

Министерство образования и науки Российской Федерации
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ (НИ ТГУ)
Геолого-географический факультет
Кафедра петрографии

Крылова Вера Алексеевна

**ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА
БАЗАЛЬТОВ КАНАРСКИХ ОСТРОВОВ И ИХ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ.**

Диссертация

на соискание степени магистра по направлению 05.04.01 Геология

Томск - 2018

Министерство образования и науки Российской Федерации
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ (НИ ТГУ)
Геолого-географический факультет
Кафедра петрографии

УДК [552.313.1]

ДОПУСТИТЬ К ЗАЩИТЕ В ГЭК

Руководитель ООП,
Профессор _____ А.И. Чернышов
«___» _____ 20__ г.

Магистерская диссертация
ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ИСТОЧНИКОВ ВЕЩЕСТВА
БАЗАЛЬТОВ КАНАРСКИХ ОСТРОВОВ И ИХ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ.

По основной образовательной программе подготовки магистров

по направлению 05.04.01- Геология

Крылова Вера Алексеевна

Научный руководитель ВКР
канд. геол.- мин. наук, доцент
_____ И.Ф. Гертнер

Научный соруководитель,
профессор кафедры петрографии,
профессор университета Саламанка,
_____ Г. Гутиеррез-Алонсо
«___» _____ 2018г.

Автор работы
студентка группы №02608
_____ В.А. Крылова

Томск - 2018

Реферат

УДК [552.313.1]

Особенности вещественного состава и источников вещества базальтов Канарских островов и их ультрабазитовых включений: дис. маг. геол. / В.А. Крылова. - 71с., 49 рис., 8 табл.

Объект исследований – являются пять островов Канарского архипелага: Ла-Пальма, Тенерифе, Лансароте, Ла-Гомера, Иерро.

Цель исследования состояла в изучении вещественного состава вулканитов Канарских островов и диагностики их геодинамического режима.

Задачи заключались в исследовании геологического строения и вещественного состава пород, а именно:

- 1) Петрографическое описание пород и их дискриминация;
- 2) Петрохимическая аттестация и анализ породообразующих минералов;
- 3) Анализ распределения рассеянных элементов и реконструкция геодинамического режима магматитов Канарского архипелага;
- 4) Диагностика петроструктуры ультрамафитовых ксенолитов и оценка степени их пластической деформации.

Выпускная работа состоит из 2 частей: общей и специальной; введения; заключения и списка использованных источников.

В общей части освещены: геологическая история формирования исследуемого объекта, гипотезы происхождения, современные извержения вулкана Тейде, осадочные отложения.

В специальной части петрографическая характеристика пород, микроструктурные и петроструктурные особенности, петрохимические и геохимические особенности пород Канарских островов.

Оглавление

Введение.....	5
Общая часть	
1. Общие сведения о геологической истории формирования исследуемого объекта и вероятных гипотезах его происхождения.....	8
1.1. Особенности геологического строения островов Канарского архипелага и вероятные модели их формирования.....	11
1.2. История формирования острова Тенерифе, как пример модели формирования вулканических островов Канарского архипелага.....	15
1.3. Современные извержения вулкана Тейде.....	20
1.4. Осадочные отложения на склонах Тейде.....	21
Специальная часть	
2. Петрографическая характеристика пород Канарских островов.....	26
3. Особенности состава главных породообразующих минералов Канарских островов.....	36
4. Петроструктурные особенности оливина ксенолитов, перидотитов из базальтов.....	53
5. Петрохимические особенности пород Канарских островов.....	56
6. Геохимические особенности пород Канарских островов.....	66
Заключение.....	69
Список использованной литературы.....	70

Введение

Актуальность исследований. Изучение вулканических пород имеет важнейшее значение для решения многих проблем экономики и самой жизни на нашей планете. В частности, крупные вулканические извержения влияют на изменения климата, нарушение авиационных перевозок, а также определяют формирование месторождений полезных ископаемых (Ernst, 2014). Продукты современных вулканов выступают также объектами туризма и создания лечебных заведений. В последнем случае это касается гидротермальных источников, обогащенных различными минералами. Исследование вулканитов Канарского архипелага, не смотря на свою длительную историю, до сих пор остается актуальным. Петрографическое и геохимическое разнообразие данных пород оставляет нам еще много загадок об их происхождении. Важным аспектом при изучении данных образований остается и анализ ксенолитов ультрабазитового состава, которые постоянно присутствуют в базальтах.

Объектами исследований являются пять островов Канарского архипелага: Ла-Пальма, Тенерифе, Лансароте, Ла-Гомера, Иерро. В основном, это ныне действующие или уже потухшие вулканы. Сами острова являются одним из самых посещаемых курортов Испании и всего мира.

Цель исследования состояла в изучении вещественного состава вулканитов Канарских островов и диагностики их геодинамического режима.

Задачи заключались в исследовании геологического строения и вещественного состава пород, а именно:

- 5) Петрографическое описание пород и их дискриминация;
- 6) Петрохимическая аттестация и анализ породообразующих минералов;
- 7) Анализ распределения рассеянных элементов и реконструкция геодинамического режима магматитов Канарского архипелага;
- 8) Диагностика петроструктуры ультрамафитовых ксенолитов и оценка степени их пластической деформации.

Фактический материал. В основу работы положены образцы, которые были получены от научных руководителей, и результаты их лабораторных исследований. Всего было изучено 19 образцов и, соответственно, прозрачных шлифов под микроскопом. Петрохимические выполнены в 19 образцах, геохимические в 3 образцах и петроструктурные исследования выполнены в 5 образцах.

Методы исследования. В качестве основного подхода научного исследования применялось комплексное изучение вещественного состава горных пород, включающее петрографическое описание с выделением отдельных разновидностей, изучение вещественного состава минеральных с помощью РЭМ (микронзондовый анализ), анализ распределения рассеянных элементов на основе

ICP-MS и петроструктурное изучение ультрамафитов методом EBSD (детектор обратно отраженных электронов).

Научная новизна. В данной диссертационной работе, помимо стандартных подходов анализа вещественного состава, был применен новый метод оценки степени пластических деформаций ксенолитов ультраосновного состава, позволяющий диагностировать фрагменты собственно мантийного субстрата и кумулятивные продукты глубинных магматических камер. Сам комплексный подход анализа вещественного состава горных пород Канарских островов также может рассматриваться в новой идеи при их изучении.

Основные защищаемые положения.

1) Изученные породы отражают принадлежность большинства базальтов и трахитов к продуктам субщелочной и щелочной серии. Геохимические параметры данных вулканитов соответствуют продуктам извержений океанических островов, которые могли формироваться как за счет глубинных мантийных плюмов, так и в результате «валикой» конвекции в трансформных разломах современных океанических бассейнах.

2) Изученный образец ксенолита перидотитового состава отвечает кумулатам, образовавшимся при фракционной кристаллизации исходного магматического расплава в промежуточной камере на значительной глубине. Особенности его минералогического состава и петроструктура сопоставима с подобными образованиями Иоко-Довыренского расслоенного плутона в Северном Прибайкалье.

Практическая значимость исследования. Одним из важных компонентов практической значимости выступает реальная диагностика горных пород и продуктов вулканизма исследуемого объекта. Данная информация необходима для грамотного проведения туристических экскурсий в регионе, особенно, когда это касается специалистов в области геологии и географии.

Апробация работы и основные публикации. Основные материалы работы были представлены на Всероссийской конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов» (Томск, 2017); в международном научном журнале IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science/ Sedimentary deposits and petrography of the basalts of the island of Tenerife of the Canary archipelago (Spain) (2017) 1-7 p.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, шести глав и заключения общим объемом 71 страница, включая 49 иллюстраций, 8 таблиц и список литературы из 23 наименований.

Благодарности. Автор искренне признателен своему научному руководителю заведующего НИЛ структурной петрологии и минерагении, доцента кафедры петрографии, заместителя декана

ГГФ Гертнеру Игорю Федоровичу за постоянную поддержку и помощь на основных этапах выполнения работы.

В процессе работы автор получил поддержку и ценные советы, заведующего кафедры петрографии, доктору геолого-минералогических наук, профессору Алексею Ивановичу Чернышову, кандидату геолого-минералогических наук, доценту Вологдиной Ирине Валентиновны и Бетхер Ольге Васильевне за помощь в написании работы.

Автор выражает глубокую признательность своему рецензенту кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН Вишневному Андрею Владиславовичу за рассмотрение результатов работы.

Общая часть

1. Общие сведения о геологической истории формирования исследуемого объекта и вероятных гипотезах его происхождения.

Канарские острова (исп. Las Islas Canarias, буквально — «собачьи острова») — архипелаг из семи островов вулканического происхождения в Атлантическом океане, недалеко от северо-западного побережья Африки (Марокко и Западная Сахара). Острова принадлежат Испании и являются одним из автономных сообществ этой страны.

Существует несколько теорий происхождения Канарских островов. Различные теории, которые пытались объяснить происхождение Канарских островов, можно объединить в две группы. С одной стороны находятся теории, согласно которым считалось, что острова были непосредственно связаны с континентами, современными или исчезнувшими. С другой стороны, существуют более современные теории, полагающие, что Канарские острова поднялись из глубин океана в полной независимости от соседних континентов.

В первой группе теорий можно выделить те, которые построены на чистых гипотезах, основывающихся на более или менее фантастических исторических сочинениях, как, например, миф об Атлантиде. Другие же ищут связь островов с континентами. Некоторые гипотезы указывают на то, что Канарские острова являются остатками крупного континента, ушедшего под воду, - Атлантиды. Также частью этого континента являлись Кабо-Верде, Мадейра и Азорские острова. Эти гипотезы основываются на знаменитых «Диалогах» Платона «Тимей» и «Критий», созданных в IV в. до н. э. Хотя Атлантида Платона могла существовать в любом месте Атлантики (а согласно другим авторам – в Средиземноморье), некоторые историки и ученые связывают ее именно с Канарскими островами.

Во второй группе гипотез можно выделить две фундаментальные гипотезы: теория мостов между континентами и теория происхождения от северо-западной части Африки. Теория континентальных перешейков основана на анализе современной флоры, фауны и скал Канарского архипелага. Согласно этой теории, Канарские острова были соединены с крупными островами или континентами, что делало возможным видовой обмен между ними. С другой стороны, у живущих здесь видов за миллионы лет было множество возможностей попасть на острова.

Третья теория происхождения архипелага, касающаяся отделения от северо-западной части Африки, предполагает, что изначально острова являлись частью этого континента. Согласно этой гипотезы, Канарские острова возникли в результате образования Атласских гор на северо-западе континента. Но это влекло бы за собой существование осадочных отложений на островах, что не удалось доказать. Однако весьма вероятно, что вулканические явления были спровоцированы тектоническими движениями, повлиявшими на эту африканскую территорию. Другой довод против этой теории заключается в том, что на Канарских островах не существует геологических образований близлежащих африканских территорий, а Канарских образований – в Африке. Без сомнения, скалы этого африканского региона схожи с геологическими образованиями Южной Америки. Это только усиливает геологическую непохожесть Канарских островов.

Эта независимость подтверждается изучением морского дна, окружающего острова. Эти подводные территории отделены от континента осадочными отложениями толщиной более 8000 м между Лансароте и ФуэртеVENTурой, с одной стороны, и Африкой, с другой. Также на каждом из островов наблюдается некая непохожесть на все остальные. К тому же, между Тенерифе, Ла Пальмой и Эль Йерро крупнейшие впадины составляют до 3000 м. Современные теории пытаются объяснить происхождение Канарских островов поднятием их из глубин океана. Главной причиной появления островов считается вулканическая деятельность. Эти идеи высказывали в XIX в. Наиболее известные ученые-геологи того времени: Чарльз Лайель, Карл Фритч и Кристиан Леопольд фон Бух. В недавнее время эти теории были уточнены и доказаны на основе серьезных многочисленных исследований и наблюдений.

Подобные гипотезы получили первую поддержку в теории дрейфа материков Альфреда Лотара Вегенера. Согласно идеям этого ученого, земная кора может дрейфовать по менее плотным магматическим массам. В начале Юрского периода все континенты были соединены в один континент Пангея, а в последующие эпохи стали отделяться друг от друга, перемещаясь, пока не образовалась современная картина расположения материков. Если обратить внимание на форму каждого из континентов, то можно мысленно соединить их в один континент. Согласно Вегенеру, Канарские острова являются отделившимися частями континентальных плит, которые можно сравнить с отколовшимися кусками льда, плывущими перед айсбергом. Таким образом, они были фрагментами верхнего слоя, в некоторых местах полностью спрятанного под лавой, только недавно отделившимися от Африки. Однако это не так: Канарские острова, как было показано выше, не могли отколоться от Африки. Геологическое строение их также иное, нежели предполагал Вегенер. Некоторые авторы считают, что только два острова - Лансароте и ФуэртеVENTура - имеют континентальное происхождение. Согласно этой теории, океаническое дно

постоянно находится в движении, образуя узкие трещины, расположенные в горных хребтах, пересекающих океанические котловины. Считается, что ежегодно дно Атлантического океана расширяется на 2-18 см. Согласно гипотезы тектоники плит, верхний слой литосферы состоит из определенного числа твердых фрагментов литосферы, которые перемещаются относительно друг друга. При смещении или схождении этих блоков образуются острова. «Блоки растут и расширяются вдоль срединно-океанических хребтов. Во время движения блоки могут сталкиваться между собой, и происходит явление субдукции. Оно заключается в том, что одна из плит опускается и уходит в нижнюю часть мантии, пододвигаясь под другую плиту. Если плиты сдвигаются одна относительно другой, формируются крупные системы желобов в одном направлении» (Ernst, 2007). В зоне расширения под действием постоянных тепловых потоков появляются трещины, извержения вулканов и потоки лавы по всей длине срединно-океанического хребта, что ведет к образованию склонов и гор. По мнению других авторов, Канарские острова были вулканами, появившимися над океаническим дном, и некоторое время оставались активными над поверхностью земной коры возрастом в 100 млн. лет (Добрецов и др., 2001).

Современная интерпретация этого вопроса предполагает следующее. Более 200 млн. лет назад началось разделение Пангеи, огромного первоначального континента. В это время началось формирование Атлантического океана, благодаря все большему отделению Америки, Европы и Африки. Этот процесс завершился 65 млн. лет назад, когда континенты заняли свое современное положение. Обращаясь к этим данным, сложно сказать, в какой момент началось формирование Канарских островов. Известно, что наиболее древним скалам на Фуэртевентуре около 37 млн. лет. Можно предположить, что формирование островов началось после того, как континенты заняли свое современное положение. Невозможно точно определить, в какой момент началась подводная вулканическая активность, завершившаяся поднятием островных блоков. Вулканическая активность могла продолжаться более или менее длинными периодами от 200 до 37 млн. лет назад.

Другие теории принимают вулканическое происхождение островов и пытаются объяснить их разный возраст. Одна из таких теорий – теория горячей точки. Согласно ей, существуют сравнительно ограниченные по площади участки земной поверхности на дне океана или на суше с аномально высоким тепловым потоком, связанным с повышенной магматической и гидротермальной активностью. Одна из таких точек, расположенная вблизи архипелага, способствовала формированию Канарских островов. По мере того, как океаническое дно смещается с востока на запад, сначала возникли самые восточные острова – Лансароте и Фуэртевентура. Поэтому Эль Йерро, самый западный остров, является наиболее молодым. Водной

из гипотез предполагается расширения разлома, основанная на твердости африканской плиты. Согласно ей, появление каждого из островов объясняется существованием разлома или трещины, расширяющейся с запада на восток, что явилось следствием расширения и сжатия горных цепей Атлас на северо-западе Африки. В результате извержений из этих трещин и сформировались Канарские острова. Более распространенной в настоящее время считается теория подъема блоков с океанического дна, сформировавших островные ядра, в зоне наиболее тонкой коры, путем перехода между океаном и континентом, вызванного поворотом или задержкой африканского континента в постоянном движении атлантической плиты с востока на запад (Ernst, 2007). По нашему мнению, активная вулканическая деятельность, определяющая рост лкеантической коры и формирования данных островов обусловлена вероятным влиянием мантий плюма (Ernst, 2007), отражающего формирование трансформных разломов в структуре Срединно-Атлантического хребта. Своеобразным эффектом продвижения глубинных магм из-под астеносферы могла выступать «валиковая» конвекция, обеспечивающая аномальные проявления магматизма в данных структурах (Добрецов и др., 2001).

1.1. Особенности геологического строения островов Канарского архипелага и вероятные модели их формирования.

На Канарских островах существует четыре национальных парка: Кальдера Лас-Каньядас на высоте примерно двух тысяч метров над уровнем моря. Это самый крупный парк и площадь его оставляет 18990 гектар. Он открывает одно из самых впечатляющих геологических чудес света – своеобразные скульптурные ансамбли из вулканических натёк, конусов причудливых форм и фантазийных цветов (от бурых и охристых до черного оттенка, лавы по соседству с белым снегом на зимних склонах); Кальдера Табурьенте находится на острове Ла Пальма, диаметром восемь километров имеет форму котловины (кальдеры). Его территория является зоной вулканических извержений и массивных оползней. За счёт силы воды и времени были сформированы геологические контуры этих мест; Гарахонай – достопримечательность острова Ла Гомера. Это укромный уголок реликтовой кайнозойской экосистемы, именно в нем большей частью сконцентрированы Канарские лавровые леса. Они исчезли почти повсеместно на континенте в результате климатических изменений четверичного периода; Тиманфайя – жемчужина Лансароте. На этой местности отмечается большая вулканическая активность. Этот парк изобилует пейзажными красотами благодаря причудливым скоплениям лавы, невероятным по мощи извержениям вулканов, конусам и канавам вулканического происхождения, гротам, агавам и захватывающим дух геометрическим конструкциям. С геологической точки зрения, это иллюстрация недавней и древней вулканической деятельности вулканов региона. Извержения

вулканов на Лансароте, имевшие место в период между 1730 и 1736 годами, а также в 1824 году, стали причиной образования множества геоморфологических структур, представляющих интерес для вулканологов.

Канарские острова по геологическим стандартам довольно молоды - им около 20 миллионов лет. Стадии развития вулканических островов - подводный морской вулкан начинает выходить из-под уровня моря. Вследствие поступления воды в подводящую зону преобладает эксплозивная (фреатическая) форма вулканизма. При затрудненном доступе воды в подводящий канал происходят извержения лавы. Возникновение куполовидного вулкана.

Архипелаг состоит из семи крупных обитаемых островов и нескольких маленьких. Далее рассмотрим острова посвященные моей работе. В центре находится самый крупный остров — Тенерифе и входит в состав провинции Санта-Крус-де-Тенерифе. Остров является самым крупным и самым густонаселенным островом, площадь которого составляет 2058км². С языка гуанчей – древних жителей острова – его название происходит от слов «tene» (гора) и «ife» (белый) переводится как «снежная гора». При объединении этих двух добавилась буква «р» и получилось современное название – Тенерифе. Именем остров обязан вулкану Тейде. Его высота 3718 метров, поэтому почти круглый год пик вулкана покрыт снежной шапкой. Как и другие Канарские острова Тенерифе имеет вулканическую природу. В центре острова возвышается кратер вулкана Тейде (3718 м над уровнем моря, самая высокая точка в Испании, самый высокий кратер вулкана в Европе). Последнее извержение Тейде произошло в 1909 году. Образованный вулканической деятельностью хребет делит остров на две части: южную и северную, климат которых существенно различается.



Рисунок 1. Район отбора образцов Канарского архипелага (Карты Европы).

На западе находятся острова Ла Гомера (378 км²) он привлекает своими ландшафтами Геологи утверждают, что этот остров – единственный из Канарских островов, не знавший вулканических извержений. Вулканическая активность тут отсутствует. Самая высокая точка расположена на высоте в 1 488 метрах.

Иерро (277 км²), Эль Йерро (El Hierro) – самый западный, молодой и самый маленький остров Канарского архипелага, образованный тремя перекрывающимися четвертичными продуктами извержения, в первую очередь, мафическими щелочными лавами от самых старых до самых молодых: Тиньор, Эль Гольфо и Рифт, выделяющие три разветвленные рифтовые системы и связанный с ними дугообразный боковой коллапс. Залегание продуктов вулканизма (оползневые шрамы) между трещинами определяют характерную форму острова. Он был сформирован в результате серии вулканических извержений около 1.2 млн лет назад. Поднявшийся со дна океана остров представлял собой треугольную базальтовую дамбу, в центре которой возвышался вулканический конус более 2 тысяч метров высотой. Продолжавшееся длительное извержение вулканов привело к тому, что острову Эль-Иерро суждено было стать чемпионом среди островов Канарского архипелага по количеству вулканических кратеров (здесь их насчитывается около 800). Сегодня самой высокой точкой является пик Мальпасо (1501 м). Вулканическое происхождение наложило отпечаток на его рельеф. Ландшафты необычайно разнообразны. В основном, это плато, покрытые застывшей лавой и вулканическими формированиями на юге и западе. Последнее вулканическое извержение, продолжавшееся целый месяц, было зарегистрировано в 1793 году, а также небольшое в 2011.

Ла Пальма (708 км²), самый активный остров в голоцене, образованный двумя коалесцированными вулканами: северный круговой вулкан Табуриенте и младший северо-южный удлиненный вулкан Кумбре – Вьеха на юге. Они считаются действующими, однако последнее извержение произошло еще в 1971 году. Вулканическое происхождение острова объясняет часто встречающиеся здесь конусы из застывшей лавы и вулканического шлака. Это пятый по величине остров архипелага, Ла Пальма похож очертаниями на обух каменного топора. Как и весь архипелаг, остров Ла Пальма вулканического происхождения, и вулканы еще не потухли окончательно. Последнее извержение произошло в 1971 году на юге острова. Его черные лавовые поля и красновато-коричневые вулканические скалы контрастируют с буйной растительностью остальной части острова. Существуют различные прогнозы относительно времени следующего извержения.

Подобно другим островам Канарского архипелага, острову было суждено появиться на поверхности океана вследствие серии вулканических извержений. Вулканическое происхождение объясняет сложный его рельеф. Самая высокая горная вершина - Лос-Мучачос имеет высоту в 2423 м, тогда как подводная часть находится на 4 тысячи метров выше океанского дна. Таким образом, он является одним из самых высоких островов в мире по отношению к океанскому дну, уступая пальму первенства лишь острову Пико в Азорском архипелаге и острову Фога на Кабо-Верде

Лансароте (795 км²) является продолжением к северо-востоку от Фуэртевентуры, эта страна вулканов получила известность как Исладель Фуэго, или Огненный остров. На территории в 795 кв.км насчитывается почти 300 вулканических вершин. Осенью 1730 года одновременно из тридцати кратеров начала вырываться лава и раскаленный пепел. Извержение продолжалось шесть лет и в его результате треть острова стала покрыта безжизненным базальтом и пеплом. Следующее извержение произошло в XIX веке. В центре острова выросла гряда вулканических конусов, напоминающих лунные горы. Лава подходит очень близко к поверхности и на глубине несколько метров температура достигает нескольких сотен градусов. Остров Лансароте является четвертым по величине в Канарском архипелаге, площадь его составляет 846 кв. км. От африканского побережья Лансароте отделяет всего 125 км, тогда как от Кадиса, самой южной точки Европы, его отделяет 1000 км.

Канарские острова это пример для магматизма абиссальных равнин, которые являются типичным представителем вулканических образований океанов вне срединных хребтов. На острове Тенерифе наиболее древней считается серия субщелочных пикритов, базальтов и

пирокластов, образовавшихся при вулканической деятельности трещинного типа. Состав уже более молодых лав изменяется от субщелочных оливиновых базальтов до трахибазальтов и фонолитов. Извержения сопровождались выбросами пепла и формированием небольших интрузивов сиенитов и нефелиновых сиенитов. Также широко распространены игнимбриты трахитов и фонолитов. На таких островах как Тенерифе, Лас-Пальма и Гран-Канария для изверженных пород характерна высокая щелочность, и за счет этого они образуют серии, в которых щелочность быстро возрастает от базальтов к фонолитам. Породы юго-западной (острова Гомеро, Иедро) и северо-восточной (острова Лансароте, Фуэртевентура) ветвей архипелага характеризуются меньшей щелочностью и меньшим темпом накопления щелочей во времени.

Таким образом, между породами островов юго-западной и северо-восточной групп отмечается значительное сходство. Из этого следует, что вулканы архипелага имеют центральную симметрию, что опровергает представление о зависимости химизма вулканитов от расстояния до побережья Африки или Срединно-Атлантического хребта. На любом из островов щелочность вулканических циклов возрастает во времени. Исключением являются четвертичные излившиеся породы, близкие к толеитовым базальтам.

Канарские острова являются характерным представителем магматических образований, сформировавшихся на значительном удалении от оси срединно – океанических хребтов. В этом отношении, очень важным аспектом выступает источник вещества магматических расплавов. Это может быть следствием внутриплитного магматизма, т.е. мантийного плюма. Другой сценарий предполагает особенности формирования трансформных разломов, где в результате «валиковой конвекции» (Добрецов и др., 2001) могут возникать локальные зоны аномального по своим геохимическим параметрам магматизма. В данном случае трудно объяснить повышенную щелочность вулканитов Канарских островов, т.к. базальтовые расплавы могли взаимодействовать только с породами океанической коры или водами собственно океана.

1.2 История формирования острова Тенерифе, как пример модели формирования вулканических островов Канарского архипелага.

Остров Тенерифе — самый большой среди островов Канарского архипелага. С середины прошлого столетия остров стал одним из самых популярных курортов Европы, это вполне оправдано — такого уникального климата и природной красоты больше нет нигде. Ежегодно его посещают более 10 миллионов туристов со всего мира. Если смотреть на остров со стороны океана, он напоминает гору, конусообразной формы и имеет вулканическое происхождение. Остров разделен горным хребтом на две части: южную и северную. Климат на юге острова сухой, практически без осадков, солнечный и теплый с минимальными перепадами среднесуточных и

среднегодовых температур. На севере более прохладно, высокая влажность, температура воздуха на 2-5 градусов ниже, чем на юге. Но это компенсируется буйной растительностью и пейзажам невероятной красоты. Самое известное место на острове — это пик Тейде (рис. 2).

Тейде — это стратовулкан, он и Пико Виеха являются сейсмически активными центрами острова. Это самая высокая точка не только Тенерифе (рис. 3), но и Испании. Его высота составляет 3718 м над уровнем моря, а если считать от дна океана, то высота его достигает 7500 метров. Пико Виеха, примыкающий к Тейде на западе, имеет высоту 3134 м, на востоке расположена Монтанья бланка, гора высотой 2750 м (Канарские острова).

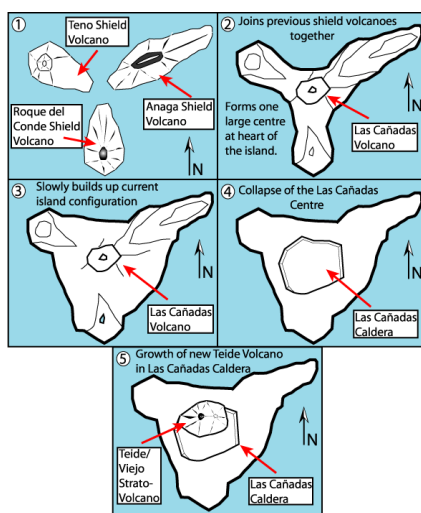


Рисунок 2. Образование острова Тенерифе (Канарские острова).

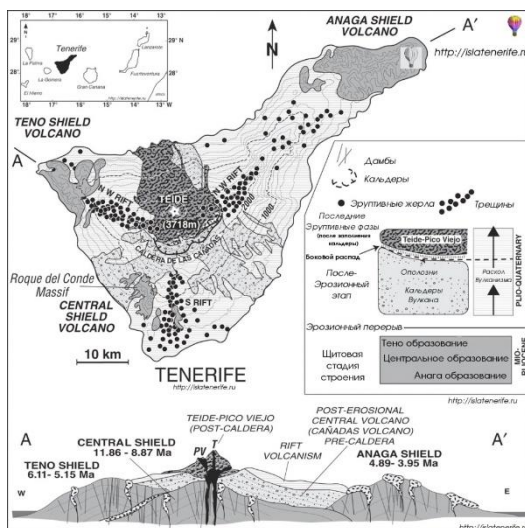


Рисунок 3. Расположение острова и его вулканов (Канарские острова).

Тейде и Пико Виеха находятся на севере кальдеры Лас Каньядас. Особенность стратовулкана Пико Виеха — это его кратер, он расположен не на вершине, как у большинства вулканов, а на середине склона. Образовался его кратер в 1907 году во время извержения. Формирование

Тенерифе и развитие Тейде, как вулкана можно разделить на 5 этапов. Как и другие острова Канарского архипелага, Тенерифе был создан вследствие движения трех больших вулканических блоков, в результате чего была сформирована большая часть острова. Схема эволюции подводных извержений и образование острова Тенерифе представлена на (рис. 4).

Этап первый. Заложение подводных извержений относится ко временам миоцена и раннего плиоцена. Сохранились они в трех разрушенных горных массивах: Анага (на северо-востоке острова), Тено (на северо-западе) и Роке дель Конде (на юге). Формирование каждого блока заняло около 3 миллионов лет, а весь остров Тенерифе был сформирован за 8 миллионов лет.

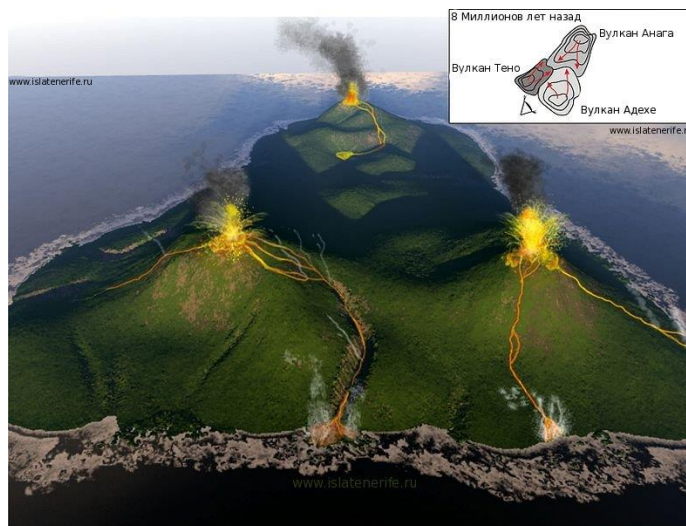


Рисунок 4. Реконструкция первого этапа образования острова Тенерифе с развитием трёх вулканических центра (Канарские острова).

Второй и третий этапы, продолжавшиеся 2-3 миллиона лет, Тенерифе, пребывал в состоянии покоя и эрозии (рис. 5). Эти этапы характерны для всех Канарских островов, когда сейчас на этой стадии развития пребывает Ла Гомера. После этого периода покоя вулканическая активность была сконцентрирована в центральном вулкане Лас Каньядас (Las Cañadas) и горном массиве Анага (рис. 6). Лас Каньядас, созданный в эпоху миоцена, предположительно имел диаметр 40 км и высоту 4500 м (Канарские острова).

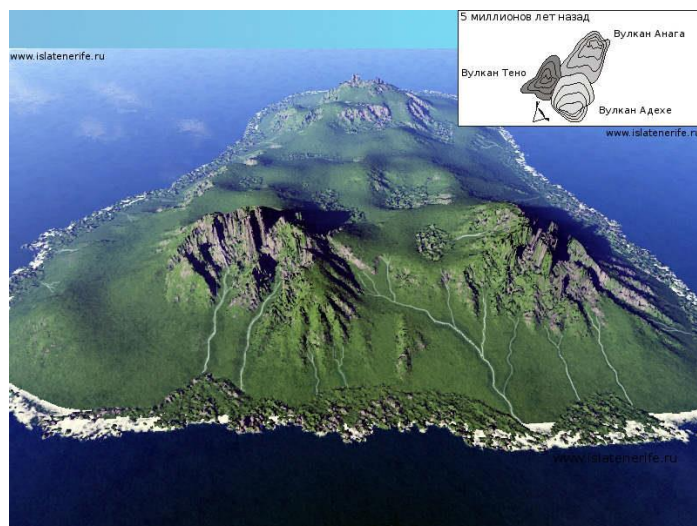


Рисунок 5. Реконструкция второго этапа образования острова Тенерифе с развитием трёх вулканических центров (Канарские острова).

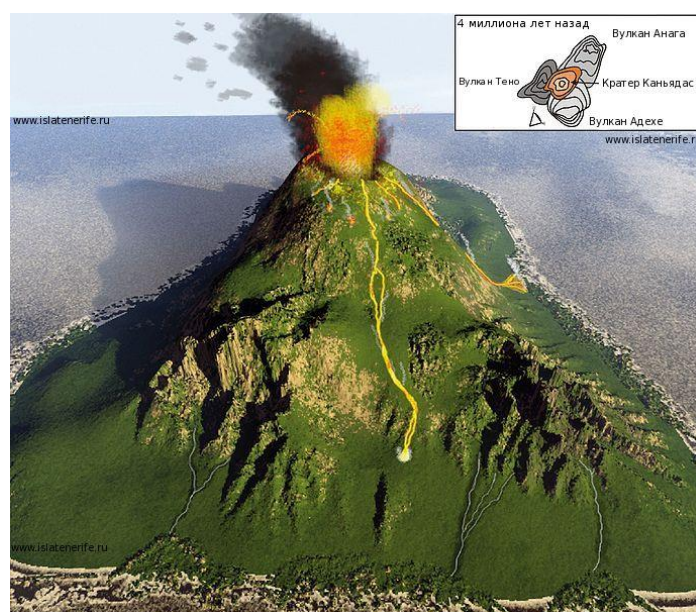


Рисунок 6. Реконструкция третьего этапа образования острова Тенерифе с развитием трёх вулканических центра (Канарские острова).

Четвертый этап предполагает магматизм 160-220 тыс. лет назад, когда произошло сильное извержение Лас Каньядас, и часть вулкана разрушилась, вследствие чего образовалась кальдера (рис. 7). Позже произошло извержение и нового стратовулкана Лас Каньядас II, результатом которого стало также разрушение. Согласно с данными картографии, расположен этот вулкан был около Гуаджара (Guaajara). Вулкан Лас Каньядас III сформировался в секторе кальдеры Диего Эрнандеса. На этом этапе он достиг своей максимальной высоты. Формирование современной кальдеры Тейде 16x9 км можно объяснить двумя теориями. Согласно с первой, она была образована в результате вертикального разрушения вулкана в результате целой серии извержений.

Вторая теория объясняет создание кальдеры несколькими гравитационными коллапсами. Эта теория подтверждена была геологическими исследованиями дна океана и в обсерватории на суше.

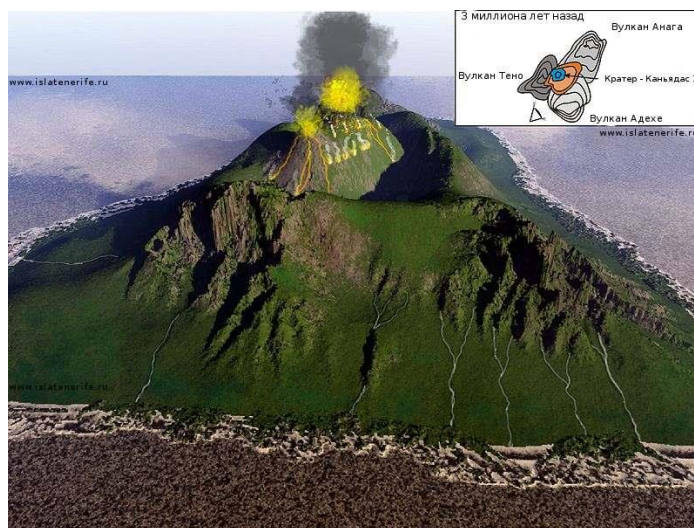


Рисунок 7. Реконструкция четвёртого этапа образования острова Тенерифе с развитием трёх вулканических центра (Канарские острова).

На следующем пятом этапе стало извержение на северо-западе и разломы на северо-востоке Пика Тейде и Пика Виеха (рис. 8), в результате чего лава частично заполнила кальдеру Лас Каньядас. Также в результате этих процессов были сформированы горные хребты, пересекающие остров, и образовались стратовулканы Тейде и Пик Виеха.

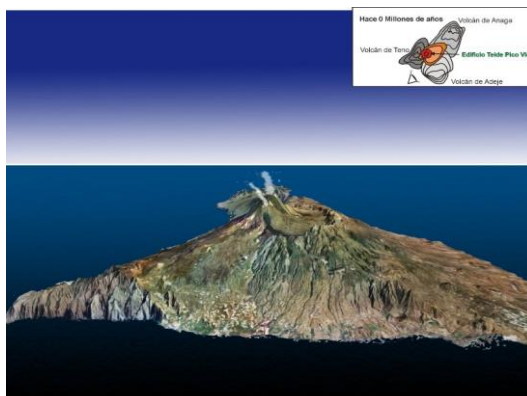


Рисунок 8. Реконструкция пятого этапа образования острова Тенерифе с развитием трёх вулканических центра (Канарские острова).

1.3 Современные извержения вулкана Тейде.

На Канарских островах преобладают вулканы трещинного типа – их особенность заключается в излиянии лавы на земную поверхность по крупным трещинам или расколам, – а также центрального типа, когда извержение происходит из кратера вулканического конуса. На островах можно заметить много вулканических конусов, как, например, в Огненных горах (Montañas del Fuego) на Лансароте или в долине Аридане (Valle de Aridane) на Ла Пальме.

Вулканы, представленные на Канарских островах, можно объединить в три группы:

- простые (Тенегия), конус которых формируется в результате единственного извержения;
- сложные (Тейде), когда выбросы лавы и различных пирокластов (вулканических бомб, пепла) нескольких извержений оставляют вещества для новых извержений над предыдущими, формируя стратовулканы;
- подводные (Кальдерета на Ла Пальме), сформировавшиеся под водой и позже выступившие над поверхностью океана.

Первое извержение предположительно произошло 150 тысяч лет назад, в результате его образовалась кальдера Лас Каньядас, ее размер составляет 16x9 км. Сам вулкан и его стратовулкан Пико Виеху, находится на севере кальдеры. Первое документально подтвержденное извержение относится к 1442 году, его свидетелем стал Христофор Колумб. С тех пор ведется точная статистика извержений.

В 1706 году во время очередного извержения был разрушен город и порт Гарачико. Жители города не пострадали, они успели покинуть город. Позже он был отстроен, но больше портом не стал. После извержения изменилась береговая линия, что сделало бухту непригодной для прохода кораблями. В результате этого извержения, кратер вулкана обрушился, и он приобрел нынешний вид — до этого он был намного выше, его высота составляла 5000 метров.

Последнее его извержение произошло в 1909 году, в его северо-западной части. На сегодня Тейде считается действующим вулканом, а остров Тенерифе относится к сейсмически опасным районам. В 2003 году, учеными-сейсмологами было зафиксировано увеличение активности в кратере вулкана. Многие известные вулканы, имели подобную сейсмическую активность перед тем, как выйти из стадии покоя. Обычно она свидетельствует о том, что в нем поднимается магма. Если анализировать статистику, можно заметить закономерность, что извержения Тейде происходят с периодичностью раз в сто лет, обычно погрешность составляет не более 5 лет (рис. 9).

Но стоит отметить, что в связи с геологическими и химическими особенностями, лава вулкана никогда не развивает большую скорость, обычно она не превышает 5 км/час. Это объясняется тем, что при последних извержениях она имеет относительно «кислый» состав. Поэтому даже при сильном извержении факты гибели людей случались крайне редко.



Рисунок 9. Извержение вулкана Тейде (1909г.).

1.4 Осадочные отложения на склонах Тейде.

Осадочные отложения на острове представлены продуктами выветривания вулканитов. Одной из достопримечательностей этого курорта является черный песок, представляющий собой результат перемива базальтовых потоков в зонах прилива и отлива, т.е. типичный граувваковый песок основного состава. Однако размеры таких пляжей весьма небольшие и сохранились лишь в локальных бухтах на западном и северном побережьях Тенерифе (наиболее крупный в Гарачико). Места массового отдыха на юге и северо-востоке острова искусственно преобразованы в более смешанные варианты пляжных отложений за счет привоза аркозовых песков из Африки.

Непосредственно в кальдере Лас Каньядес наблюдаются продукты эоловой эрозии с образованием причудливых форм обнажений и элювиально-делювиальных осадков. Частично они имеют черты озерных отложений, т.к. в весеннее время за счет таяния снегов на пике Тейде, кальдера заполняется водой.

При строительстве магистральной дороги на западном склоне вулкана была вскрыта зона химического выветривания вулканических отложений, названная «слоистым пирогом» (рис. 10). Её строение обусловлено практически горизонтальным залеганием слоев, окрашенных в темно-серые и светло-светлые цвета с зеленоватым, голубоватым, желтоватым или розоватым оттенками.

Причудливое чередование разноцветных слоев позволило строителям назвать это обнажение «слоеный пирог». Данный разрез также является одним из пунктов остановки туристических маршрутов (рис. 11). Породы в данном обнажении представлены тонкозернистым алевроглинистым материалом (рис. 12). Различная окраска тонких слоев объясняется разными условиями преобразования и особенностями химического состава продуктов вулканических извержений, в частности обогащенностью теми или иными газами и результатами фумарольной деятельности.



Рисунок 10. Обнажение вдоль дороги на западном склоне вулкана Тейде, вскрывающее продукты химического выветривания вулканических потоков (фото Гертнера И.Ф.).

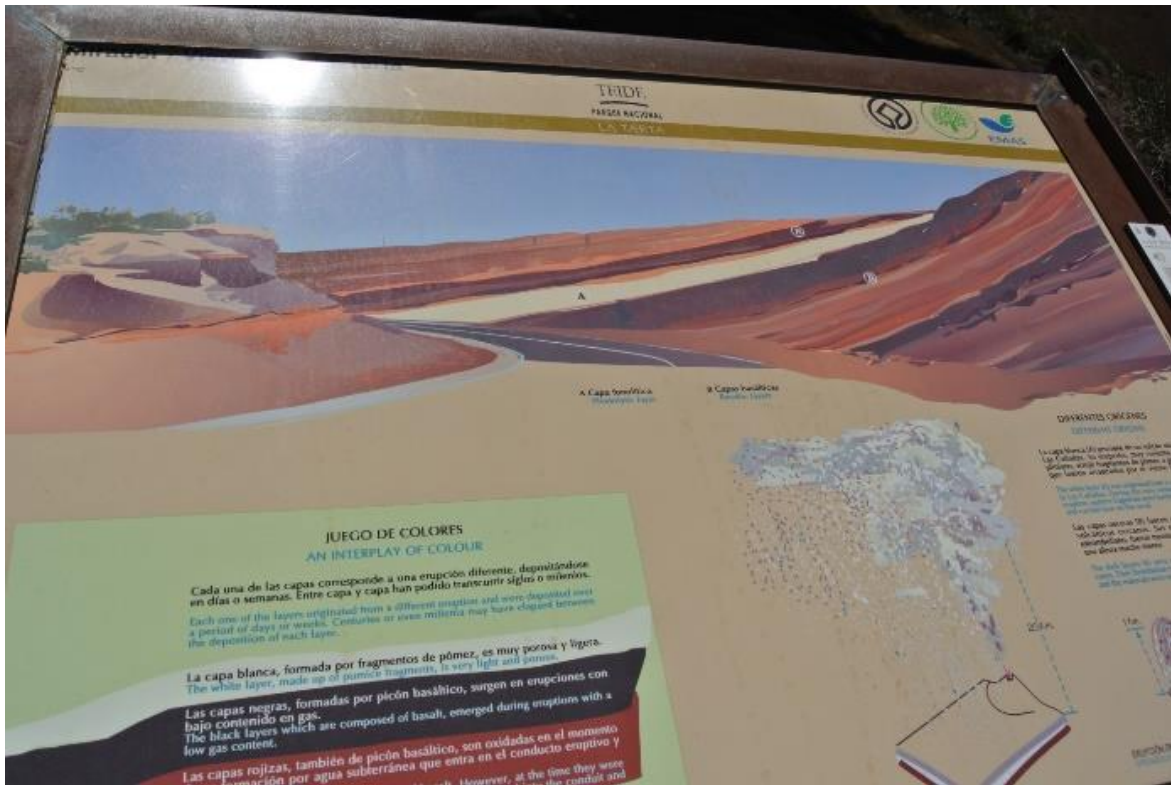


Рисунок 11. Схема строения обнажения «Слоеный пирог» на туристической остановке (фото Гертнера И.Ф.).



Рисунок 12. Обнажение «Слоистый пирог» на его южном окончании (фото Гертнера И.Ф.).

Следует отметить, что ширина данного обнажения составляет лишь несколько сотен метров и в геоморфологическом плане приурочена к межгорному урочищу, образованному в результате «выпахивания» вулканическим потоком при извержении Тейде в 1706 году. Подобного типа обнажение, но с менее эффектным разнообразием цветовой гаммы, есть и на побережье в районе города Гарачико. Учитывая, что на этом склоне периодически формируется озеро в кальдере Лас Каньядес, можно предположить, что данные породы имеют смешанное происхождение, т.е. могут представлять собой аллювиальные отложения локально возникающего водного потока.



Рисунок 13. Горизонтальная слоистость в песчаных отложениях на западном берегу Тенерифе в районе города Гарачико (фото Гертнера И.Ф.).

Одним из доводов в пользу такой точки зрения выступает другой тип сцементированных валунных отложений, выходы которых наблюдаются буквально в 200 метрах южнее в этой же бухте (рис.13).



Рисунок 14. Выходы цементированных валунно-галечных отложений (фото Гертнера И.Ф.).

Данный осадочный комплекс, скорее всего, образовался за счет перемыва делювия коренных обнажений в прибрежной зоне с последующей цементацией глинистым материалом из соседней зоны выветривания. Вероятно также, что это происходило на фоне общего поднятия острова. Прочность цементации таких отложений не высока, поэтому в наиболее людных местах их выходы укреплены металлической сеткой.

2 Петрографическая характеристика пород Канарских островов.

Породы были отобраны с разных островов Канарского архипелага. Образцы № 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, А-1, А-3117, А-1106 отобраны с острова Тенерифе. Образцы № А-1685, А-1688 отобраны с острова Ла – Пальма. Образец № А-3 с острова Лансароте. Образцы № А-5, А-3112 с острова Иерро. Образцы № А-3121, А-3126, А-3138 отобраны с острова Ла Гомера. Набор петрографических видов в составе пород является типичным для вулканической деятельности и включает базальты, гиаобазальты, тефритоиды, лавакластиты, порфириты, перидотиты, трахиты и фонолиты.

Базальты макроскопически представляют собой плотные породы, коричневатого темно-серого цвета, скрытокристаллические с миндалями и порами. В порах отмечаются фрагменты органических остатков.

При микроскопическом изучении базальтов выделяется порфировая и гиаопилитовая структура, а также вкрапленная, однородная текстура (Чернышов А.И., Вологодина И.В. 2014).

Минералогический состав: оливин -30%, авгит -10%, плагиоклаз -45%, диопсид -15% (Кузоватов Н.И. и др, 2012).

Вкрапленники и микролиты в основной массе представлены оливином, авгитом, плагиоклазом, диопсидом, магнетитом. Основная масса имеет пилотокситовую структуру.

Оливин – представлен в основном в виде удлиненных, округлых зерен с размерами в среднем по длине до 4мм и по ширине до 3мм. При одном никеле бесцветен с высоким рельефом и слабо выраженной спайностью под углом 90° . В скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции от светло- желтых до сине-зеленых с показателем двупреломления $N_g-N_p = 0,31 - 0,38$, угол погасания $c:N_g=0$. В одном из образцов наблюдаются зерна в виде «окошечек» (рис.16 слева), где зерно оливина, а внутри его основная масса, что говорит о быстрой кристаллизации минерала.

Авгит – наблюдается в виде угловатых, ромбовидных, шестиугольных зерен с размерами в среднем по длине до 2,5мм и по ширине до 1мм. В скрещенных николях зеленоватые цвета интерференции, в некоторых местах с оттенком серого, показатель двупреломления $N_g-N_p = 0.25$ с углом погасания $c:N_g = 42^{\circ}$. В одном никеле бесцветен и буроватый со слабым плеохраизмом. Характерно погасание в виде песочных часов (рис. 16 справа), что позволяет нам называть его авгитом.

Плагиоклаз – представлен мелкими и крупными удлиненными зернами с размерами в среднем по длине до 7мм и по ширине до 3мм. Характерны полисинтетические двойники (рис. 18). В

одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет светло и темно-серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,007 - 0,009$. Для определения номера плагиоклаза, мною были проделаны более пяти замеров разных зерен в каждом образце. В результате были определены плагиоклазы с номерами № 40 – андезин, № 25 – олигоклаз.

Диопсид – представлен прямоугольными зернами с размерами в среднем по длине до 2,5мм и по ширине до 1мм. В скрещенных николях имеет желтоватые и светло зеленые цвета интерференции, в одном николе имеет слабо зеленоватую окраску.

Магнетит – наблюдается только в виде микролитов и мелкой сыпи, изотропен.

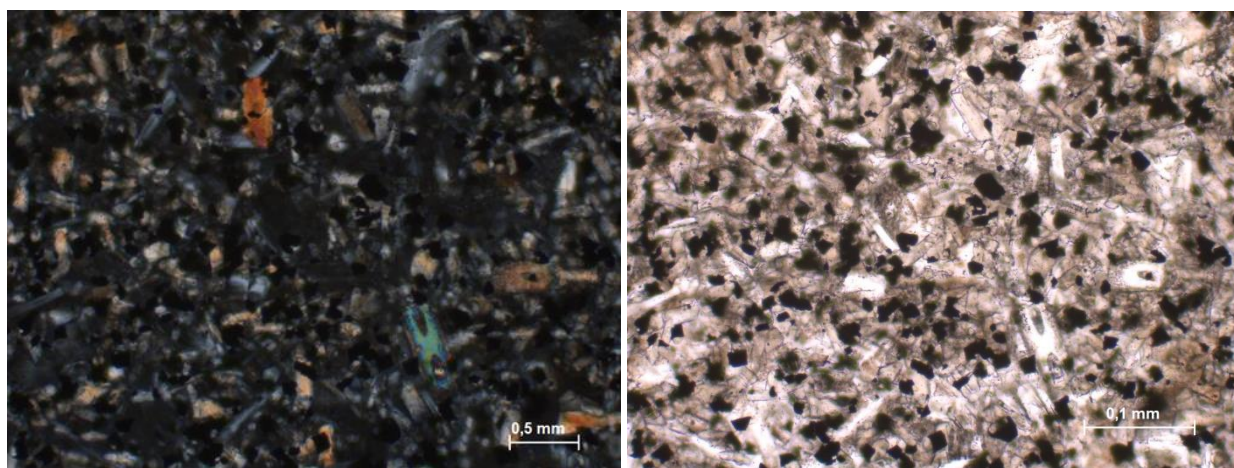


Рисунок 15. Основная масса базальта с пилотокситовой структурой слева - в скрещенных николях, справа – николи параллельны.

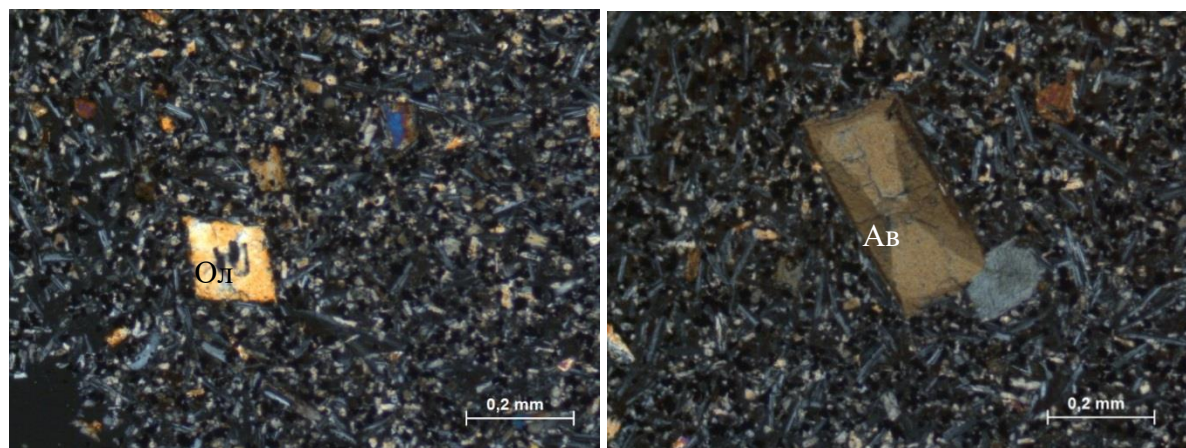


Рисунок 16. Оливин в базальте под микроскопом – слева, авгит в виде песочных часов под микроскопом в скрещенных николях - справа.

Условные обозначения: Ол – оливин; Ав – авгит;

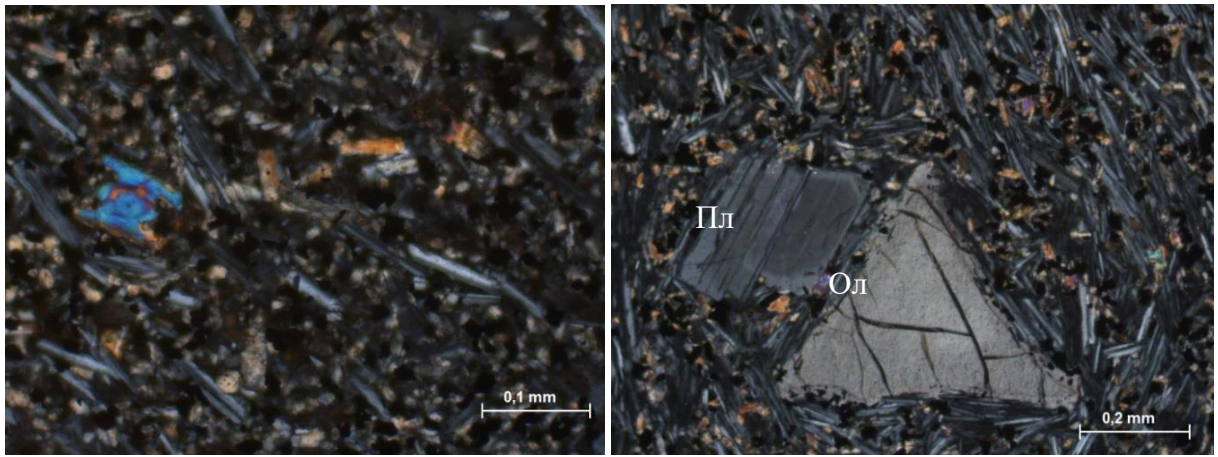


Рисунок 17. Микролиты базальта в скрещенных николях – слева, оливиновый базальт микроскопически в скрещенных николях - справа.

Условные обозначения: Ол-оливин; Пл-плагиоклаз.

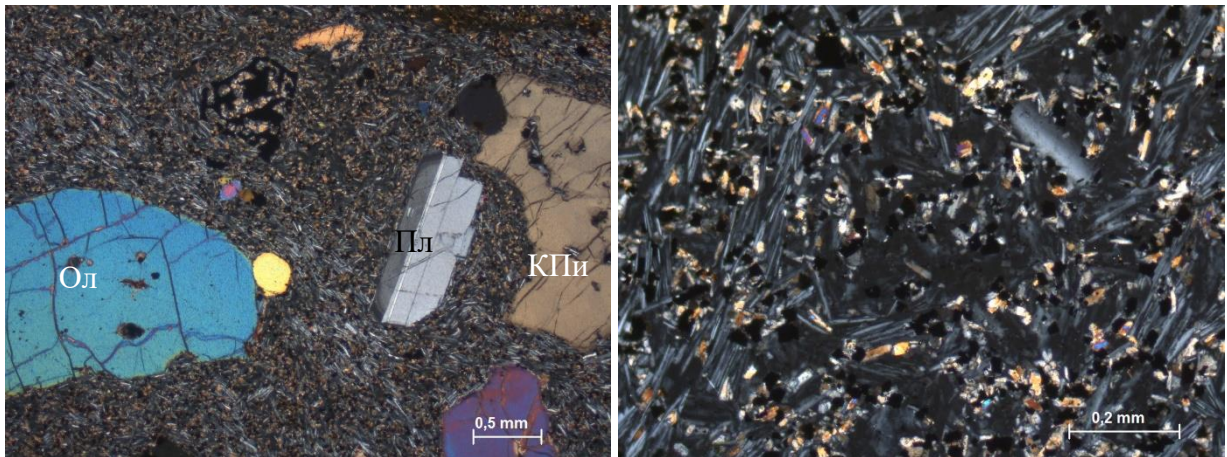


Рисунок 18. Оливиновый базальт – слева, микролиты базальта - справа под микроскопом в скрещенных николях.

Условные обозначения: Ол – оливин; Пл – плагиоклаз, КПи – Клинопироксен.

Гиалобазальты – предположительно основного состава. Структура гиалопилитовая и вкрапленная, однородная текстура (Чернышов А.И., Вологодина И.В. 2014).

Вся порода сложена стекловатой изотропной массой. В виде вкрапленников и микролитов фиксируются зерна плагиоклаза, гиперстена и биотита, Минералогический состав: плагиоклаз – 15%, биотит – 15%, гиперстен – 10%, вулканическое стекло – 60%.

Плагиоклаз – представлен в виде вытянутых зерен с полисинтетическими двойниками, размеры зерен в среднем по длине до 4 мм и по ширине до 2мм. В одном николе бесцветен. В скрещенных николях имеет светло-серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,012$. По результатам нескольких замеров, определен плагиоклаз типа альбита.

Биотит – наблюдается вытянутыми листочками с размерами зерен в среднем по длине до 2 мм и по ширине до 1,5 мм. При одном николе бурые цвета интерференции с плеохраизмом. В скрещенных николях имеет желтоватую до коричневой окраски с показателем двупреломления $N_g-N_p = 0,050$ с углом погасания $c:N_g=0$.

В данной породе наблюдается ламинарное движение (рис. 19).

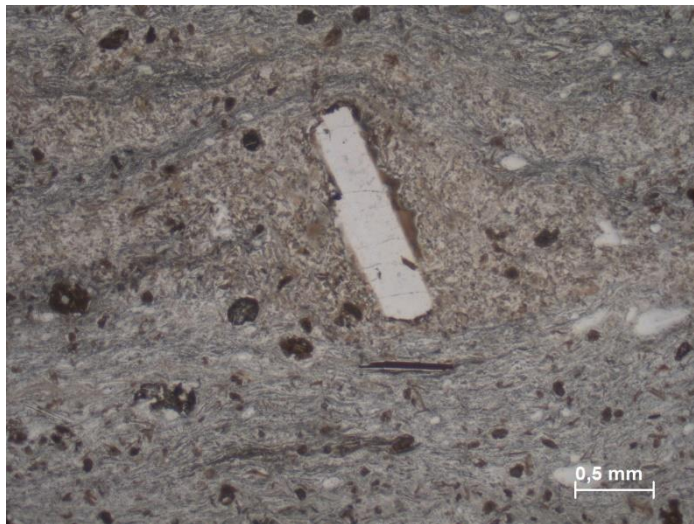


Рисунок 19. Признаки течения в гиалобазальте в одном николе.

Тефроид – порода однородного состава с карбонатным и базальтовым цементом серого, темно-серого и бурого цвета. Структура кристаллолитокластическая и однородная текстура (Уткин Ю.В. 2002).

Размер обломков варьируется в среднем по длине до 2мм и по ширине до 0,5 мм в поперечнике. Микроскопически порода имеет светло-серый, бурый цвет. Основная масса нераскристаллизованная. Обломки представлены базальтом, также отдельно наблюдаются оливин и пироксен (рис. 20). Минералогический состав: оливин – 40%, авгит – 35%, плагиоклаз – 25%.

Оливин – имеет округлую форму зерен, в одном николе бесцветен с выраженным рельефом и слабо выраженной спайностью. В скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции: показатель двупреломления $N_g-N_p = 0,036$. Наблюдаем прямой угол погасания $c:N_g = 0^\circ$.

Авгит – представлен в виде угловатой, шестиугольной формы, наблюдается зональность. В одном николе бесцветен, буроватый. В скрещенных николях угол погасание $c:N_g = 42^\circ$, показатель двупреломления $N_g-N_p= 0,025$.

Плагиоклаз – в одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет светло – серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g-N_p = 0.009$. По результатам нескольких замеров был определен плагиоклаз под номером 39 – андезин (Врублевский В.А. и др.,2015).

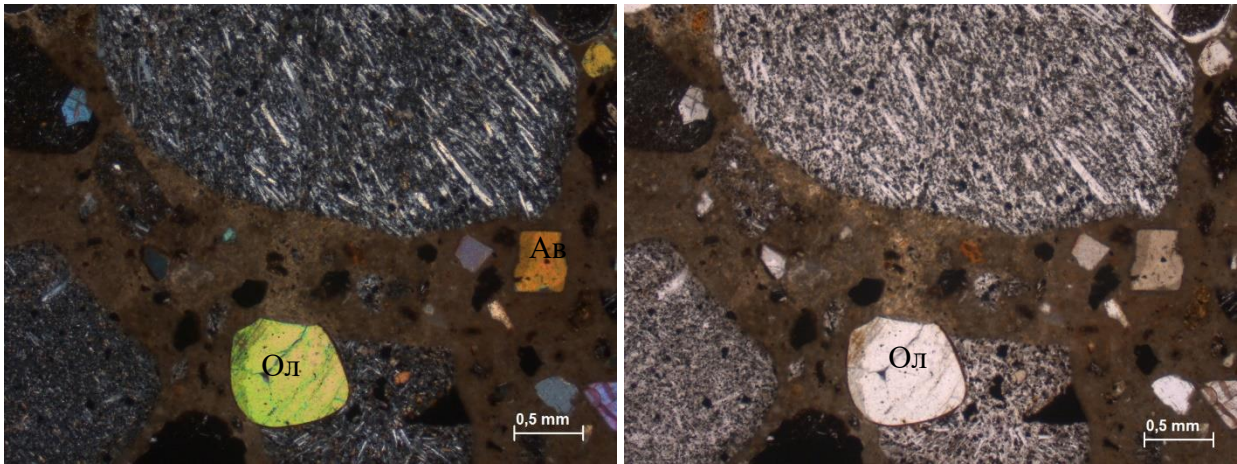


Рисунок 20. Тефرويد под микроскопом слева – в скрещенных николях, справа – николи параллельны.

Условные обозначения: Ол- оливин; Ав- авгит;

Лавакластит – порода бурого цвета сложена округлыми обломками вулканического стекла (рис. 21). Структура кристалловитрокластическая с железисто-хлоритовым цементом (Уткин Ю.В. 2002).

Также присутствуют зерна оливина и авгита. Минералогический состав: вулканическое стекло – 40%, оливин – 15%, авгит – 20%, плагиоклаз – 25% (Кузоватов Н.И. и др, 2012).

Вулканическое стекло – представлено округлой, скорлуповатой формой с бурыми цветами интерференции в скрещенных николях и черной окраской в одном.

Оливин – представлен в виде небольших ромбовидных, удлинённых зерен с размерами: по длине до 1,5мм и по ширине до 0,2мм. В одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет яркие интерференции, показатель двупреломления $N_g - N_p = 0,037$.

Авгит – наблюдается в виде вытянутых зерен с размерами в среднем: по длине до 1мм и по ширине до 0,2мм. В скрещенных николях имеет от желтых до сине-фиолетовых цветов интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0.025$ и угол погасания $\epsilon: N_g = 42^\circ$. В одном николе бесцветен (Врублевский В.А. и др., 2015).

Плагиоклаз – в одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет светло-серые цвета интерференции с показателем преломления $N_g - N_p = 0.009$. по результатам нескольких замеров был определен плагиоклаз под номером 36 – андезин.

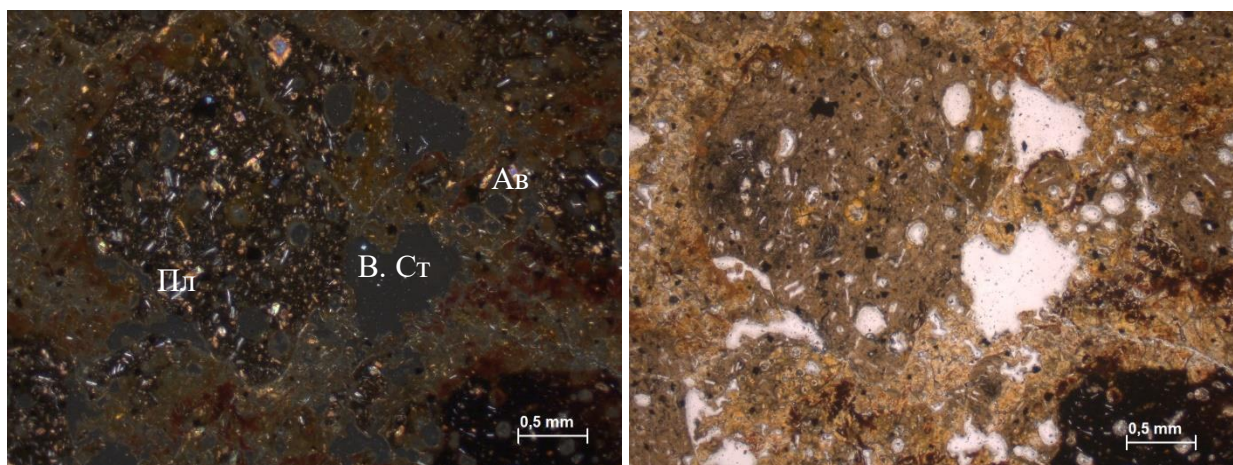


Рисунок - 21. Лавакластит под микроскопом слева – в скрещенных николях, справа – в одном николе.

Условные обозначения: Пл-плагиоклаз; В.ст. – вулканическое стекло; Ав – авгит;

Оливин – пироксеновый порфирит – представлен макроскопически темно-серым цветом. В породе многочисленное количество вкрапленников, которые представлены оливином и пироксеном. Под микроскопом структура основной массы интергранулярная, текстура вкрапленная. Вкрапленники представлены оливином и авгитом (рис. 22).

Минералогический состав: оливин – 45%, авгит – 35%, плагиоклаз – 20% (Кузоватов Н.И. и др, 2012).

Оливин – наблюдается в виде округлых и ромбовидных зерен с размерами в среднем по длине до 8мм и по ширине до 2мм. В одном николе бесцветен с выраженным рельефом, в скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции от желтых до сине-зеленых с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0.038$. Зерна крупные и сильно растресканы (Врублевский В.А. и др., 2015).

Авгит – представлен в виде вытянутых зерен с размерами: в среднем по длине до 1мм и по ширине до 0,5мм. В одном николе бесцветен, а в скрещенных николях наблюдается серовато-фиолетовая окраска с зональным строением, показатель двупреломления $N_g - N_p = 0,05$.

Плагиоклаз – в одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет светло-серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0.009$. по результатам нескольких замеров был определен плагиоклаз под номером 38 – андезин.

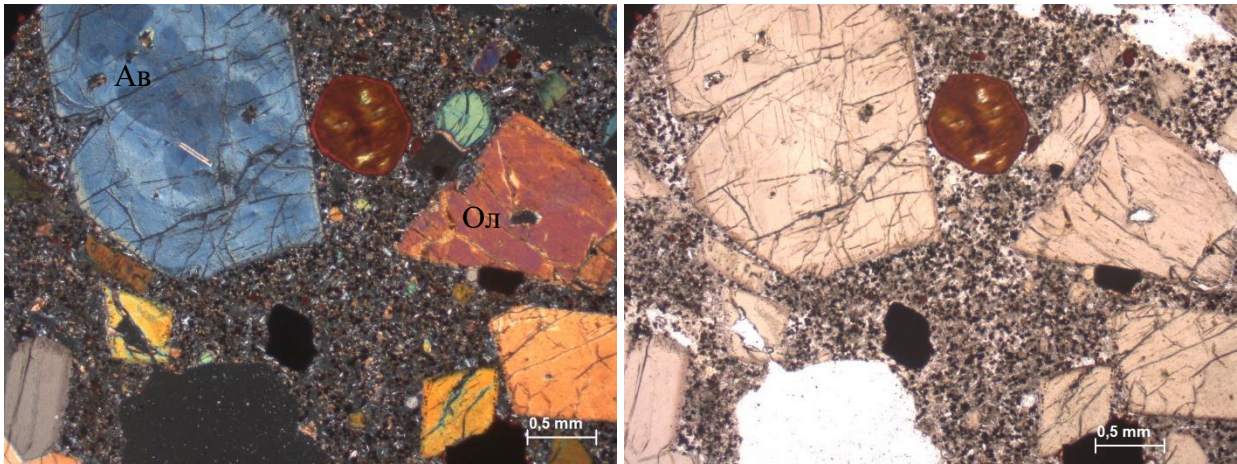


Рисунок. 22. Базальт под микроскопом слева – в скрещенных николях, справа - в одном николе.

Условные обозначения: Ав – авгит; Ол – оливин;

Перидотит – ксенолит перидотита в базальте. Ксенолиты представлены оливином, энстатитом, плагиоклазом. Наблюдается панидиоморфнозернистая структура и массивная текстура.

Оливин – наблюдается в виде округлых и вытянутых зерен с размерами в среднем по длине до 5мм и по ширине до 2мм. В одном николе бесцветен с выраженным рельефом, в скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0.036$ от желто-оранжевых до фиолетово-синих. Зерна крупные и сильно растресканы. В некоторых оливинах наблюдается волнистое погасание (рис.23).

Плагиоклаз – в одном николе бесцветен, а в скрещенных николях имеет светло серую окраску с показателем преломления $N_g - N_p = 0.009$. По результатам нескольких замеров был определен плагиоклаз под номером 56 – лабрадор.

Энстатит – представлен неправильными зернами с размерами в среднем по длине до 1,5мм и по ширине до 0,6мм. В одном николе бесцветен, а в скрещенных имеет светлые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,009$.

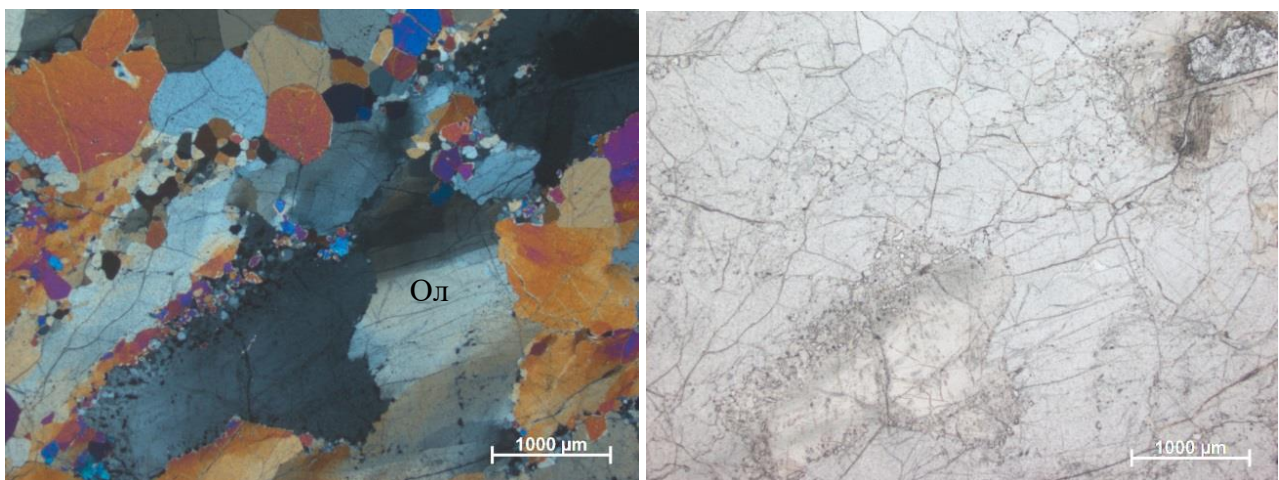


Рисунок 23. Перидотит слева – николи скрещены, справа – николи параллельны.

Условные обозначения: Ол – оливин;

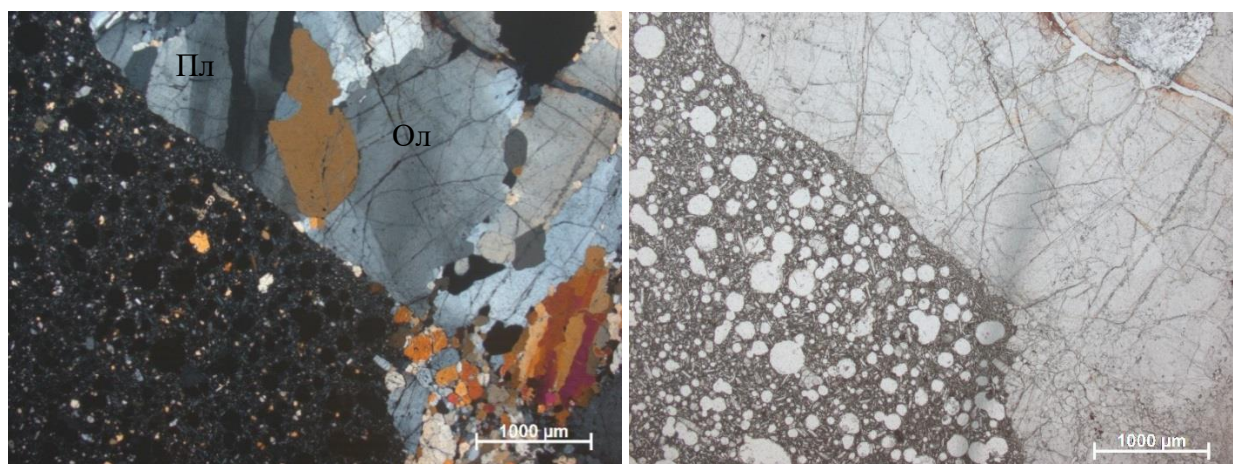


Рисунок 24. Перидотит слева – николи скрещены, справа – николи параллельны.

Условные обозначения: Ол – оливин; Пл – плагиоклаз.

Трахит – макроскопически представлен серым цветом с многочисленными порами и вкрапленниками плагиоклаза.

Под микроскопом наблюдается пилотокситовая структура. Основная масса плагиоклазов сгруппированы в потоки, огибающие вкрапленники. Вкрапленники представлены плагиоклазом и оливином. Минералогический состав: плагиоклаз – 90%, оливин – 10% (Кузоватов Н.И. и др, 2012).

Плагиоклаз – представлен мелкими удлинёнными зёрнами в микролитах и прямоугольными, удлинёнными зёрнами во вкрапленниках с размерами в среднем по длине до 3мм и по ширине до 1,5мм. Наблюдается зерно в виде крестообразной формы. В одном николе бесцветен, в скрещённых николях светло и темно-серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,009$. Характерны полисинтетические двойники. По результатам более пяти зёрен замеров был определен плагиоклаз – андезин (рис. 25).

Оливин – наблюдается в основном в виде вкрапленников, округлых и удлинённых зёрен с размерами в среднем по длине до 1,5мм и по ширине до 1мм. В одном николе бесцветен с выраженным рельефом. В скрещённых николях имеет яркие цвета интерференции от розовой до зеленоватой, с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,035$.

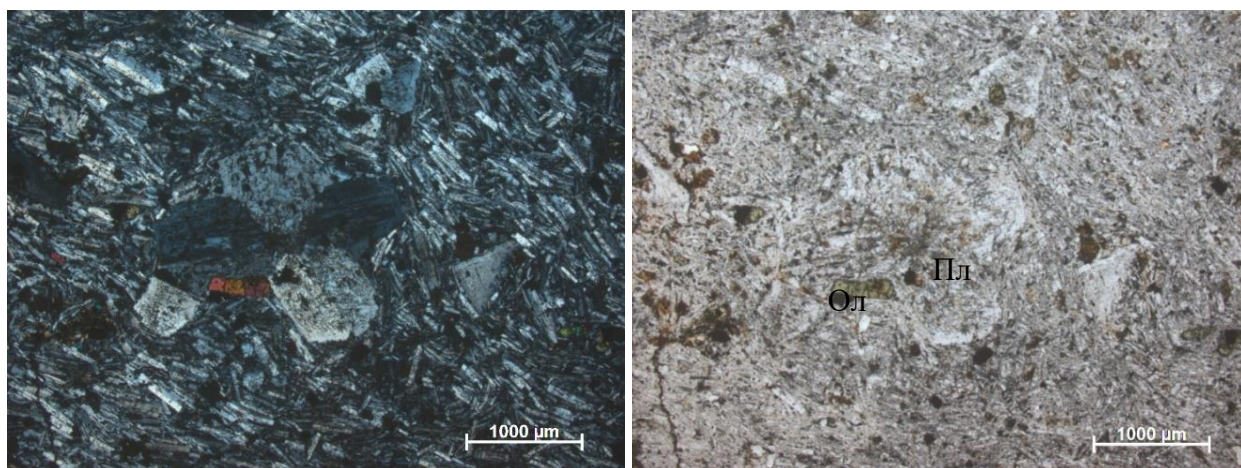


Рисунок 25. Трахит в скрещенных николях – слева, николи параллельны - справа.

Условные обозначения: Пл – плагиоклаз; Ол – оливин;

Фонолит – макроскопически представлен серым цветом, скрытокристаллическим.

Под микроскопом наблюдается порфировая структура и массивная текстура. Вкрапленники представлены плагиоклазом, диопсидом, нефелином и кварцем. В основной массе наблюдаются микролиты плагиоклаза и авгита.

Минеральный состав: плагиоклаз -70%, диопсид – 15%, нефелин – 10%, кварц – 5%.

Плагиоклаз – наблюдается в виде крупных вытянутых, прямоугольных зерен с размерами в среднем по длине до 6мм и по ширине до 1,5мм с полисинтетическими двойниками. В одном николе бесцветен, в скрещенных николях имеет светло серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,009$. По результатам нескольких замеров был определен плагиоклаз с номером 8 – альбит.

Диопсид – представлен в виде неправильной формы зерен с размерами в среднем по длине до 0,5мм и по ширине до 0,2мм. В одном николе имеет зеленоватый оттенок и слабо плеохраирует. В скрещенных николях имеет яркие цвета интерференции от желтоватых до розово-синих цветов интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,25$.

Нефелин – наблюдается в виде квадратных зерен. В скрещенных николях имеет светло серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,04$. В одном николе бесцветен.

Кварц – представлен в небольших количествах в виде неправильных, прямоугольных зерен с характерным волнистым погасанием. В скрещенных николях имеет светло серые цвета интерференции с показателем двупреломления $N_g - N_p = 0,009$, в одном николе бесцветен.

Авгит – представлен в виде микролитов. В одном николе бесцветен, буроватый. В скрещенных николях угол погасание $c:N_g = 42^\circ$, показатель двупреломления $N_g - N_p = 0,025$.

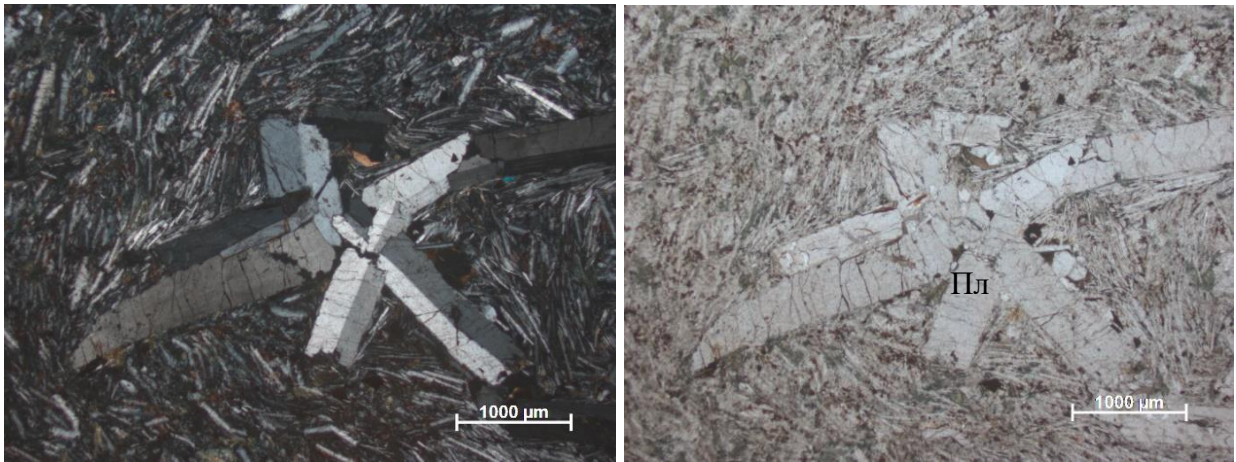


Рисунок 26. Фонолит слева – николи скрещены, справа – николи параллельны.

Условные обозначения: Пл – плагиоклаз;

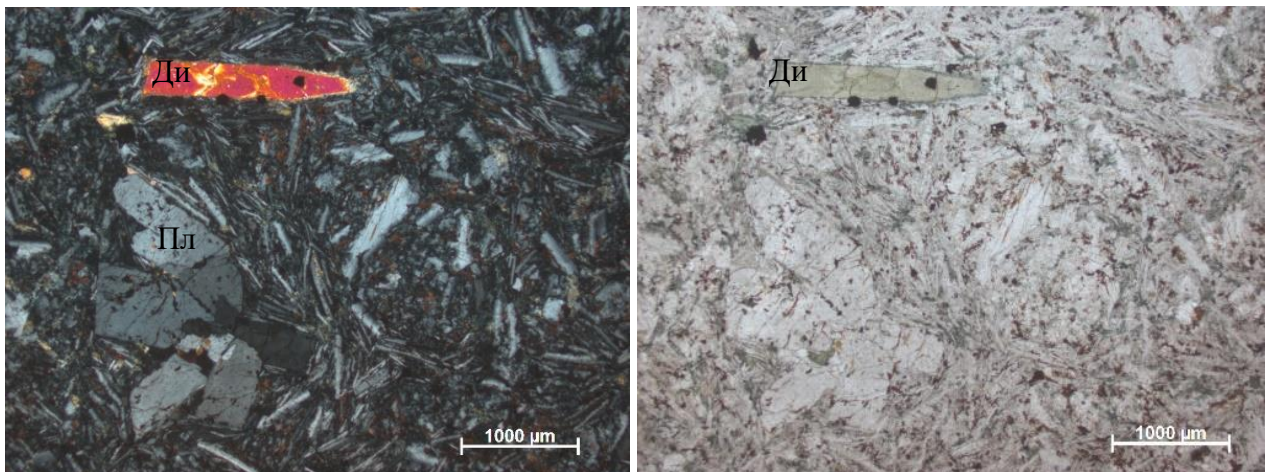


Рисунок 27. Фонолит слева – николи скрещены, справа – николи параллельны.

Условные обозначения: Пл – плагиоклаз; Ди – диопсид.

Таким образом, всю ассоциацию изученных нами горных пород можно разделить на четыре основные группы. Первая отвечает базальтам умеренно-щелочного ряда, вторая – средним породам щелочного ряда (типа щелочных трахитов и фонолитов), третья представлена полнокристаллическими ультрабазитами, слагающими ксеногенные включения в эффузивах. Четвертая группа соответствует кластическим образованиям (лавокластиты и тефроиды). Их типизация основана на диагностике текстурных и структурных особенностей изученных автором образцов горных пород, а в дальнейшем предполагает более детальное изучение минерального состава и геохимии.

Одной из главных задач этой работы выступала диагностика генезиса перидотитовых включений в базальтах Канарского архипелага. Дальнейшие результаты минералогических и петроструктурных исследований легли в основу первого защищаемого положения.

3. Особенности состава главных породообразующих минералов.

Изучение химизма породообразующих минералов базировалось на результатах микрорентгеноспектрального анализа, выполненных на растровом электронном микроскопе (РЭМ) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем». Было исследовано 3 породы включающие 79 определений состава минеральных фаз – оливина, пироксена, шпинели, плагиоклаза, кальцита, ильменита, доломита, сидерита.

Оливины из базальта (обр. А-1688) и ксенолита (обр. А-3) представлены форстеритом и хризолитом. По содержанию фаялитового минала их можно разделить на две группы. Первая группа фиксирует максимальные значения железистости (26,8-27,1 %Fa), которые наблюдаются в базальте. Во второй группе также фиксируются форстериты и хризолиты (7,7-16,1% Fa), которые представлены в ксенолите перидотита. Присутствие оливина повышенной железистости (12-16 % Fa) не может рассматриваться в качестве признака «реститого» материала. Скорее всего, состав данного минерала соответствует ультрамафитовым кумулатам, сформировавшимся в промежуточной глубинной камере.

Содержание CaO изменяется от 0,00 до 0,67 вес.%. Здесь прослеживается четкая закономерность. Вкрапленники оливина в базальтах характеризуются резко повышенными концентрациями оксида кальция (0.4 -0.7 вес.%), тогда как в оливинах перидотитовых ксенолитов его роль крайне мала (не более 0.2 вес.%). Содержание кальция в оливине является своеобразным геобарометром (Simkin, Smith, 1970), разделяющие поля вулканических и плутонических ультрамафитов.

На бинарной диаграмме «CaO-Fa» (рис. 28) основная масса фигуративных точек попадает в ограниченное узкой областью значений 0,0-0,20 вес. %, характерны для оливинов из породы сформировавшейся на значительной глубине. Повышенные содержания CaO (0,43-0,67) фиксируются в оливинах из базальта, где получили развитие более поздние процессы.

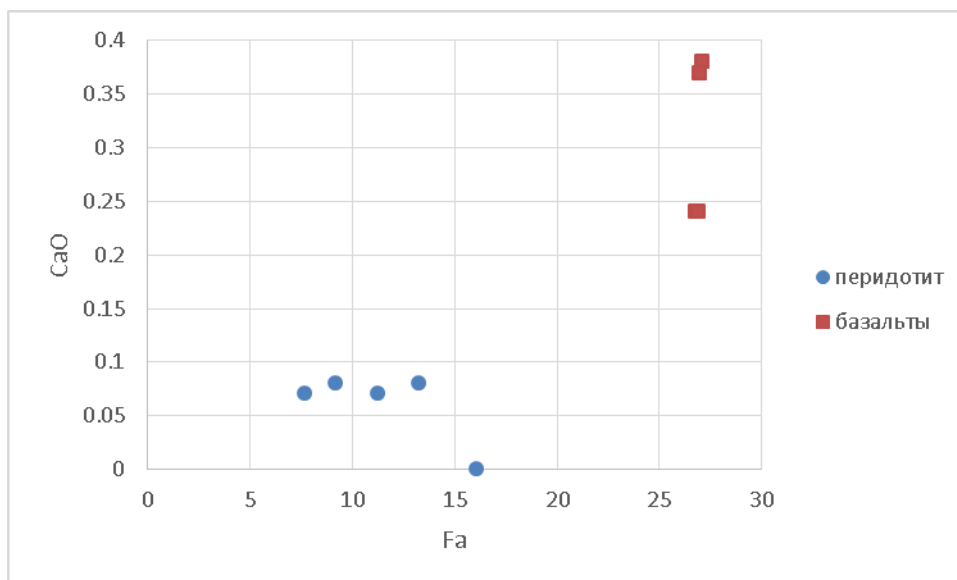


Рисунок 28. Вариации содержания СаО в оливинах.

Содержание оксида никеля в оливинах варьируется от 0,18 до 0,29 вес. %. При этом реально данный компонент был диагностирован только в оливинах перидотитовых ксенолитов, а во вкрапленниках из базальтоидов его концентрации находятся на уровне погрешности энергодисперсионного анализа. Фигуративные точки расположены хаотично и тренда не наблюдается (рис. 29). Возможно, это не является прямым признаком, но для реститовых ультрамафитов (гипербазитов Кузнецкого Алатау) этот показатель выше (от 0.3 до 0.4 вес. %).

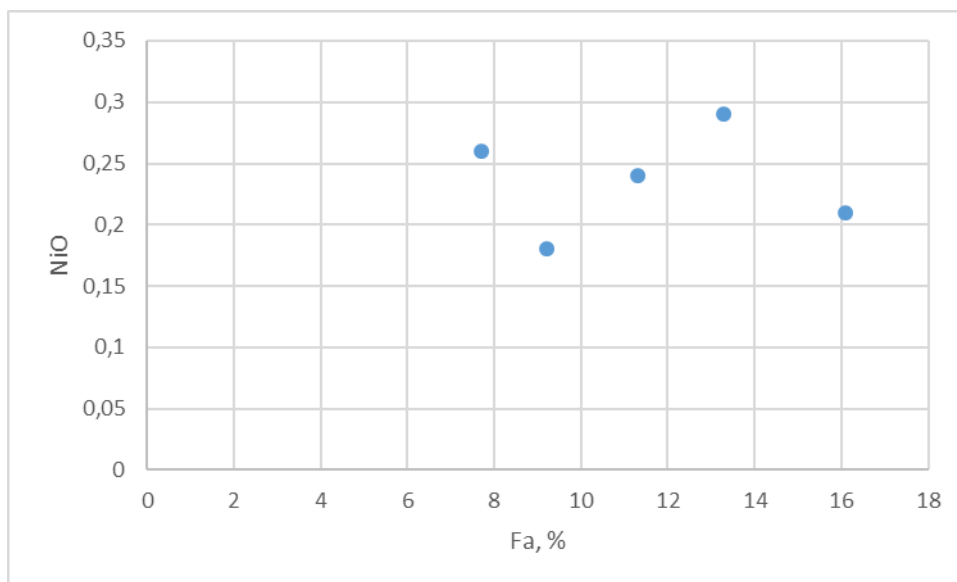
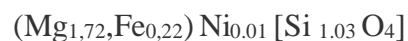
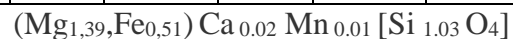
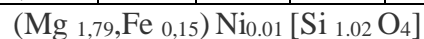


Рисунок 29. Вариации содержания NiO в оливинах из базальта.

Таблица № 1. Химический состав оливинов и количество ионов в пересчете на 4 (O).

Окислы	A-3/1		A-3/2		A-3/3		A-3/4		A-3/5		A-1688/6		A-1688/7		A-1688/8		A-1688/9	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
MgO	25,59	1,79	23,91	1,67	24,61	1,72	23,11	1,61	25,32	1,77	19,68	1,37	19,38	1,35	20,09	1,40	20,02	1,39
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,02	-	-	-	-
SiO ₂	14,68	1,02	14,82	1,03	14,72	1,03	14,82	1,03	14,69	1,02	14,87	1,03	14,98	1,04	14,77	1,03	14,81	1,03
CaO	0,07	0,00	0,08	0,01	0,07	0,00	-	-	0,08	0,01	0,38	0,03	0,37	0,03	0,24	0,02	0,24	0,02
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11	0,01	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-	0,07	0,00	-	-	0,17	0,01	0,18	0,01	0,20	0,01	0,17	0,01
FeO	2,22	0,15	3,69	0,26	3,16	0,22	4,51	0,31	2,51	0,18	7,32	0,51	7,16	0,50	7,32	0,51	7,35	0,51
NiO	0,09	0,01	0,10	0,01	0,09	0,01	0,08	0,01	0,06	0,00	-	-	-	-	-	-	-	-
O	57,34		57,41		57,36		57,41		57,34		57,49		57,58		57,38		57,41	
Сумма	99,99	2,98	100,01	2,97	100,01	2,97	100	2,97	100	2,98	100,02	2,96	100	2,95	100	2,97	100	2,97
Fa, %		7,7		13,3		11,3		16,1		9,2		27,1		27		26,8		26,9



Пироксены по результатам исследования были определены и в ксенолите, и непосредственно в виде вкрапленников в базальтах. При этом были диагностированы как кальциево – магниевые (моноклинные), так и магниевое – железистые (ромбические) их разновидности. Ортопироксены наблюдаются, исключительно, в перидотите (обр. А-3). Они довольно однородны по составу и отвечают энстатиту, что позволяет сопоставлять данные образования с продуктами реститовой мантии. Вместе с тем, в данных породах обнаружены и кальциевые разновидности этого минерала. Клинопироксены обнаружены в перидотите (обр. А-3) и базальтах (обр. А-1685, А-1688), в которых данный минерал представлен диопсидом и авгитом (рис. 30). Для вкрапленников в базальтах характерны более кальциевые и более железистые разновидности типа диопсида и авгита. В составе перидотитовых ксенолитов установлены, преимущественно, эндиопсиды.

Треугольная диаграмма пироксенов

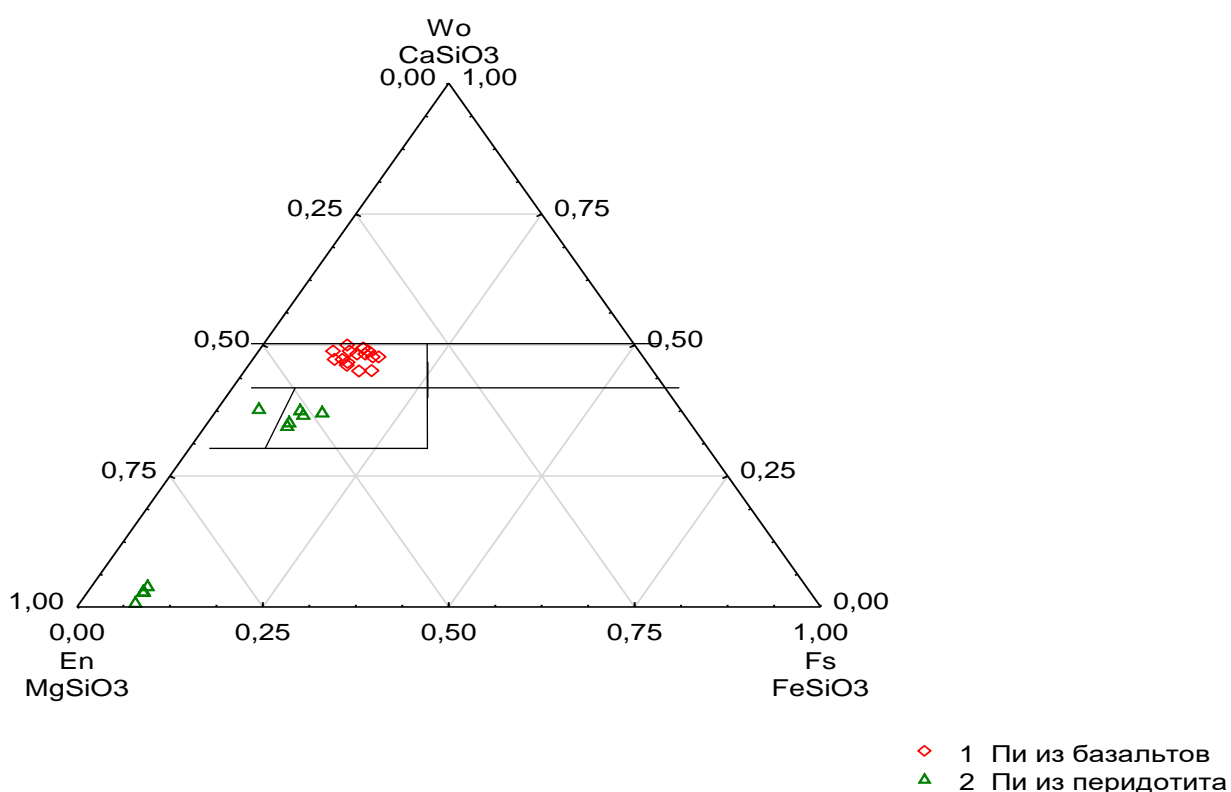


Рисунок 30. Составы пироксенов из базальтов и перидотита Канарских островов.

Таблица № 2. Химический состав пироксенов и количество ионов в пересчете на 3 (O).

Окислы	A-1685/1		A-1685/2		A-1685/3		A-1685/4		A-1685/5		A-1685/6		A-3/7		A-3/8		A-3/9	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na ₂ O	0.32	0.02	0.38	0.02	0.32	0.02	0.32	0.02	0.31	0.02	0.44	0.02	0.28	0.01	0.20	0.01	0.26	0.01
MgO	7.41	0.37	6.37	0.32	6.88	0.34	7.21	0.36	7.33	0.37	6.40	0.32	10.48	0.52	8.85	0.44	9.20	0.46
Al ₂ O ₃	1.07	0.05	1.69	0.08	2.31	0.12	1.20	0.06	2.34	0.12	2.33	0.12	0.71	0.04	1.80	0.09	1.46	0.07
SiO ₂	19.49	0.97	19.01	0.95	18.34	0.91	19.56	0.97	18.33	0.91	18.33	0.91	20.07	1.00	18.94	0.94	19.45	0.97
CaO	8.44	0.42	8.54	0.43	8.55	0.43	8.21	0.41	8.56	0.43	8.50	0.42	7.00	0.35	6.77	0.34	6.90	0.34
TiO ₂	0.52	0.03	0.69	0.03	0.97	0.05	0.51	0.03	0.83	0.04	1.00	0.05	-	-	0.54	0.03	0.32	0.02
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.00	-	-	0.31	0.02	0.11	0.01	0.20	0.01
MnO	0.07	0.00	0.08	0.00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2.50	0.12	3.06	0.15	2.48	0.12	2.74	0.14	2.12	0.11	2.87	0.14	0.93	0.05	2.63	0.13	1.97	0.10
O	60.19		60.18		60.15		60.26		60.11		60.14		60.22		60.17		60.24	
Сумма	100.01	1.98	100	1.99	100	1.99	100.01	1.98	100.01	1.99	100.01	1.99	100	1.98	100.01	1.99	100	1.98
Wo		46,15		47,8		48,3		45,05		39,13		47,73		38,04		37,36		37,78
En		40,6		35,5		38,2		39,6		40,65		36,36		56,52		48,35		51,11
Fs		13,19		16,7		13,5		15,4		12,09		15,9		5,43		14,28		11,11

Ca_{0.42}Mg_{0.37}Fe_{0.12}Na_{0.02}Al_{0.05}Ti_{0.03}[Si_{0.97}O₃]

Ca_{0.43}Mg_{0.32}Fe_{0.15}Na_{0.02}Al_{0.08}Ti_{0.03}[Si_{0.95}O₃]

Ca_{0.43}Mg_{0.34}Fe_{0.12}Na_{0.02}Al_{0.12}Ti_{0.05}[Si_{0.91}O₃]

Ca_{0.41}Mg_{0.36}Fe_{0.14}Na_{0.02}Al_{0.06}Ti_{0.03}[Si_{0.97}O₃]

Ca_{0.43}Mg_{0.37}Fe_{0.11}Na_{0.02}Al_{0.12}Ti_{0.04}[Si_{0.91}O₃]

Ca_{0.42}Mg_{0.32}Fe_{0.14}Na_{0.02}Al_{0.12}Ti_{0.05}[Si_{0.91}O₃]

Ca_{0.35}(Mg_{0.52},Fe_{0.05},Al_{0.04})Na_{0.01}Cr_{0.02}[(Si_{1.00}O₃)]

Ca_{0.34}(Mg_{0.44},Fe_{0.13},Al_{0.09})Na_{0.01}Ti_{0.03}Cr_{0.01}[(Si_{0.94}O₃)]

Ca_{0.34}(Mg_{0.46},Fe_{0.10},Al_{0.07})Na_{0.01}Ti_{0.02}Cr_{0.01}[(Si_{0.97}O₃)]

Продолжение таблицы № 2.

Окислы	А-3/10		А-3/11		А-3/12		А-3/13		А-3/14		А-3/15		А-3/16		А-3/17		А-1688/18	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na ₂ O	0,26	0,01	-	-	0,18	0,01	-	-	0,19	0,01	-	-	-	-	-	-	0,52	0,03
MgO	9,94	0,50	17,1 2	0,85	9,95	0,50	17,1 1	0,85	9,38	0,47	16,9 5	0,84	17,6 2	0,88	17,15	0,86	6,44	0,32
Al ₂ O ₃	1,15	0,06	0,54	0,03	1,08	0,05	0,53	0,03	1,25	0,06	0,43	0,02	0,31	0,02	0,58	0,03	3,48	0,17
SiO ₂	19,42	0,97	20,0 3	1,00	19,64	0,98	20,0 2	1,00	19,5 4	0,97	20,0 6	1,00	20,1 6	1,00	19,94	0,99	17,4 4	0,87
CaO	6,64	0,33	0,60	0,03	6,37	0,32	0,55	0,03	6,81	0,34	0,76	0,04	0,22	0,01	0,56	0,03	8,67	0,43
TiO ₂	0,35	0,02	-	-	0,28	0,01	-	-	0,30	0,01	-	-	-	-	-	-	1,10	0,05
Cr ₂ O ₃	0,11	0,01	0,18	0,01	0,24	0,00	0,21	0,01	0,17	0,01	0,21	0,01	0,09	0,00	0,21	0,01	-	-
MnO	-	-	-	-	0,06	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	2,00	0,10	1,33	0,07	1,96	0,10	1,39	0,07	2,14	0,11	1,40	0,07	1,41	0,07	1,39	0,07	2,33	0,12
O	60,13		60,1 9		60,24		60,2 0		60,2 3		60,1 9		60,1 8		60,17		60,0 1	
Сумма	100	1,99	99,9 9	1,98	100	1,98	100, 01	1,98	100, 01	1,98	100	1,98	99,9 9	1,98	100	1,99	99,9 9	2,00
Wo		35.48		3.16		34.78		3.16		36.96		4.21		1.04		3.12		49.42
En		53.76		89.47		54.35		89.47		51.09		88.42		91.67		89.58		36.78
Fs		10.75		7.37		10.87		7.37		11.96		7.37		7.29		7.29		13.79

Ca_{0.33} (Mg_{0.50},Fe_{0.10},Al_{0.06}) Na_{0.01} Ti_{0.02} Cr_{0.01} [(Si_{0.97} O₃)]

Mg_{0.85} Ca_{0.03} Cr_{0.01} Fe_{0.07} Al_{0.03} [Si_{1.00} O₃]

Ca_{0.32} (Mg_{0.50},Fe_{0.10},Al_{0.05}) Na_{0.01} Ti_{0.01} Cr_{0.01} [(Si_{0.98} O₃)]

Mg_{0.85} Ca_{0.03} Cr_{0.01} Fe_{0.07} Al_{0.03} [Si_{1.00} O₃]

Ca_{0.34} (Mg_{0.47},Fe_{0.11},Al_{0.06}) Na_{0.01} Ti_{0.01} Cr_{0.01} [(Si_{0.97} O₃)]

Mg_{0.84} Ca_{0.04} Cr_{0.01} Fe_{0.07} Al_{0.02} [Si_{1.00} O₃]

Mg_{0.88} Ca_{0.01} Fe_{0.07} Al_{0.02} [Si_{1.00} O₃]

Mg_{0.86} Ca_{0.03} Cr_{0.01} Fe_{0.07} Al_{0.03} [Si_{0.99} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.32} Fe_{0.12} Na_{0.03} Al_{0.17} Ti_{0.05} [Si_{0.87} O₃]

Продолжение таблицы № 2.

Оксиды	А-1688/19		А-1688/20		А-1688/21		А-1688/22		А-1688/23		А-1688/24		А-1688/25		А-1688/26	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na ₂ O	0,63	0.03	0.33	0.02	0.48	0.02	0.40	0.02	0.50	0.02	0.48	0.02	0.43	0.02	0.43	0.02
MgO	6,22	0.31	7.32	0.37	6.48	0.32	6.83	0.34	7.45	0.37	6.34	0.32	6.36	0.32	6.69	0.33
Al ₂ O ₃	3,81	0.19	2.54	0.13	3.40	0.17	3.13	0.16	1.88	0.09	3.57	0.18	3.65	0.18	3.42	0.17
SiO ₂	17,33	0.87	17.88	0.89	17.37	0.87	17.74	0.89	18.83	0.94	17.25	0.86	17.06	0.85	17.38	0.87
K ₂ O	0.33	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	7.46	0.37	8.52	0.43	8.58	0.43	8.86	0.44	8.71	0.44	8.56	0.43	8.65	0.43	8.54	0.43
TiO ₂	1.29	0.06	0.98	0.05	1.24	0.06	0.93	0.05	0.54	0.03	1.31	0.07	1.32	0.07	1.07	0.05
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.00	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	0.07	0.00	-	-	-	-	0.06	0.00	-	-	-	-	-	-
FeO	2.90	0.14	2.38	0.12	2.43	0.12	2.09	0.10	1.89	0.09	2.43	0.12	2.53	0.13	2.50	0.13
O	60.03		59.98		60.03		60.02		60.05		60.05		60.00		59.98	
Сумма	100	2.00	100	2.00	100.01	2.00	100.01	2.00	100	2.00	99.99	2.00	100	2.00	100.0 1	2.00
Wo		45.12		46.74		49.42		50		18.89		49.42		48.86		48.31
En		37.80		40.22		36.78		38.63		41.11		36.78		36.36		37.08
Fs		17.07		13.04		13.79		11.36		10		13.79		14.77		14.60

Продолжение таблицы № 2.

Окислы	А-1688/27		А-1688/28	
	1	2	1	2
Na ₂ O	0.41	0.02	0.33	0.02
MgO	6.97	0.35	7.70	0.38
Al ₂ O ₃	3.12	0.16	1.86	0.09
SiO ₂	17.79	0.89	18.83	0.94
K ₂ O	-	-	-	-
CaO	8.74	0.44	8.57	0.43
TiO ₂	0.81	0.04	0.54	0.03
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-
MnO	-	-	0.07	0.00
FeO	2.19	0.11	2.05	0.10
O	59.98		60.07	
Сумма	100.01	2.00	100.02	2.00
Wo		48.89		47.25
En		38.89		41.76
Fs		12.22		10.99

Ca_{0.37} Mg_{0.31} Fe_{0.14} Na_{0.03} K_{0.02} Al_{0.19} Ti_{0.06} [Si_{0.87} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.37} Fe_{0.12} Na_{0.02} Al_{0.13} Ti_{0.05} [Si_{0.89} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.33} Fe_{0.12} Na_{0.02} Al_{0.17} Ti_{0.06} [Si_{0.87} O₃]

Ca_{0.44} Mg_{0.34} Fe_{0.10} Na_{0.02} Al_{0.16} Ti_{0.05} [Si_{0.89} O₃]

Ca_{0.44} Mg_{0.37} Fe_{0.09} Na_{0.02} Al_{0.09} Ti_{0.03} [Si_{0.94} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.32} Fe_{0.12} Na_{0.02} Al_{0.18} Ti_{0.07} [Si_{0.86} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.38} Fe_{0.10} Na_{0.02} Al_{0.09} Ti_{0.03} [Si_{0.94} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.32} Fe_{0.13} Na_{0.02} Al_{0.18} Ti_{0.07} [Si_{0.85} O₃]

Ca_{0.43} Mg_{0.33} Fe_{0.13} Na_{0.02} Al_{0.17} Ti_{0.05} [Si_{0.87} O₃]

Ca_{0.44} Mg_{0.35} Fe_{0.11} Na_{0.02} Al_{0.16} Ti_{0.04} [Si_{0.89} O₃]

Плаггиоклазы представлены в большом количестве в базальтах (обр. А-1685, 1688) и в ксенолите А-3. Чтобы определить состав плаггиоклаза мы провели следующие расчёты по формуле: $Ca / (Ca+Na+K) = \text{№ плаггиоклаза}$. По результатам мы получили плаггиоклазы по составу соответствующие лабрадору, битовниту, андезину или олигоклазу с повышенным содержанием ортоклазового минала. (табл. 3, рис. 31). Для перидотитовых ксенолитов характерны лабрадоры, а для собственно базальтов – более широкий спектр от битовнита до обогащенного калием олигоклаза. Наличие основного плаггиоклаза в составе ксеногенных перидотитов явно указывает на их кумулятивную природу. С другой стороны, присутствие достаточно кислых разновидностей плаггиоклаза в составе базальтов и обогащение их калием, позволяет подтвердить повышенную щелочность исходного магматического расплава.

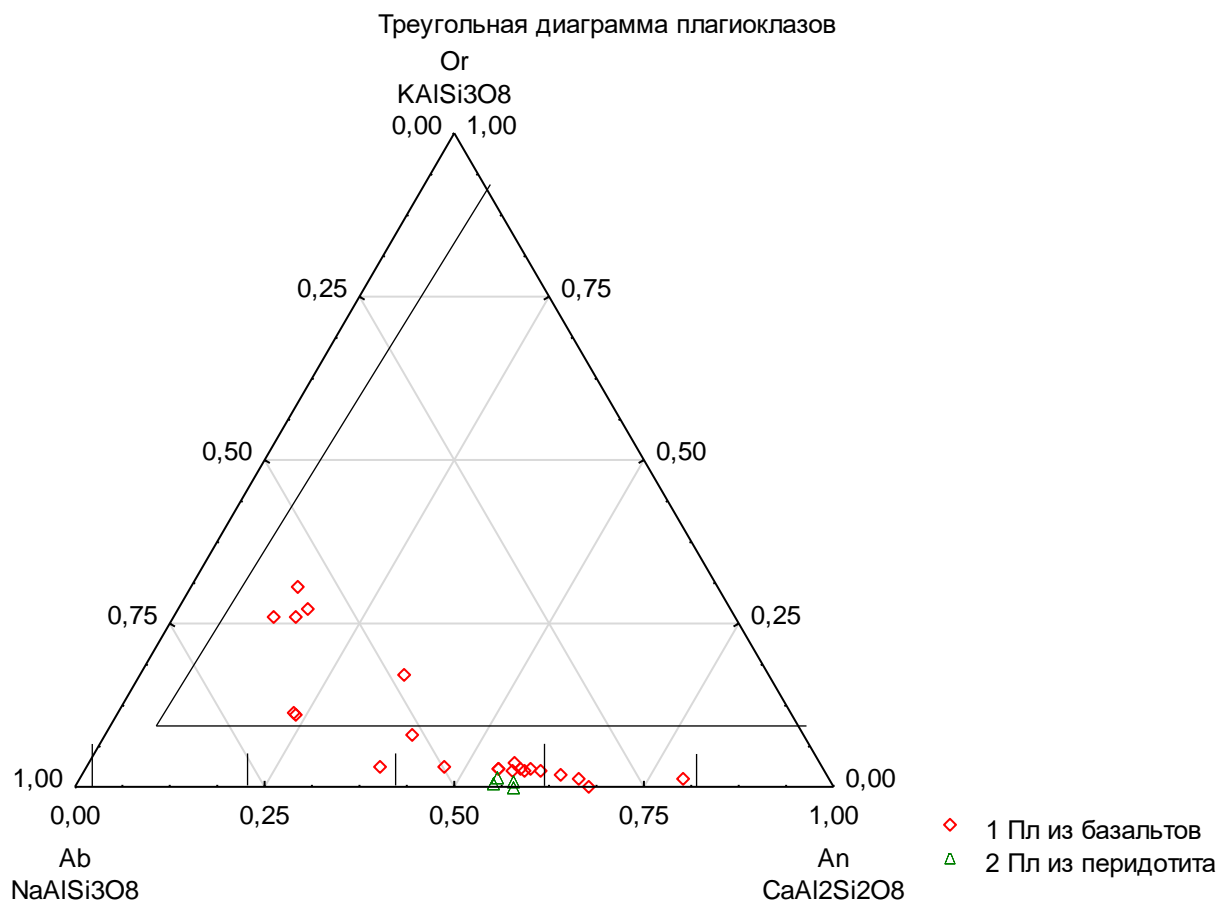


Рисунок 31. Составы плаггиоклазов из базальтов и перидотита Канарских островов.

Таблица № 3. Химический состав плагиоклазов и количество ионов в пересчете на 15 (O).

Окислы	А-1685/1 лабрадор		А-1685/2 лабрадор		А-1685/3 лабрадор		А-1685/4 анортит		А-1685/5 лабрадор		А-1685/6 лабрадор		А-1685/7 лабрадор		А-1685/8 андезин		А-1685/9 лабрадор	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na ₂ O	4.27	1.66	2.47	0.96	4.74	1.84	2.59	1.01	4.72	1.83	3.19	1.24	3.57	1.38	3.66	1.42	2.41	0.94
Al ₂ O ₃	10.23	3.98	12.12	4.72	9.05	3.51	11.89	4.62	9.07	3.52	11.22	4.37	9.94	3.85	10.83	4.21	12.33	4.80
SiO ₂	20.59	8.01	18.57	7.23	21.89	8.50	18.83	7.32	21.84	8.48	19.36	7.53	21.13	8.18	19.98	7.77	18.33	7.14
K ₂ O	0.23	0.09	0.09	0.04	0.82	0.32	0.13	0.05	0.79	0.31	0.20	0.08	0.54	0.21	0.24	0.09	-	-
CaO	2.83	1.10	4.91	1.91	1.67	0.65	4.69	1.82	1.71	0.66	4.06	1.58	2.79	1.08	3.46	1.35	5.08	1.98
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	0.02	-	-	-	-	-	-
FeO	0.12	0.05	0.16	0.06	-	-	0.16	0.06	0.06	0.02	0.23	0.09			0.11	0.04	0.20	0.08
O	61.73		61.68		61.82		61.71		61.81		61.67		62.02		61.72		61.64	
Сумма	100	14.88	100	14.91	99.99	14.82	100	14.89	100	14.83	99.99	14.91	99.99	14.69	100	14.89	99.99	14.93

Na_{1.66} Ca_{1.10} K_{0.09} Fe_{0.05} [Al_{3.98} Si_{8.01} O₁₅]

Ca_{1.91} Na_{0.96} K_{0.04} Fe_{0.06} [Al_{4.72} Si_{7.23} O₁₅]

Na_{1.84} Ca_{0.65} K_{0.32} [Al_{3.51} Si_{8.50} O₁₅]

Ca_{1.82} Na_{0.01} K_{0.05} Fe_{0.06} [Al_{4.62} Si_{7.32} O₁₅]

Na_{1.83} Ca_{0.66} K_{0.31} Fe_{0.02} [Al_{3.52} Si_{8.48} O₁₅]

Ca_{1.58} Na_{1.24} K_{0.08} Ti_{0.02} Fe_{0.09} [Al_{4.37} Si_{7.53} O₁₅]

Na_{1.38} Ca_{1.08} K_{0.21} [Al_{3.85} Si_{8.18} O₁₅]

Na_{1.42} Ca_{1.35} K_{0.09} Fe_{0.04} [Al_{4.21} Si_{7.77} O₁₅]

Ca_{1.98} Na_{0.94} Fe_{0.08} [Al_{4.80} Si_{7.14} O₁₅]

Продолжение таблицы № 3.

Окислы	А-1688/10 лабрадор		А-1688/11 лабрадор		А-1688/12 лабрадор		А-1688/13 лабрадор		А-1688/14 лабрадор		А-1688/15 лабрадор		А-1688/16 лабрадор		А-1688/17 лабрадор		А-1688/18 лабрадор	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na ₂ O	3.03	1.18	2.85	1.11	4.18	1.65	2.94	1.14	4.85	1.93	3.09	1.20	2.74	1.07	2.99	1.13	2.92	1.14
MgO					0.67	0.26			0.91	0.36								
Al ₂ O ₃	11.55	4.49	11.65	4.53	8.58	3.38	11.55	4.49	8.12	3.23	11.32	4.40	11.77	4.58	11.4 1	4.44	11.6 5	4.53
SiO ₂	19.21	7.47	19.12	7.44	20.80	8.19	19.19	7.46	20.12	8.00	19.49	7.58	18.93	7.36	19.2 3	7.48	19.0 9	7.43
K ₂ O	0.18	0.07	0.20	0.08	2.30	0.91	0.21	0.08	2.18	0.87	0.21	0.08	0.19	0.07	0.25	0.10	0.19	0.07
CaO	4.16	1.62	4.31	1.68	1.06	0.42	4.21	1.64	1.36	0.54	3.94	1.53	4.42	1.72	4.03	1.57	4.28	1.67
TiO ₂													0.06	0.02	0.09	0.04		
MnO	-	-	-						0.08	0.03								
FeO	0.19	0.07	0.17	0.07	1.49	0.59	0.21	0.08	2.05	0.82	0.21	0.08	0.19	0.07	0.29	0.11	0.20	0.08
O	61.69		61.71		60.92		61.70		60.33		61.75		61.70		61.7 0		61.6 8	
Сумма	100.01	14.9 1	100.0 1	14.9 0	100	15.4 0	100.0 1	14.9 0	100	15.7 8	100.0 1	14.8 7	100	14.9 0	99.9 9	14.8 6	100. 01	14.9 1

Ca_{1.62} Na_{1.18} K_{0.07} Fe_{0.07} [Al_{4.49} Si_{7.47} O₁₅]Ca_{1.72} Na_{1.07} K_{0.07} Ti_{0.02} Fe_{0.07} [Al_{4.58} Si_{7.36} O₁₅]Ca_{1.68} Na_{1.11} K_{0.08} Fe_{0.07} [Al_{4.53} Si_{7.44} O₁₅]Ca_{1.57} Na_{1.13} K_{0.10} Ti_{0.04} Fe_{0.11} [Al_{4.44} Si_{7.48} O₁₅]Na_{1.65} Ca_{0.42} K_{0.91} Mg_{0.26} Fe_{0.59} [Al_{3.38} Si_{8.19} O₁₅]Ca_{1.67} Na_{1.14} K_{0.07} Fe_{0.08} [Al_{4.53} Si_{7.43} O₁₅]Ca_{1.64} Na_{1.14} K_{0.08} Fe_{0.08} [Al_{4.49} Si_{7.46} O₁₅]Na_{1.93} K_{0.87} Ca_{0.54} Mg_{0.36} Mn_{0.03} Fe_{0.82} [Al_{3.23} Si_{8.00} O₁₅]Ca_{1.53} Na_{1.20} K_{0.08} Fe_{0.08} [Al_{4.40} Si_{7.58} O₁₅]

Продолжение таблицы № 3.

Окислы	А-1688/19 битовнит		А-1688/20 лабрадор		А-1688/21 лабрадор		А-1688/22 битовнит		А-3/23 лабрадор		А-3/24 лабрадор		А-3/25 лабрадор		А-3/26 лабрадор	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Na ₂ O	3.75	1.47	4.34	1.72	5.57	2.23	2.91	1.13	3.03	1.18	3.16	1.23	3.27	1.27	3.07	1.19
MgO	0.22	0.09	0.85	0.34	0.81	0.32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	--
Al ₂ O ₃	10.42	4.09	8.36	3.31	8.30	3.32	11.60	4.51	11.09	4.51	10.82	4.20	11.13	4.33	11.26	4.38
SiO ₂	19.56	7.68	20.27	8.03	19.86	7.94	19.13	7.44	19.54	7.59	19.80	7.69	19.58	7.61	19.43	7.55
K ₂ O	1.35	0.53	2.13	0.84	2.38	0.95	0.17	0.07	0.07	0.03	0.10	0.04	0.06	0.02	-	--
CaO	2.73	1.07	1.35	0.53	1.23	0.49	4.30	4.67	4.15	1.61	3.99	1.55	3.98	1.55	4.19	1.63
MnO	-	-	0.07	0.03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0.86	0.34	2.02	0.80	1.86	0.74	0.19	0.07	0.36	0.14	0.34	0.13	0.24	0.09	0.28	0.11
O	61.11		60.61		60.02		61.69		61.76		61.79		61.74		61.76	
Сумма	100	15.27	100	15.60	100.0	16.00	99.99	14.90	100	14.86	100	14.84	100	14.87	100.0	14.86

Na_{1.47} Ca_{0.07} K_{0.53} Mg_{0.09} Fe_{0.34} [Al_{4.09} Si_{7.68} O₁₅]Ca_{1.63} Na_{1.19} Fe_{0.11} [Al_{4.38} Si_{7.55} O₁₅]Na_{1.72} Ca_{0.53} K_{0.84} Mg_{0.34} Mn_{0.03} Fe_{0.80} [Al_{3.31} Si_{8.03} O₁₅]Na_{2.23} Ca_{0.49} K_{0.95} Mg_{0.32} Fe_{0.74} [Al_{3.32} Si_{7.94} O₁₅]Ca_{4.67} Na_{1.13} K_{0.07} Fe_{0.07} [Al_{4.51} Si_{7.44} O₁₅]Ca_{1.61} Na_{1.18} K_{0.03} Fe_{0.14} [Al_{4.31} Si_{7.59} O₁₅]Ca_{1.55} Na_{1.23} K_{0.04} Fe_{0.13} [Al_{4.20} Si_{7.61} O₁₅]Ca_{1.55} Na_{1.27} K_{0.02} Fe_{0.09} [Al_{4.33} Si_{7.61} O₁₅]

Шпинелиды

Для шпинелидов устанавливается три минеральных типа в базальте и ксенолите (табл. 4.): собственно хромшпинелид (обр. А-3), ульвошпинель (обр. А-1685) и ильменит (обр. А-1685). Присутствие достаточно магнезиального хромшпинелида в перидотите, представленном ксеногенными включениями в базальте, может рассматриваться в качестве признака его метаморфогенной (реститовой) природы. Однако есть реальный эволюционный тренд, отражающий эволюцию от хромистых шпинелидов, представленных в ранних кумулатах, до обогащенных титаном рудных минералов типа ульвошпинели и ильменита, которые характерны для собственно базальтов.

В качестве примера можно сослаться на похожий тренд вариаций рудных минералов в породах Иоко-Довыренского расслоенного массива (Гертнер, 1994).

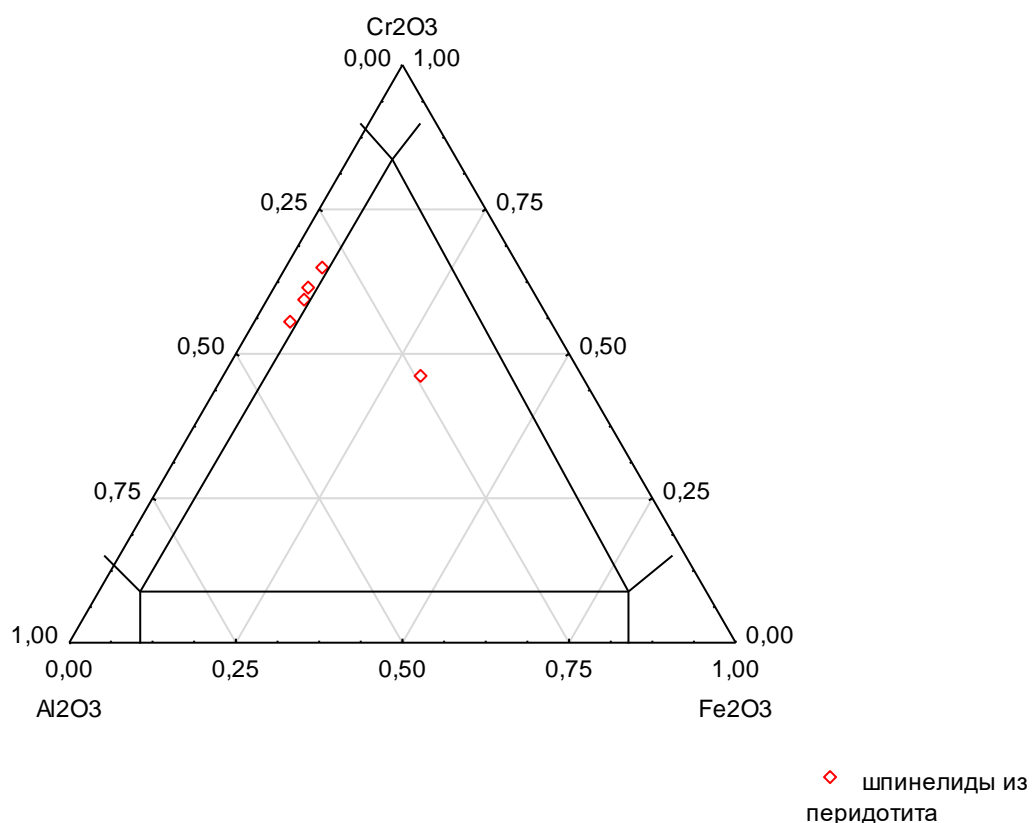


Рисунок 32. Составы шпинелидов для перидотита Канарских островов.

Таблица № 4. Химический состав шпинелидов и количество ионов в пересчете на 4 (O).

Окислы	A-3/1		A-3/2		A-3/3		A-3/4		A-3/5		A-1688/6		A-1688/7		A-1688/8	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
MgO	9.73	0.69	10.64	0.75	7.96	0.56	9.14	0.64	10.90	0.77	1.38	0.10	4.38	0.32	4.58	0.33
Al ₂ O ₃	9.34	0.66	11.02	0.78	9.44	0.67	9.86	0.70	8.38	0.59	0.86	0.06	2.76	0.20	3.13	0.23
SiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.53	0.04	-	-
Cr ₂ O ₃	17.84	1.26	15.77	1.11	17.39	1.23	16.92	1.19	18.46	1.30	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.60	0.04	0.24	0.02
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12.63	0.89	7.89	0.57	8.43	0.61
V	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.22	0.02
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.34	0.02	0.42	0.03	0.43	0.03
FeO	6.29	0.44	5.87	0.41	8.51	0.60	7.39	0.52	5.54	0.39	28.26	2.00	28.51	2.08	27.82	2.02
O	56.80		56.70		56.71		56.69		56.71		56.53		54.90		55.16	
Сумма	100	3.04	100	3.05	100.0	3.05	100	3.06	99.99	3.05	100	3.08	99.99	3.29	100.0	3.25
					1										1	

(Fe_{0,44}, Mg_{0,69}) (Cr_{1,26}, Al_{0,66}) O₄

(Fe_{0,41}, Mg_{0,75}) (Cr_{1,11}, Al_{0,78}) O₄

(Fe_{0,60}, Mg_{0,56}) (Cr_{1,23}, Al_{0,67}) O₄

(Fe_{0,52}, Mg_{0,64}) (Cr_{1,19}, Al_{0,70}) O₄

(Fe_{0,39}, Mg_{0,77}) (Cr_{1,30}, Al_{0,59}) O₄

Fe_{2,00} Ti_{0,89} Mg_{0,10} Al_{0,06} Mn_{0,02} O₄

Fe_{2,08} Ti_{0,57} Mg_{0,32} Al_{0,20} Ca_{0,04} Mn_{0,03} Si_{0,02} O₄

Fe_{2,02} Mg_{0,33} Al_{0,23} Mn_{0,03} Ca_{0,02} V_{0,02} Ti_{0,61} O₄

Продолжение таблицы № 4.

Окислы	А-1688/9		А-1685/10		А-1685/11	
	1	2	1	2	1	2
MgO	4.85	0.35	0.89	0.06	0.96	0.06
Al ₂ O ₃	2.84	0.21	-	-	-	-
SiO ₂	-	-	-	-	1.31	0.09
CaO	0.23	0.02	-	-	-	-
TiO ₂	7.92	0.58	20.09	1.34	18.60	1.24
V ₂ O ₅	0.19	0.01	-	-	-	-
MnO	0.42	0.03	0.41	0.03	0.36	0.02
FeO	28.75	2.10	18.56	1.24	18.80	1.25
O	54.81		60.05		59.96	
Сумма	100.01	3.30	100	2.66	99.99	2.66

Fe_{2.10} Mg_{0.35} Al_{0.21} Mn_{0.03} Ca_{0.02} V_{0.01} Ti_{0.58} O₄

Mg_{0.06} Mn_{0.03} Fe_{1.24} Ti_{1.34} O₄

Fe_{1.25} Mg_{0.06} Mn_{0.02} Si_{0.09} Ti_{1.24} O₄

Карбонаты

Присутствие карбонатов наблюдается только в одном из исследуемых образцов пород, а именно, в базальте (обр. А-1685). Минералы, в составе которых преобладают окислы Са и Fe относятся к ряду «кальцит-анкерит», но в основном соответствует собственно кальциту. Минерал с присутствием окислов Са и Mg соответствуют по своему составу доломиту. Есть также минерал, представленный магниезально - железистой разновидностью типа пистомезита (Наумов В.А. 2016) (табл. 5).

Природа карбонатов, скорее всего, отражает поздние этапы эволюции вулканизма и обусловлена взаимодействием лавовых потоков с океанической водой. Тем не менее, наличие пистомезита может рассматриваться в качестве критерия ультрамафитового (мантийного) источника родоначальных магм.

Таблица № 5. Химический состав карбонатов и количество ионов в пересчете на 3 (O).

Окислы	А-1685/1		А-1685/2		А-1685/3		А-1685/4		А-1685/5	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
MgO	21.72	1.30	1.21	0.07	-	-	-	-	-	-
CaO	3.14	0.19	1.76	0.11	49.36	2.96	49.38	2.96	49.55	2.97
MnO	0.33	0.02	0.50	0.03	-	-	-	-	-	-
FeO	24.80	1.49	46.53	2.79	0.64	0.04	0.62	0.04	0.45	0.03
O	50.00		50.00		50.00		50.00		50.00	
Сумма	99.99	3.00	100	3.00	100	3.00	100	3.00	100	3.00

$Ca_{0.19}Mg_{1.30}Fe_{1.49}Mn_{0.02}O_3$

$Fe_{2.79}Ca_{0.11}Mg_{0.07}Mn_{0.03}O_3$

$Ca_{2.96}Fe_{0.04}O_3$

$Ca_{2.96}Fe_{0.04}O_3$

$Ca_{2.97}Fe_{0.03}O_3$

4. Петроструктурные особенности оливина ксенолитов, перидотитов из базальтов.

Для точной диагностики природы ксенолитов перидотитового состава, которые присутствуют в базальтах Канарского архипелага, был проведен дополнительный анализ оптической ориентировки оливина методом EBSD (Electron Back Scattered Detector), т.е. на основе детектора обратно отраженных электронов. Данный метод исследования оптической ориентировки оливина выступает своеобразным аналогом исследований на «федоровском» столике. Тем не менее, он имеет ряд преимуществ, т.к. значительно сокращает время и позволяет исключить «человеческий» фактор (ошибку оператора). С другой стороны есть определенные недостатки данного метода. Как правило, поверхность анализа оптической ориентировки крайне ограничена, что допускает только диагностику отдельных зерен и не дает статистической характеристики.

В качестве эталонов были выбраны кумулятивные дуниты Йоко-Довыренского расслоенного плутона и «реститовые» перидотиты Кузнецкого Алатау (дуниты из зоны хромитовой минерализации Бархатного массива). Анализ ориентировок зерен оливина методом EBSD исследованного ксенолита фиксирует четкий максимум оси [001], т.е. Nm, которая соответствует максимальному удлинению кристалла оливина и отражает ориентировку его ранних кристаллов в магматическом расплаве.

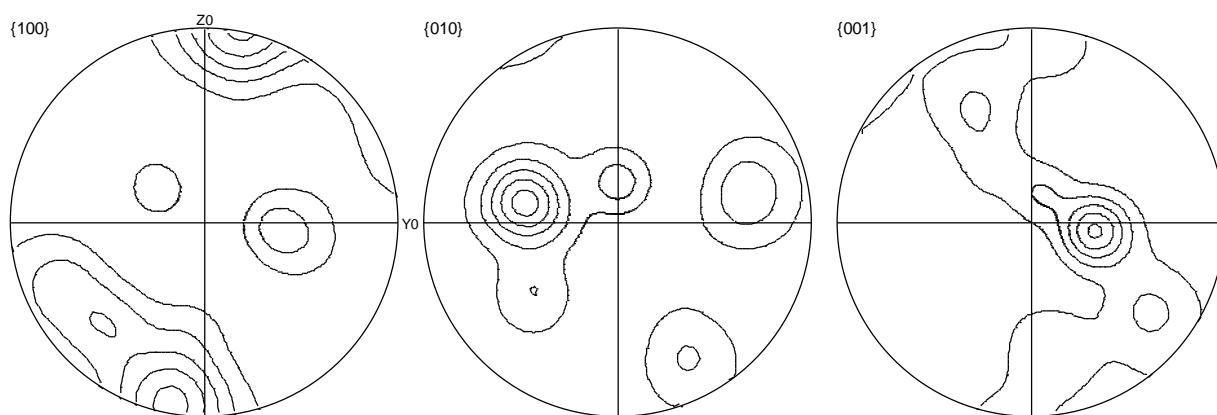


Рисунок 33. Диаграмма оптической ориентировки оливина из перидотита Йоко-Довыренского массива.

Одним из признаков кумулятивной природы оливина выступает четко выраженный максимум оси [001] и поясовое рассеивание двух других кристаллографических осей, которое зафиксировано в дуните Йоко-Довыренского массива и прослеживается в ксенолите из базальтов Канарских островов.

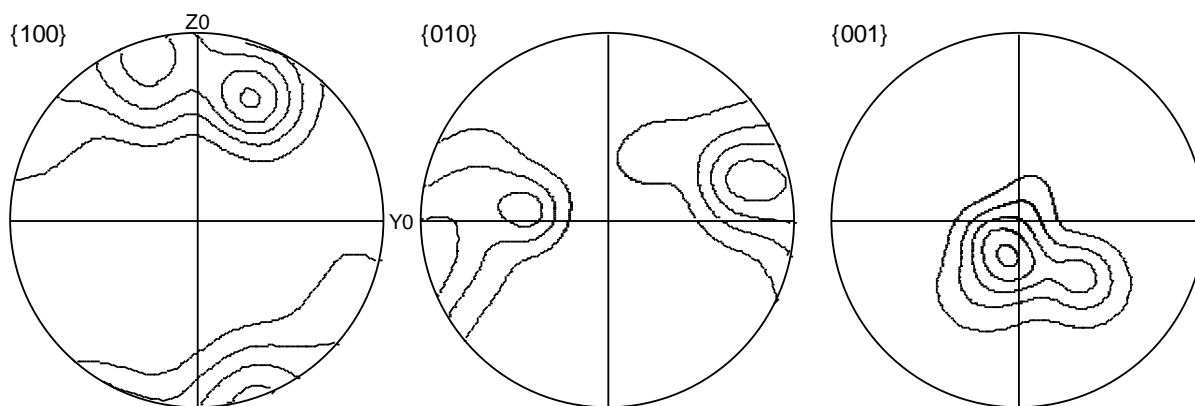


Рисунок 34. Диаграмма оптической ориентировки оливина из ксенолита Канарских островов.

Данный тип петроструктурного рисунка обусловлен достаточно хаотичной ориентировкой зерен оливина в магматическом расплаве. В месте с тем, внедрение потока магмы предполагает ориентировку ранних кристаллов оливина по направлению самого потока, т.е. ориентировку максимального удлинения зерен в этом направлении. Другие оси, имея близкие параметры кристаллической решетки, характеризуются «размытыми» поясами, которые отражают вероятное вращение зерен вдоль двух плоских поверхностей.

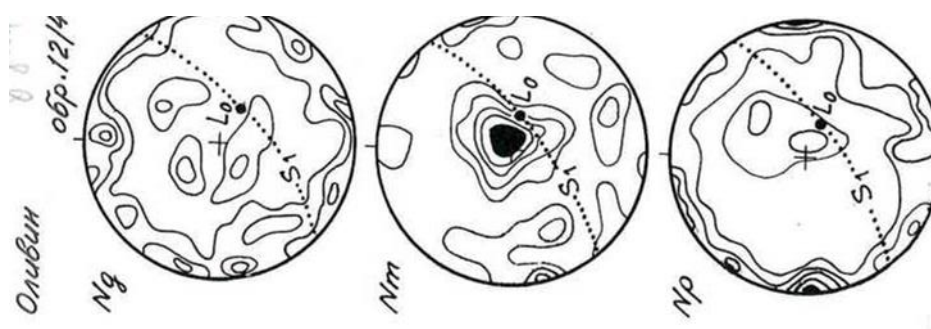


Рисунок 35. Диаграмма оптической ориентировки оливина Йоко-Довыренского массива (Гертнер И.Ф., 1994).

Главным отличием реститовых гипербазитов выступает «эффект» пластических деформаций, который определяется более четкими максимумами кристаллических осей [100] и [010], соответствующих оптическим осям Ng и Np. В зависимости от механизма пластического течения и температурного режима реализуются разные направления внутрикристаллического скольжения, которые обеспечивают соответствующие петроструктурные характеристики и, собственно рисунок оптической ориентировки оливина.

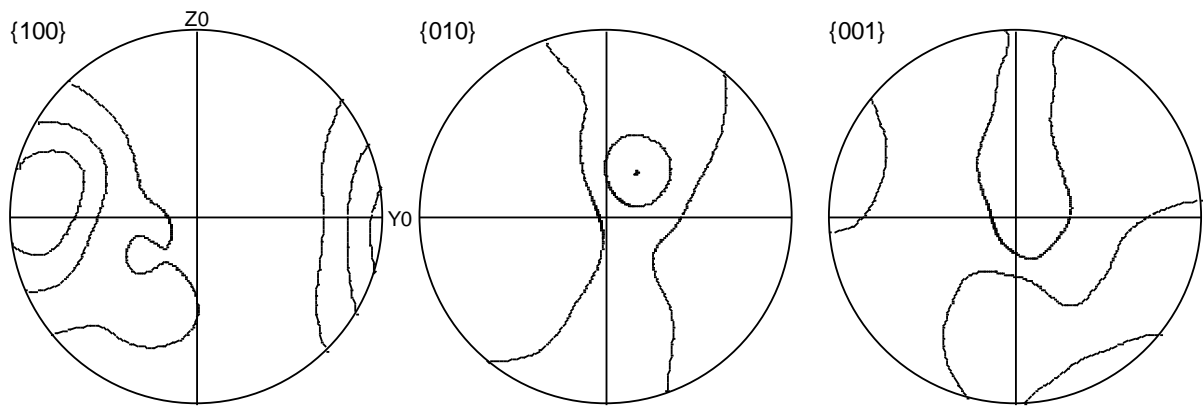


Рисунок 36. Диаграмма оптической ориентировки оливина Кузнецкого Алатау.

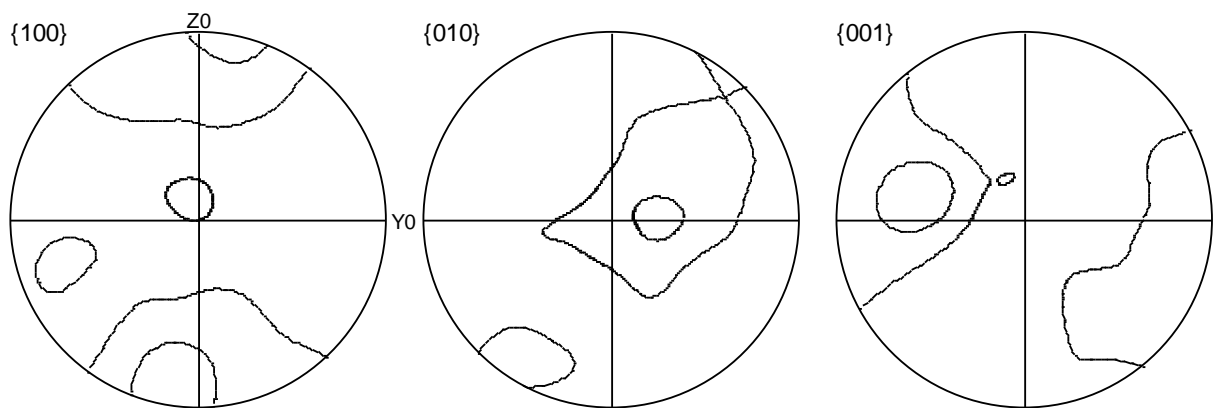


Рисунок 37. Диаграмма оптической ориентировки оливина Кузнецкого Алатау.

Как правило, четкий максимум осей $[100]$ отражает высокотемпературную систему скольжения по направлению $(okl) [100]$, а максимум осей $[010]$ (Np) более низкотемпературные системы типа $(100)[010]$ и $(101)[010]$ (Гончаренко, 1989). В этом отношении, петроструктурный узор «реститовых» гипербазитов горы Бархатной заметно отличается от его аналога из ксенолитов Канарских островов и более сопоставим с оптической ориентировкой оливина из дунитов Иокко-Довыренского плутона. Учитывая данные параметры петроструктуры оливина, можно допускать кумулятивную природу ксенолитов перидотитового состава в изученных базальтах.

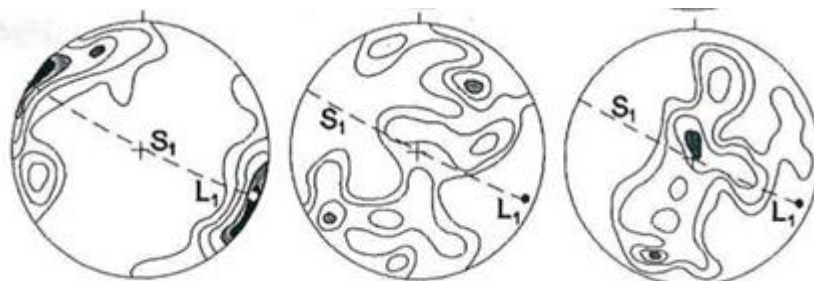


Рисунок 38. Схема петроструктурной зональности оливина Бархатного массива (Краснова Т.С., 2005).

5. Петрохимические особенности пород канарских островов.

Для проведения петрохимических исследований горных пород были задействованы химические анализы пород с острова Тенерифе, Ла-Гомера, Йерро (табл. 6) (Шейнманн Ю.М., 1968). Данные горные породы являются эталонными разновидностями продуктов вулканизма Канарского архипелага. Они представлены широким спектром дифференциации исходной щелочно-базальтовой магмы, включающей вариететы основного, среднего и, даже, кислого состава.

Таблица № 6. - Химические анализы пород Канарских островов.

№	Название	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	сумма
1	трахит	60,9	0,68	19,05	3,32	0,15	0,57	1,59	6,72	4,24	97,38
2	базальт	42,78	3,48	11,04	12,32	0,17	11,53	13,08	1,55	0,99	97,61
3	базальт	42,07	3,77	10,98	13,67	0,19	12,75	10,23	2,39	0,97	97,81
4	базальт	45,24	3,3	11,25	12,18	0,17	8,57	10,95	2,2	0,69	95,26
5	базальт	41,49	3,5	16,27	8,57	0,45	8,97	11,7	3,26	1,24	95,45
6	базальт 1	42,77	3,08	15,8	10,85	0,18	9,04	9,77	3,49	1,65	96,63
7	оливин. Базальт	43,48	3,88	12,65	8,08	0,19	9,66	11,9	2,32	1,45	93,61
8	базальт 2	44,64	-	16,55	7,52	0	9,52	11,25	2,47	1,34	93,29
9	базальт 3	49,73	0,38	22,84	5,98	0	3,91	9	1,89	1,04	94,77
10	базальт 4	40,6	5,95	13,66	6,39	0	7,85	11,9	2,15	1,03	89,53
11	базальт 5	46,5	2,33	18,15	2,52	0,27	4,25	10,03	3,46	1,22	88,73
12	фонолит 1	59,46	0,45	19,49	2,3	0,24	1,05	1,66	9,34	4,34	98,33
13	фонолит с пл	56,56	0,6	20,9	1,41	0,16	0,72	2,69	7,06	4,87	94,97
14	Обсидиановый фонолит 1	59,08	0,8	19,92	2,07	0,17	0,64	1,38	9,8	4,96	98,82
15	фонолит 2	59,18	0,98	20,07	2,48	0,18	0,5	1,82	8,65	4,95	98,81
16	Обсидиановый фонолит 2	59,32	0,71	19,65	1,27	0,14	0,73	1,42	8,09	5,64	96,97
17	тефрит 1	45,25	3,94	15,1	7,66	0,16	7,03	9,77	3,5	1,82	94,23
18	тефрит 2	45,72	-	20,72	3,66	-	3,76	9,62	7,52	1,1	92,1

Перед тем, как проводить петрохимические исследования был совершен пересчет химических анализов на 100%, без учета потери при прокаливании.

Построение петрохимических диаграмм

Для распределения магматических пород по группам (по кремнекислотности) и по петрохимическим рядам (по степени щелочности), были построены бинарные диаграммы на основе рассчитанных коэффициентов, наглядно отражающих химический состав пород (Rollinson H. R. 1994).

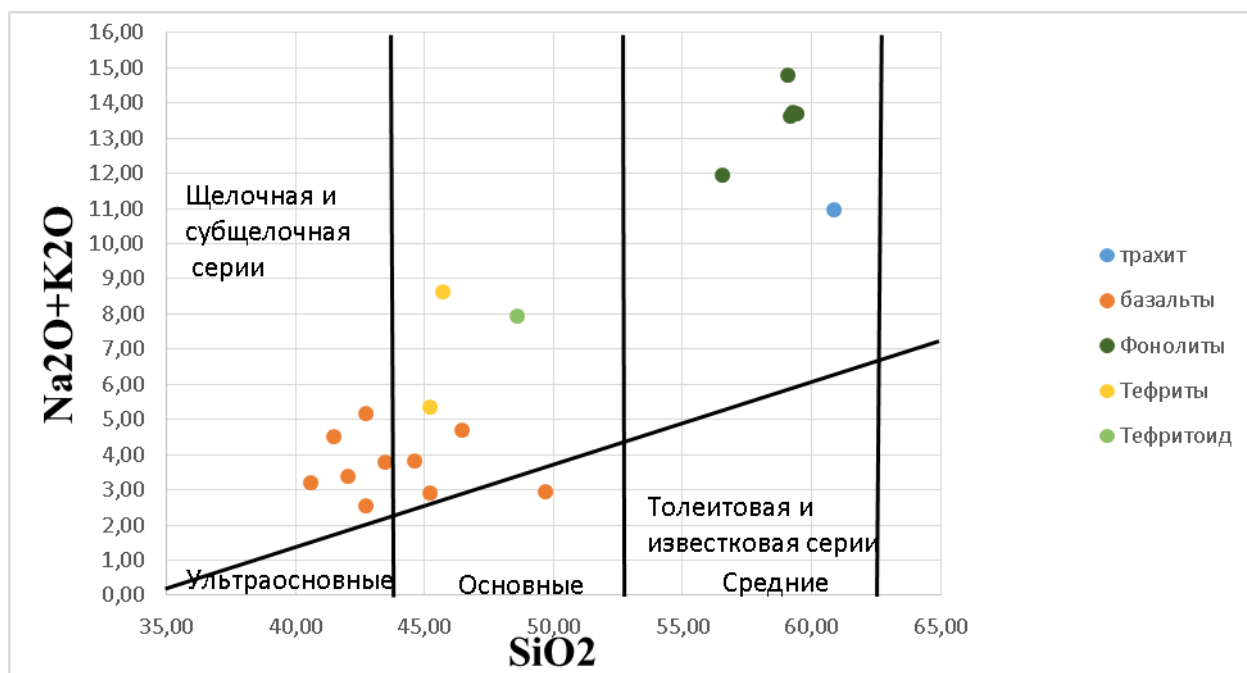


Рисунок 39.- Бинарная диаграмма Na₂O+K₂O – SiO₂.

На данной диаграмме (рис. 39) можно наблюдать, что породы соответствуют семействам ультраосновных, основных и средних пород. Фигуративные точки расположенные в интервале SiO₂ 35-45%, принадлежат к ультраосновным породам. Породы с содержанием SiO₂ 45-53% принадлежат к основным породам, а с содержанием SiO₂ 53-61% принадлежат к средним породам. По уровню щелочности практически все породы отвечают умеренно-щелочному или щелочному ряду. Сумма оксидов щелочей варьируют от 2 до 15%, где наиболее щелочным являются фонолиты.

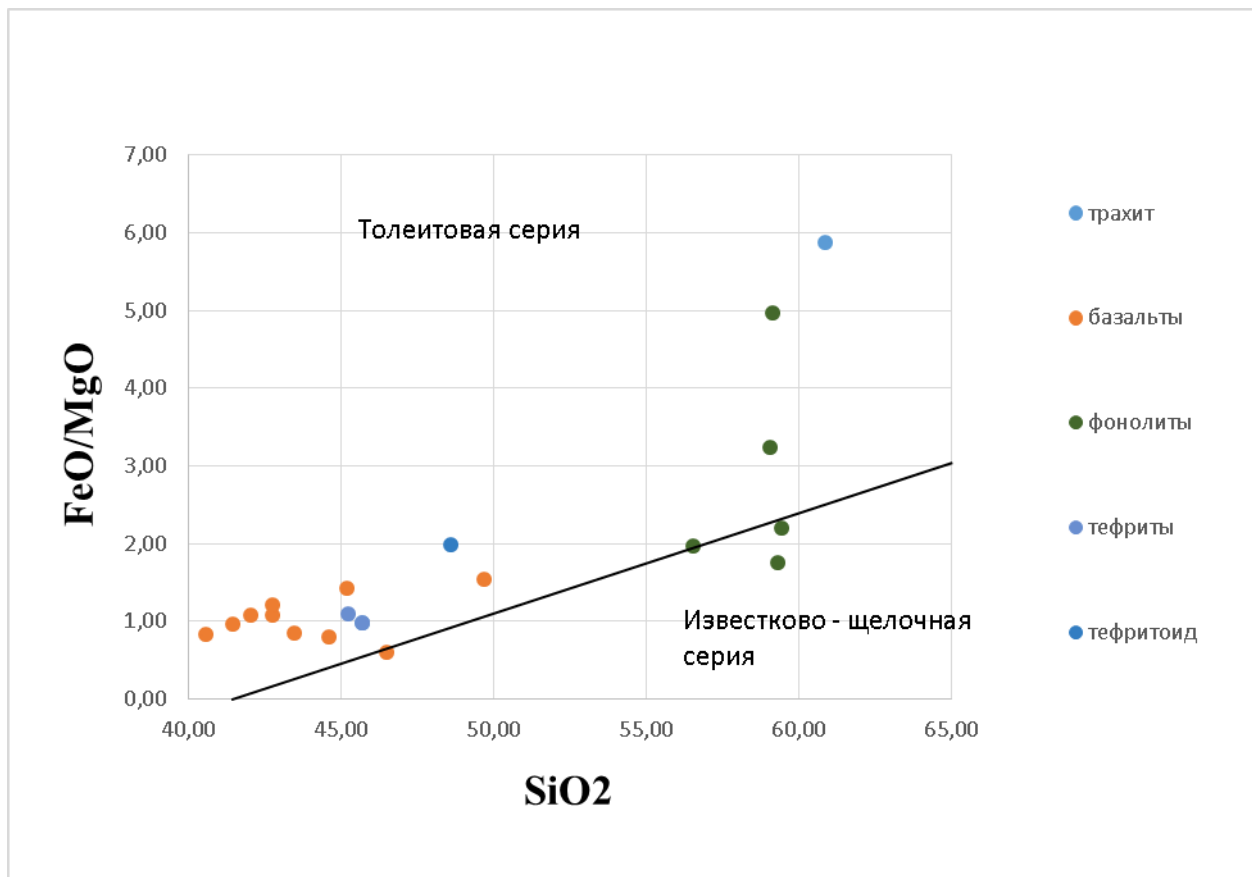


Рисунок 40. Бинарная диаграмма (MgO/FeO*-SiO₂).

По результатам анализа распределения фигуративных точек на данной диаграмме мы видим, что их основная масса относится к толеитовой специализации что является характерной чертой для продуктов К-На субщелочных и щелочных серий.

В последующем определяем принадлежность к петрохимической серии. В данном случае, необходимо выяснить специфику щелочной специализации исследуемой магматической ассоциации.

На построенной диаграмме, породы в основном занимают положение в К – Na – серии, а также по одному образцу – тефрит относится к субнатриевой серии и базальт к субкалиевой серии. Тем не мене, фигуративные точки исследуемых пород находятся вблизи границ полей соответствующих серий, а основная масса точек отвечает полю калиево-натриевой специализации. На основании этого можно с уверенностью говорить, что вулканические породы Канарского архипелага соответствуют продуктам калиево-натриевой субщелочной и щелочной сериям.

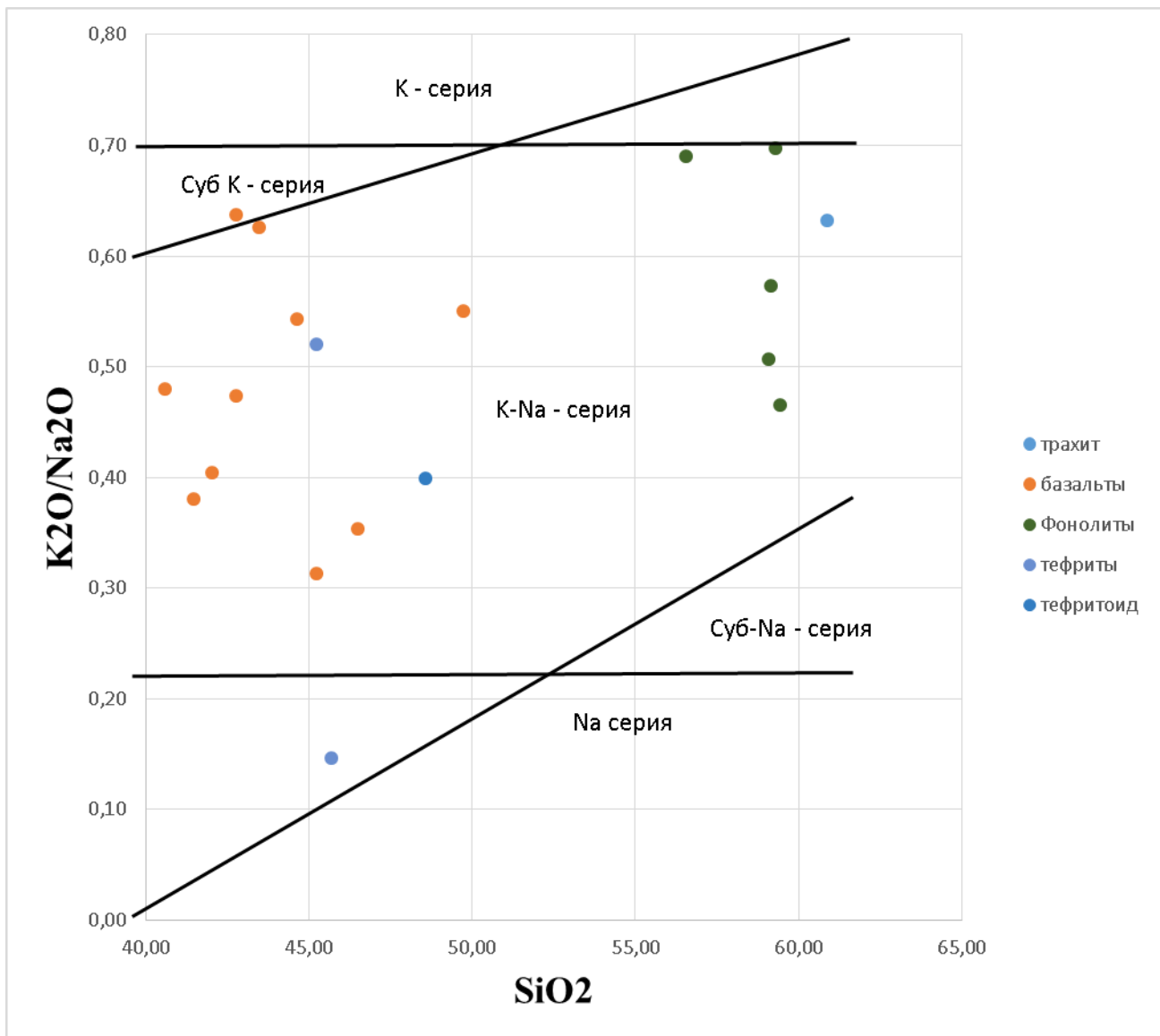


Рисунок 41. Бинарная диаграмма (K₂O/Na₂O-SiO₂).

Условные обозначения: K-Na – калиево-натриевая серия; K – калиевая серия; Na – серия.

Также для интерпретации петрохимических особенностей пород Канарских островов были построены бинарные диаграммы по основным петроокислам.

Полученные распределения фигуративных точек главных типов пород на бинарных диаграммах, построенные по отношению одного петроокисла к другому, отражают специфичность составов пород Канарских островов. Они обнаруживают отчетливое линейное распределение в виде эволюционного тренда, отражающего непрерывную дифференциацию основного магматического расплава с последовательным образованием ряда пород: «базальты → тефриты → фонолиты».

SiO₂: Содержание данного элемента в процессе эволюции расплава в магматической камере увеличивается. Оксид имеет четыре линейных тренда с обратной зависимостью с MgO, CaO и прямую зависимость с Na₂O, K₂O. Во всех случаях фигуративные точки формируют узкий

линейный тренд. Поведение оксида кальция, во многом, определяется фракционированием клинопироксена и плагиоклаза. Фенокристаллы этих минералов в изученных базальтоидах позволяют допускать их раннее происхождение и возможное фракционирование. По мере роста содержания кремнезема роль CaO в составе пород уменьшается (рис. 42). Аналогично ведет себя магний. В процессе дифференциации магматических расплавов его концентрация также снижается. (рис. 44).

FeO: Содержание данного элемента в процессе эволюции расплава в магматической камере уменьшается. Оксид имеет один линейный тренд с MgO с обратной зависимостью. Фигуративные точки формируют узкий линейный тренд (рис. 46).

Al₂O: Содержание данного элемента в процессе эволюции расплава в магматической камере увеличивается. Оксид имеет один линейный тренд с MgO с обратной зависимостью. Фигуративные точки формируют узкий линейный тренд (рис. 47).

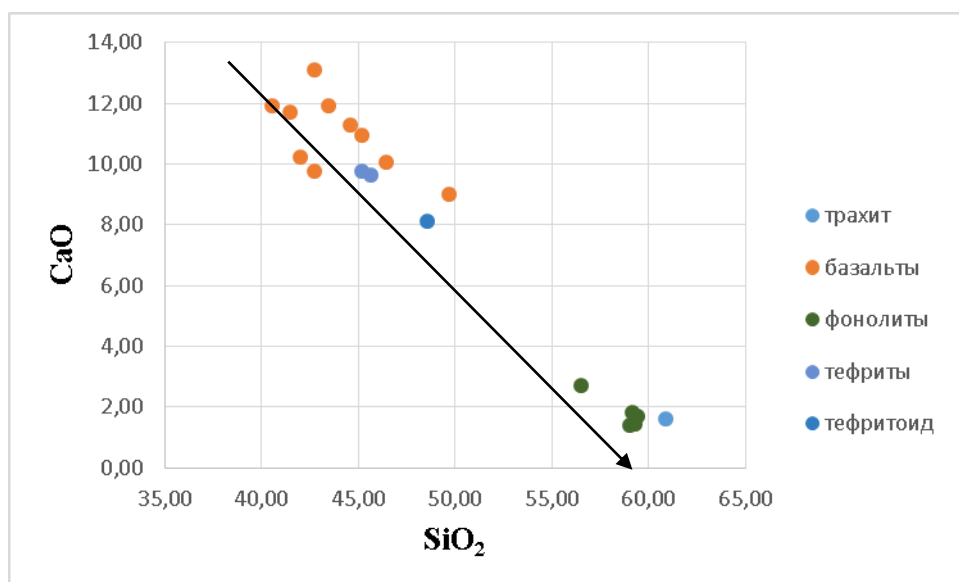


Рисунок 42. Бинарная диаграмма «SiO₂ - CaO».

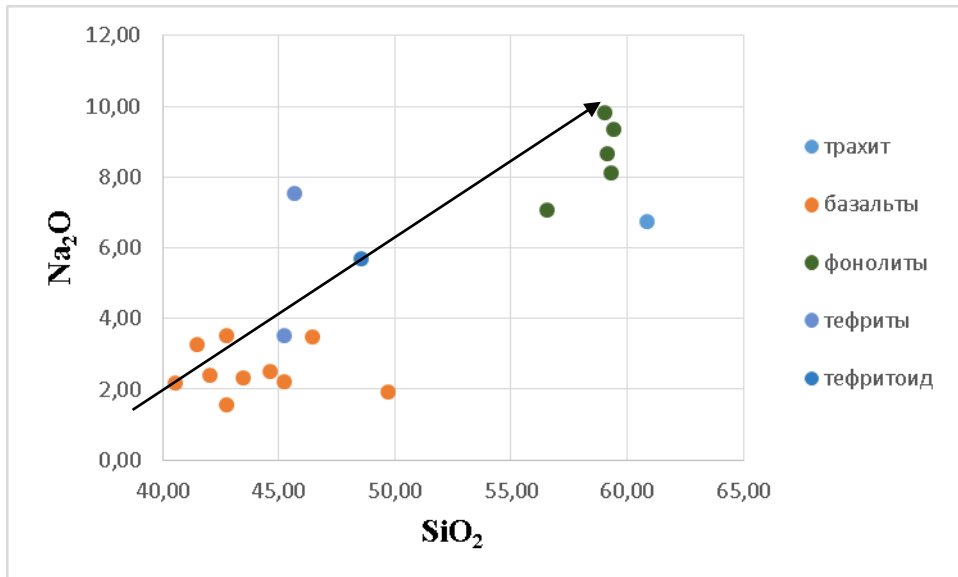


Рисунок 43. Бинарная диаграмма «SiO₂ - Na₂O».

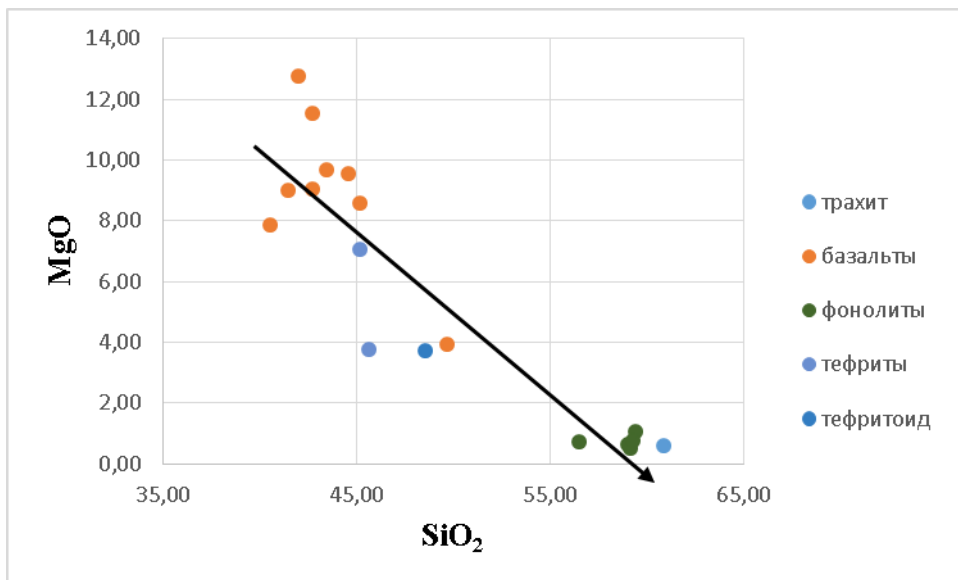


Рисунок 44. Бинарная диаграмма по отношению SiO₂ к MgO.

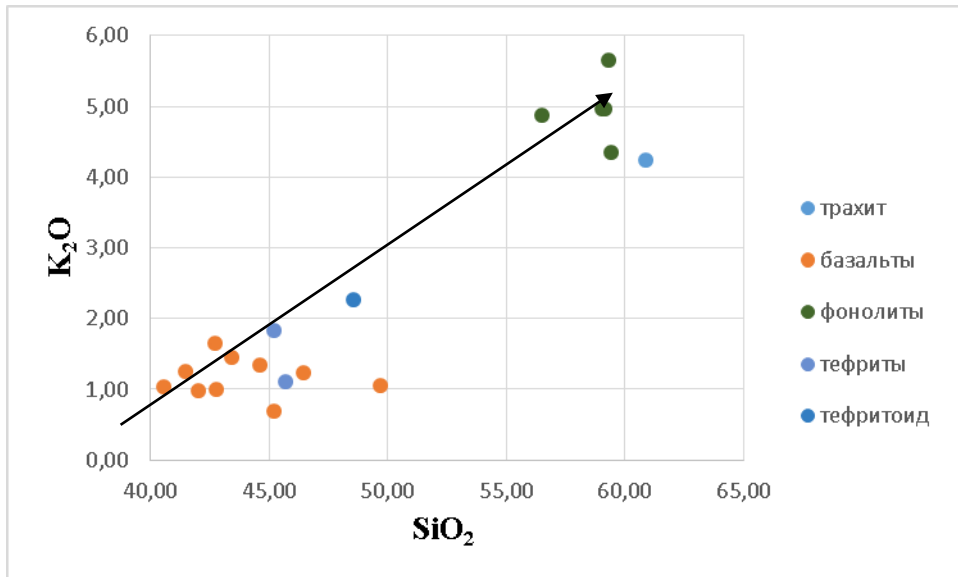


Рисунок 45. Бинарная диаграмма по отношению SiO_2 к K_2O .

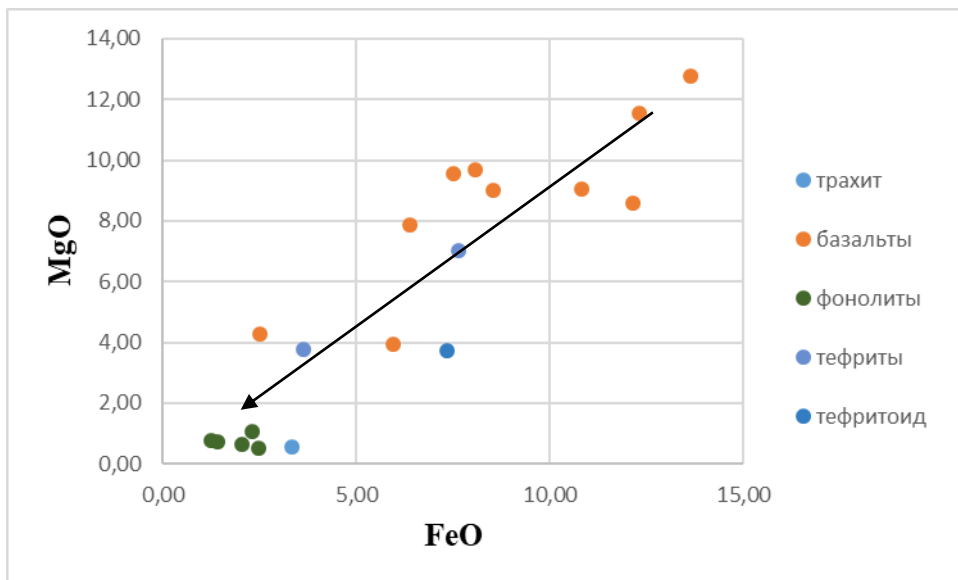
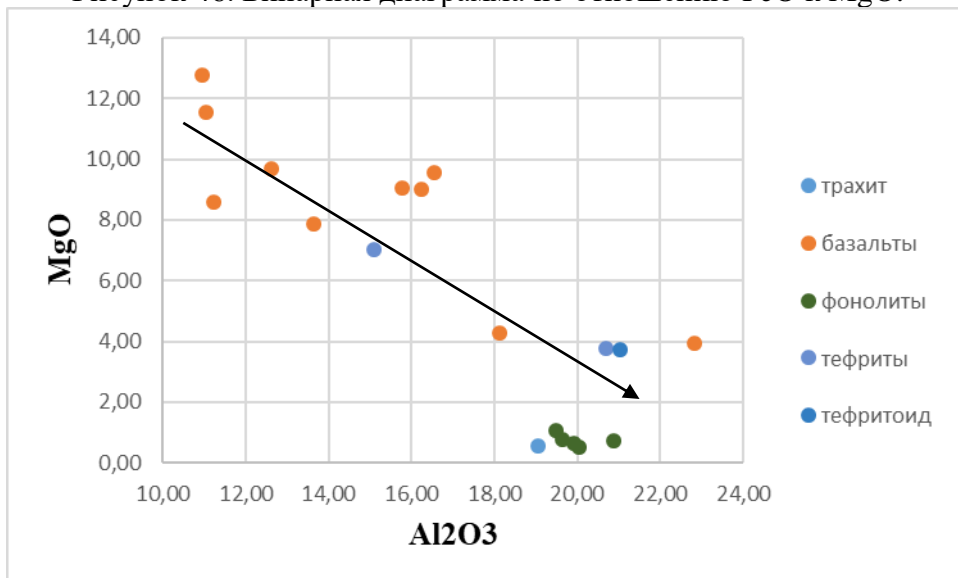


Рисунок 46. Бинарная диаграмма по отношению FeO к MgO .



Характер поведения элементов отражает реальную связь между химическим составом отдельных разновидностей горных пород, что позволяет объединить их в единую магматическую серию и рассматривать в качестве единого магматического комплекса.

Нормативный пересчет

Идея о пересчете на норму была введена в петрографию Кроссом, Иддингсом, Пирсоном и Вашингтоном, разработавшими такой метод пересчета, при котором химические анализы пород могут быть пересчитаны на гипотетические парагенезисы стандартных минералов, известные как норма в отличие от реально присутствующих в породе минеральных парагенезисов, называемых модой. Первоначальная цель пересчетов была по существу таксономической и в итоге была предложена разработанная классификационная схема, основанная на процентном содержании нормативных минералов. Классификация, таким образом, целиком основана на химическом принципе и объединяет вместе породы близкого химического состава независимо от их минерального состава. Оригинальная классификация вышла из употребления, вероятно, вследствие ее громоздкости и искусственной номенклатуры, включающей иерархию классов, субклассов, порядков, рангов и субрангов, но сам метод пересчета широко используется и сейчас (Кокс К.Г. и др. 1982).

Существо пересчета базируется на ряде упрощений, главнейшими из которых являются следующие:

1. Допускается, что «магма» кристаллизуется в безводных условиях, так что водные фазы, например, роговая обманка и биотит, не образуются.
2. Допускается, что Al_2O_3 не входит в железо-магнезиальные минералы. Таким образом, содержащийся в породе Al_2O_3 весь используется на образование идеальных «молекул» полевых шпатов или фельдшпатоидов; предполагается, что в анализе имеется достаточно количество Na_2O , K_2O и CaO , чтобы связать в «молекулу» весь Al_2O_3 .
3. Допускается, что отношение магний-железо во всех железо-магнезиальных минералах одно и то же.
4. Допускается, что некоторые минеральные пары являются несовместимыми; например, нефелин и кварц никогда не могут быть в одном парагенезисе (Кокс К.Г. и др. 1982).

Исходя из этих главных положений, окислы объединяются в определенной последовательности в минералы и получается нормативный минеральный состав. Результат пересчета часто очень хорошо согласуется с модальным минеральным составом, особенно для пород основного состава типа габбро, которые медленно остывают и содержат небольшое количество летучих компонентов. Однако для пород, богатых, скажем, роговой обманкой или слюдами, расхождение может быть значительным. Важно понимать, что первоначальной целью

пересчета на норму было отнюдь не достижение соответствия с модальным составом, а попытка указать сродство, которое было замаскировано различиями в размере зерен и минеральном составе, обусловленными различным содержанием воды и условиями кристаллизации. Весьма ценно, что метод позволяет сравнивать, например, габбро с частично стекловатыми базальтами.

Расчет на норму используется сегодня для различных целей и имеется несколько модификаций первичной системы, которая для краткости называется CIPW. Эта система наиболее употребима для разделения пород, пересыщенных и недосыщенных кремнеземом.

После построения диаграмм, а также их интерпретации, был сделан пересчет состава горных пород Канарских островов. В конечном итоге были получены аналитические данные состава пород. Для того, чтобы убедиться в правильности расчетов, была применена программа Iqret (CIPW).

По результатам нормативного пересчета особых изменений не наблюдается (табл. 7). Проведенный пересчет позволяет диагностировать несколько разновидностей пород, в частности субщелочные базальты, фонолиты, тефриты, тефритоиды и трахиты.

Таблицы № 7. Результаты нормативного пересчета.

название	Альби т	Анорти т	Корун д	Апати т	Хроми т	Диопси д	Гиперсте н	Ильмени т	Нифили н	Оливи н	Ортокла з	Квар ц	получили
трахит	48,21	9,3		0,24	0,01	9,69		1,28	4,26	1,21	24,79		Щелочной трахит
базальт	2,69	20,61		0,8	0,1	33,62		6,55	5,02	21,15	5,8		Субщелочно й пикро базальт
базальт	6,15	16,54		1,17	0,12	24,63		7,09	7,14	27,98	5,8		базанит
базальт	17,27	19,44		0,76	0,15	26,69	5,41	6,26		14,57	4,07		базальт
базальт	5,11	25,81				22,77		6,58	12,02	12,69	5,85		базанит
Базальт	11,85	24,26				16,23		5,64	7,2	20,06	5,85		базанит
Оливиновый базальт	13,93	20,62				26,98		5,65	1,54	13,61	5,86		базанит
базальт	12	31,42				18,39			2,58	18,89	5,85		базанит
базальт	8,4	44,34	2,89				16,54				5,87	11,34	базальт
базальт	13,47	23,34				24,32		9,41	1,79	6,07	5,86		тефрит
базальт	25,16	32,41				13,1	4,14	3,77			5,86	0,81	базальт
фонолит	49,85					4,11			13,36	2,99	23,35		фонолит
Фонолит с пл	48,37	9,81	0,51						5,53	1,4	23,37		тефрифенол ит
Обсидиановы й фонолит	51,47					4,37			12,5	1,01	23,35		фонолит
Фонолит	54,36	4,9	0,68						6,8	2,8	23,37		фонолит
Обсидиановы й фонолит	47,87	1,15				3,34			10,3	0,03	29,19		фонолит
тефрит	24,28	24,28				16,11		5,65	0,47	12,52	5,86		трахибазальт
тефрит	16,09	19,95				19,78			22,98	2,28	5,84		тефрит
тефритоид	20,52	28,64				8,95			11,56	11,63	11,69		фонотефрит

6. Геохимические особенности пород Канарских островов.

Изучение поведения рассеянных элементов проводилось на основе результатов ICP – масспектроскопических (ICP – MS) анализов, выполненных в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» вполне достоверные. Поведение редкоземельных и редких элементов также выступает в качестве определенного критерия генезиса и источника вещества исследуемых горных пород. Спектр распределения редкоземельных элементов в базальтах острова Тенерифе отражает наиболее типичный вариант, отражающий схему дифференциации субщелочной магмы.

Таблица № 8. Концентрации рассеянных элементов в породах Канарских островов (по данным ICP-масспектроскопии).

Element	Be	Sc	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb
базальт	1,97	24,82	19997,21	301,79	240,21	50,32	121,31	94,22	137,95	13,89	23,9
базальт	1,55	30,13	22246,33	333,99	162,43	46,01	103,12	142,93	135,84	13,69	14,3
порфирит	1,08	42,34	22640,46	427,69	389,81	61,15	155,45	92,64	118,53	12,48	8,23

Продолжение таблицы № 8

Element	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm
базальт	690,27	23,2	248,03	50,57	0,19	296,27	38,05	79,28	7,88	39,59	7,88
базальт	742,57	22,78	210,55	41,66	0,1	308,92	33,45	74,53	7,66	41,3	8,63
порфирит	459,64	17,31	179,34	34,07	0,23	300,78	28,8	62,22	6,31	32,9	6,63

Продолжение таблицы № 8

Element	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
базальт	2,54	6,9	1,02	5,38	1	2,41	0,32	1,94	0,27	5,65	3,84
базальт	2,9	7,58	1,09	5,55	1,01	2,33	0,31	1,74	0,24	5,18	3,21
порфирит	2,12	5,74	0,8	4,22	0,75	1,74	0,23	1,28	0,19	4,9	2,78

Продолжение таблицы № 8

Element	Th	U	Rb/Sr	Nb/Ta	Zr/Hf	Th/U
базальт	3,66	0,94	0,03	13,17	43,89	3,91
базальт	2,78	0,55	0,02	12,97	40,62	5,1
порфирит	2,77	0,66	0,017912	12,26144	36,58447	4,229003

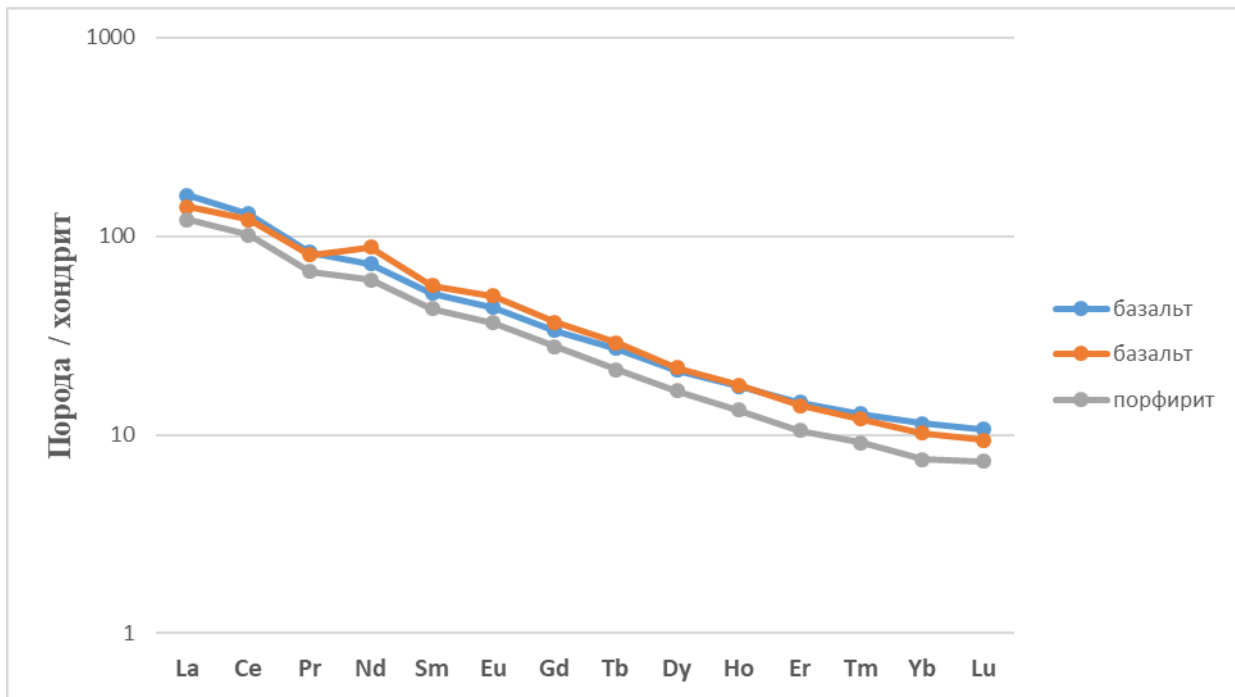


Рисунок 48. Спектры распределения редкоземельных элементов в базальтах и порфирите Канарских островов. Содержание элементов нормированы по составу хондрита CI (Sun, McDonough, 1989).

Спектры распределены примерно одинаковы для всех пород. Наблюдается слабая положительная аномалия Nd для одного из образцов гиалобазальта. Её природа пока не известна.

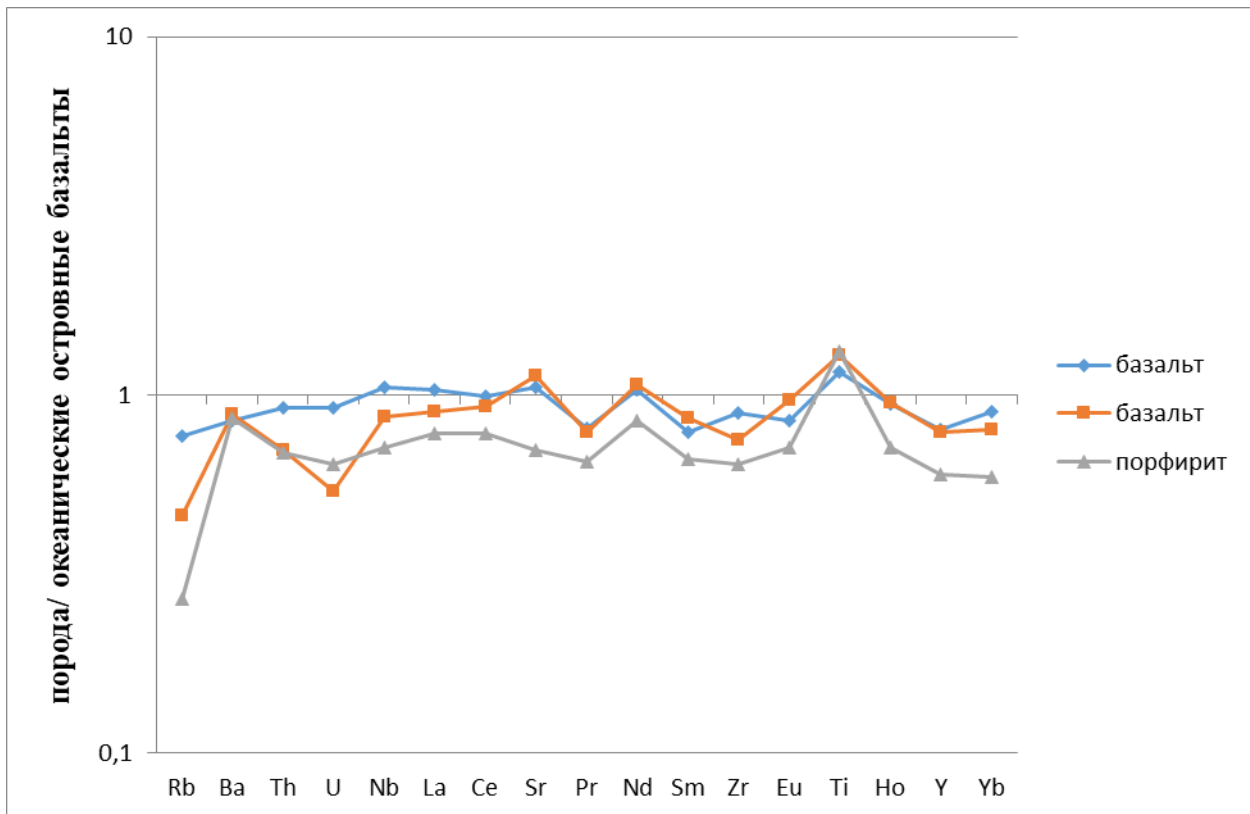


Рисунок 49. Содержание элементов нормированы по составу OIB (Sun, McDonough, 1989)

В целом, уровень накопления редких и рассеянных элементов сопоставим с концентрациями аналогичных компонентов в базальтах океанических островов. Некоторые отклонения по концентрациям Rb, Ba, Sr, Ti и т.д. можно объяснить спецификой геодинамической обстановки формирования базальтов Канарских островов. Данные образования не являются прямыми аналогами внутриплитного магматизма, типа мантийных плюмов. Их геотектоническая позиция обусловлена приуроченностью к трансформному разлому срединно-океанического хребта. Скорее всего, данные базальты отвечают геохимическому типу E-MORB

Заключение

Результаты особенности вещественного состава и источников вещества базальтов канарских островов и их ультрабазитовых включений позволяют сформулировать следующие выводы.

Во – первых всю ассоциацию изученных нами горных пород можно разделить на четыре основные группы. Первая отвечает базальтам умеренно-щелочного ряда, вторая – средним породам щелочного ряда (типа щелочных трахитов и фонолитов), третья представлена полнокристаллическими ультрабазитами, слагающими ксеногенные включения в эффузивах. Четвертая группа соответствует кластическим образованиям (лавокластиты и тефроиды). По результатам петрохимического анализа, основная масса относится к толеитовой специализации что является характерной чертой для продуктов К-На субщелочных и щелочных серий.

Во – вторых изученный образец ксенолита перидотитового состава действительно, как показывает интерпретация анализов данного образца отвечает кумулатам, образовавшихся при фракционной кристаллизации исходного магматического расплава в промежуточной камере на значительной глубине.

Перечисленные выше результаты легли в основу двух защищаемых положений представленной работы. В дополнении по геохимическим исследованиям можно добавить, что базальты не являются прямыми аналогами внутриплитного магматизма, типа мантийных плюмов. Их геотектоническая позиция обусловлена приуроченностью к трансформному разлому срединно-океанического хребта. Скорее всего, данные базальты отвечают геохимическому типу E-MORB

Список использованной литературы

Опубликованные

- 1) Бетхер О.В., Вологодина И.В. Осадочные горные породы. Систематика и классификации. Примеры описания: Учебное пособие. – Томск: Изд-во Том. Ун-та, 2012. – 170 с.
- 2) Врублевский В.А., Кортусов М.П., Уткин Ю.В. Оптические свойства породообразующих минералов: учебное пособие; Том. гос. Ун-т, каф. петрографии. – Томск, 2015 – 53 с.
- 3) Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.
- 4) Гертнер И.Ф. Петрология Йоко-Довыренского расслоенного ультрамафит-мафитового плутона (Северное Прибайкалье). Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Томск: Том. Ун-та, 1994. 309с.
- 5) Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 409 с.
- 6) Крылова В.А., Гертнер И.Ф. Осадочные отложения и петрография базальтов острова Тенерифе. Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 9. Материалы IX Всероссийской петрографической конференции с международным участием. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2017. – 256-261с.
- 7) Краснова Т.С. Петрология ультрамафитовых массивов гор Северной, Зеленой и Бархатной. Автореферат диссертации, 2005.
- 8) Кокс К.Г. [и др.]. Интерпретация изверженных горных пород– М.: Недра, 1982
- 9) Кузоватов Н.И., Уткин Ю.В., Чернышов А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В. Систематика и классификация магматических пород: Учебное пособие /– Томск: Томский государственный университет, 2012. – 97 с.
- 10) Наумов В.А. Оптическое определение компонентов осадочных пород. – Иркутск, 2016. – 290 с.
- 11) Уткин Ю.В. Вулканогенные обломочные породы (систематика, строение, генетические типы). Учебное пособие. Томск: ЦНТИ, 2002. 148 с.
- 12) Чернышов А.И., Вологодина И.В. Структуры и текстуры магматических и метаморфических горных пород: учебно-методическое пособие. – Томск: Издательский Дом ТГУ, 2014. – 36 с.
- 13) Е.В. Шарков [и др.]. Магматические горные породы /том 3 – М.: Наука, 1985.
- 14) Е.В. Шарков [и др.]. Магматические горные породы /том 6 – М.: Наука, 1985.
- 15) Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии / - М.: Недра, 1968 – 232 с.
- 16) R.E. Ernst. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press., 2014. 654 pp.

- 17) Rollinson H. R. Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 48-59 p.
- 18) IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science / Sedimentary deposits and petrography of the basalts of the island of Tenerife of the Canary archipelago (Spain) (2017) 1-7 p.
- 19)
- 20) Simkin T., Smith G. Minor element distribution of olivine // J. Geol., 1970. V. 78 №3. P. 304-325.
- 21) Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the ocean basins. Ed. Saunders A.D. & Norry M.J. 1989. Geol. Soc. Spec. Publ. No 42. P. 313-345.

Электронные

- 22) Канарские острова /электронный ресурс - <http://islatenerife.ru>
- 23) Карты Европы электронный ресурс - <http://euro-map.com/>
- 24) Национальные парки Канарских островов электронный ресурс - <http://hiking-tenerife.com>.