. 282 с.
37. Филиппов М. М. Шунгиты Карелии // Тр. КНУ РАН Петрозаводск. — 2003. — Вып. 5. С. 1-15.
38. Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10 Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007 С. 49–68.
39. Филиппов М.М., Бискэ Н.С. Феномен «Шуньга» и его аналоги // Проблемы зарождения биосферы Земли и её эволюции. М.: Книжный дом «ЛИБРИКОМ», 2013. С. 573-590.
40. Шарков Е.В., Чистяков А.В. Петрология раннепалеопротерозойского Бураковского комплекса, южная Карелия. Петрология, 2008, том 16, № 1, с. 66 - 91.
41. Amelin YuV, Heaman LM, Semenov VS (1995) U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Palaeoproterozoic continental rifting. *Precambrian Res* 75:31–46
42. Bayanova, T., Ludden, J., Mitrofanov, F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications. *Geol. Soc. London*. 2009. S.P. 323, 165–198
43. Chazhengina, S.Y. Structural characteristics of shungite carbon subjected to contact metamorphism overprinted by greenschist-facies regional metamorphism / S.Y. Chazhengina, V.V. Kovalevski // *Eur. J. Mineral.* – 2013. – Vol. 25. – P. 835–843
44. Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. Gee D. G., Stephenson R. A. (eds). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society, London. *Memoirs*, 32. 2006. P. 579–598.
45. Gaál, G. and Gorbatshev, R. 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 35, 15-52.
46. Hölttä P., Balagansky V.V., Garde A.A. et al. Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes*. 2008. V. 31. № 1. P. 13–19
47. Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548

48. Koistinen T., Stephens M. B., Bogatchev V. et al. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. Trondheim: Geological Survey of Norway, Uppsala: Geological Survey of Sweden, Moscow: Ministry of Natural Resources of Russia, Espoo: Geological Survey of Finland. 2001.
49. Kulikov, V.S., Bychkova, Y.V., Kulikova, V.V. and Ernst, R.E. 2010 The Vetreney Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: an essential component of the c. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces. *Precambrian Research*, 183, 589–601.
50. Lahtinen R. Main geological features of Fennoscandia // Geological Survey of Finland, 2012, Special Paper 53, 13-18 p
51. Leake B., Wooley a., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Кривовичев В.Г., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the commission on new minerals and mineral names of the international mineralogical association (CNMMNIMA). *PROC. RMS*, 6, 82-102.
52. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N. A., Chekulaev V. P., Levsky L. K., Bogomolov E. S., Krylov I. N. 1998. Geochemistry and petrology of 2.40-2.45 Ga magmatic rocks in the north-wester Belomorian Belt, Fennoscandia Shield, Russia. *Precambria Rnearch*. 92, 223-250.
53. Lubnina N.V., Slabunov A.L., Stepanova A.V. et al. The Paleoproterozoic remagnetization trend in rocks of the Belomorian Mobile Belt: Paleomagnetic and geologic evidence // *Moscow Univ. Geol. Bull.* 2016 Vol. 71, N 5. P. 311–322.
54. Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Stepanova A.V., Bogdanova S.V., Sokolov S.J. 2017. Fennoscandia before Nuna/Columbia: Paleomagnetism of 1.98–1.96 Ga mafic rocks of the Karelian craton and paleogeographic implications.
55. Melezhik VA, Fetisova OA (1989) Discovery of syngenetic barium sulphates in Precambrian rocks of the Baltic Shield. *Doklady (Trans) USSR Acad Sci Geol* 307(2): 422–425.
56. Melezhik V., Lepland A., Romashkin A. et al. The Great Oxidation Event Recorded in Paleoproterozoic Rocks from Fennoscandia // *Scientific Drilling*. 2010. N 9. P. 23–29.
57. Melezhik V.A., Prave A.R., Hanski E.J., Fallick A.E., Lepland A., Lee R. Kump L.R., Strauss H. 2013. Reading the Archive of Earth's Oxygenation Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project. P. 3-387.

58. Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Brasier, A.T., Lepland, A., 2015. Carbonate deposition in the Palaeoproterozoic Onega basin from Fennoscandia: A spotlight on the transition from the Lomagundi-Jatuli to Shunga events. *Earth-Sci. Rev.* 147, 65–98.
59. Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K. et al. Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1988. V. 73. P. 1123–1133.
60. Nironen, M. 1997. The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research* 86, 21-44.
61. Puchtel I. S., Hofmann A.W., Jochum K.P., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remant of a late Archaean oceanic plateau? // *Terra Nova.* 1997 № 9 P. 87-90.
62. Puchtel I. S., Arndt N. T., Hofmann A. W., Haase K. M., Kröner A., Kulikov V. S., Kulikova V. V., GarbeSchönberg C.D., Nemchin A. A. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plumerelated continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1998. Vol. 130, N 2. P. 134–153
63. Stepanova, A.V., Stepanov, V.S., Larionov, A.N., Salnikova, E.B., Samsonov, A.V., Azimov, P., Egorova, S.V., Larionova, Y.O., Sukhanova, M.A., Kervinen, A.V., Maksimov, O.A., 2021. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen. *Spec. Publ. Geological Society of London.*
64. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. № 1. P. 185–187.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 2.1 Состав минералов из долеритов 1 типа

минерал	Клинопироксен													
порода	Долерит													
SiO ₂	48.84	47.63	49.7	47.74	48.8	48.42	48.49	48.95	49.75	48.6	49.58	49.32	49.42	48.72
TiO ₂	0	0	0	0.76	0.72	0	0	0	0	0	0	0	0	0.61
Al ₂ O ₃	0.46	0.63	0	0.93	1.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0.78
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	28.27	27.01	25.85	26.39	26.41	25.68	26.69	25.24	25.99	26.47	25.81	25.21	25.9	26.56
MnO	0.55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2.77	3.49	3.19	3.85	4.16	3.27	2.71	3.18	3.76	3.19	3.24	3.19	2.97	3.46
CaO	19.5	18.8	21.09	19.18	19.65	21.1	20.73	21.32	21.4	21.39	21.25	21.38	22.05	19.82
Na ₂ O	0.08	0	0	0	0	0.17	0	0	0	0	0	0	0	0.15
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	100.47	97.56	99.83	98.85	100.75	98.64	98.62	98.69	100.90	99.65	99.88	99.10	100.34	100.10
X(Mg)	0.15	0.19	0.18	0.21	0.22	0.19	0.15	0.18	0.21	0.18	0.18	0.18	0.17	0.19
Wol	42	42	47	42	42	47	46	47	46	46	47	48	48	43
En	9	11	10	12	13	10	8	10	11	10	10	10	9	11
Fs	49	47	43	46	45	43	46	43	43	44	43	43	43	46

Продолжение таблицы 2.1

минерал	Клинопироксен											
порода	Долерит											
SiO ₂	48.44	49.16	49.15	49.25	49.38	48.8	49.85	49.58	49.34	49.92	48.54	48.83
TiO ₂	0.65	0	0	0	0	0.79	0	0	0	0	0.83	0.52
Al ₂ O ₃	0.78	0	0	0	0	0.66	0	0	0	0	0.91	0.77
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	26.91	27.29	26.38	25.38	25.94	26.44	26.91	27.93	27.47	27.81	26.97	26.58
MnO	0.68	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.7	0.65
MgO	3.84	2.55	3.03	3.52	2.99	3.75	3.24	2.7	2.63	2.91	3.17	3.79
CaO	19.73	20.68	21.32	21.94	21.68	20.26	21.84	20.69	20.96	21.32	20.03	19.82
Na ₂ O	0	0	0	0.02	0	0.23	0	0	0	0	0.06	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	101.03	99.68	99.88	100.11	99.99	100.93	101.84	100.90	100.40	101.96	101.21	100.96
X(Mg)	0.21	0.14	0.17	0.20	0.17	0.21	0.18	0.15	0.15	0.16	0.17	0.20
Wol	42	46	46	47	47	44	46	45	46	45	43	42
En	12	8	9	11	9	12	10	8	8	9	10	12
Fs	46	46	44	42	44	44	44	47	46	46	47	46

Окончание таблицы 3.1

минерал порода	Стильномелан											
	Долерит											
SiO ₂	43.75	43.81	43.85	45.71	43.01	44.83	40.83	44.04	44.35	44.34	43.27	45.72
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	5.93	6.28	6.04	5.61	6.24	6.05	3.91	6.55	6.68	6.49	6.01	6.37
FeO	31.63	31.08	31.91	31.56	31.22	32.66	24.31	32.11	32.62	32.98	32.21	31.78
MnO	0.53	0.55	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	0.64	0.00	0.00	0.67
MgO	2.81	2.81	2.94	3.04	2.67	2.82	2.37	2.51	3.07	2.89	2.53	2.92
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.00	10.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	1.47	1.40	1.50	1.45	1.49	1.43	0.53	1.51	1.40	1.30	1.68	1.60
Сумма	86.12	85.93	86.24	87.37	85.27	87.79	89.15	87.29	88.76	88.00	85.70	89.06

Таблица 3.1 Состав минералов из долеритов 2 типа

минерал порода	Клинопироксен													
	Долерит													
SiO ₂	51.86	52.01	50.41	50.85	51.43	51.24	51.59	51.96	52.63	51.32	51.74	53.35	52.91	51.59
TiO ₂	0.6	0.66	0.86	0.84	0.86	0.91	0.83	0.65	0.75	0.97	0.86	0.62	0.61	0.74
Al ₂ O ₃	1.54	1.32	3.1	2.8	2.95	2.91	2.67	1.18	1.52	2.62	2.81	1.33	1.56	2.54
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	9.29	9.15	9.21	8.81	8.99	8.69	8.77	9.13	8.9	7.86	8.16	8.73	8.28	9.11
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	15.37	16.3	14.67	15.16	14.75	15.37	14.94	16.21	16.19	14.62	15.27	16.1	15.82	15.43
CaO	19.29	19.72	20.25	20.38	20.72	20.79	20.84	19.38	20.04	20.72	21.26	19.53	20.19	20.21
Na ₂ O	0.44	0.36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.39	99.52	98.50	98.84	99.70	99.91	99.64	98.51	100.03	98.11	100.10	99.66	99.37	99.62
X(Mg)	0.76	0.81	0.74	0.76	0.75	0.77	0.75	0.76	0.76	0.77	0.77	0.77	0.77	0.75
Wol	40	40	40	40	41	41	42	39	40	44	42	41	42	40
En	46	49	44	45	44	46	44	47	46	43	45	45	45	45
Fs	14	11	15	14	15	14	14	15	14	13	13	14	13	15

Продолжение таблицы 3.1

минерал порода	Клинопироксен													
	Долерит													
SiO ₂	51.29	52.47	51.7	50.58	50.83	51.41	51.77	50.87	51.77	51.05	49.86	50.13	50.17	50.28
TiO ₂	0.83	0	0.79	0.76	1.04	0.77	0.68	0.78	0.63	0.96	1.3	1	1.07	1.05
Al ₂ O ₃	1.54	1.38	2.08	2.86	3.12	3.03	1.46	2.35	1.19	2	2.11	2.42	2.32	2.39
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	9.49	9.23	8.81	8.91	8.74	9.21	11.38	10	10.74	11.84	14.05	11.47	10.68	10.2
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	16.22	15.9	15.85	14.99	15.19	14.96	15.45	15.15	15.17	14.12	13.9	14.58	14.4	14.74
CaO	19.28	19.49	19.27	20.83	20.47	20	18.6	19.82	19.45	19.94	17.46	19.43	19.42	19.42
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.65	98.47	98.50	98.93	99.39	99.38	99.34	98.97	98.95	99.91	98.68	99.03	98.06	98.08
X(Mg)	0.77	0.75	0.76	0.77	0.76	0.74	0.71	0.75	0.72	0.69	0.64	0.72	0.71	0.73
Wol	38	39	39	41	40	40	37	39	39	40	35	38	39	39
En	48	46	46	46	46	44	45	45	44	42	42	44	43	44
Fs	14	15	14	13	14	15	18	15	17	19	23	17	18	17

Продолжение таблицы 3.1

минерал порода	Клинопироксен													
	Долерит													
SiO ₂	51.69	52.2	50.91	50.47	51.1	50.96	50.3	51.34	50.83	50.31	51.71	52.08	52.37	52.53
TiO ₂	0.69	0.61	0.78	0.89	0.88	0.89	0.92	1.03	0.92	0.86	0.87	1.08	0.71	0.6
Al ₂ O ₃	1.25	1.44	2.18	2.19	2.27	2.19	2.19	2.11	2.3	2.66	2.15	2.22	2.57	1.41
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FEO	11.44	11.75	10.42	10.78	9.88	9.64	9.41	10.04	9.77	8.65	10.79	10.18	9.86	11.74
MNO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MGO	14.74	15.19	14.57	14.54	14.17	14.26	14.74	14.52	14.07	14.56	14.44	15.13	15.08	15.78
CAO	18.75	18.65	19.52	19.84	20.03	20.22	21.11	20.09	20.32	20.25	20.06	20.63	20.5	18.71
NA ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Сумма	98.56	99.84	98.38	98.71	98.33	98.16	98.67	99.13	98.21	97.29	100.02	101.32	101.09	100.77
X(Mg)	0.70	0.70	0.71	0.72	0.72	0.73	0.77	0.72	0.72	0.75	0.70	0.73	0.73	0.71
Wol	39	37	39	40	42	42	42	41	42	41	40	40	40	37
En	43	44	43	44	42	42	45	43	42	44	42	44	44	45
Fs	19	19	17	17	16	16	13	16	16	15	18	16	16	18

Окончание таблицы 3.1

минерал	Амфибол															
порода	Долерит															
SiO ₂	51.92	53.20	53.64	54.42	52.92	53.51	52.70	45.22	49.30	52.96	52.37	54.50	52.33	53.31	52.53	53.15
TiO ₂	1.80	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	3.07	2.10	2.01	1.99	2.24	3.29	3.03	7.29	5.35	2.42	1.27	2.29	2.17	1.53	1.47	2.41
FeO	12.66	11.81	12.04	12.52	13.76	12.81	13.76	14.94	13.17	13.44	13.05	13.40	13.05	12.96	12.43	13.37
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	13.69	15.23	15.16	15.19	14.01	15.18	14.24	14.19	13.90	14.11	14.35	15.26	14.06	14.64	14.53	14.30
CaO	13.57	13.13	13.40	13.23	13.15	13.44	13.12	13.22	9.99	13.69	12.63	13.39	12.88	12.95	12.93	13.45
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.29	0.00	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	2.40	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.00	95.47	96.25	97.70	96.08	98.23	96.85	94.86	94.11	97.85	93.67	98.84	94.49	95.39	93.89	96.68
Si in formula	7.61	7.83	7.84	7.84	7.81	7.68	7.71	6.91	7.36	7.71	7.89	7.78	7.83	7.88	7.89	7.80
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.67	0.70	0.69	0.69	0.64	0.68	0.65	0.70	0.75	0.65	0.66	0.67	0.66	0.67	0.68	0.66
Ca+Na b	2.13	2.07	2.10	2.04	2.08	2.07	2.06	2.16	1.60	2.13	2.04	2.05	2.06	2.05	2.08	2.11
Ca b	2.13	2.07	2.10	2.04	2.08	2.07	2.06	2.16	1.60	2.13	2.04	2.05	2.06	2.05	2.08	2.11
Na b	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca a	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+K a	0.05	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.46	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Таблица 4.1 Состав минералов из долеритов 3 типа

минерал порода	Клинопироксен													
	Долерит													
SiO ₂	49.54	52.69	51.15	50.96	50.82	50.35	50.22	50.75	50.18	50.06	49.26	50.17	49.87	48.64
TiO ₂	1.74	0.50	1.44	1.45	1.42	1.57	1.53	1.00	1.46	1.64	1.46	1.41	1.69	1.15
Al ₂ O ₃	2.29	3.74	2.06	2.21	2.47	2.30	2.46	1.19	1.74	2.01	1.65	2.07	2.19	1.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	14.90	16.89	14.55	14.26	13.44	15.67	16.22	16.22	18.20	17.48	17.64	16.60	17.51	18.95
MnO	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.56	0.56	0.52	0.00	0.00
MgO	12.31	12.86	12.61	12.77	12.80	13.28	12.96	12.81	11.47	10.87	11.20	11.49	11.34	10.01
CaO	19.43	13.27	19.60	20.06	19.86	17.66	17.52	18.76	18.43	19.25	18.37	19.20	18.95	18.34
Na ₂ O	0.00	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.66	100.57	101.41	101.71	100.81	100.83	100.91	100.73	101.98	101.87	100.14	101.46	101.55	98.85
X(Mg)	0.61	0.58	0.61	0.62	0.63	0.61	0.59	0.61	0.54	0.53	0.54	0.56	0.55	0.50
Wol	39	32	39	40	40	35	35	37	36	38	37	38	38	38
En	37	39	37	38	38	40	39	38	34	33	34	34	34	31
Fs	24	29	24	23	22	26	27	25	29	29	29	27	28	31

Продолжение таблицы 4.1

минерал порода	Клинопироксен								
	Долерит								
SiO ₂	50.10	51.00	52.04	52.20	50.19	49.40	49.46	50.10	49.36
TiO ₂	1.49	1.74	0.79	0.87	1.76	1.31	1.46	1.23	1.27
Al ₂ O ₃	2.36	2.36	1.44	1.13	2.35	2.06	1.96	1.93	1.64
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	14.93	13.89	15.21	15.80	13.93	14.38	15.14	13.84	16.21
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	12.12	13.19	13.01	14.46	12.43	12.28	12.36	13.25	11.39
CaO	19.98	19.24	17.24	16.93	18.77	19.21	19.09	19.03	19.18
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.98	101.42	99.73	101.39	99.43	98.64	99.47	99.38	99.05
X(Mg)	0.61	0.63	0.60	0.62	0.61	0.61	0.61	0.64	0.57
Wol	40	39	38	33	40	39	38	38	39
En	36	39	37	41	37	37	38	40	35
Fs	24	23	25	25	23	24	24	22	26

Оокнчание таблицы 4.1

минерал	Амфибол												
порода	Долерит												
SiO ₂	54.61	54.12	54.38	54.00	52.82	54.35	54.38	57.60	52.84	54.71	56.05	53.15	52.87
TiO ₂	1.18	1.19	0.74	1.77	0.53	0.89	0.00	0.00	0.00	0.81	0.91	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.98	1.91	3.20	2.07	1.59	2.14	2.87	1.91	2.50	1.59	1.49	2.63	4.13
FeO	14.31	14.15	14.46	14.00	14.21	15.45	14.72	15.06	14.72	14.66	12.06	13.77	15.77
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00
MgO	14.06	14.00	14.58	13.70	13.53	13.93	14.33	14.65	13.40	14.31	15.75	13.61	12.53
CaO	14.05	13.92	13.49	14.00	13.33	13.83	13.44	13.68	13.68	13.27	13.82	13.38	13.22
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	100.19	99.29	100.85	99.54	96.01	100.59	100.08	102.90	97.14	99.35	100.08	96.98	99.10
Si in formula	7.77	7.77	7.65	7.74	7.84	7.73	7.73	7.91	7.78	7.81	7.86	7.79	7.63
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.64	0.64	0.64	0.65	0.63	0.62	0.63	0.65	0.62	0.64	0.71	0.64	0.60
Ca+Na b	2.14	2.14	2.03	2.15	2.12	2.11	2.05	2.01	2.16	2.03	2.08	2.10	2.04
Ca b	2.14	2.14	2.03	2.15	2.12	2.11	2.05	2.01	2.16	2.03	2.08	2.10	2.04
Na b	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca a	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na+K a	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16
Ti	0.13	0.13	0.08	0.19	0.06	0.10	0.00	0.00	0.00	0.09	0.10	0.00	0.00