

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС

ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА



ISSN 0002-3272

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

Труды, вып. 459

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор академик Ю.М. ПУЩАРОВСКИЙ



МОСКВА "НАУКА" 1991 Авторы:

Ю.М. Пущаровский, Ю.Н. Разницин, А.О. Мазарович, С.Г. Сколотнев, Н.Н. Турко, П.К. Кепежинскас, С.М. Ляпунов, В.М. Голод, Д.А. Дмитриев, А.Н. Диденко, В.В. Трофимов, А.Г. Попов, А.А. Пейве, Э. Бонатти, Л.В. Тихонов

УДК 551.24 + 551.461.6

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

STRUCTURE OF THE DOLDRAMS FRACTURE ZONE: CENTRAL ATLANTIC

Transactions, vol. 459

Строение зоны разлома Долдрамс: Центральная Атлантика / Ю.М. Пущаровский, Ю.Н. Разницин, А.О. Мазарович и др. – М.: Наука, 1991. – 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459). – ISBN 5-02-002154-7

В книге приведены результаты комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных в районе разломов Долдрамс и Архангельского в Центральной Атлантике. Дается описание основных черт рельефа дна, строения осадочного чехла, структуры земной коры, магнитного поля, а также петрографии и геохимии магматических и осадочных образований. Сделаны выводы о тектонической расслоенности океанической коры, а также о существовании специфических комплексов пород, слагающих неспрединговые блоки.

Табл. 34. Ил. 71. Фототабл. 8. Библиогр.: 161 назв.

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР А.Л. Книппер (главный редактор), В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц

Рецензенты:

А.А. Белов, Н.А. Богданов

Editorial Board:

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR A.L. Knipper (Editor-in-Chief), V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Dritz

Responsible editor

Academician Yu.M. Pushcharovsky

Reviewers:

A.A. Belov, N.A. Bogdanov

The book deals with results of the complex geologico-geophysical study in the Doldrums and Arkhangelsky fracture zones in the Central Atlantic. The description of the main features of the bottom relief, sediments and crustal structure, geomagnetic field, the igneous and sedimentary rocks composition is given in the book. The authors made the conclusions on the tectonic delamination of the oceanic crust and the existence of the specific complexes of rocks that form nonspreading blocks.

С-1804010000-148 042 (02) -91 418-91 II полугодие

© Издательство "Наука", 1991

ISBN 5-02-002154-7

предисловие

Самые выразительные структуры океанского дна – это срединные хребты с их рифтовыми зонами и рассекающие дно поперечные разломы. И те и другие только в последний период начали изучаться детально, что тотчас же привело к установлению ранее совершенно неизвестных, но необычайно важных для понимания океанской тектоники и геодинамики их геологических черт. Оказалось, например, что в приэкваториальных районах Восточно-Тихоокеанского поднятия крупные отрезки рифтовой зоны отнюдь не сплошные, а состоят из заходящих друг за друга и одновременно смещенных в плане на несколько десятков километров спрединговых центров. Это так называемые перекрывающиеся спрединговые центры (overlapping spreading centres). Они вносят существенные осложнения в картину спредингового процесса, далекую от простой схемы, представлявшейся прежде.

Чрезвычайно интересен и такой факт, как обнаружение в быстроспрединговых хребтах, где обычно предполагаются обширные магматические камеры, небольших "магматических линз", шириной всего лишь 1 км, а толщиной около 100 м¹. Возникает вопрос: каким образом подобные "линзы" могут определять мощно проявленный спрединг, крупное воздымание хребта, значительные тепловые аномалии и др.?

Поразительные результаты получены при изучении поперечной сегментации Срединно-Атлантического хребта (САХ). Ряд авторов свидетельствуют, что нередко общие смещения этого хребта не связаны с трансформными разломами. В частности, вполне определенно это показано для отрезка САХ 24 и 30° с.ш., где установлено множество сегментов, которые часто перекрывают друг друга и связаны нетрансформными смещениями². Карты мантийных аномалий Буге коррелируют с сегментацией, определяемой поперечными смещениями. Это прослежено на шести спрединговых сегментах, впрочем, величина и характер распределения мантийных аномалий Буге не согласуются с представлением термальной модели однородного мантийного апвеллинга между разломными зонами.

Это лишь некоторые из новейших результатов, вносящих существенный вклад в понимание истинных процессов, свойственных геологическому развитию океанского дна.

О том, что крупнейшие океанские разломы геологически почти не изучены, автор данного предисловия заключил значительно раньше, чем появились указанные здесь работы. Величина таких разломов огромна, роль в структуре земной коры исключительна, но ни один из них никем не исследовался на всем его протяжении и соответственно не описан монографически. Дело ограничивалось более или менее подробным изучением какой-либо части разлома. В лучшем случае это был полигон,

¹Многоканальная сейсмика проведена в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия, вблизи 9°30′ с.ш.

²Раньше они считались слабо выраженными трансформами.

но чаще – система галсов. В то же время если бы подобный феномен оказался на суше, то его изучением занималось бы не одно поколение геологов.

Все это определило постановку исследований соответствующего направления в Геологическом институте АН СССР, как только институт приобрел исследовательское судно "Академик Николай Страхов". За прошедшие пять лет выполнены три целенаправленные экспедиции по 120 суток в Экваториальную область Атлантического океана для изучения поперечных разломов, которым Дж. Уилсон [1974] дал название "трансформные". Первая экспедиция (1986 г.) была посвящена разлому Зеленого Мыса, который находится на 15°20' с. ш. Сразу выявилась большая сложность внутреннего строения этой огромной разломной зоны, и, более того, в ее препелах выявились напвиговые структуры, никогла ранее не отмечавшиеся. Появились также первые указания не тектоническую активность тех отрезков разломной зоны, которые лежат за пределами межрифтового пространства и которые обычно трактуются как тектонически пассивные. Возникла также идея о релаксации напряжений на окончаниях разломных зон, естественном "расплывании" деформаций в океанской литосфере. Основные научные итоги этой экспедиции нашли отражение в работе "Строение зоны разлома Зеленого Мыса" - первом монографическом труде, посвященном конкретному океанскому разлому.

В следующей экспедиции, проведенной в 1988 г., исследовался другой крупный разлом – Долдрамс, пересекающий Атлантику примерно по 8° с.ш. При этом нашли подтверждение основные выводы предыдущей экспедиции, касающиеся большой сложности строения, вероятности надвиговых деформаций, релаксирующего характера затухания разломов и др. Кроме того, выявились незакономерные изменения мощности осадочного чехла вдоль простирания разлома, а также очень существенные особенности базальтового магматизма. Среди абиссальных толеитовых базальтов впервые в океане обнаружен широкий спектр мантийных и коровых ксенолитов, в том числе шпинелевых пироксенитов, открывающих перспективу развития новых идей в отношении состава и эволюции мантии. Изложение всего этого и составляет содержание данной монографии.

Третья экспедиция, состоявшаяся в 1989–1990 гг., изучала менее крупные разломы Марафон и Меркурий, простирающиеся соответственно по 13 и 12° с.ш. Предполагалось, что, поскольку они имеют меньшие размеры, в них могут проявиться морфологические и магматические особенности, неулавливаемые в крупных разломных зонах и в то же время важные для общих представлений.

Вся совокупность проведенных исследований однозначно показала, что с геологической точки зрения одной лишь версией "трансформного разлома" для описания изучавшихся структур ограничиться невозможно. Многое в этих структурах остается пока не расшифрованным, но ясно, что понимать их следует гораздо более широко. В связи с этим необходимо продолжить такие исследования, придав им геологическую направленность.

введение

В 1986 г. Геологический институт АН СССР приступил к углубленному изучению поперечных (трансформных) разломов приэкваториальной Атлантики в рамках национального проекта "Литос" (руководитель проекта – академик Ю.М. Пущаровский). Цель проекта – исследование вещественного состава и строения океанической коры и верхов мантии, выделение и сопоставление петро-геохимических и тектонических неоднородностей.

Начальный этап работ, проведенных в 3-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в зоне разлома Зеленого мыса, позволил детально охарактеризовать рельеф дна, мощность и строение осадочного покрова, магнитное поле, глубинную структуру земной коры, петрографию и геохимию магматических и метаморфических пород [Строение..., 1989]. При этом были сделаны выводы о тектонической расслоенности океанической коры в зоне разлома, о приуроченности к ней структурного раздела крупных мантийных неоднородностей. Особенностями этих работ были детальные полигонные исследования не только в осевой части Срединно-Атлантического хребта (САХ) между смещенными по разлому отрезками рифтовой долины, но также на его флангах и на продолжениях разлома в пределах смежных глубоководных котловин и геологическая направленность исследований в целом.

Уникальность подобных исследований не позволяла сопоставить полученные материалы с другими разломными зонами. Для сравнительно-тектонического анализа в качестве объекта изучения был выбран разлом Долдрамс. Экспедиционные работы в районе этого разлома проводились в 6-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" (сентябрь 1987 г. – январь 1988 г.; научный руководитель – Ю.М. Пущаровский, начальник экспедиции – Ю.Н. Разницин). С учетом накопленного положительного опыта в 3-м рейсе зона разлома Долдрамс изучалась почти на всем ее протяжении, с постановкой детальных полигонов на флангах этой структуры и в осевой части САХ.

В ходе обработки геолого-геофизических материалов 6-го рейса выявилась необходимость постановки дополнительных исследований в зоне разлома Долдрамс, которые и были осуществлены в 9-м рейсе того же судна в 1990 г. В результате этих работ вся осевая часть хребта была покрыта геофизической съемкой в масштабе 1:250 000, а проведенные драгировки дали существенно новый каменный материал.

Настоящая работа включает в себя прежде всего материалы, полученные в 6-м рейсе и частично в 9-м, – это результаты многолучевого эхолотирования, непрерывного сейсмического профилирования, магнитометрических работ, многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ и данные о вещественном составе пород, обнажающихся на поверхности дна в районе разлома Долдрамс.

До наших исследований сведения о разломе Долдрамс практически отсутствовали. Общие сведения по батиметрии района, расположенного между 4 и 9° с.ш., были приведены Б. Хизеном и М. Тарп в конце 60-х годов [Jacobi, Hayes, 1982]. Был сделан вывод, что разлом Долдрамс на востоке соединяется с Гвинейской зоной разломов в районе поднятия Сьерра-Леоне, а на западе ограничивает с севера возвышенность Сеара. В целом приэкваториальный район Атлантического океана характеризуется сильной раздробленностью дна поперечными разломами, отстоящими друг от друга на расстоянии всего 15-35 миль. Именно по этой причине тектоническая ситуация в обширном районе между 4 и 9° с.ш. представляется в достаточной степени неоднозначной. Неоднозначность определяется прежде всего положением разломов Долдрамс и Верналского. Первый расположен в районе 8° с.ш., второй же помещают по одним данным между 7 и 8° с.ш. [Сырский и др., 1975], по другим между 6 и 9° с.ш. [Коган, Зоненшайн, 1983]. При этом подчеркивается исключительно сложный рельеф разлома Верналского в полосе шириной по 150 км. Зпесь было выпелено до пяти параллельных гряд высотой от 1500 до 3500 м, разделенных депрессиями с глубинами 4000-5500 м. Авторы настоящей работы при выделении разломов Верналского и Полпрамс руковолствовались рекомендациями Межправительственной океанографической комиссии [Gazetteer..., 1988], согласно которым первый пересекает осевую часть хребта на 7°40' с.ш., второй – на 8°15' с.ш.

Комплекс геолого-физических исследований в экспедициях осуществлялся более или менее постянным коллективом сотрудников Академии наук СССР, Мингео СССР и Миннефтепрома СССР (ГИН АН СССР, ИФЗ АН СССР, ИЗМИР АН СССР, ИЛС АН СССР, ГЕОХИ АН СССР, ИМГРЭ, ВМНПО "Союзморгео") и экипажем НИС "Академик Николай Страхов" во главе с капитанами В.Е. Николаенко и В.Г. Беляевым (6-й и 9-й рейсы соответственно).

Инженерно-техническое обеспечение работы судового оборудования и интегрированного научного комплекса проводилось под руководством помощников капитана по НТС С.В.Максимова и А.С.Сорокина. Программное обеспечение комплекса на высоком профессиональном уровне обеспечивалось Е.А. Ивановым.

Особо следует отметить работу сотрудников сектора морской сейсмоакустики Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океана ГИН АН СССР А.Ф. Береснева, В.Н. Ефимова, В.Н. Ефремова, А.С. Зверева, В.Н. Побержина, Ю.И. Морозова по подготовке и проведению непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и П.А. Гладких по обеспечению забортных геологических работ. Всем перечисленным товарищам авторы выражают искреннюю благодарность.

Кроме того, авторы благодарят А.В. Кольцову за активное участие в работах по построению геоморфологических и сейсмических карт, схем, профилей и т.д., И.И. Лисицу и В.Г. Котова за качественное изготовление большого количества петрографических шлифов непосредственно на борту судна, М.Е. Былинскую, взявшую на себя труд по определению фауны, и А.А. Сабельникову за подготовку рукописи к печати.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС

Район работ, расположенный между 7°30' и 9° с.ш., как было показано во "Введении", был изучен до начала 6-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" весьма поверхностно. В связи с этим здесь была организована планомерная батиметрическая съемка многолучевым и глубоководным эхолотами EGHOS- 15 и Honeywell-Elac соответственно, которые входили в интегрированную научную систему. Сбор и обработка поступавшей информации проводились на судовой ЭВМ ЕС-1011. Кроме этого, пареллельно проводилось НСП с использованием пневматических источников при одноканальном приемном устройстве с аналоговой и цифровой регистрацией несколькими регистраторами при различных фильтрациях со средней скоростью съемки 10 узлов.

Отметим, что при систематизации полученных данных авторский коллектив встал перед двумя проблемами, первая из которых связана с отсутствием достаточного количества географических названий, а вторая – с неразработанностью терминологического аппарата для нужд крупномасштабной (1: 250 000) съемки океанского дна.

Первая сложность была в определенной степени решена после того, как в Межправительственную океанографическую комиссию для утверждения были направлены предложения для открытой и обследованной нами подводной горы и трансформного разлома, протягивающегося вдоль 8°50' с.ш. Для горы было утверждено название "гора Пейве", для разлома — "разлом Архангельского". Таким образом, имена двух советских академиков-директоров Геологического института АН СССР должны стоять на батиметрических картах, издаваемых в разных странах мира.

Во время съемки нами фрагментарно была изучена субширотная депрессия дна, вытянутая вдоль 7°40' с.ш., которая в монографии рассматривается как разлом Вернадского.

Это связано с тем, что в настоящее время в литературе не существует строгих определений тех или иных понятий, а также отмечается многочисленность терминов, применяемых разными авторами для одного и того же объекта. Кроме этого, вся система понятий сложилась для обслуживания мелкомасштабных геодинамических схем.

Как представляется, наиболее тщательно разработана система понятий для описания разломов океанского дна в плане, да и то только тех их частей, которые расположены между осями срединно-океанических хребтов: "трансформа", "область трансформации" [Уилсон, 1974], "трансформная долина" [Fox, Gallo, 1984], "трансформная зона" [Goud, Karson, 1985; Fox, Gallo, 1986], "активный трансформный разлом" [Severihgaus, Macdonald, 1988]. Они ограничены районами "пересечения" рифта и трансформа, основным элементом которых считаются нодальные впадины (области с максимальными глубинами), возникшими в результате термальных процессов в пограничной области рифтовой зоны и древней (холодной) литосферы.





На территориях, смежных с нодальными впадинами, установлены "внутренние" и "внешние" углы [Severihgaus, Macdonald, 1988], или соответственно "угол рифттрансформ" и "угол рифт-нетрансформ" [Goud, Karson, 1985]. За пределами трансформа располагаются "неактивные следы" разломов [Уилсон, 1974], или "пассивные части трансформных разломов" ("неактивные разломные зоны") [Fox, Gallo, 1986].

Кроме вышеперечисленных поднятий, для элементов разломов более высокого порядка введены такие понятия, как "медианные хребты", "поперечные хребты", стенки разной ориентации (например, "oblique walls"), а для прилегающих поднятий – параллельные хребты ("ridge parallel fabric") [Pockalny et al., 1988], краевая долина ("marginal valley") [Collette, 1986], находящаяся с внешней (по отношению к оси разлома) стороны поперечного хребта, "неовулканические зоны" и ряд более частных элементов.

Не имея возможности по условиям работы раскрыть в деталях смысл каждого элемента, мы можем рекомендовать заинтересованному читателю вышеупомянутые работы, а также и другие [Дубинин, 1987; Macdonald et al., 1986; и др.]. В разрезе [Fox, Gallo, 1986] предложено выделить трансформную область (20–60 км), долину разломной зоны (5–20 км), трансформную тектоническую зону (10 км) и трансформную разломную зону (3 км), внутри которой устанавливается главная зона трансформного смещения. Вместе с тем четкие критерии границ отсутствуют.

Таким образом, отчетливо видна общая тенденция развития понятийного аппарата, необходимого для работы в трансформных разломах. Во-первых, тщательно разрабатывается терминология для активной зоны одного разлома, включая область сочленения рифта и разлома. Во-вторых, имеющийся набор терминов не объединен каким-либо единым принципом: имея в своей основе геодинамическую модель, с ней сочетаются геоморфологические, структурные и генетические элементы. Важную роль в выработанном языке играет ориентация в плане тех или иных форм рельефа по отношению как друг к другу, так и к структурам неизмеримо большего порядка (поперечный хребет – срединно-океанический хребет). Наконец, отметим, что границы того или иного объекта не рассматриваются и не установлены критерии их выделения. При этом выпадают из рассмотрения такие вопросы принципиальной важности, как "объем" в плане трансформного разлома, определение строения частей срединно-океанического хребта, заключенного между двумя разломами, а также иерархия терминов и соответственно тех или иных морфоструктурных элементов.

В связи с вышеописанной ситуацией авторы работы взяли за основу геоморфологический принцип, а также устоявшиеся термины (например, "поперечный хребет"). Однако в ходе работы мы оставили за собой право уточнять старые или вводить новые понятия. Последнее касается прежде всего известного термина "медианный хребет", который применяется нами только в том случае, если поднятие внутри желоба разлома занимает положение, близкое к его оси, в иных ситуациях нами употребляется термин "внутриразломный хребет". Кроме этого, для участков океанского дна, заключенных между двумя разломами, нами применяется термин "межразломный хребет".

Разломы Долдрамс и Архангельского были изучены в пределах котловины Демерара, Срединно-Атлантического хребта и котловины Зеленого Мыса (рис. 1).

Рис. 1. Схема работ 6-го и 9-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов" в районе разлома Долдрамс

^{1,2 —} полигоны рейсов: 1 — 6-го, 2 — 9-го; 3 — профили МОВ ОГТ; 4 — галсы; 5 — станции МТЗ; 6 — изобаты, м [General..., 1982]

Рис. 2. Рельеф дна в пределах западной части котловины Демерара, м

В южной части котловины Демерара расположено поднятие Сеара́, на продолжении которого показаны [General..., 1982] гряды северо-западного простирания, что совпадает также с ориентировкой континентального склона к югу от плато Гайана. Между 43 и 44° з.д. к зоне разлома Долдрамс была отнесена широкая депрессия, обрамленная с севера и юга поднятиями (рис. 2) субширотного простирания.

КОТЛОВИНА ДЕМЕРАРА И ЗАПАДНЫЙ ФЛАНГ ХРЕБТА

В пределах котловины был заложен полигон, отснятый галсами меридионального простирания с промежутками 15 миль. На севере его была проведена дополнительная съемка субширотным галсом. В результате установлено, что в пределах полигона с севера на юг располагаются северное поднятие и две депрессии, разделенные гребнем.

На 44° з.д. северное поднятие имеет ширину около 12 миль и относительную высоту до 600 м. Оно представляет собой систему гребней северо-северо-восточного простирания, при этом ширина отдельных гребней не превышает 12 миль. Они имеют сильно расчлененные, местами ступенчатые склоны. К югу от поднятия расположен узкий гребень субширотного простирания протяженностью до 25 миль и относительной высотой до 1200 м.

В центральной части полигона ширина депрессии Долдрамс составляет 16–20 миль, однако к его восточной границе она сужается до 6–8 миль. Дно депрессии плоское и имеет слабый уклон к востоку. В целом глубины изменяются от 4795 до 4813 м.

Южнее депрессии протягивается узкий гребень с относительной высотой 350– 1250 м. В пределах полигона он постепенно изменяет простирание с запада на восток, с западно-северо-западного на субширотное. Южнее находится депрессия шириной 8–10 миль, представляющая собой западную часть разлома Вернадского [Gazetteer..., 1988], изученного нами в центральной части САХ, на 7°40' с.ш.

С юга депрессия ограничена поднятием, полностью пересеченным нами лишь на 43°15' з.д. Здесь оно достигает ширины 8 миль и обрывается к дну депрессии крутым уступом, высота которого увеличивается с востока на запад от 350 до 700-750 м.

НСП показало, что двум депрессиям с разделяющим гребнем соответствует зона сложного строения акустического фундамента (АФ), с субширотными прогибами которого связаны области максимального осадконакопления (рис. 3, 4).

На долготе 43°30', севернее полигона, расположено поднятие акустического фундамента, которому в рельефе соответствует возвышенность с двумя вершинами (4360 и 4088 м), разделенными узким (около 2 миль) прогибом, в котором накопилось до 300 м осадков. Севернее возвышенности осадки отсутствуют. Южнее 9°27' с.ш. расположены три прогиба АФ: северный, центральный и южный (см. рис. 3, 4).

Северный прогиб имеет ширину около 12 миль по поверхности дна и 24 мили по поверхности АФ. В его южной части установлена максимальная мощность осадков (до 650 м), которые снизу вверх подразделены нами на три сейсмоакустические толщи. Наиболее погруженная из них имеет максимальную акустическую жесткость, и ее мощность достигает 200 м. Выше расположена слоистая толща, породы которой залегают в виде синформы, причем ближе к поверхности прогиба углы падения крыльев постепенно выполаживаются. Мощность толщи 200–300 м. Наиболее молодая толща мощностью до 100 м залегает горизонтально и перекрывает среднюю с несогласием.

Две нижние толщи как на севере прогиба, так и на юге прилегают к поверхности АФ. Верхняя толща облекает поверхность АФ, имеет постоянную мощность, и ее поверхность занимает различные уровни глубины – от 4806 до 4440 м. В прогибе установлено несколько "диапиров", прорывающих среднюю и нижнюю толщи.



Рис. З. Рельеф акустического фундамента в пределах западной части котловины Демерара, м



Рис. 4. Мощность осадочного чехла в пределах западной части котловины Демерара, м

Северный прогиб отделен от центрального поднятием АФ, вершина которого расположена на глубине 4221 м, т.е. с превышением над первым 617 м, над вторым 585 м. Верхняя часть поднятия АФ лишена осадков и в целом имеет в разрезе коническую форму с шириной основания до 11 миль. Северный склон ровный, южный имеет сложную форму, которая обусловлена появлением диапироподобных образований в средней части склона.

Центральный прогиб $A\Phi$ выполнен осадочным комплексом с общей мощностью до 1100 м. Он отделен от более южного поднятием $A\Phi$, представляющего собой несколько диапироподобных образований с общей шириной основания до 11 миль. Отдельные диапиры имеют высоту до 700 м при ширине до 1,5 км. Наиболее крупный из них имеет ширину основания до 5 км. Нижняя сейсмоакустическая толща в центральном прогибе практически лишена отражающих площадок и имеет мощность около 300 м. Выше установлена тонкослоистая пачка, в которой есть синформные складки с размахом крыльев до 2–3 км. Мощность толщи 300 м. Пачка перекрыта отложениями, залегающими горизонтально и лишь незначительно увеличивающими углы падения при приближении к диапирам. Обе пачки образуют толщу (с общей мощностью до 650 м), перекрытую горизонтально залегающими осадками, которые на юге прогиба облекают выступ $A\Phi$.

Южный прогиб имеет крутой южный борт, осложненный серией нешироких (первые сотни метров) уступов, а более пологий северный борт имеет ширину по дну океана около 11 миль, по кровле АФ около 2,8 мили. Сейсмический разрез индентичен вышеописанному, однако мощность осадков за счет наиболее древней толщи увеличена до 1300 м.

Все установленные на галсе 1 особенности строения осадочного чехла и АФ с некоторыми изменениями прослеживаются и в восточной части полигона.

На долготе 43°46' з.д. (галс 2), между 8°20' и 8°53' с.ш., разлому Долдрамс соответствует широкая (до 39 миль) депрессия, ограниченная с севера и юга двумя поднятиями с относительной высотой 1163 и 672 м соответственно. В центральной ее части установлена субширотная возвышенность, южнее которой дно депрессии расположено на глубинах 4805–4813 м, а севернее – 4802–4816 м. Относительная высота возвышенности около 320 м. Этим частям дна соответствуют два прогиба АФ, выполненные осадочными комплексами, и центральное поднятие.

Южный прогиб имеет ширину порядка 5,6 мили и выполнен осадками мощностью до 1200 м. Южный борт прогиба крутой и ровный, з северный более пологий и имеет сложную форму. В прогибе (снизу вверх) можно выделить четыре сейсмоакустические толщи. Наиболее древняя из них не имеет слоистости и устанавливается только в наиболее погруженной части. Ее мошность изменяется от 300 м (на юге) до 100 м (на севере). Выше с неясным контактом залегает сейсмотолща с двумя пачками, нижняя из которых более акустически жесткая, однако несущая признаки слоистости, а верхняя отчетливо слоистая. Толша полого наклонена к югу, где породы утыкаются в южный борт прогиба. На севере они облекают центральное поднятие. Мощность толщи изменяется от 400 (на юге) до 150 м (на севере). Выше согласно залегает слоистая толща с неравномерной акустической жесткостью. Породы залегают субгоризонтально, с незначительным наклоном к югу. Взаимоотношения с бортами прогиба аналогичны с нижележащей толщей, однако вверх по разрезу ее залегание становится более пологим. Мощность толщи изменяется от 420 м (на юге) до 200 м (на севере). Верхняя часть разреза слагается тонкослоистой толщей (100 м), которая залегает горизонтально, "утыкаясь" в оба борта прогиба.

Северный прогиб имет ширину более 5 миль. Он выполнен осадками с общей мощностью 1200-1300 м. Прогиб в разрезе более симметричен, чем предыдущий, при этом его ширина (сверху вниз от дна океана к поверхности АФ) уменьшается в 2 раза. Нижняя часть имеет субвертикальные борта, причем северный имеет не-

сколько ступеней высотой до 200-300 м каждая. Высота южного борта достигает 700 м. Верхняя часть прогиба ограничена более пологим южным бортом и ступенчатым северным. Северный прогиб выполнен осадочными комплексами, строение которых аналогично строению в южном прогибе.

Зоны максимального осадконакопления разделены поднятием АФ, основание которого превышает 27 миль на глубине 1200 м под дном океана. Южный склон характеризуется большой расчлененностью – здесь установлены многочисленные "диапиры" с высокой акустической жесткостью. Абсолютная высота отдельных пиков достигает 300 м. Северный склон ровный, более пологий вверху и, как говорилось выше, субвертикальный в его нижней части.

Северное обрамление депрессий представляет собой в разрезе симметричный выступ АФ (глубина 3739 м), лишенный осадков и имеющий крутые ровные склоны. Севернее его расположена впадина в рельефе (4533 м), что превышает уровень дна северной депрессии на 369 м. Здесь установлена осадочная толща мощностью 400–150 м, в строении которой можно выделить две пачки: нижнюю – более "жесткую" и верхнюю – хорошо стратифицированную, мощностью до 100 м. Верхняя пачка залегает флексурообразно с падением на юг. Менее определенно можно судить об элементах залегания нижней пачки. Судя по плохо выраженным отражающим площад-кам, она субгоризонтально заполняет неровность акустического фундамента.

Севернее описанного района расположен участок дна, строение которого изучалось вдоль субширотного галса. Анализ полученного материала показал, что здесь устанавливается сложная форма АФ, который на поднятиях дна не перекрыт осадочным чехлом. Чехол развит только во впадинах либо на выровненных поверхностях. В первом случае мощность осадочного чехла достигает 400 м, во втором – 100– 150 м. При этом осадки верхней, хорошо стратифицированной пачки залегают согласно с поверхностью АФ.

Строение западной части полигона рассмотрим вдоль 44°30' з.д. Здесь было пересечено поднятие АФ, которое разделяет два прогиба – северный и южный (табл. I, 3).

Поднятие АФ в разрезе представляет собой возвышенность конической формы с ровными склонами и шириной на уровне дна до 5,5 мили. Его относительное превышение над дном северной равнины составляет 920 м, южной – 874 м.

На ленте видна также южная часть ширского (16,7 мили) северного прогиба, выполненного осадочным комплексом с видимой мощностью около 1100 м. Осадки представляют собой тонкослоистую среду, которая может быть разделена на две толщи. Нижняя слагается тонкослоистыми отложениями (мощность около 1000 м), которые слабо деформированы и увеличивают угол падения при приближении к северному борту. В прогибе видны "диапиры", при приближении к которым увеличиваются углы падения осадков. Верхняя толща представлена тонкослоистыми осадками, которые имеют мощность до 100 м и залегают горизонтально.

Южный прогиб выполнен осадочным чехлом, строение которого аналогично по своим акустическим характеристикам вышеописанным осадкам, но с мощностью не менее 1300 м. Отметим, что их кровля расположена на 60 м выше, чем в северном прогибе. В целом отложения залегают более круто при приближении к "диапирам" и к центральному поднятию. Строение прогиба в северной части осложняется выступом $A\Phi$ с шириной основания до 3,3 мили, склоны которого на глубине 400–500 м под дном океана осложнены ступенями. Осадки верхней толщи утыкаются в поверхность поднятия $A\Phi$.

К востоку от полигона, на 42°45' з.д., северное обрамление разлома Долдрамс представляет собой асимметричный хребет шириной около 10 миль с пологим южным и крутым северным склонами, с относительной высотой до 1500 м (рис. 5; см. табл. VII, *1*). В 30 милях к востоку, по данным 6-го рейса НИС "Академик Николай













Страхов", ширина хребта значительно увеличивается, а депрессия разлома Долдрамс сужается. Этих данных было недостаточно для понимания соотношения котловин и фланга Срединно-Атлантического хребта (Collette et al., 1969].

В связи с этим изучение строения пассивной части разлома Долдрамс было продолжено в 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" между 42°31' и 42°42' з.д. Было установлено, что субширотный асимметричный хребет, упомянутый выше, прослеживается через весь изученный район, однако в пределах первого полигона он аналогов не имеет. Севернее его расположена абиссальная равнина желоба раз-лома Архангельского (см. рис. 5), под которой установлена депрессия акустического фундамента с глубиной до 5600 м (рис. 6).

В этом районе осадки (рис. 7) увеличивают мощность с запада на восток от 400 до 800 м. Осадочный чехол подразделяется на две сейсмотолщи: верхнюю мощностью до 100 м, которая обладает тонкой слоистостью и залегает с угловым несогласием на нижней, мощность которой не превышает 700 м. Нижняя сейсмотолща на востоке полигона подвергалась деформациям. Поверхность несогласия полого падает в южном направлении. Слои утыкаются в южный борт депрессии и прислоняются к северному, что, вероятно, может свидетельствовать о конседиментационном поднятии северного борта желоба разлома Архангельского.

К востоку ширина хребта резко увеличивается до 22-25 миль. Северная часть по-прежнему представляет собой гребень, вершина которого расположена на глубинах 2758-3342 м. Его северный склон круто обрывается к абиссальной равнине желоба разлома Архангельского со средними глубинами 4800 м. Центральная часть хребта представляет собой субмерициональное поднятие, не перекрытое осадками. Западнее его мощность осадочного чехла достигает 800 м. восточнее не превышает 300 м. В первом случае внутреннее строение осадков приближается к строению осадочного чехла в разломе Долдрамс. Здесь установлены две сейсмоакустические толщи. Верхняя (50-100 м) хорошо стратифицирована и залегает горизонтально, нижняя имеет более тонкую слоистость. Отличительная особенность нижней сейсмотолщи (мощность до 50 м) - причленение ее слоев к склонам депрессии и их конформное залегание. На временном разрезе дешифрируются структуры протыкания и современные деформации верхней сеймотолщи, которая характеризуется утыканием ее слоев в склон желоба. Западнее меридионального поднятия для осадочной толщи (800 м) характерны более массивная слоистость и увеличение мощности верхней сейсмотолщи до 200 м, а также синформное залегание нижней.

Гребень к югу от разлома Долдрамс (шириной около 10 миль и относительной высотой 600-800 м) разделен седловинами на участки длиной 6-10 миль. Ширина желоба разлома Вернадского 10-13 миль. Ему соответствует депрессия АФ, в которой строение осадочного чехла сходно со строением осадков в желобе разлома Долдрамс. Его мощность незначительно изменяется, от 1400 до 1500 м, в отличие от желоба разлома Долдрамс, в котором мощность осадков варьирует от 800 до 1500 м. В основном деформации осадков приурочены к южному борту желоба разлома Вернадского, что хорошо видно на сейсмопрофилях (см. табл. VII). Они не захватывают верхов разреза осадочного чехла.

Желоб разлома Вернадского ограничен с юга узким гребнем относительной высотой 250-400 м. Восточнее его ширина увеличивается, а ширина депрессий разломов уменьшается за счет образования выступов (ступеней) склонов. Выровненные ступени отмечаются и на вершинной поверхности хребта.

Восточнее морфоструктуры были прослежены на профилях через 30 миль до района детальных исследований в осевой части САХ. В желобах разломов Архангельского и Долдрамс ширина плоского дна изменяется от 3 до 8 миль. Хребет сохраняет асимметричный профиль с более крутым северным и пологим южным склонами. Он имеет выровненную и широкую вершинную поверхность с глубинами 33403700 м. На склонах хребта в ряде мест отмечены ступени, на краях которых отмечаются внутриразломные хребты, протягивающиеся параллельно склонам. На одном из профилей (по 41°15' з.д.) такое поднятие отмечается в нижней части склона, практически в желобе разлома Долдрамс. Относительная высота его над дном желоба превышает 500 м, а разница в уровнях поверхности осадков 60 м.

ОСЕВАЯ ЧАСТЬ ХРЕБТА

Осевая часть Срединно-Атлантического хребта в районе исследований с координатами 40°47'- 37°23' з.д. и 9°02'- 7°32' с.ш. по данным многолучевого эхолотирования и непрерывного сейсмопрофилирования может быть разделена на ряд зон, которые отличаются как особенностями рельефа дна и $A\Phi$, так и мощностями и строением осадочного чехла. По 8°48'-8°53', 8°10'-8°15' и 7°40' с.ш. САХ пересекается тремя зонами разломов (Архангельского, Долдрамс, Вернадского). Ортогонально к ним вдоль 40°20', 39°30' и 38°00' з.д. протягиваются рифтовые зоны. Соответственно протяженность активной части разлома Архангельского составляет 95 км, Долдрамс – 175 км (рис. 8,9; см. вкл.).

Разлом Полирамс на западе района протягивается вполь 8°10-8°12' с.ш. (см. табл. Ш). Ему соответствует приразломная депрессия дна (желоб) с плоским дном, ширина которого изменяется от 6 до 9 миль. В районе 40°20' з.д. над ним возвышается поднятие с относительной высотой до 500 м. К западу от него на глубине 4800 м располагается аккумулятивная равнина (см. рис. 8), под которой в прогибе акустического фундамента (до 5400 м) (см. рис. 9) установлена призма осадочного чехла (600-900 м) (рис. 10; см. вкл.). По характеру волнового поля и характеру залегания первый слой океанической коры делится на ряд сейсмоакустических толщ (табл. IV), наиболее молодая из которых представляет собой субгоризонтальное тонкослоистое тело с большой акустической жесткостью. Его мощность на 40°40' з.д. составляет 170 м, на 5 минут западнее – 200 м, на 40°25' з.д. – 100 м. Толща залегает с угловым несогласием на акустически жесткой среде с более массивной слоистостью и с мощностью около 200-250 м. От места к месту угловое несогласие может увеличиваться или уменьшаться. Первая толща утыкается в стенку желоба, вторая, как правило, полого к ней примыкает. Третья, наиболее древняя толща отличается малой акустической жесткостью, сейсмическая запись здесь сильно дифрагирована, а граница с акустическим фундаментом размыта. Ее мощность достигает 250-450 м. В отдельных местах в ней устанавливаются складчатые деформации, соотношения с вышележащей толщей, как правило, устанавливаются неоднозначно. Как средняя толща, так и нижняя нередко прорваны диапироподобными телами, которые, однако, не затрагивают верхнюю толщу. Это позволяет говорить, во-первых, о том, что возраст формирования этих структур и деформаций близок и моложе возраста верхней толщи. Во-вторых, распространение диапиров установлено только в местах полного разреза (состоящего из трех толщ). Установленная высота диапировых тел изменяется от места к месту от 200 до 400 м.

Восточнее выступа акустического фундамента, на 40°20' з.д., нами закартирован прогиб акустического фундамента, выполненный породами осадочного чехла (см. рис. 10, табл. III). Ему соответствует аккумулятивная равнина, максимальные глубины которой (до 5110 м) не совпадают с зоной максимальных опусканий акустического фундамента. Равнина в плане имеет сложную конфигурацию. Ее восточная часть имеет на 40°15' з.д. ширину до 8,5 мили, которая на 40°07' уменьшается до 1,4 мили и западнее, на 39°55' з.д., вновь расширяется до 8,5 мили. Соответственно

¹Полигон отработан меридиональными галсами с интервалом 3-3,5 мили при средней скорости 10 узлов.

изменяются и глубины от 4800 до 5110 м, а затем до 4600 м. В отличие от первого прогиба акустического фундамента в этом районе осадочный чехол имеет более гетерогенное строение. Верхняя часть по своим сейсмоакустическим характеристикам близка к верхней толще первого прогиба. Она имеет в западной части прогиба мощность до 100 м, которая в самой узкой части уменьшается до 50 м. После "пережима" мощность верхней толщи изменяется в пределах 100-200 м, причем здесь вторая и третья толщи не установлены.

В районе 39°40'- 39°45' э.д. происходят принципиальные изменения в строении разлома Долдрамс. Здесь (см. табл. III) расположен выступ акустического фундамента, высота которого над уровнем вышеописанного прогиба составляет 800 м и более. На батиметрической карте он выглядит как продолжение субмеридиональной гряды, с которой он связан седловиной. Восточный склон поднятия имеет ступенчатый и в целом пологий характер и спускается к нодальной впадине, которая, так же как и выступ, лишена осадочного чехла.

В строении нодальной впадины выделяются собственно глубоководная часть и ее склоны (см. рис. 8,9, табл. III). Первая расположена глубже изобаты 5000 м и представляет собой сложно построенную депрессию с максимальными отметками до 5300 м, которые приурочены к отдельным, изолированным друг от друга котловинам, протяженностью до 3 км. Общее простирание депрессии субширотное, однако вблизи выхода рифтовой зоны она имеет "залив" субмеридионального простирания. Склоны нодальной впадины могут достигать крутизны 15–20', а их широта изменяется от 1 до 6 км со средней амплитудой до 500 м. Общая площадь нодальной впадины достигает 300 км².

Восточнее располагается активная часть разлома Долдрамс, которая представляет собой зону чрезвычайно расчлененного рельефа (см. рис. 8). Его особенности обусловлены двумя субширотными хребтами, ограниченными узкими желобами того же простирания. Кратко рассмотрим строение этих элементов рельефа.

Южный из хребтов протягивается в виде отдельных поднятий на 39°15'-39°20 з.д., 39°12'-38°58' и 38°55'-38°20' з.д., где он исчезает. Северный хребет прослежен на восток от 39°15' до границы полигона. В западной своей части он "сливается" со склоном углового поднятия. Относительная высота хребтов (табл. V, 1) 500-600 м, максимальная – 1200 м на 38°45. 3'д.

Глубина южного из желобов более 4700 м. В рельефе дна желоба отмечаются пороги, ограниченные уступами высотой 400-500 м. Дно желоба между порогами плоское, шириной до 2 миль. На этих участках в трех изолированных впадинах отмечаются осадки, мощность которых достигает 200 м (в восточной из впадин) (см. рис. 10, табл. V, 2). В восточной части желоба профиль V- образный, дно его переходит в дно нодальной впадины.

Северный и южный V-образный желоба состоят в плане их трех отдельных депрессий (см. табл. V, 1,2).

Северный желоб также разделен выступами склона межразломного поднятия на отдельные депрессии, в которых отмечаются осадки мощностью до 150 м (см. рис. 10).

На сейсмических разрезах повсеместно видно, что оси синфазности в осадочных телах утыкаются как в северный, так и в южный борт разлома Долдрамс и прислоняются к склонам внутриразломных хребтов. По-видимому, это свидетельствует о существовании единого осадочного бассейна, который впоследствии был деформирован, а отчасти и уничтожен в результате внедрения вещества внутриразломных хребтов.

Следует отметить разницу во взаимоотношениях описанных структур с нодальными впадинами: если до западной нодальной впадины внутриразломные (медианные) хребты не доходят, то восточная нодальная впадина ограничена с севера юж-

ным хребтом. Последний протягивается далее на восток, в пределы пассивной части разлома (см. рис. 9).

Восточная нодальная впадина имеет в плане овальную форму с длинной меридиональной осью. Дно ее находится на глубинах 4500-4600 м и к югу постепенно переходит в дно рифтовой долины.

Поднятие шириной около 5 миль и высотой до 1200 м на восточном борту нодальной впадины отделяет ее от восточной, пассивной части разлома.

Южный желоб прослеживается восточнее поднятия и имеет плоское дно шириной 1,5-4 мили. Глубины увеличиваются на восток от 4000 до 4300 м. К северу от него протягивается упомянутый выше медианный хребет, ограничивающий севера нодальную впадину. К северу от него находится субширотная депрессия, являющаяся продолжением северного желоба в активной части разлома. Она ограничена с севера поднятиями того же простирания, на которых драгированы серпентиниты (см. ниже). Эти поднятия, за исключением западного из них, причленены к склону межразломного хребта и далее 38°43' з.д. к востоку не прослеживаются.

Осадочный чехол (см. табл. VI) в обоих описанных желобах пассивной части делится по характеру волнового поля на две сейсмотолщи. Более молодая представляет собой тонкослоистое тело, залегающее с несогласием на нижележащей, которая характеризуется более массивной слоистостью. Мощность верхней сейсмотолщи до 120 м, нижней до 180 м. Осадочные слои первой сейсмотолщи утыкаются в борта обоих желобов, а второй прислоняются к склону внутриразломного хребта. Отметим, что дно в северном и южном желобах наклонено от хребта под углами 3-5°. Вероятно, это может свидетельствовать об аналогичности генезиса хребтов в пассивной и активной частях разлома Долдрамс.

Разлом Архангельского заметно отличается как по своей морфологии, так и по распределению осадочного чехла от разлома Долдрамс (см. рис. 8–10, табл. VI).

В западной части, между $40^{\circ}35'-40^{\circ}47'$ з.д., его дно лежит на глубинах около 4540 м. На $40^{\circ}35'$ з.д. его пересекает уступ высотой свыше 300 м, котрый продолжается к северу в качестве борта широкой ложбины, рассекающей хребет. К востоку от уступа глубина желоба превышает 4900 м и представляет собой цепочку депрессий акустического фундамента с максимальными глубинами 5200 м. Как правило, они расположены напротив впадин субмеридионального простирания на северном борту. Отметим, однако, что хотя одна из переуглубленных депрессий на дне находится напротив рифтовой долины (нодальная впадина), но максимальные глубины отмечаются в другой депрессии к западу от нее. Они имеют размер 2×3 мили и отделены друг от друга седловинами шириной 0,5-1 миля.

Амплитуды рельефа на дне желоба достигают 700 м. Этот отрезок желоба от 40°20' до 39°30' представляет собой активную часть разлома. Однако морфология дна, его западной и восточной частей, различна: в западной части профиль V-образный (см. табл. IV, 1), в восточной (восточнее 40° з.д.) в желобе отмечается плоское дно шириной 0,5–3 мили, с глубинами 4670–4830 м. Оно образовано поверхностью осадков, мощность которых достигает 400 м. Осадки располагаются в прогибе акустического фундамента (5200 м), который представляет собой две депрессии, причем восточная глубже западной на 200 м. Осадочный чехол по характеру волнового поля делится на ряд сейсмоакустических толщ. Наиболее молодая залегает субгоризонтально. Ее слои утыкаются в северный склон и причленяются к южному склону желоба. Толща (150 м) залегает с угловым несогласием на второй сейсмотолще. Последняя имеет в основном южное падение, причем слои утыкаются в оба борта депрессии; максимальная мощность ее до 200 м. Третья сейсмотолща (150 м) имеет массивную слоистость. Характер причленения осадков к бортам желоба свидетельствуство северного борта.

На дне желоба у подножия южного склона и в низах последнего отмечены цепоч-

ки субширотно ориентированных гребней, которые прослеживаются в пределах всей активной части разлома. Одним из таких гребней от оси желоба отгорожена нодальная впадина на 39°30' з.д. Около поднятия по сейсморазрезу дешифрируются современные дислокации осадков в желобе, что может свидетельствовать либо о недавнем возникновении, либо об активизации поднятия.

К востоку от нодальной впадины дно желоба пересечено уступом высотой более 400 м, отделяющим пассивную часть разлома. Глубина желоба в этом районе достигает 4000-4100 м. Он имеет плоское дно шириной 1,5-4 мили, которое разделено перемычками на отдельные депрессии. В западной из них (39°10'-39°25' з.д.) осадочный чехол имеет мощность до 200 м и представлен единой сейсмотолщей, в которой наблюдаются дислокации.

Между 39°10' и 38°52' з.д. под ровным дном осадки заполняют две впадины акустического фундамента, западная из которых на 500 м глубже восточной. Соответственно мощность осадков изменяется от 1000 до 450 м. Осадочный чехол можно разделить на две сейсмотолщи, верхняя из которых имеет субгоризонтальную слоистость и мощность до 150 м. Она залегает с угловым несогласием на нижней, для которой характерна более массивная слоистость.

Осадки верхней сейсмотолщи утыкаются в оба борта желоба, в осадках нижней картина более сложная. В западной части депрессии осадки имеют северное падение, прислоняются к южному и утыкаются в северный борт желоба. В восточной части осадки имеют южное падение, прислоняются к северному борту и утыкаются в южный. Это, возможно, свидетельствует о разнонаправленности вертикальных тектонических движений по разные стороны перемычки на 38°55' з.д., разделяющей депрессию.

Эта депрессия ограничена на востоке (38°52′ з.д.) поднятием высотой до 300 м, представляющим собой выступ акустического фундамента, лишенного осадков. Восточнее от него осадки также подразделяются на две толщи, аналогичные описанным выше.

В плане днище желоба имеет четкообразную форму: на карте мощности осадков (см. рис. 10) видно, что максимальному его расширению соответствуют максимальные мощности. Депрессии акустического фундамента разделены узкими (2,5-5 км) порогами, на которых мощность осадков не превышает 200 м. Мощности в пределах депрессий акустического фундамента изменяются от 300 до 900 м. Уклоны поверхности днища желоба изменяются по простиранию желоба разлома Архангельского (на 37°55′, 37°45′ з.д. – северные, на 38°00′, 38°50′, 37°40′, 37°30′ з.д. – южные). Осадочный чехол осложнен структурами протыкания неясного генезиса, развитыми только в нижней части разреза (например, на 37°45′ з.д.).

Разлом Вернадского был обследован между 39°15' и 38°25' э.д. Западнее рифтовой долины 38° з.д. желоб разлома напоминает по своей морфологии разлом Долдрамс на западе полигона (см. рис. 9). Здесь плоское дно желоба с глубинами от 4300 до 4800 м разделено порогами на отдельные котловины с плоским дном шириной 5–8 миль. Пороги представляют собой выступы северного борта желоба. Здесь развит осадочный чехол мощностью до 500 м, в котором установлены несогласия. К востоку от 38°10 з.д. дно желоба приобретает V-образный профиль и переходит в плоское дно нодальной впадины с шириной до 2 миль и с глубинами до 6000 м. К востоку от нодальной впадины глубины уменьшаются до 4700-4800 м. Вдоль южного склона желоба отмечаются небольшие субширотные поднятия.

Полигонная съемка с высокой плотностью галсов позволила изучить строение рифтовых зон, которые были упомянуты выше.

Между желобами разломов Архангельского и Долдрамс рифтовая долина состоит из двух отрезков. Северный протягивается по 39°30' з.д. и отделен от нодальной впадины субширотным поднятием. Она имеет в плане треугольную форму и,

в свою очередь, разделена поднятием на две отдельные депрессии. Осадки здесь отсутствуют, а глубины достигают 4400 м. Дно рифтовой долины имеет ширину до 2,5 мили, и ее западный борт, осложненный уступами, выше восточного, на котором прослежен только один уступ, пересекающий дно желоба Архангельского.

На 8°30' с.ш. в рифтовой долине установлен порог с глубиной до 3800 м, южнее которого ее ось смещена к западу и проходит примерно по 39°34' з.д. Глубины плавно увеличиваются к югу и достигают в западной нодальной впадине разлома Долдрамс 5400 м.

К западу от рифтовой долины (см. табл. IV) межразломный хребет имеет асимметричный профиль: северный склон крутой, южный – более пологий. Вершинная поверхность хребта выровнена и разбита на отдельные блоки, занимающие разные уровни. Высота уступов, разделяющих выровненные ступени, достигает 200–250 м. Ступени отмечаются и на склоне хребта. Ширина вершинной поверхности увеличивается по мере удаления от рифтовой долины от 6–8 до 20 миль, а глубины увеличиваются от 2500 до 3500 м.

В пределах межразломного хребта осадочный чехол развит в основном на западе полигона, где он приурочен к вершинным поверхностям. Осадки либо залегают субгоризонтально, слагая "столовые горы", либо выполняют депрессии акустического фундамента. В первом случае мощность осадочного чехла достигает 100 м. По всей видимости, он слагается известняками (драга 26), которые как подвергались эрозионному воздействию, так и были нарушены тектоническими движениями. Характерно, что над кровлей известняков возвышаются выступы акустического фундамента (см. табл. IV, 1,2). Во втором случае осадочный чехол облекает неровности рельефа и находится ближе к рифтовой долине; его облик на сейсмических разрезах существенно отличается от известняков (?), мощность также не превышает 100 м.

В западной части северного склона межразломного хребта отмечены два участка, в которых мощность осадков достигает 300 м. Они имеют в плане "треугольную" форму, однако их строение существенно отличается друг от друга. На западном участке (см. рис. 10, табл. IV, 2) осадки слагают крутой уступ и по своему строению напоминают известняки (?) с вершины столовой горы. Во втором случае они заполняют впадину, отделенную от желоба разлома Архангельского узким субширотным гребнем. Можно предположить, что в первом случае осадки заняли свое положение в результате сброса с амплитудой до 300 м, во втором они были сформированы после образования гребня.

Над выровненной вершинной поверхностью межразломного хребта поднимаются отдельные пики и гряды, количество которых увеличивается при приближении к рифтовой долине, минимальные отметки достигают 2067 и 2112 м. Подножие внутреннего угла, имеющего наиболее высокие отметки, находится к юго-западу от сочленения рифтовой долины с разломом Архангельского, однако рифтовых гор субмеридионального простирания у рифтовой долины не отмечается.

Вершинная поверхность к западу от 40° з.д. расчленена широкими субмеридиональными ложбинами и линейными грядами. Ширина этих форм до 2-4 милей; относительная высота гряд 200-300 м. Продолжения этих гряд прослеживаются в виде выступов склонов в желоба разломов.

К востоку от рифтовой долины хребет также имеет асимметричный профиль, но более крутым является южный склон. Минимальные глубины (2280, 2325 м) отмечаются у южного перегиба вершинной поверхности со средними глубинами 2500–2800 м. Она отделена от северной части хребта с глубинами 2900–3100 м (минимальные до 2450 м) V-образной субширотной ложбиной с глубинами 3300–3500 м, которая послеживается примерно по 8°30' с.ш. и представляет собой, по-видимому, морфологическое выражение разлома (он прослеживается западнее смещения оси рифтовой долины на этой широте по крутому уступу в верхней части склона хребта, к западу от рифтовой долины).

К востоку от V-образной долины, протягивающейся вдоль 39° з.д., это нарушение трассируется ее изгибом (см. рис. 9). При этом севернее его глубины достигают 3100 м, а южнее – 4200 м. Долина отделена от разлома Долдрамс небольшим поднятием.

К востоку от долины вершинная поверхность межразломного хребта выровнена и имеет глубины 3100-3300 м. На ней отмечены небольшие изометричные поднятия с глубинами 2500 м.

Две широкие долины с плоским дном и крутыми бортами пересекают хребет на 38°36' и 38°23' з.д. Как и в описанной выше долине, отмечаются изменение их простираний в южной части и относительно большая глубина дна. По-видимому, это также связано с тектоническими движениями. Эти долины окаймлены узкими грядами, которые протягиваются в виде выступов склонов в пределы желоба разлома Архангельского. К востоку от гряды, на 38°20' з.д., морфология хребта меняется. Вершинная поверхность с глубинами 3500–3800 м достигает ширины 20 миль.

На северном склоне хребта с широкими выровненными ступенями (1-10 миль) местами протягиваются узкие гребни относительной высотой до 300 м. Вдоль перегиба вершинной поверхности возвышаются отдельные изометричные поднятия с выровненными вершинами (3000-3560 м) шириной 2-4 мили.

Восточнее 39°00' з.д. межразломный хребет перекрыт отдельными полями осадков (см. рис. 10), залегающих в депрессиях акустического фундамента. Максимальные мощности достигают 400 м. В целом осадочный чехол напоминает по своему строению осадки межразломного хребта западнее рифта, между 40°00' и 42°25' з.д.

Между разломами Долдрамс и Вернадского рифтовая долина протягивается по 38° з.д. Ее глубины севернее 8°00' с.ш. увеличиваются от 4100 до 4600 м к нодальной впадине разлома Долдрамс. Южнее дно рифтовой долины выходит в средней части склона желоба разлома 7°40' и прослеживается в виде ступени склона на глубинах 4000-4200 м. Ниже крутизна склона увеличивается.

На дне рифтовой долины 7°50' с.ш. отмечается поднятие относительной высотой до 200 м и шириной до 1 мили. Борта рифтовой долины крутые, западный выше восточного. Вдоль восточного борта протягивается субмеридиональное поднятие шириной до 5 миль, с минимальной глубиной в южной части 2250 м, с которого были драгированы серпентиниты.

Межразломный хребет к западу от рифтовой долины по своей морфологии может быть разделен на несколько участков. Ближайший к рифтовой долине представляет собой изометричное поднятие с выровненной вершинной поверхностью (2800– 3000 м), над которой возвышаются отдельные поднятия, северные из которых имеют глубины <u>1600–</u>2300 м. Северная часть поднятия осложнена субмеридиональной депрессией (3200–3300 м) шириной до 4 миль, протягивающейся к его центру.

В целом изометричное поднятие ограничено крутыми уступами. Западнее 39°10 з.д. вершинная поверхность межразломного хребта имеет субширотное простирание и глубины 3100-3300 м. Его северный склон становится более пологим и расчлененным, и здесь протягиваются гребни, параллельные желобу разлома Долдрамс. Между 39°10' и 39°40' з.д. вершинная поверхность лежит на глубиных 3500-3600 м, она прорезана узкими субмеридиональными ложбинами.

К западу от 39°40' з.д. хребет "превращается" в узкий гребень (поперечный хребет) с минимальными глубинами 2259 и 2323 м (на 40°20' з.д.), который протягивается на первый полигон, в пределах которого он разделяет желоба разломов Вернадского и Долдрамс.

К востоку от рифтовой долины за субмеридиональным поднятием межразломный хребет имеет асимметричный профиль, поднимаясь с севера на юг рядом ступеней

на глубинах порядка 3200 и 3500 м. Поверхность его расчленена грядами и ложбинами ССВ простирания. Вдоль южного края хребта протягивается поднятие, наивысшей точкой которого является открытая и обследованная в 6-м рейсе подводная гора <u>Пейве</u>. (то старатия 2

Хребет к югу от разлома Вернадского представляет собой гребень (поперечный хребет) шириной до 15 миль и относительной высотой 1200-2000 м. Местами на его южном склоне отмечаются ступени, а на северном отмечены субширотные гребни, которые ограничивают небольшие ступени.

Рифтовая зона 40°20' з.д. была установлена только после постановки специальных магнитных исследований, которые показали, что "рифтовая аномалия" не совпадает с хорошо выраженной в рельефе субмеридиональной депрессией (4400– 4700 м) на 40°30' з.д. Положение зоны было также подтверждено находками свежих базальтов (драги 0630, 0631). Глубина дна рифтовой долины увеличивается с севера на юг от 3500 до 4000 м. С юга долина ограничена крутым уступом высотой около 1 000 м. Таким образом, она напоминает по своему положению подвешенную долину.

К западу и востоку от нее рельеф Срединно-Атлантического хребта представляет собой ряд субмеридиональных островершинных гряд шириной от 3 до 6 миль и относительной высотой до 500-700. Восточнее 39°30' з.д. осадки мощностью до 200 м (см. рис. 10) установлены в субмеридиональной депрессии акустического фундамента 39°20'-39°25' з.д., расположенной напротив рифтовой долины 39°20' з.д. Восточнее осадочный чехол отсутствует вплоть до 38°50' з.д. Здесь, в северо-восточной части полигона, севернее разлома Архангельского он залегает в депрессиях северо-восточного простирания и имеет мощность от 300 до 600 м.

ВОСТОЧНЫЙ ФЛАНГ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

На восточном фланге САХ желоба разломов Долдрамс и Архангельского были прослежены до 33° з.д. Они имеют плоское дно, ширина которого изменяется по простиранию. Так, в желобе Долдрамс она составляет от 1 до 4 миль, а глубины постепенно увеличиваются к востоку от 4714 до 5007 м. На ряде профилей ближе к осевой части хребта (до 35°25' з.д.) у южного борта желоба отмечается поднятие, приближенное к склону. Местами за ним накапливаются осадки, образуя ступень на склоне (сходные образования см. табл. VI).

Ширина желоба Архангельского меняется от 2 до 11 миль. На 36°25' глубина его достигает 4870 м, а восточнее, на профилях по 35°25' и 34°55' з.д., уменьшается до 4640 м, но затем вновь увеличивается к востоку. На участке с относительно меньшими глубинами южный борт желоба круче, чем северный, а на остальных ситуация обратная. В центре плоского дна желоба отмечается поднятие высотой 150–500 м, местами сливающееся с нижней частью склона.

Хребет между разломами сохраняет асимметричный профиль с более крутым южным склоном до 35°5' з.д.

Вершинная поверхность хребта, как правило, выровненная, ее глубины увеличиваются к востоку от 3600 до 4200 м. Она разбита на ряд ступеней. Подобные формы рельефа установлены и на склонах. Над вершинной поверхностью поднимаются отдельные гребни, иногда прослеживающиеся на несколько десятков миль. Такой гребень ограничивает хребет с юга, и его склон является склоном желоба Полдрамс.

Вышеупомянутые черты морфологии разломов характерны и для района детальных исследований (полигон IV)¹ между 32°55' и 33°25' з.д. (рис. 11–13). Здесь глубина желоба разлома Долдрамс около 5100 м. Он имеет плоское дно с небольшим ук-

¹Отсняты семь меридиональных и два широтных профиля с межгалсовым расстоянием 5 миль.



Рис. 11. Рельеф дна в восточной части разлома Долдрамс, м



Рис. 12. Рельеф акустического фундамента в восточной части разлома Долдрамс, м



Рис. 13. Мощность осадочного чехла в восточной части разлома Долдрамс, м

лоном к востоку, ширина которого увеличивается с запада на восток полигона от 5 до 10 миль. Исключение составляет профиль по 33°25' з.д., где плоское дно шириной около 1 мили отгорожено от северного пологого склона желоба поднятием высотой до 100 м.

Южное обрамление желоба Долдрамс образовано хребтом шириной около 15 миль. Относительная высота его над дном желоба более 1400 м (минимальная глубина 3414 м). На 32°56' з.д. хребет рассечен глубокой (до 800 м) впадиной, к востоку от которой его высота несколько уменьшается. На склонах хребта на разной высоте отмечаются небольшие ступени шириной 0,5–1 мили. Южное подножие хребта образовано плоским дном ложбины шириной 0,5–1,5 мили, глубина которой увеличивается к востоку от 4300 до 4800 м.

Разлом Архангельского выражен в рельефе широкой (11–18 миль) депрессией с глубиной дна 4700–4900 м. В центре депрессии протягивается узкий гребень, к югу от которого уровень плоского дна выше на 30–100 м. Депрессия к северу от него перегорожена двумя поднятиями на 33°25′ и 33°02′ з.д. Относительная высота их соответственно 600 и 50 м.

С севера депрессия ограничена пологим валом с относительной высотой около 200 м, к северу от которого глубины превышают 5000 м. Северное подножие межразломного поднятия лежит на глубине около 4600 м, южнее – 5100 м. Поверхность поднятия ступенчатая, выровненная. На краях ступеней и вершинной поверхности отмечаются отдельные поднятия и гребни высотой от 20 до 100 м, один из которых прослеживается вдоль южного края хребта. На $33^{\circ}05'$ з.д. высота гребня над дном желоба разлома Долдрамс около 800 м, его вершина расположена ниже уровня вершинной поверхности межразломного хребта и отделена от нее уступом высотой до 200 м. На $33^{\circ}00'$ з.д. он возвышается над дном желоба более чем на 1200 м, а над вершинной поверхностью почти на 300 м. Гребни у южного края хребта отмечаются и к востоку, вплоть до 30° з.д. Здесь желоб разлома Долдрамс становится шире (4–12 миль) и превращается в пологую депрессию, в центре которой отмечается поднятие, относительная высота которого над уровнем плоского дна 250–1000 м. Севернее поднятия келоба меньше на 100–150 м, чем к югу. В целом глубины в желобе к востоку уменьшаются.

Строение осадочного чехла было достаточно подробно изучено на семи меридиональных галсах. На наиболее восточном, проходившем вдоль 32°55′ з.д., отчетливо выделяются три прогиба акустического фундамента (северный, центральный и южный, соответствующие разломам Архангельского, Долдрамс и Вернадского, разделенные поднятиями с максимальными отметками 4439 и 3972 м).

Ширина разлома Архангельского достигает 22 км. Он представляет собой в рельефе субгоризонтальную равнину с глубиной около 4730 м, осложненную на севере невысоким поднятием с относительной высотой 150–200 м. Мощность осадочного чехла закономерно увеличивается с севера на юг от 250 до 600 м. При этом уменьшение мощности осадков происходит за счет нижней толщи (от 500 до 150 м). Толща характеризуется неравномерной акустической жесткостью, разнонаклоненными сейсмоакустическими горизонтами, анализ которых позволяет говорить о деформациях в описываемом прогибе. Верхняя сейсмотолща отличается равномерной отчетливой слоистостью и имеет примерно постоянную мощность около 100 м. Она перекрывает нижнюю с угловым несогласием. Верхняя толща увеличивает углы наклона при приближении к выступу АФ 4439 м. На юге она облекает погребенный выступ акустического фундамента. В целом хорошо видно (табл. II), что поверхность акустического фундамента полого погружается с севера на юг.

Поднятие АФ 4439 м заметно отличается как по акустической жесткости, так и по морфологии от АФ прогибов, которые оно разделяет. На профиле НСП оно имеет обелископодобную форму высотой до 900 м от основания северного прогиба. Здесь ширина "обелиска" превышает 4 км и уменьшается вверх до 3 км и менее. Мощность осадков на нем ниже предела обнаружения аппаратурой.

Центральному прогибу (разлома Долдрамс) в рельефе соответствует пологий, слабохолмистый склон, глубины которого с севера на юг увеличиваются от 4342 до 4545 м (т.е. на расстоянии около 26 км на 200 м).

В этом же направлении повышается и $A\Phi$, менее расчлененный, чем в северном прогибе. Осадочный чехол прогиба состоит из двух толщ, нижняя из которых характеризуется малой акустической прозрачностью, отдельно расположенными сейсмогоризонтами, которые утыкаются в поднятие $A\Phi$. Мощность осадков с севера на юг уменьшается от 100 до 200 м. Верхняя толща залегает на нижней с угловым несогласием. Она представляет собой тонкослоистую среду мощностью до 100 м. В целом разрезы северного и центрального прогибов сходны.

В центральном прогибе есть две диапироподобные структуры высотой от АФ до 100 м и шириной 1,4–1,7 км. Они осложняют строение осадочного чехла – при приближении к ним угол падения осадков увеличивается.

Общее сходство сейсморазрезов и мощность осадочного чехла центрального и северного прогибов, а также их морфология позволяют предположить, что они составляют единую структуру, разделенную более поздним (?) внедрившимся выступом АФ 4439 м.

Центральный прогиб отделен от южного крупным поднятиеи АФ 3972 м, ширина которого на глубине 4300 м составляет около 6 миль. Поднятие лишено осадков, имеет в разрезе правильную форму усеченного конуса.

Южный прогиб (желоб разлома Вернадского) представляет собой глубоководную равнину со средней глубиной 5119 м (по данным 9 замеров). Поверхность равнины несколько увеличивается к сопредельным поднятиям. Ширина прогиба составляет 19 км. В разрезе он имеет сложную субсимметричную форму. На глубине 350 м (под дном) прогиб сужается до ширины 5,6 км, а глубже до 1,5 км.

Прогиб выполнен осадками, которые могут быть разделены на две толщи, общей мощностью до 850–900 м. Нижняя толща акустически прозрачна (и только в верхах ее появляется пачка образований, в которых различается слоистость мощностью до 150 м), увеличивает угол своего наклона при приближении к южному обрамлению прогиба. Общая мощность нижней толщи составляет 700–750 м. Верхняя – представляет собой тонкослоистую среду мощностью порядка 100 м, которая перекрывает нижнюю толщу с угловым несогласием.

Протяженность полученного профиля по 33°05' з.д. НСП составила 60,5 км (8°4,7'-8°39,2' с.ш.). Галс пересек два прогиба АФ (северный, центральный), выполненные осадками, и крупное поднятие на юге галса, перекрытое осадочным чехлом. Все вышеописанные морфоструктуры прослеживаются и вдоль 33°05' з.д.

Северный прогиб в рельефе представляет собой полого наклоненную к северу равнину, глубина которой на протяжении 13 км изменяется от 4555 до 4586 м. Мощность осадочного чехла в прогибе достигает в наиболее погруженной части 600 м. Прогиб имеет симметричное поперечное сечение. Осадочный чехол снизу вверх может быть разделен на три сейсмоакустические толщи. Нижняя (300 м) выражена тонкослоистой, слабо деформированной в синформу средой. Углы падения увеличиваются к краям прогиба. Видимо, согласно (?) нижняя толща перекрывается средней (250 м), более акустически прозрачной. Она отличается множеством неуверенно прослеживаемых отражающих площадок, общий вид которых позволяет предполагать здесь деформации. В южной части прогиба толща становится акустически более жесткой. Верхняя толща (80 м) перекрывает среднюю с угловым несогласием. Она состоит из двух слоистых пачек равной мощности. Отличие между ними состоит в мощности отдельных сейсмоакустических слоев (верхняя пачка более тонкослоистая). Северный прогиб отделен от центрального куполовидным поднятием АФ (см. табл. VII), ширина которого по основанию превышает 10 км, по верхней части 4,66 км. Высота достигает 600 м. В рельефе оно имеет южный слабо расчлененныей склон, лишенный осадков. Северный склон его перекрыт осадочным чехлом мощностью 200–300 м. Поднятие имеет слабо расчлененные склоны и резко отличается от поднятия 4569 м по своим сейсмическим характеристикам.

Центральный прогиб разделен поднятием АФ 4569 м на две части. Северная часть имеет ширину более 11 км по дну и 4,6 км по основанию. Она представляет собой в рельефе субгоризонтальную равнину со средними глубинами 5022 м (по шести замерам). Прогиб имеет более пологий северный край и более крутой южный. Он выполнен четырьмя толщами общей мощностью до 500 м. Нижняя толща (100–150 м) представляет собой акустически жесткую среду со слабо выраженной слоистостью, которая "утыкается" (?) в южное поднятие АФ. По пологоволнистой поверхности она перекрыта несогласно (?) акустически жесткой толщей с хаотически расположенными отражающими площадками (200 м). Она перекрыта либо линзовидной толщей (60 м), лишенной слоистости, либо несогласно верхней слоистой толщей (около 100 м). Последняя состоит из двух пачек (по 50 м), верхняя из которых более тонкослоистая. Слоистость в толще залегает более круто при приближении к поднятиям АФ.

Вышеописанная часть центрального прогиба отделена от южной поднятием $A\Phi$ 4569 м, которое, очевидно, является продолжением выступа $A\Phi$ 4439 м с предыдущего галса. Оно также представляет собой "обелиск" высотой 660 м, ширина основания которого составляет 4,6 км, постепенно сужаясь вверх до 1,3 км. Выступ $A\Phi$ лишен осадков, имеет более крутой северный склон и ступенчатый южный. В рельефе поднятие возвышается над дном от 80 до 160 м (на южном склоне и северном соответственно).

Южная часть центрального прогиба имеет асимметричное строение. В рельефе ей соответствует глубоководная равнина, глубина которой постепенно увеличивается от 4647 до 4348 м на протяжении почти 12 км. Осадочный чехол прогиба может быть разделен на 4 сейсмотолщи, аналогичные вышеописанным. На этой части профиля отчетливо устанавливается "утыкание" сейсмогоризонтов в поднятие АФ 4569 м для нижних двух толщ. Верхняя увеличивает при приближении к нему угол падения и залегает на нижележащих с угловым несогласием. Дальнейшее прослеживание толщ на юг показывает, что верхняя толща облекает южное поднятие АФ шириной 32,5 км по основанию, сохраняя свою мощность. Третья и первая толщи выклиниваются, а вторая облекает южное поднятие АФ, постепенно увеличивая мощность от 200 м в прогибе до 370 м в южной части галса.

В целом анализ профилей НСП на полигоне IV позволяет сделать ряд выводов.

В районе установлены два осадочных бассейна, разделенные поднятием АФ. Все морфоструктуры имеют субширотное простирание.

Северный прогиб (разлом Архангельского) изменяет ширину от 48 (32°55') до 36 км (33°05' э.д.), западнее до 25 км (33°14' э.д.) и, наконец, до 35 км (33°25' э.д.). Кровля осадков в его северной части постепенно понижается в том же направлении от 4545 до 4712 м, т.е. на 92 м. При этом мощность всего осадочного чехла и каждой толщи остается неизменной. В западном направлении можно отметить усиление деформации осадков, которая выражается в увеличении углов наклона либо в некотором смятии. Эти районы совпадают с появлением в непосредственной близости от поверхности "диапироподобных" структур. Поднятие АФ 4439 м, разделяющее прогиб на две части, по сути дела, представляет собой узкий гребень (от 3 км на востоке до 6 км на западе), высота которого изменяется от 4439 (32°55') до 4569 м (33°05'). Затем на 33°14' з.д. она несколько повышается (4392 м) и, наконец, на 33°20' з.д. достигает 4499 м. Таким образом, разность глубин вершины гребня составляет 60 м. При этом простирание "диапира" остается неизменным (8°24' с.ш.).

Южная часть прогиба (разлом Долдрамс) выполнена осадками постоянной мощности. На востоке они залегают субгоризонтально, а западнее приобретают наклон к северу. Уровень их кровли в том же направлении понижается от 4545 до 4712 м, т.е. на 167 м. Прогиб АФ имеет постоянную ширину на западе полигона и исчезает на востоке. Однако здесь появляются небольшие "диапироподобные" тела.

Сопряженное с северным прогибом поднятие имеет постоянную ширину и повсеместно, за исключением 3-го галса, перекрывается осадочным чехлом мощностью 80-100 м. Глубина этой возвышенности изменяется от 4240 (32°55′ з.д.) до 4405 м (33°05′ з.д.), западнее до 4169 м и, наконец, на 33°25′ з.д. – до 4342 м. Следует заметить, что на 32°55 з.д. появляется высокая гора (3972 м), которая на соседнем галсе не прослеживается.

Южный осадочный бассейн (разлом Вернадского) выполнен осадками, мощность которых увеличивается в восточном направлении, причем их кровля остается на постоянной глубине примерно 5116–5119 м. Другими словами, кровля АФ постепенно понижается. Прогиб имеет неравномерную ширину (32°55′ з.д. – 14 км, 33°14′ з.д. – 7,2 км, 33°25′ з.д. – 8,3 км), которая минимальна на 3-ем галсе.

Глубина кровли южного поднятия с запада на восток сначала возрастает от 7-го к 3-му галсу от 3764 до 3529 м, а затем уменьшается до 3664 м. Осложняющая депрессия с востока на запад расширяется, при этом происходит увеличение мощности осадков от 250 до 400 м (33°14' и 32°55' з.д. соответственно) и углубление их кровли от 4618 до 5119 м.

Все вышеприведенные данные свидетельствуют об активных неотектонических процессах, которые развиваются в пределах полигона IV. Представляется вероятным, что"диапиры", установленные здесь, слагаются разновозрастными породами и(или) образованиями разного состава. К сожалению, 6 драгировок, проведенных нами, оказались безрезультатными из-за широко развитых здесь современных глубоководных осадков даже на выступах АФ.

Многолучевое эхолотирование и НСП позволили установить основные особенности строения трех трансформных разломов и межразломных хребтов. Как было показано в этой главе, строение даже соседних трансформных разломов заметно различается. Так, разлом Архангельского протягивается на сотни миль в виде V-образной депрессии дна, глубины в которой могут резко изменяться вдоль простирания. Он не имеет четко выраженных нодальных впадин и в значительной мере перекрыт осадочным чехлом, включая протяженный отрезок в активной части, где мощность осадков достигает 400 м. Разлом Долдрамс имеет хорошо выраженные нодальные впадины, сложный рельеф в активной части, в которой установлены внутриразломные хребты, разделенные протяженными депрессиями, заполненными в ряде мест маломощным (до 200 м) осадочным чехлом. В западной пассивной части мощность осадочного чехла значительно изменяется по простиранию в 20-30 милях от рифтовой долины, на протяжении первых миль она может либо сокращаться до предела обнаружения, либо затем быстро возрастать до 600 м. Вдоль всего южного края разлома прослежен "поперечный хребет", исчезающий при приближении к активной части. В западном направлении он протягивается в котловину Демерара. В восточной пассивной части разлома Долдрамс подобного хребта не установлено, однако здесь широко развиты внутриразломные и медианные хребты, разделяющие желоб разлома на отдельные впадины. Мощности осадочного чехла относительно равномерно увеличиваются в восточном направлении. Разлом Вернадского изучен нами только на отдельных фрагментах, однако в нем отмечены наибольшие амплитуды рельефа и хорошо выраженная западная нодальная впадина. Вдоль его южной части, так же как и в Долдрамсе, установлен протяженный поперечный хребет. В целом рельеф и осадочный чехол всех трех разломов не имеют отчетливой симметрии относительно рифтовых зон.

Анализ строения осадочного чехла разлома Долдрамс позволяет установить прерывистый характер его накопления. В западной части разлома, в частности, установлены два "структурных этажа", более древний из которых претерпел деформации, предшествовавшие образованию несогласия, после которого осадконакопление продолжилось, что привело к образованию горизонтально залегающего верхнего этажа.

• Природа несогласия не может быть определена однозначно, однако полученный материал свидетельствует, что до времени его формирования происходило внедрение крупных масс пород – диапиров, которые установлены в той или иной степени вдоль всего простирания разлома. Пестрый состав пород, драгированных со сходных структур в осевой части Срединно-Атлантического хребта (см. гл. 2), не позволяет поддержать в полной мере известную идею Э. Бонатти [Bonatti, 1978] о серпентинитовых диапирах, которая подтверждается только на некоторых внутриразломных хребтах. Этот вопрос будет обсужден в заключительных главах монографии. Сейчас же отметим, что образование деформаций в чехле может быть увязано с воздействием диапиров вещества неизвестного состава, точнее, диапировых валов. Не исключено, что все внутриразломные хребты формировались в результате сочетания экструзивных, протрузивных и интрузивных процессов.

Внедрение этих образований в ряде мест не прекратилось и до настоящего времени. Об этом свидетельствуют отдельные наблюдения на западе разлома Долдрамс на полигоне I, в пределах которого отмечаются деформации дна океана и пород второго новейшего структурного этажа. Тем самым встает вопрос о существовании крупномасштабных неотектонических движений не только в пределах рифтовых зон [Зоненшайн и др., 1989], но и далеко за их пределами, включая глубоководные котловины. Новейшие деформации установлены также и на восточном фланге хребта, где отмечены случаи нарушений сплошности верхних слоев осадочного чехла, их деформации. Понимание природы этих процессов требует постановки специальных исследований, включая глубоководное бурение.

Если представления о внедрении диапировых валов корректны, то возникает парадоксальная ситуация, которая заключается в необходимости объединения разломов Вернадского, Долдрамс и Архангельского в единую геодинамическую систему. Подобный вывод может быть основан на следующих фактах. Как было показано, протяженному гребню на полигоне I соответствует диапировый вал, который внедрялся в осадочный чехол, и, следовательно, осадочный чехол формировался не в узких желобах, а на больших пространствах. Проведенные исследования позволили протрассировать гребень вплоть до 40°00' з.д. и показать, что он соединяется с поперечным хребтом, который расположен между разломами Долдрамс и Вернадского. Таким образом, возникает необходимость признания, что и поперечный хребет был сформирован при внедрении неких пород, которое привело к усложнению рельефа дна в этом районе. Все эти факты не могут пока получить однозначное объяснение, так как полностью не соответствуют общепринятой геодинамической модели развития трансформных разломов.

ГЛАВА ВТОРАЯ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДРАГИРОВАННЫХ ПОРОД

Местоположение станций драгирования, их координаты, глубина и приуроченность к определенным морфоструктурам океанического дна, а также объем и состав поднятого каменного материала показаны в табл. 1 и на рис. 8.

Целью драгированных работ, поставленных в 6-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", являлось детальное опробование различных морфоструктур океанического дна, пространственно связанных с крупными поперечными разломами (Архангельского, Долдрамс и Вернадского), с сегментами рифтовых долин, смещенных по разломам, а также получение каменного материала с ряда аномальных структур, выявленных в данном регионе в ходе геофизической съемки.

Драгирование проведено на следующих морфоструктурах, связанных с разломами: южный и северный борта желоба в межрифтовой части разлома Архангельского (соответственно ст. 6-27-Д23 и 6-41-Д36), северный борт желоба на восточном (ст. 6-54-Д49, 6-66-Д61, 6-63-Д58) и западном (ст. 6-50-Д45) флангах разлома Долдрамс, борт нодальной впадины в разломе Вернадского (ст. 6-61-Д56) и внутренние гребни в активной части (ст. 6-62-Д57) и на восточном фланге (ст. 6-53-Д48) разлома Долдрамс. В рифтовых долинах опробовались западные борта: ст. 6-34-Д30 (рифтовая долина 40°15' з.д.), 6-45-Д40 (рифтовая долина 39°30' з.д.), 6-58-Д53 и 6-59-Д54 (рифтовая долина 38° з.д.), а также внутририфтовое поднятие в долине 40°15' з.д. (ст. 6-35-Д31). В межразломных поднятиях особое внимание уделялось опробованию угловых поднятий: станции 6-36-Д32, 6-37-Д33 (северо-западное угловое поднятие разлома Долдрамс), 6-64-Д59 (юго-восточное угловое поднятие Долдрамса).

Ст. 6-33-Д29 располагается на борту субмеридиональной депрессии, примыкающей с севера к разлому Архангельского.

Кроме того, поднят каменный материал с межразломного хребта (между разломами Архангельского и Долдрамс), простирающегося западнее рифтовой долины 39°30' з.д., и горы Пейве, располагающейся вблизи зоны сочленения рифтовой долины 38° з.д. и разлома Вернадского. На межразломном хребте станции драгирования (с востока на запад) располагаются в следующем порядке: 6-29-Д25, 6-51-Д46 и 6-30-Д26. На горе Пейве снизу вверх следуют ст. 6-68-Д63 (4400-4700 м) и 6-69-Д64 (2070 м).

В 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" часть работ была посвящена дальнейшему опробованию разломной зоны Долдрамс и частично разлома Вернадского. Полученный материал еще детально не обработан, и поэтому его характеристика дается в самых общих чертах (см. табл. 1). В районе разлома Вернадского драгирование было проведено на горе Пейве (ст. 0960, 0961, 0963) и на северо-восточном угловом поднятии (ст. 0965). В районе разлома Долдрамс исследования были поставлены в его межрифтовой части, где наиболее широко охвачен медианный хребет (ст. 0969, 0970, 0976, 0977, 0981), опробованы также юго-западное угловое поднятие (ст. 0966), южный (ст. 0971, 0975) и северный (ст. 0973) борта желоба.

С рифтовых структур подняты исключительно одни базальты. Это, как правило, всегда крупные глыбы размером от 30 см до 1 м в поперечнике, имеющие секториальную отдельность либо представляющие собой часть расколовшейся пиллоу. Вдоль трещин контракции внутри базальта протягиваются зоны (5-8 мм) вторичной минерализации (так называемое "темное гало"), выполненные гидроокислами железа бурого цвета и глауконитоподобными минералами голубовато-зеленого цвета. Вторичные минералы образуют либо тончайшие пленочки на поверхности трещин или пор, либо очень мелкие (0,05–0,1 мм) изометричные выделения внутри базальта. Основной объем базальтов имеет относительно свежий облик. Закалочное сидеромелановое стекло лишь слегка с поверхности затронуто процессами палагонитизации. Пленка палагонита рыжего цвета имеет мощность около 0,1–0,5 мм. В этом отношении заметно отличаются образцы, поднятые на ст. 6-35-Д31. Сидеромелановое стекло на поверхности глыб в данном случае заметно интенсивнее палагонитизировано (мощность корки палагонита 1–1,5 мм). Помимо этого, на поверхности некоторых крупных глыб непосредственно выше зоны закалки "приварен" слой гиалокластитовой брекчии мощностью 7–8 см (обр. 31/2,3). Характерно и то, что глыбы и обломки базальтов, поднятые на этой станции, покрыты с нескольких поверхностей корочкой железомарганцевых окислов мощностью около 1–3 мм (иногда до 5 мм), тогда как базальты из других рифтовых долин имеют лишь тончайшие примазки (не более 0,5 мм) этих окислов.

Каменный материал, схожий с описанным выше, получен со склона субмеридиональной депрессии, располагающейся в 30 км западнее рифтовой долины 40°15' з.д. (ст. 6-33-Д29). Однако в отличие от базальтов рифтовых долин каменный материал, драгированный со склонов субмеридиональной депрессии, по-видимому, сравнительно более древний, поскольку наряду с базальтами поднят дресвяник, в котором обломки данных базальтов и слабо палагонитизированных стекол уже сцементированы карбонатным материалом органогенной природы (обр. 29/10).

Близкая ассоциация горных пород, т.е. практически одни базальты, обнаруживается в драгированном материале, полученном со склона нодальной впадины, которая была опробована в разломе Вернадского (ст. 6-61-Д56). Крупные глыбы и обломки базальтов, несущие с поверхности тонкие примазки железомарганцевых окислов, разделяются на две группы по своему внешнему облику. Выделяются базальты секториальной отдельности со стекловатой поверхностью, имеющие, как правило, порфировую структуру. Они имеют свежий облик и характеризуются отсутствием вторичных минералов. Другая часть базальтов, представленная афировыми, хорошо раскристаллизованными разностями со сформировавшимися вторичными глинистыми минералами, имеет не секториальную, а параллелепипедальную отдельность (обр. 56/22, 23, 25, 26, 28–31, 34). При микроскопическом изучении данные разности обнаруживают офитовую структуру. Следовательно, можно предположить, что это долериты, которые слагали либо дайки, либо центральные участки массивных лавовых потомков.

На ст. 6-61-Д56 каменный материал получен со средней части склона нодальной впадины. Разнообразие поднятых базальтов свидетельствует о том, что в осыпи присутствуют представители из различных участков вышележащего базальтового разреза, возможно пронизанного дайками. При этом относительно свежие базальты, по-видимому, залегают в верхах разреза, а базальты, в которых уже развиты глинистые минералы, слагают более нижние горизонты.

Еще одной структурой, при опробовании которой были подняты практически одни базальты, является межразломный хребет. По внешнему облику базальты ст. 6-29-Д25 отчетливо разделяются на две группы. Большинство составляют угловатые и слабоокатанные обломки, покрытые с одной из сторон корочкой железомарганцевых окислов мощностью 3–7 мм, характеризующиеся развитием вторичных глинистых минералов типа сапонита. Среди них есть обломки с полностью палагонитизированной корочкой закалочного стекла (мощностью 2 мм). В меньшей мере подняты хорошо окатанные обломки, по существу являющиеся гальками (обр. 25/2–4, 7, 9, 10, 17, 21, 22, 24, 30, 32). Они практически не покрыты железомарганцевыми окислами. Из вторичных минералов в этих базальтах разьиты гидроокислы железа и глауконито-
Таблица 1

Координаты, интервалы драгирования и состав пород, поднятых со Срединно-Атлантического хребта в районе разломной зоны Долдрамс

Номер станции	Широта (северная)	Долгота (западная)	Интервал драгирования, м	Вес об- разцов, кг	Состав пород и их примерное количественное соотношение (в скобках номер образца), %	Морфострук- тура
1	2	3	4	5	6	7
6-23-Д19	8°07,58'	40°00,70′	2900-3100	70	Базальты —90 (19/1—49), тектонические брекчии —10 (19/50—55)	ПХз, ю-Д
6-27-Д23	8°43,09'	39°59,56'	3800—3900	 30 Базальты -80 (23/1-18, 20-27, 32-40), долериты - 10 (23/19, 28, 29-31), габбро - 2 (23/40), дресвяник - 2 (23/42), метасоматические поропы - 2 (23/41, 43), Fe-Мп корки - 4 (23/44, 45) 		БЖц, с-А
6-29-Д25	8°40,14'	39°58,26'	2900-3100	25	Базальты – 98 (25/1-30,33), известняки – 2 (25/31, 32)	ΜΠ
6-30-Д26	8°48,09′	40°30,33′	3700-3800	6	Базальты – 90 (26/1–7), гиалокластиты – 5 (26/8), известняки – 5 (26/9)	МΠ
6-33-Д29	8°57,03'	40°39,02′	3600-3700	15	Базальты — 90 (29/1—9, 11), дресвяники — 10 (29/10)	СД
6-34-Д30	8°56,44′	40°20,27′	3300	250	Базальты - 100 (30/1-4)	РД
6-35-Д31	8°57,79′	40°16,31′	3000-3200	200	Базальты – 90 (31/1–17), гиалокластиты – 10 (31/18)	РД
6-36-Д32	8°52,03'	40°24,30′	4600-4900	2	Базальты – 95 (32/1–15, 17), алевролиты – 5 (32/16)	УПз, с-А
6-37-Д33	8°52,18′	40°24,82′	4300-4400	7	Базальты – 75 (33/1–9, 23), габброиды – 10 (33/11–18, 24), серпентинизированные ультрабазиты – 10 (33/19–22), метасоматиты – 3 (33/10, 25, 26), дресвяники – 2 (33/27)	УПз, с-А
6-41-Д36	8°52,62′	39°49,24′	4200-4300	0,1	Долериты — 30 (36/2), габброиды — 40 (36/3,4), алевролиты — 30 (36/5)	ПХц, с-А
6-45-Д40	8°40,15′	39°30,86'	3600-4000	20	Базальты - 100 (40/1-8)	РД
6-46-Д41	8°13,99′	39°28,49'	43004400	0,1	Базальты — 50 (41/1), габброиды — 50 (41/2)	УПв, с-Д
6-4 7-Д42	8°15,61′	39°25,11′	1300	0,1	Габброиды – 100 (42/1-4)	УПв, с-Д
6-49-Д44	8°07,81′	40°34,75′	3700-3800	200	Серпентинизированные ультрабазиты — 75 (44/6—22), . базальты — 10 (44/1—4), конгломератобрекчии —15 (44/5)	ПХз, ю-Д

6-50-Д45	8°16,60'	40°04,57 '	4200-4700	U,2	Серпентинизированные ультрабазиты — 100 (45/1-7)	БЖз, с-Д
6-51-Д46	8°27,96′	40°14,08′	2900-3100	1	Базальты – 95 (45/1, 2), гиалокластиты – 5 (46/3)	ΜП
6-53-Д48	8°13,13′	37°26,01′	3700-3900	70	Базальты — 60—65 (48/1, 4, 5, 9—15, 23—45, 48, 50—54, 56, 57, 87,	МХв-Д
	8°14,08'	37°27,70′			93, 94), долериты – 15 (48/2, 6–8, 16–22, 46, 47, 49, 55, 58–63, 65–	
					71, 86, 90-92), габброиды - 10 (48/3, 64, 85, 88, 89, 95-108), сер-	
	•				пентинизированные ультрабазиты — 10 (48/72—84), песчаник	
					(48/109)	
6-54 - Д49	8'15,05'	37°30,94′	4400	200	Базальты — 40 (49/1—9, 12, 13, 21—33, 35—101, 153), долериты —	ПХв, с-Д
					15 (49/10, 11, 14—20, 34, 104—117), габброиды — 10—15 (49/118—	
					137), серпентинизированные ультрабазиты — 15 (49/138—140),	
					конгломератобрекчии, песчаники, алевролиты – 20 (49/141–	
					150, 152), гиалокластиты (49/102, 103), известняк (49/151)	
6-58-Д53	8°04,25′	38°03,58'	4000	0,1	Базальты — 100 (53/1)	РД
6-59-Д54	8°03,15′	38°03,63′	4100-4300	250	Базальты — 100 (54/1—18)	РД
6-61-Д56	7°49,44′	38°01,61′	4200	250	Базальты — 98 (56/1—107), гиалокластит (56/108)	HB
6-62-Д57	8°12,81′	38°02,95'	3750	30	Базальты – 65-70 (57/1-10), серпентинизированные ультра-	МХц-Д
					базиты — 15 (57/11–13), песчаники, алевролиты — 15 (57/14–	
					17, известняк (57/18)	
6-63-Д58	8°17,67′	38°04,20'	4600	50	Серпентинизированные ультрабазиты – 90 (58/1–25), метасо-	БЖц, с-Д
					матиты – 5 (58/26, 27), известняки – 5 (58/28, 29)	
6-64-Д59	8°15,10'	37°56,45'	4450-4650	30	Базальты — 30 (59/2—20, 26—43, 90, 91,95), долериты — 10 (59/1,	БЖв, ю-Д
					21-25, 44, 45), габброиды - 15-20 (59/48-58, 84-89, 93, 94),	
					серпентинизированные ультрабазиты – 40 (59/59–83), мета-	
					соматиты (59/92), дресвяники (59/47), гиалокластиты	
					(59/46), известняки (59/96)	
6-66-Д61	8°16,46′	37°55,28′	4000	15	Базальты – 60–70 (61/1–22), габброиды – 20 (61/23–31),	ПХв, с-Д
					серпентинизированные ультрабазиты – 5–10 (61–32–37),	
C (0 T(0				••	дресвяники – 5 (61/39, 40), гиалокластиты (61/38)	-
0-08-Д63	/~44,67	37~43,53	4400-4700	30	Долериты — 20 (63/1—23, 97, 100), габброиды — 40—50 (63/51—	11
					96, 98, 99, 101, 108), серпентинизированные ультрабазиты —	
					30 (63/24—50, 102, 103, 107), кварцит (63/104), брекчии (63/105, 106)	

1	2	3	4	5	6	7
6-69-Д64	7°47,86′	37°44,67′	2070	200	Долериты — 10 (64/1-8, 68, 74), габброиды — 70-80 (64/19-67, 73, 75, 76), серпентинизированные ультрабазиты — 2-3 (64/9, 10), брекчии, песчаники, песчанистые известняки — 10-15 (64/11-18, 69-72)	Π
0960	7°47,20′	37°49,30′	3500-4000	0,2	Базальты — 10 (0960/7,8), габброиды — 90 (0960/1-6,10), мета- соматиты(0960/9)	п
0961	7°46,46′	37°46,34′	2600-2800	4	Базальты — 5 (0961/9), габброиды — 60 (0961/13,5), серпентинизированные ультрабазиты — 10 (0961/4), метасоматиты — 25 (0961/6-8)	Π
0963	7°48,24′	37°44,64′	1400-1500	1	Базальты — 100 (0963/1)	П
0965	7°56,11'	37°57,65′	2600-2900	7	Серпентинизированные ультрабазиты – 100 (0965/1–23)	УПв, с-В
0966	8°04,80'	38°06,0′	2400-3300	25	Базальты – 5 (0966/16, 17), долериты – 30 (0966/11–15, 28, 29, 32), габброиды – 30 (0966/1–4, 19, 20, 31), серпен- тинизированные ультрабазиты – 5 (0966/23), тектонические брек милониты – 30 (0966/5–10, 24–27, 30, 33–35, 37, 38)	УПз, ю-Д чии и
0969	8°11,94'	38°17,84′	3300-3400	200	Габброиды — 40-50 (0969/18-22, 24-56), серпентинизиро- ванные ультрабазиты- 40-50 (0969/1-17, 23, 57), конгло- мератобрекчии - 5-10 (0969/58-62), песчаники - 5 (0969/63, 64)	МХц-Д
0970	8°16,50′	38°19,35′	3800-3900	10	Базальты — 20 (0970/1-6), долериты — 15 (0970/7-9), серпентинизированные ультрабазиты — 30 (0970/10-16), конгломератобрекчии — 20 (0970/18-23), песчаники — 5 (0970/17)	МХц-Д

Таблица 1 (окончание)

0971	8°08,37′	38°28,29′	3900-4000	0,5	Серпентиниты - 100 (0971/1, 2)	БЖц, ю-Д
0973	8°18,01′	38°22,06′	3800-3900	100	Габброиды – 5 (0973/1, 2), серпентинизированные уль-	БЖц, с-Д
					трабазиты — 90 (0973/3—17), метасоматиты — 5	
					(0973/18-20)	
0975	8°05,50′	38°20,29′	3500-3800	1,5	Базальты — 40 (0975/2—4), конгломератобрекчии — 60	БЖи, ю-Д
					(0975/1)	
0976	8°10,20′	38°22,00'	3800-3900	50	Габброиды — 80—90 (0976/1—20), серпентинизированные	МХц-Д
					ультрабазиты — 10—20 (0976/21—27)	
0977	8°15,54′	38°20,80′	3800-3900	0,1	Аргиллит — 100 (0977/1)	МХц-Д
0981	8°10,80'	38°21,80′	3400-3500	30	Базальты – 30–40 (0981/10, 11, 13–15), габброиды – 10–15	МХц-Д
					(0981/12, 16, 17, 19), серпентинизированные ультрабазиты –	
					40-50 (0981/1-9), песчаники - 5 (0981/20)	

Примечание. РД – рифтовые долины; УП – угловые поднятия; МХ – медианные хребты; СД – субмеридиональная депрессия; БЖ – борта желобов разломов; МП – межразломное поднятие (хребет), располагающееся между разломами Долдрамс и Архангельского к западу от рифтовой долины 39°30' э.д.; ПХ – поперечные хребты; П – гора Пейве; НВ – нодальная впадина разлома Вернадского; А, Д и В – разломы Архангельского (8°50' с.ш.), Долдрамс и Вернадского (70°40' с.ш.) соответственно; э, в, ц – расположение морфоструктуры соответственно на западном или восточном фланге либо в центральной (межрифтовой) части разломов, с, ю – расположение к северу или к югу от оси разлома. подобный минерал. По-видимому, окатанные обломки представляют собой продукты разрушения верхних горизонтов базальтового разреза, а угловатые – нижних, поскольку для образования смектитов типа сапонита необходимо перекрытие излившихся базальтов более молодыми потоками, так как он кристаллизуется при сравнительно закрытых условиях циркуляции поровых растворов. Учитывая хорошую окатанность обломков, можно предполагать, что верхние горизонты базальтового разреза подверглись волновой абразии (находились выше уровня моря). Возможно, поэтому на поверхности галек отсутствуют железомарганцевые окислы.

На ст. 6-51-Д46, располагающейся далее к западу, базальты были оторваны драгой непосредственно от склона. Они покрыты мощной (около 2 см) коркой железомарганцевых окислов, а закалочное стекло полностью замещено палагонитом.

Таким образом, для базальтов межразломного хребта намечается следующая тенденция: чем дальше к западу они располагаются от рифтовой долины (ст. 6-45-Д40), тем больше объем палагонитизации закалочного стекла и тем больше мощность корки железомарганцевых окислов на поверхности обломков. Возможно, это свидетельствует об удревнении возраста пород в этом направлении.

Ст. 6-27-Д23 находится на одном меридиональном профиле драгирования со ст. 6-29-Д25, но, по-видимому, уже характеризует борт желоба разлома Архангельского. В поднятом материале базальты преобладают, но наряду с ними присутствуют долериты, габброиды, дресвяники. Все обломки либо покрыты тонкой пленкой железомарганцевых окислов, либо лишены ее. Опнако обнаружены и слоистые корки этих окислов толщиной около 2 см (обр. 23/44, 45). Полериты встречены в виде небольших (3-7 см в поперечнике) уплощенных обломков зеленоватого цвета. Базальтовые обломки и глыбы имеют разнообразную форму. Преобладают угловатые разности, однако имеется и небольшое количество окатанных обломков (обр. 23/12, 14-16, 18, 22, 25, 26). Среди угловатых обломков встречено несколько образцов, одна из поверхностей которых представляет собой зеркало скольжения (обр. 23/2, 38, 39). В большинстве базальтов основным вторичным минералом является хлорит, и лишь в некоторых - смектит типа сапонита. По данным глубоководного бурения (скв. 504 В DSDP), в верхних горизонтах базальтовой толщи основными вторичными минералами являются глауконит и сапонит. От глубины 300 до 600 м встречается преимущественно сапонит, а ниже 600 м – хлорит [Курносов, 1986]. Следовательно, присутствие в разрезе склона базальтов с хлоритом есть результат их тектонического выведения в верхние горизонты коры. Это подтверждается также наличием базальтов с зеркалами скольжения и пород первоначально глубинного генезиса.

Примечательной особенностью изученных базальтов является наличие в некоторых из них ксенолитов глубинных пород (обр. 23/1, 6).

Ассоциации пород, поднимаемых с поперечных и медианных хребтов, с угловых поднятий, в отличие от описанных выше характеризуются большой пестротой и сложностью (см. табл. 1). Среди каменного материала обязательно присутствуют образования первоначально глубинного генезиса (ультрабазиты, габброиды, долериты, метасоматиты типа родингитов) либо породы более глубокого залегания (базальты с относительно высокотемпературным парагенезисом вторичных минералов - хлорит, актинолит, эпидот, сфен). Долериты выделялись нами прежде всего по петрографическим особенностям и по характерной параллелепипедальной отдельности. В то же время секущие взаимоотношения долерита и базальта наблюдались в обр. 49/2, внутренняя часть (мощность 15 см) которого сложена афировым базальтом. С обеих сторон по резкой границе базальт контактирует с долеритом, который, очевидно, и прорывается базальтом. На контакте развиты жилки хлорита. Вблизи контакта микролиты плагиоклаза в базальте расположены параллельно контакту. По мере удаления от контакта раскристаллизованность базальта и размер микролитов несколько увеличиваются.

Присутствие в разрезе склонов хребтов пород глубинного залегания свидетельствует об имевшем место широком развитии тектонических движений, приведших к выведению этих пород в более высокие горизонты земной коры. Непосредственным доказательством таких тектонических движений служит каменный материал ст. 6-23-Д19. Здесь драгой подняты базальты и брекчии. Все базальты петрографически близки друг другу, и в них широко развит хлорит. В то же время по своим текстурным особенностям они резко разделяются на две группы. В первой группе базальты имеют характерную для них массивную текстуру. Базальты второй группы (обр. 19/28–50) деформированы. Матрикс этих базальтов милонитизирован и смят в мелкие изоклинальные складки с амплитудой 1–3 см и расстоянием между осями складок 0,5–5 мм. Отдельные слои на крыльях и в замке складок, в свою очередь, смяты в складки еще более высокого порядка. В систему этой микроскладчатости включены удлиненные микробудины овальной и угловато-овальной формы до 4 мм в поперечнике. Они вытянуты и местами изогнуты конформно складчатости. Микробудины сложены хлоритом, иногда с эпидотом либо с кварцем.

Эти наблюдения позволяют сделать предположение, что изученные породы претерпели стрессовые напряжения, возникшие в ходе их движения в верхние горизонты коры, либо на контакте с вмещающими породами при трении о них, либо вдоль плоскостей срыва, образующихся внутри движущегося блока. В связи с этим следует отметить, что многие другие породы первоначально глубинного залегания, драгированные на других станциях, сохраняют свои первоначальные структурно-текстурные признаки, не обнаруживая тектонических деформаций. Очевидно, последние слагали более внутренние участки блоков жестких, твердых пород, тектонически выдвинутых вверх, где стрессовые напряжения, возникающие вдоль плоскостей срыва и в краевых зонах блока, уже затухают.

Интенсивно тектонически брекчированные породы: базальты, долериты и габброиды – подняты также со склонов юго-западного углового поднятия разлома Долдрамс (ст. 0966). Здесь нередко тектонические брекчии сцементированы кварцевым цементом, содержащим вкрапленники сульфидов.

Довольно часто среди каменного материала, драгированного с поперечных и медианных хребтов наряду с породами глубинного генезиса либо ранее более глубокого залегания, встречаются относительно свежие базальты (ст. 6-37-Д33, 6-49-Д44, 6-53-Д48, 6-54-Д49, 6-62-Д57, 6-64-Д59, 6-66-Д61). Интерпретация подобных ассоциаций пород затруднена и вряд ли однозначна. Совершенно очевидно, что они представляют собой фрагменты различных комплексов океанической коры, возможно, тектонически совмещенных в разрезах тех или иных структур. Однако можно предположить и то, что базальты изливались уже на предварительно выведенные к поверхности глубинные горные породы. Это предположение ставит следующий вопрос: происходило ли излияние в рифтовой должне либо в районе поперечного или медианного хребта?

В базальтах, драгированных на восточном фланге разлома Долдрамс, также обнаружены ксенолиты глубинных пород (ст. 6-53-Д48, 6-54-Д49).

В сравнительно больших количествах с поперечных и медианных хребтов подняты осадочные породы: конгломератобрекчии, дресвяники, песчаники, алевролиты (см. табл. 1). Обломочная составляющая этих пород представлена продуктами разрушения базальтов, долеритов, габброидов, ультрабазитов. Обломки, как правило, угловатые, и лишь в крупнообломочных разностях, встреченных на ст. 6-49-Д44, 6-54-Д49, 0969, 0970, 0975, наблюдаются слабоокатанные обломки.

Образцы, поднятые с описываемых структур, в той или иной мере покрыты железомарганцевыми окислами, при этом вблизи рифтовых долин (ст. 6-36-Д32, 6-37-Д33, 6-46-Д41, 6-47-Д42, 6-62-Д57, 6-64-Д59) на поверхности обломков наблюдаются лишь тонкие пленки либо примазки, редко корочки этих окислов мощностью до 5 мм, тогда как на структурах, значительно удаленных от рифтов (ст. 6-23-Д19, 6-49-Д44, 6-53-Д48, 6-54-Д49), корка из этого вещества может достигать толщины 4–5 см.

Базальтовое закалочное стекло, встреченное на станциях вблизи рифтовой зоны, палагонитизировано очень слабо. Редко зона палагонитизации достигает толщины 3 мм. На станциях, удаленных от рифтовой зоны, поднятое базальтовое стекло практически полностью палагонитизировано, мощность зоны палагонитизации достигает 8–10 мм; встречаются также стекла, полностью замещенные хлоритом.

Неоднократное опробование горы Пейве дало близкие результаты. Своеобразием драгированного материала является резкое преобладание габброидов над остальными породами – долеритами, диоритами, ультрабазитами и известняками. Габброиды представлены как массивными разностями, так и полосчатыми. В полосчатых габбро (обр. 63/93–95) наблюдается чередование лейкократовых и меланократовых слоев толщиной 1–5 см. По-видимому, гора Пейве представляет собой расслоенный габброидный интрузив гигантских размеров, вмещающими породами которого являются главным образом ультрабазиты. В ряде образцов наблюдаются взаимоотношения диоритов и габброидов. В уплощенном образце 64/22 слой среднезернистого габбро по резкой границе сменяется диоритом. В обр. 64/76 округло-линзовидное обособление диорита (около 4 см в поперечнике) окружено мелкозернистым габбро. Таким образом, диориты принимают участие в строении расслоенного комплекса, образуя, по-видимому, дайкообразные или линзовидные тела и крупные шлировые выделения.

Наблюдаются также взаимоотношения габброидов и долеритов. В обр. 63/23 долерит с одного бока по неровной границе окаймляется микрогаббро, в обр. 63/100, напротив, граница между долеритом и микрогаббро резкая, прямолинейная. В виде шлировых обособлений диаметром 1–2 см мелкозернистое габбро располагается внутри долерита в обр. 63/97. Таким образом, по-видимому, долерит является краевой зоной интрузива, его эндоконтактом.

Каменный материал с горы Пейве поднят в виде угловатых и слабоокатанных обломков и глыб, покрытых тонкой пленкой железомарганцевых окислов. Примечательной особенностью некоторых крупных глыб габброидов (20-30 см) является их яйцевидная форма (обр. 64/26, 28). Снаружи эти глыбы покрыты скорлупой сильно выветрелого, ожелезненного габбро. Эта выветрелая корка мощностью 2-3 см легко отшелушивается от остального образца, распадаясь на уплощенные скорлуповатые обломки. Такая отдельность и такая форма выветривания характерны для массивных изверженных пород, распространенных на суше. Их появление обусловлено сменой дневных и ночных температур.

Осадочные породы представлены преимущественно песчанистыми известняками.

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Фактически весь каменный материал, поднятый при драгировании, является продуктом физического разрушения склонов и слагает осыпи и обвалы. Это, как правило, неокатанный и резко несортированный материал. Однако, как говорилось выше, на ст. 6-29-Д25 наряду с типичным коллювием было драгировано большое количество сравнительно хорошо отсортированного и окатанного галечного материала. Размер галек 3–5 см, количество около 150 штук. Состав галек не отличается от состава неокатанных обломков. Очевидно, что гальки являются продуктом длительной абразии, возможно имевшей место в пляжевой обстановке.

Среди обломков в драгированном материале присутствуют и сцементированные осадочные породы, которые, собственно, и являются предметом рассмотрения в данном разделе. Согласно распространенным классификациям, среди изученных пород выделены гиалокластиты, обломочные, органогенно-обломочные и органогенные разности.

органогенные породы

Среди органогенных пород встречены исключительно одни известняки. Они подняты в виде единичных образцов на ст. 6-30-Д26 (обр. 26/9), 6-40-Д36 (обр. 36/5), 6-54-Д49 (обр. 49/151) и 6-62-Д57 (обр. 57/18) (см. рис. 8, табл. 1). Это белые и желтовато-белые породы, относительно слабо сцементированные. Некоторые из них пронизаны ходами илоедов. Они сложены тонкодисперсным карбонатным веществом, представленным органогенным детритом и нанопланктоном. В обр. 26/9 и 57/18 наблюдается около 10% цельных раковинок фораминифер диаметром 0,2-0,5 мм. Видовой состав фораминер и соответствующий им возраст пород отражены в табл. 2.

ОРГАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К этому типу отнесены те разности осадочных пород, в которых количество обломочной составляющей не превышает 70%, а остальную массу породы составляет органогенный материал. Богатая коллекция этих пород поднята со склонов горы Пейве (обр. 63/106, 64/11–18, 72). География единичных образцов довольно обширная: борт субмеридиональной депрессии (обр. 29/10), борта разломного желоба Долдрамс в его восточной фланговой части (обр. 58/28, 29; 59/96), склон северно-западного углового поднятия разлома Архангельского (обр. 32/16), северный склон межразломного хребта между разломами Архангельского и Долдрамс (обр. 25/31, 32). По размеру обломочной составляющей и по соотношению между ней и карбонатным цементом эти породы подразделяются на брекчии (обр. 64/11), дресвяники (обр. 29/ 10), песчаники (обр. 58/28, 29; 59/96), алевролиты (обр. 32/16), песчанистые известняки (обр. 25/31, 32; 64/12–18; 63/106).

В коллекции обломочных пород с горы Пейве наиболее крупный образец - 64/11. Он имеет слоистую текстуру. В центре его располагается слой, насыщенный уплощенными обломками габброидов. Размер обломков от 6×7×1 см до 1 см в поперечнике. Эти обломки представляют собой ожелезненные скорлуповатые корочки, отслоившиеся от крупных глыб габбро. Как было сказано выше, такие яйцевилные глыбы габбро, сильно выветрелые с поверхности, также были подняты со склонов горы Пейве. Скорлуповатые обломки располагаются параллельно слоистости и цементируются белым карбонатным веществом, составляющим примерно 30% объема всего слоя. Наряду с габброидами встречаются обломки и целые раковины (около 1 см) двухстворчатых моллюсков. Сверху и снизу этот слой постепенно переходит в слои песчанистых известняков, в которых карбонатное вещество имеет органогеннодетритовую структуру и состоит из раковинок фораминифер размером 0,2-2 мм (около 50-60%), сцементированных тонкописперсным веществом, представляющим собой органогенный детрит. Видовой состав фораминифер и возраст породы отражены в табл. 2, среди фораминер очень много толстостенных разновидностей. Неокатанные и слабоокатанные обломки размером 0,2-3 мм составляют 5-8%. Они сложены габброидами, пироксенами, плагиоклазами, агрегатами хлорита и амфибола. Другие образцы с горы Пейве близки по составу и строению к известняковистым слоям обр. 64/11.

Среди образцов, поднятых с других морфоструктур, также встречены породы слоистого строения (обр. 58/28, 29; 59/96). В силу их небольшого размера в обломках наблюдается не более двух слоев видимой мощностью 1–2 см, которые отличаются друг от друга по соотношению органогенного и обломочного вещества. Как правило, один слой – это практически чистый известняк, в котором обломочная составляющая не превышает 5%; в другом слое она составляет 50–70%. Карбонатное вещество имеет тонкодисперсную структуру и представлено органогенным детритом, в котором иногда наблюдаются редкие раковинки фораминер, их видовой состав представлен в табл. 2. Песчанистая составляющая представлена неокатанными и слабоо-

Таблица 2

Состав микрофауны

Образец	Порода	Видовой состав	Возраст (в млн лет)
25/31	Песчанистый изрестняк	Globigerinoides ruber, Globigerina nepenthes	Ранний плиоцен (5-3.2)
26/9	Известняк	Globigerinoides trilobus, Globoquadrina altispira, Globigerina nepenthes, Globigerinoides obliquus extremus, Globigerina venezuelana, Globorotalia plesiotumida, Sphaeroidinellopsis seminulina, Orbulina universa	(5 5,2) Вблизи границы миоцен-плиоцен, верхи зоны Globo- rotalia humerosa (около 5.2)
32/16	Алевролит	Globigerinoides obliquus, Globigerinoides conglo- batus, Globigerinoides trilobus, Globigerina nepen- thes, Globorotalia miocenica, Sphaeroidinella de- hiscens	Вторая половина раннего плиоцена, зона Globorotalia margaritae evoluta (около 3,5)
57/16	То же	Globoquadrina altispira, Globigerina nepenthes, Globigerinoides trilobus, Globorotalia margaritae	Не моложе ранне- го плиоцена
57/18	Известняк	Globorotalia truncatulinoides, Globorotalia duter- trei, Globigerinoides ruber, Pulleniatina obliqui- loculata, Sphaeroidinella dehiscens, Globigerinoi- des conglobatus, Globorotalia crassaformis hessi	Средний плейсто- цен (около 0,7)
59/96	Песчаник	Globoquadrina altispira altispira, Sphaeroidinel- lopsis seminulina, Globorotalia multicamerata, Globorotalia pertenuis, Globorotalia miocenica, Globorotalia menardii, Sphaeroidinella dehisceus и др.	Вблизи границы ран- него и среднего плиоцена. Граница зон Globorotalia margaritae и Globorotalia miocenica (3.2)
61/39	Дресвяник	Globigerina nepenthes, Globigerinoides trilobus	Верхи среднего ми- оцена — ранний пли- оцен, зоны Globo- rotalia margaritae
61/40	То же	Globorotalia multicamerata, Globorotalia perte- nuis, Globoquadrina dehisceus, Sphaeroidinellopsis seminulina, Globigerinoides conglobatus, Orbulina universa, Globorotalia tumida tumida, Globigeri- noides trilobus	Ранний плиоцен (между 5,1 и 3,2), зона Globorotalia margaritae
64/11	Песчанистый известняк	Globigerinoides conglobatus, Globigerinoides trilo- bus, Globigerinoides ruber, Sphaeroidinella dehis- ceus, Globorotalia tumida tumida, Orbulina univer- sa, Globorotalia miocenica, Globorotalia exilis, Globorotalia scitula, Globorotalia dutertrei	Средний плисцен, зона Globorotalia miocenica (3,2—2,4)
64/18	То же	Globorotalia miocenica, Globigerinoides trilobus, Globigerinoides ruber, Globorotalia tumida, Glo- boritalia menardii, Sphaeroidinella dehisceus	Средний плиоцен, зона Globorotalia miocenica (3,2—2,4)

Примечание. Определения фауны и возрастные датировки выполнены М.Е. Былинской (ГИН АН СССР).

катанными обломками средним размером около 1 мм при вариации 0,2-6 мм, которые относительно равномерно распределены в объеме слоя. Каждый обломок полностью погружен в известковистый цемент, образуя пудинговую структуру. В разных образцах обломки сложены разными компонентами. На ст. 6-63-Д58, где подняты лишь ультрабазиты, они представлены зернами пироксена, бастита, серпентитина и реже шпинели (обр. 58/28, 29), обр. 59/96 – палагонитом и базальтовым стеклом.

Остальные образцы из этой группы не обнаруживают слоистого строения. Состав и структура известкового цемента в них близки между собой и близки к таковым в обр. 58/28, 29; 59/96, поэтому ниже будет дана лишь краткая характеристика их обломочной составляющей. В дресвянике (обр. 29/10) угловатые и слабоокатанные обломки базальта и палагонитизированного стекла размером 4–8 мм составляют 50–60%. В алевролите (обр. 32/16) встречается 50–60% неокатанных зерен плагиоклаза, палагонита, измененного оливина, рудного минерала размером около 0,05 мм. В этом образце наблюдаются редкие тонкие (около 1 мм) слойки, обогащенные обломками более крупных размеров (до 0,1–0,2 мм), в которых также сконцентрированы раковинки фораминифер. В песчанистых известняках (обр. 25/31, 32) неокатанные обломки и плагиоклазами.

Видовой состав фораминифер из обр. 32/16, 25/31 отражен в табл. 2.

Органогенно-обломочные породы, поднятые с горы Пейве, отличаются от других пород, описанных выше, резко повышенным количеством фораминифер и их большим размером, примечательной особенностью является также наличие скорлуповатых обломков сильновыветрелых габброидов и раковинок двухстворок. На наш взгляд, все это указывает на то, что данные породы сформировались в прибрежной зоне в результате погружения в известковистый осадок отслаивающихся корок габброидов. Остальные породы этой группы, по-видимому, образовались при погружении песчанистого материала в пелагический ил. Учитывая их пудинговую структуру, можно предположить, что имело место движение всего материала (и обломочного и известковистого) вниз по склону в виде пастообразных потоков. Собственно обломочный материал, вероятно, формировался в результате подводного обрушения склонов. Однако следует заметить, что в некоторых образцах обломки слабо окатаны, да и факт концентрации материала песчанистой размерности необъясним только осыпным механизмом. Возможно, что обломочный материал формировался и в прибрежных условиях. Особенно это вероятно для обр. 25/31, 32, в одной драге с которыми присутствовали сравнительно хорошо окатанные гальки.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К этому типу отнесены те разновидности поднятых осадочных пород, в которых известковистый цемент в случае, если он присутствует, составляет существенно менее 30%. В большинстве случаев обломочные породы образуют более или менее многочисленные группы, характеризующие ту или иную морфоструктуру, в которых отдельные образцы обнаруживают генетическое родство друг с другом. Это разнообразные породы – от брекчий до алевролитов, драгированные на ст. 6-54-Д49 (северный поперечный хребет в восточной части Долдрамса), и близкий к ним обр. 44/5 с южного поперечного хребта в западной части Долдрамса; несколько образцов грубозернистых песчаников, поднятых на ст. 6-66-Д61 (обр. 61/38-40), приуроченный к тому же хребту; близок к ним образец 59/47, поднятый со склонов хребта, расположенного напротив. Несколько образцов более тонкозернистых пород (обр. 57/14-17) пслучено со склонов медианного хребта в центральной части Долдрамса (см. рис. 8). В 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" со склонов этого же хребта на ст. 0969 и 0970 подняты конгломератобрекчии и песчаники (см. табл. 1).

Единичные образцы обломочных пород прагированы с северного склона межразломного хребта (обр. 23/42) и со склона медианного хребта в восточной части Долдрамса (обр. 48/109). Обр. 23/42 - дресвяник, состоящий из 40-50% угловатых обломков размером 5-8 мм, представленных базальтами и полеритами. Цементация относительно слабая, цемент песчанистый, слабокарбонатный. Песчанистые частицы размером от 0.2 до 1 мм сложены базальтами, долеритами, а также плагиоклазами. Обр. 48/109 является очень неравномерно-зернистым песчаником, который состоит из 50-60% угловатых и слабоокатанных обломков 0,2-4 мм, представленных плагиоклазом (50%), габбро (10%), клинопироксеном (10%), иддингситизированным оливином (5-10%), роговой обманкой (5%), рудным минералом и хлоритом. Цемент базального типа, алевритоглинистый. Глинистый материал блелно-зеленого цвета, относительно хорошо двупреломляющий, по-видимому, является смектитом. В нем около 20-30% частиц алевритовой размерности, сложенных преимущественно плагиоклазом.

Грубозернистые песчаники со ст. 6-66-Д61 (обр. 61/38-40) и ст. 6-64-Д59 (обр. 59/47) имеют схожее строение и состав. Это очень неравномерно-зернистые, относительно слабосцементированные породы. Обломочный материал распределяется по объему породы крайне неравномерно, наблюдается концентрирование его на одних участках и разубоживание на других. Все обломки неокатанные, угловатые и остроугольные. В обр. 61/40 около 15% занимают обломки гравелитовой размерности (2-8 мм). Среди них наблюдаются плохо окристаллизованные базальты (60%), палагонитизированные базальтовые стекла (20%), серпентиниты (15%) и около 5% железномарганцевых корочек. На отдельных обломках базальтов сохранилась тонкая корочка железномарганцевых окислов. Около 50% массы породы составляют обломки песчанистой размерности, при этом наибольшее количество частиц имеет размер 1-2 мм. В этой размерной фракции около 45% базальтов, 30% палагонита, 20% серпентинита и 5% плагиоклаза. Во фракциях меньшей размерности резко возрастает роль плагиоклаза и палагонита, встречаются кристаллы оливина, баститизированного ортопироксена и раковинки фораминифер. Гличисто-алевритовый цемент базального типа составляет около 35% (25% алевритовая и 10% глинистая фракции). Обломки алевритовой размерности наполовину представлены плагиоклазом, наполовину палагонитом. Глинистая фракция, судя по данным рентгеновского анализа, сложена смектитом, гилоослюдой, кварцем, каолинитом, хлоритом, филлипситом.

Во-видимому, охарактеризованные выше образцы обломочных пород, так же как и обр. 23/42 и 48/109, сформировались в результате подводного обрушения склонов. Они отличаются от ряда близких к ним органогенно-обломочных пород отсутствием или присутствием в небольшом количестве известковистого материала и, по-видимому, представляют собой более проксимальную фацию подводных коллювиальных отложений, поскольку непосредственно в месте обрушения большие массы обломочного вещества были не в состоянии смешаться с карбонатным пелагическим материалом, тогда как при удалении от места обрушения уменьшающиеся количества обрушенного материала могли погружаться и перемешиваться с пелагическими осадками.

Группа песчаников, как говорилось выше, поднята со склонов медианного хребта в центральной части разлома Долдрамс. Обр. 57/14 – грубозернистый песчаник, состоящий из слабоокатанных обломков средним размером 1–1,5 мм, представленных серпентинитами (60%), широкотаблитчатыми плагиоклазами (20%), габбро (5%), клинопироксенами (5%), есть амфиболы и ожелезненные раковинки фораминифер. Цементация слабая, преимущественно контактного типа, реже типа заполнения пор. Цемент глинистый, слабокарбонатный. Другие образцы более тонкозернистые: 57/15 – среднезернистый песчаник (0,25–0,5 мм), 57/16, 17 – тонкозернистые песчаники (0,1–0,25 мм). В них последовательно возрастает роль цемента, повышается его карбонатность, хотя по составу он в основном алевритоглинистый и имеет базальный тип. Глинистый минерал в цементе, по-видимому, серпентин. Петрографический состав обломков приблизительно тот же. В обр. 57/16 выделен и определен комплекс фораминифер (см. табл. 2).

Окатанность обломков, признаки дифференциации их по размеру, сильная истертость обломочного материала, вплоть до пелитовой фракции, свидетельствуют о том, что, возможно, эти породы сформировались в пляжевой обстановке за счет материала разрушающихся склонов медианного хребта.

Наиболее богатая коллекция обломочных пород была собрана со склонов северного поперечного хребта в восточной части Долдрамса (ст. 6-54-Д49), к которым близок также обр. 44/5. Эти породы были детально исследованы, и ниже дается их подробное описание.

Обломочные породы ст. 6-54-Д49 и 6-48-Д44

В коллекции этих пород присутствуют конгломератобрекчии, дресвяники, песчаники, алевролиты и глины. Наиболее тонкозернистые разности пород – глины, алевролиты, средне-мелкозернистые песчаники – имеют серовато-желтый цвет, массивную либо неотчетливо полосчатую текстуру, слабо сцементированы и некарбонатны (обр. 49/147–152). Как правило, обломки разной размерности относительно равномерно распределены по объему породы, однако в наиболее глинистом образце 49/152 наблюдаются гнездовидные скопления более грубого песчанистого материала, средний размер зерен в которых 0,1–0,2 мм. Гнезда имеют линзовидновытянутую форму, достигая в длину 1 см (при ширине 6 мм). Они редки и распространены в породе неравномерно и незакономерно.

Образцы грубых пород – конгломератобрекчий, дресвяников, грубозернистых песчаников – характеризуются пудинговой текстурой: обломки окружены со всех сторон тонкопесчано-алевритоглинистым матриксом, являющимся цементирующим материалом (обр. 49/142–145; 44/5). Распределение обломков и цемента в объеме образца хаотично и неравномерно: в одних участках наблюдается скопление обломков, в других – их разубоживание. Цементация слабая, но более крепкая, чем в тонкозернистых разностях.

Для изучения структуры и классификациии обломочных пород был проведен гранулометрический анализ. Обломки размером более 2 мм измерялись непосредственно, для более тонких фракций был применен ситовой анализ (использовался наиболее дробный набор сит со знаменателем прогрессии 1,25), а тончайшие фракции, размером менее 0,05 мм, разделялись путем осаждения в дистиллированной воде по методу Сабанина (рис. 14).

Большие трудности возникли при построении гранулометрических спектров грубозернистых пород (обр. 44/5, 49/143, 49/142, 49/145), содержащих галечный материал, поскольку в образцах ограниченного объема некорректно сравнивать вес крупных обломков и вес более тонких фракций. В этих образцах наиболее мелкие фракции (до 8–16 мм включительно) сравнивались друг с другом по весу. Более крупные фракциисопоставлялись друг с другом по количеству обломков и к остальной части спектра присоединялись путем пересчета через фракцию 8–16 мм, число обломков в которой также подсчитывалось. Для сравнения с полученными спектрами на рис. 14 (справа) приведены также гранулометрические спектры, полностью построенные только с использованием веса каждой фракции.

Все изученные образцы отличаются очень плохой сортировкой и имеют полимодальные гранулометрические спектры. Для глин и алевролитов характерны моды в пелитовой (фракция < 0,001 мм) и алевритовой (0,01-0,05 мм) частях спектра, для песчаников сохранаются те же моды, но появляется одна мода в песчанистой части





Фракции: 1 — глинистая (<0,005 мм, φ >8), 2 — алевритовая (0,005–0,05 мм, φ ~5–8), 3 — песчаная (0,05–2 мм, φ = -1-(+5), 4 — гравийная (2–8 мм, φ = -3-(-1), 5 — галечная (8–128 мм, φ = -7-(-3). Цифры около круговых диаграмм — количество фракции в процентах. Пояснения см. в тексте



Рис. 15. Детальные гистограммы сравнительно мелкозернистой (< 0,5 мм) части гранулометрического спектра для ряда обломочных пород ст. 6-54-Д49

спектра. Ее значение в различных песчаниках различно, поскольку встречены разновидности песчаников от мелко- до грубозернистых. Наиболее грубозернистые песчаники имеют моду 1-2 мм, но, кроме этого, в них появляется мода в гравелитовой части спектра (обр. 49/145) - 4-8 мм и даже в галечниковой части спектра (обр. 49/142) – 8–16 мм. В конгломератобрекчии (обр. 49/143) сохраняются моды в пелитовой, алевритовой и песчанистой частях спектра и появляется мода в галечниковой части спектра. Интересно сравнить песчанистую часть спектра всех образцов, для которых был применен дробный ситовой анализ. На рис. 15 видно, что конфигурации этой части гранулометрических спектров у изученных образцов довольно близки и также характеризуются полимодальностью. Во всех образцах обнаруживаются сравнительно небольшие моды, со значением 0,08-0,1 и 0,125-0,16 мм, в большинстве из их выделяется наиболее крупная мода – 0,315–0,4 мм; в двух образцах отмечается мода 0,2-0,25 мм. На этих же диаграммах прослеживается характер взаимоотношения между средне-мелкопесчанистой и алевритоглинистой частями спектра. В более тонкозернистых образцах количественно может преобладать тот или иной материал, но в грубозернистых породах всегда алевритоглинистый материал резко преобладает над средне-мелкозернистым.

Гранулометрическое изучение данных обломочных пород показывает, что все

они генетически родственны друг другу и сформировались, по-видимому, в результате смешения различных гранулометрических классов осадков в ходе транспортировки или отложения. В смешении всегда принимает участие алевритоглинистый материал, и это единственный вид материала, который образует самостоятельные типы пород (обр. 49/150, 152). В более грубых породах практически всегда идет примешивание материала из разных гранулометрических классов песков с вышеперечисленными модами. Интересно, что в обр. 49/152 гнездовидно расположенный песчаный материал имеет ярко выраженную моду 0,08-0,1 мм.

Если песчанистая часть спектра представляет собой результат смешения нескольких гранулометрических классов песков, то очевидно, что для подсчета гранулометрических коэффициентов необходимо оперировать данными только по одному из гранулометрических классов. Наиболее детально выражен класс песков с модой 0,315-0,4 мм, ярко представленный в обр. 49/147. Для него весовой гранулометрический спектр был пересчитан на количественный, при этом мода сместилась в интервал 0,2-0,25 мм, и определены средний арифметический размер зерен, равный 0,25 мм, стандартное отклонение, равное 0,09 мм. По этим параметрам данный класс песков на генетической диаграмме, предложенной Л.Б. Рухиным [1947], попадает в поле современных пляжевых песков. Однако величина 0,25 мм является довольно высокой для пляжевых песков и, по-видимому, характеризует повышенную активность среды осадконакопления. Очевидно, что гранулометрические классы песков с более низкими модами характеризуют более спокойные условия и являются также типичными для пляжевых обстановок.

Смешанный характер пород чрезвычайно затрудняет их классификацию, и, возможно, предложенный вариант не является последним. За основу выделения гранулометрических классов пород была взята классификация Л.Б. Рухина [1969]. Названия породам давались согласно треугольной диаграмме Н.В. Логвиненко [1984] для смешанных пород. Таким образом, как видно по круговым диаграммам на рис. 14, изученные образцы классифицированы следующим образом: 49/152 – песчано-алевритовая глина; 49/150 – песчано-глинистый алевролит; 49/148 – мелкозернистый алевритоглинистый песчаник; 49/147 – среднезернистый алевритоглинистый песчаник; 49/145 – грубозернистый гравелитовый песчаник; 49/142 – грубозернистый гравелито-галечный песчаник; 49/143 – мелкая гравелито-песчаная конгломератобрекчия; 44/5 – грубозернистый галечно-гравийно-алевритоглинистый песчаник.

Одним из важных структурных признаков обломочных пород является степень окатанности обломков. Она невелика в изученных породах и отличается у обломков разных размеров. Степень окатанности оценивалась по визуальным диаграммам Крумбейна [Гриффитс, 1971] для каждого отдельного обломка размером более 4 мм, а затем подсчитывалась средняя окатанность обломков в каждом размерном классе по результатам оценки для 1000-2000 обломков, при этом коэффициент окатанности для совершенно неокатанных обломков принимался равным 0,1, для тех обломков, у которых отдельные грани и углы сглажены, - 0,2, у которых в основном все углы и грани сглажены, за исключением единичных, - 0,3, соответственно 0,4 – для обломков, у которых нет несглаженных углов и граней, 0,5 и выше – для обломков со все более закругленными гранями, все более приближающимися к эллипсоиду, однако выше 0,8 коэффициент не поднимался. Более мелкие обломки практически не окатаны. Как видно из рис. 16, степень окатанности закономерно уменьшается от более крупных к более мелким фракциям от величины коэффициента окатанности 0,4 до 0,2. Для сравнения приведен график изменения степени окатанности для обломочной породы (обр. 61/40), являющейся сцементированным продуктом осыпного материала. Как видно, в этом образце степень окатанности очень низка и не изменяется в разных размерных фракциях. Таким образом, наибо-



Рис. 16. Степень окатанности обломков гравийной и галечной размерности из грубообломочных пород

лее окатанным является крупный галечный материал, что вполне закономерно для процессов истирания. Отдельные гальки имеют совершенно окатанную форму.

Перейдем к характеристике состава изученных обломочных пород. Подсчет петрогрфических типов галек разной размерности в обр. 49/143, 142 и 145 показал, что среди них резко преобладают базальты – 64-69% (табл. 3). Базальты афировые и оливин-плагиоклаз-порфировые, непористые, реже слабопористые, в разной степени раскристаллизованные (0,01-2 мм), большая их часть имеет свежий облик, около трети в той или иной мере затронуты изменениями, развивающимися с периферии обломков. Выделяются два типа изменения базальтов – краснокаменное, характеризующееся широким развитием гидроокислов железа и смектитов, и зеленокаменное, отличающееся широким развитием хлорита и иногда эпидота. Среди обоих типов измененных базальтов изредка встречаются практически полностью измененные образцы, но сохранившие признаки микролитовой структуры и часть свежих плагиоклазов.

Второе место по распространенности среди обломков галечной размерности занимают долериты (21-25%) – сравнительно крупнокристаллические (0,25-2 мм) афировые непористые породы серовато-зеленоватого цвета вследствие частичного развития в них по породообразующим минералам хлорита и актинолита (см. табл. 3.).

Заметно меньшим распространением пользуются габброиды (4-8%) – существенно крупнозернистые породы (4-15 мм) – и значительно серпентинизированные гарцбургиты (1,2-2,4%), 1-3% составляют фрагменты кварцевых жил и метасоматиты, развитые по долеритам и габброидам.

Таким образом, петрографический состав галечного материала позволяет заключить, что питающей провинцией, поставляющей обломочный материал, слагающий грубую составляющую часть изученных пород, служили коренные породы, залегающие в разрезе поперечного хребта, на склоне которого они обнаружены, поскольку именно этот набор пород – базальты, долериты, габброиды, ультрабазиты – присутствует в дражном материале, поднятом на ст. 6-54-Д49.

Обломки гравийной размерности хуже поддаются петрографическому изучению. В гравийной фракции обр. 49/145 установлены следующие процентные соотношения

Таблица З

Образец	Фракция, мм	Базальт	Долерит	Габбро	Ультрабазит	Другие породы	Базальты и долериты	Изменен- ные базаль- ты
	 	65	21	7		5	-	ر ا _
40/142	0 2-0 25	05	-	, _	2 22 8	5	20.7	13
43/143	0,2-0,25	_	-	-	22,0		27,1	20
	0,01-0,05	-	-	-	—	-	-	20
49/142	>8	64	25	8	2	1	-	-
AD 13 AF		<i>(</i> 0, <i>r</i>		,	0 <i>C</i>			
49/145	>8	68,5	24	2	2,5	-	-	-
	2-8	-	-	-	1,5	-	92	-
10/117	0,2-0,25	-	-	-	14,70	-	35,05	5,6
47/147	0,01-0,05	-	-	-	1		-	11
49/148	0,01-0,05	-	-	-	-	-	-	10
49/150	0,01-0,05	-	-	-	8	-	-	15
	> 8	100	-	-	-	_	-	-
4415	2-8	100	-		-	-	-	-
44/5	0,2-0,25	-		-	_	-	15,87	27,07
	0,01-0,05	-	-	-		-	-	15

Петрографический состав (в %) различных фракций обломочных пород

между петрографическими типами: базальты и долериты – 92,3%, ультрабазиты – 1,3% зерна пироксена и роговой обманки – 6%, зерна плагиоклаза – 0,4% (см. табл. 3). В целом можно отметить соответствие между составами галечной и гравийной фракций, поскольку появившиеся в последней кристаллы пироксенов, роговой обманки и плагиоклаза являются продуктами разрушения габброидов. Обращает на себя внимание факт резко непропорциональных количеств темноцветных минералов и плагиоклазов, ведь в габброидах присутствуют приблизительно равные их количества, даже плагиоклаз большей частью преобладает. Вероятно, плагиоклаз быстрее разрушается и уходит в более тонкие фракции, но, возможно, имеет место и обогащение гравийной фракции тяжелыми минералами, поскольку Рх и Hbl относятся к тяжелым минералам.

Составы песчаных фракций в различных образцах довольно близки друг к другу. Более детально они изучены в обр. 49/143, 147 и 44/5 во фракции 0,2-0,25 мм. Полученные результаты отражены в табл. 3, из которой следует, что обломочный материал, составляющий песчаную фракцию, представляет собой продукт дальнейшего физико-механического разрушения материала, аналогичного с таковым в более грубых фракциях, и следовательно, имеет общую с ними питающую провинцию. Естественно, наблюдается резкое увеличение доли отдельных минералов, преимущественно основного плагиоклаза, и сокращение доли обломков пород. Практически не происходит увеличение доли зерен темноцветных минералов, что, по-видимому, связано с существенно более мелкими их размерами в долеритах и особен-

Плагио- клаз	Пироксен	Амфибол	Оливин	Пироксен, амфибол, оливин	Рудный	Сростки плагио- клаза и рудного	Цеолит	Палаго- нит
-	-	-	-	-	-	-	-	
27	5,3	1,5	0,5	-	-	-	-	-
56	-	-	-	2	2	15	5	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-		-	-	-
0,5	-	-	-	.6	-	-		-
26,34	8,25	4,94	0,55		-	-	4,5	-
61	-	-	-	1,5	1,5	3	20	-
58	-	-	-	5	2	10	15	-
54	-	-	-	7	5	10	1	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
1, 53	-	-	-	-	-	-	43,71	10,50
23,5	-	-	-	1	0,5	-	40	20

но базальтах и большей абразионной устойчивостью, что уже было замечено на примере гравийной фракции. Несмотря на близость галечного и песчаного материала в целом, следует отметить, что даже приблизительно полной унаследованности их составов не наблюдается. Особенно бросается в глаза резкое увеличение доли обломков серпентинитов. Одной из возможных причин наблюдающейся диспропорции может являться абразионная неустойчивость серпентинитов и быстрое их истирание до мелких размеров. Однако следует обратить внимание и на то, что и в самих песчанистых фракциях двух изученных образцов количества серпентинитов при приблизительно равных количествах других компонентов заметно различаются. Для объяснения этого наблюдения, по-видимому, следует привлечь представление о существовании питающих микропровинций, что, вполне вероятно, поскольку, исходя из набора разноглубинных по своему первоначальному генезису пород, ассоциированных в пределах одной морфоструктуры, следует ожидать сложное тектоническое строение данной морфоструктуры, относительно быструю смену по латерали и вертикали блоков, сложенных различными породами. Поэтому возможно предположить, что порода с большим содержанием серпентинита (обр. 49/143) сформировалась на участке поперечного хребта, где ультрабазиты принимают более широкое участие в его строении. В связи с вышеизложенным можно прийти к заключению, что и вся песчаная фракция двух изученных образцов сформировалась на участке дна с более широким представительством серпентинитов в сравнении с теми участками поперечного хребта, где формировалась галечная фракция.



Рис. 17. Кумулятивные кривые песчанистой части гранулометрического спектра обр. 49/147 для всей песчанистой фракции (а) и для тяжелой (б)

Рис. 18. Содержание тяжелой фракции (в % от веса всей фракции) в различных размерных фракциях песчанистой части спектра обломочных пород ст. 6-54-Д49

Изучение тяжелой фракции (>2,9 г/см³) в песчаной фракции большинства образцов выявило сложную и пеструю картину. Конфигурация гранулометрического спектра тяжелой фракции в общих чертах повторяет конфигурацию гранулометрического спектра для всего образца. Однако подсчет коэффициента смещения (рис. 17) между средним размером всей песчанистой фракции и средним размером тяжелой фракции из этих же навесок в обр. 49/147 по методике, предложенной Л.Б. Рухиным [1947], показал, что он имеет значимую величину +5, и это свидетельствует о том, что пески сформировались в подвижной водной среде. Такие значения смещения характерны для современных речных и морских песков.

Процентное содержание тяжелой фракции от массы всей песчанистой фракции очень высокое (за исключением обр. 44/5) и сильно варьирует как для различных размерных фракций, так и для различных образцов (рис. 18). Наименьшее количество тяжелых компонентов (около 5%) во фракциях крупнее 1 мм. В этой части гранулометрического спектра тяжелая фракция в обр. 49/143 в значительной степени представлена тяжелыми обломками габбро, долеритов и базальтов – около 70 %, в меньших количествах встречены пироксен - 18 %, амфибол - 9,27 % и оливин - 2,65 % (табл. 4). По количеству тяжелой фракции в этой части гранулометрического спектра резко выделяется обр. 49/145, в котором она составляет 10-15 % (см. рис. 18). В сравнении с обр. 49/143 в нем наблюдается 3-кратное увеличение габброидных компонентов и 2-кратное увеличение тяжелых обломков долеритов и базальтов (см. табл. 4). Полученные данные, по-видимому, свидетельствуют, во-первых, о том, что эта размерная компонента обр. 49/145 формировалась в условиях существенно габбровой питающей микропровинции, и, во-вторых, о том, что на ее вещественном составе отразились процессы естественного шлихования, приведшие к повышению концентрации тяжелых зерен. Эти процессы обычно имеют место в пляжевых обстановках при колебательных движениях водной среды.

В области гранулометрического спектра 0,5-0,8 мм среднее содержание тяжелой фракции в большинстве образцов около 10 %. Увеличение доли тяжелой фракции в

Таблица 4

Петрографический состав. (в %) тяжелой фракции в различных песчаных фракциях

Образец	Фракция, мм	Пироксе- ны из габбро	Пироксе- ны из до- леритов	Амфибол	Оливин	Γαббро	Базальты и доле- риты	Другие породы
49/145	1-1,25	$\frac{15,83}{2,49}$	- -	$\frac{13,51}{2,14}$	<u>0,77</u> 0,12	$\frac{33,97}{5,39}$	$\frac{31,66}{5,02}$	<u>4,25</u> 0,67
49/143	1-1,25	$\frac{17,88}{1,02}$	-	$\frac{9,27}{0,52}$	$\frac{2,65}{0,15}$	$\frac{26,82}{1,53}$	<u>44,37</u> 2,53	$\frac{8,28}{0,47}$
	0,5-0,8	$\frac{11,87}{1,27}$	-	$\frac{3,95}{0,42}$	$\frac{0,72}{0,07}$	$\frac{28,05}{3,00}$	$\frac{50,72}{5,42}$	$\frac{4,32}{0,46}$
	0,2-0,25	$\frac{29,29}{3,88}$	$\frac{10,10}{1,42}$	$\frac{12,12}{1,50}$	$\frac{2,52}{0,50}$	-	<u>45,95</u> 5,78	-
49/148	0,2-0,25	$\frac{18,33}{5,54}$	$\frac{12,33}{3,73}$	$\frac{9,33}{2,82}$	$\frac{3,00}{0,9}$	-	$\frac{57,00}{12,74}$	-

Примечание. Числитель -- процент от массы тяжелой фракции, знаменатель – процент от массы всей фракции.

обр. 49/143 произошло вследствие заметного увеличения количества тяжелых обломков габбро, долеритов и базальтов при незначительном увеличении пироксенов и амфиболов (см. табл. 4).

В песчаных фракциях размером менее 0,25 мм содержание тяжелой фракции еще несколько увеличивается и в среднем составляет 12–20 %. В обр. 49/143 его увеличение присходит в силу заметного увеличения количеств пироксена (39, 39 %) и амфибола (12, 12 %), при этом наряду с габбровыми пироксенами широко распространен и долеритовый клинопироксен (10,1 %) (см. табл. 4). Количество тяжелых обломков пород сохраняется еще высоким (46 %), однако обломков габбро уже нет. В этой части гранулометрического спектра по содержанию тяжелой фракции резко выделяется образец 49/148, в котором ее средние содержания составляют 30 % (см. рис. 18). В сравнении с обр. 49/143 в нем наблюдается 2-кратное увеличение количеств пироксена и амфибола и 4-кратное увеличение тяжелых обломков базальтов и долеритов. Следовательно, можно предположить, что формирование данных размерных классов обр. 49/148 происходило в условиях существенно базальтовой питающей микропровинции при участии механизма естественного шлихования.

В обр. 44/5, который отличается от всех остальных образцов тем, что в нем галечный и гравийный материал представлен только базальтами (см. табл. 3), во фракциях крупнее 0,5 мм вовсе нет тяжелой фракции, а в более мелких песчаных фракциях она варьирует от 0,5 до 2,5 %. По приблизительным оценкам, в составе тяжелой фракции заметно преобладают обломки базальтов, в меньших количествах встречены клинопироксен и оливин.

В обр. 49/147 в песчаной фракции 0,25-0,315 мм изучено содержание ряда элементов-примесей. Как видно из табл. 5 (ан. 11) содержание Sr, Zr, Y, Ce, Cu и Zn близко к таковым в базальте, установленные содержания Rb и Ba более характерны для измененных базальтов, а сравнительно высокие содержания Ni обусловлены присутствием серпентинита.



Рис. 19. Плотностные частотные спектры фракции 0,01-0,05 мм

Вещественный состав алевритовой фракции размерностью 0,01-0,05 мм оценивался приближенно, визуально. Для проверки полученных данных алевритовые фракции разделялись в жидкостях разной плотности на плотностные фракции. Плотностные частотные спектры представлены на рис. 19. Резко преобладающей фазой алевритовой фракции изученных образцов (за исключением обр. 44/5) является основной плагиоклаз (55-61 %) (см. табл. 3), что находит отражение и на плотностных спектрах, где, как правило, главная мода приходится на область 2,6-2,7 г/м³, т.е. соответствует плотности основных плагиоклазов. Существенную часть (около 9 %) составляют сростки плагиоклаза и рудного минерала. Наблюдается заметное количество обломков полностью измененных пород, по-видимому базальтов (9-19 %). Количество тяжелых темноцветных минералов (пироксенов, амфиболов, оливинов) невелико – 1,7 %, еще меньше содержание рудных минералов – 1,5 % (см. табл 3).

Таким образом, несмотря на значительную трансформацию состава обломков в алевритовой фракции, все же не вызывает сомнения тот факт, что они сформировались в результате еще более глубокого физико-химического разрушения материала, аналогичного слагающему и гальки. При этом разрушении практически не остается обломков пород, происходит сильная концентрация плагиоклазов и сокращение количеств темноцветных минералов, что еще раз подтверждает уже подчеркнутую тенденцию о том, что плагиоклаз имеет меньшую абразивную устойчивость и уходит в тонкие фракции в отличие от пироксенов. На составе алевритовой фракции также отражается различие в строении питающих микропровинций. Так, в обр. 49/147, 148 фракции обнаруживается большое количество филлипсита (17-20%), в алевритовой цеолита. образующегося при гальмиролизе базальтов (см. табл. 3). На плотностном спектре обр. 49/147 наблюдается мода в области 2,2-2,3 г/см³, что соответствует плотности филлипсита (см. рис. 19). Наличие филлипсита в этой фракции подтверждено



Рис. 20. Дифрактограммы (обр. 49/150) фракции <0,001 мм (*a*), плотностной фракции 2,4–2,5 г/см³ (0,01–0,05 мм) (б), *d*_{0,60} соответствующих фракций (*a'*; б') (цифры – значения рефлексов отражения в Å)

Рис. 21. Соотношение различных минералов в тонких фракциях (в мм) обломочных пород

1 — смектит; 2 — хлорит; 3 — каолинит; 4 — гидрослюда; 5 — серпентин; 6 — цеолит; 7 — плагиоклаз; 8 — кварц; 9 — тальк; 10 — амфибол

рентгенофазовым анализом. В алевритовой фракции обр. 49/150 присутствует около 7,5 % серпентина, и это также проявляется на плотностном спектре навески модой в области 2,4–2,5 г/см³ (см. рис. 19, табл. 3). Наличие серпентина в этой плотностной фракции также подтверждено ренгенофазовым анализом (рис. 20 б).

В обр. 44/5 иной плотностной спектр с главной и резко доминирующей модой 2,2–2,3 г/см³ (см. рис. 19), поскольку преобладающей фазой в алевритовой фракции этого образца является филлипсит при значительном количестве палагонита.

Содержание ряда элементов-примесей в алевритовой фракции обр. 49/150 представлено в табл. 5 (ан. 8). Поведение этих элементов характеризуется теми же особенностями, что и в песчаной фракции, и лишь концентрация Ni необычайно высока вследствие больших количеств серпентинита в этом образце.

Фазовый состав глинистой фракции изучался рентгенофазовым способом. На круговых диаграммах на рис. 21 отражены качественные соотношения между различными фазами глинистой фракции, оцененные приблизительно по дифрактограммам (рис. 22). Из диаграмм видно, что повсеместной фазой, в основном резко преобладающей, является диоктаэдрический тонкодисперный смектит. Второе место по распространенности занимает триоктаэдрический магнезиальный хлорит, затем следуют гидрослюда и каолинит. Из этого общего правила исключениями являются обр. 49/ 148 и 49/150, 152, в первом из них преобладающей фазой является филлипсит (рис.

Таблица 5

Химический состав и содержания элементов-примесей в пелитовых и других фракциях (в мм) обломочных пород

							_
	49	/143	49/148	49/145	44/5		,
Компонент	<0,001	0,001- 0,005	0,001- 0,005	<0,005	<0,001	<0,001	-
	1	2	3	4	5	6	
SiO ₂	44,91	46,89	44,91	43,38	42,51	43,48	
TiO ₂	1,11	1,44	1,10	1,25	1,61	0,72	
Al ₂ O ₂	18,72	16,73	14,79	13,26	19,03	14,42	
Fe ₂ O ₃	10,34	9,85	8,05	10,15	12,45	11,22	
FeO	0,23	0,67	2,31	3,58	0,20	0,38	
MnO	0,25	0,43	0,10	0,97	0,14	0,23	
CaO	1,86	1,69	5,82	5,19	1,42	2,17	
MgO	4,83	6,70	6,35	10,27	5,03	10,14	
Na ₂ O	0,25	0,44	1,35	2,16	0,67	0,34	
K ₂ Õ	2,12	2,21	2,87	1,35	2,44	1,66	
Н,0-	6,42	6,05	4,51	3,17	5,77	6,19	
Н_0⁺	8,58	6,23	7,25	4,64	8,09	8,70	
ເັ	0,22	Нет	Нет	Нет	Her	0,14	
P2Os	0,15	0,13	0,16	0,25	0,21	0,12	
Сумма	99,90	96,66	99,57	99,62	99,51	99,91	
Rb	90	20	40	_	70	80	
Ba	150	140	210	_	70	90	
Sr	80	30	110	-	70	60	
Zr	140	40	50	-	190	80	
Y	20	10	10	-	20	20	
La	20	30	<10	-	<10	20	
Ce	50	70	<10	-	20	30	
Cr	197	215	200	122	110	670	
v	275	183	160	79	187	210	
Ni	300	302	200	155	280	700	
Co	60	59	40	28	53	68	
Cu	127	175	164	69	187	66	
Zn	200	40	120	~	200	200	
РЪ	13	17	5	<5	28	10	
Ga	17	17	10	<10	12	15	
Ge	1,6	1.8	1.6	1.6	1.7	1.9	
Mo	6,5	3,0	1,5	4,3	5	3,8	

Примечание. Химический состав определен в Химической лаборатории ГИН АН СССР, аналитики Е.В. Черкасова (1-3), Н.Л. Калашникова (4-7, 9, 10); концентрации Сг, V, Ni, Co, Cu, Pb, Ga, Ge, Mo – там же, спектральным методом (оператор А.И. Гусарева), концентрации Rb, Ba,

23), во втором случае в образцах заметно распространен серпентин (см. рис. 20, *a*). Таким образом, на примере этих образцов обнаруживается преемственность фазового состава глинистой и алевритовой фракций: в обр. 49/148 и в той и другой широко развит филлипсит, а в обр. 49/150 – серпентин, что еще раз подтверждает правильность вывода о существовании питающих микропровинций. С другой стороны, в обр.

 49/150		49/152	49/	/147	31/26		
 0,001- 0,005	0,01- 0,05	<0,001	<0,001	0,25- 0,315	Цеолит	Глина	Базальт
 7	8	9	10	11	12	13	14
 44,32		43,41	39,08	-	45,95	50,70	47,11
0.79	_	0.64	1.41	-	0.81	0.79	1,55
11.22	-	15.72	12.48	-	17.66	19.35	18,37
9.23	_	11,80	15,48	-	4,12	7,48	6,24
1,92	_	0,36	1,10		0,24	0,77	0,21
0,33	_	0,10	0,30	-	0,10	0,62	0,14
2,46	-	1,57	2,21	_	1,18	0,80	1,84
14,10	_	10,47	9,27	_	0,68	2,49	2,34
0,44	_	0,59	0,67	-	5,99	0,34	2,41
1,29	_	1,80	1,90	_	5,66	2,38	3,48
5,04	_	4,28	5,94	_	9,15	6,45	8,52
8,58	-	8,93	9,76	-	7,80	7,04	5,20
Нет	-	0,27	Нет	_	Нет	-	Нет
0,16	-	0,16	0,38	_	0,06	0,20	0,22
99,98	-	100,10	99,98	_	99,51	100,0	100,21
60	<20	90	60	20	<10	115	24
110	60	100	80	40	180	-	75
60	80	60	50	130	90	_	140
90	60	70	140	80	80	189	60
20	30	20	20	20	20	53	24
10	<10	30	<10	<10	<10	47	13
20	20	40	40	<10	<10	93	22
830	-	460	237	-	62	80	280
130	-	160	330	-	66	140	290
650	1030	640	405	290	41	165	130
67	-	44	120	-	27	66	40
110	-	120	355	130	45	150	80
130	150	150	300	90	50	140	85
8	-	10	7	_	<5	25	4
12	-	18	15	-	<10	30	15
1,7	-	1,8	2,8	_	1,5	2,0	1,5
1,8	-	2,0	2,9	-	1,5	16,5	1,6

Sr, Zr, Y, Na, Ce, Zn — в МГГЭ ИМГРЭ методом РФА (оператор Ю.И. Пронин). Остальные пояснения см. в тексте. Здесь и в табл. 6–13 окислы даны в вес. %, элементы-примеси – в г/т.

49/147 и 49/152, напротив, отсутствуют признаки преемственности состава: в обр. 49/147 в глинистой фракции отсутствует филлипсит, а в обр. 49/152 в алевритовой фракции – серпентин.

В небольших количествах во всех образцах присутствуют кварц, плагиоклаз, иногда амфиболы и тальк.



Обломочное строение пелитовой фракции прекрасно видно на сканирующем электронном микроскопе (табл. VIII, a, b). Среди обломочных частиц неправильной формы размером не менее 4 мк встречаются крупные кристаллы цеолита, имеющие хорошую кристаллографическую огранку (см. табл. VIII, a). Примечательной особенностью этих кристаллов является наличие крупных продольных зияющих трещин. Тончайшие трещинки в этой же плоскости имеются и на аутигенных филлипситах. По-видимому, разрастание и расширение этих трещин происходит при перемещении кристаллов и их соударении с другими зернами. В токообломочной массе встречаются также сравнительно крупные удлиненные частицы серпентинита волокнистого строения (см. табл. VIII, b). С краев этих частиц отшелушиваются отдельные волокна, которые пронизывают тонкообломочную массу.

Химический состав глинистых фракций представлен в табл. 5, в ней же отражены содержания ряда малых и редких элементов. Из таблицы видно, что в общих чертах химический состав глинистой фракции близок к химическому составу гальмиролитически измененных океанических толеитовых базальтов. Для того чтобы это проил-



Рис. 24. Диаграммы соотношения породообразующих окислов и элементов-примесей в глинистых фракциях обломочных пород ст. 6-54-Д49, нормированных относительно состава сильно измененных базальтов

1 - усредненный состав глинистой фракции; 2 - обр. 49/148; 3 - обр. 49/150, 152; 4 - обр. 49/147

люстрировать, средний состав глинистой фракции был пронормирован по составу сильно измененного базальта (рис. 24). В качестве эталона сильно измененных базальтов были взяты химические составы базальтов банки Суоллоу (см. табл. 5, ан. 14), сообщаемые Д.Х. Мэтьюзом [1973], однако следует отметить, что имеющиеся данные по составам палагонитизированных стекол, в частности Мелсона [Melson, 1973] и Томпсона [Thompson, 1973], могут заметно отличаться от избранного состава более низкими концентрациями Na₂O, K₂O и более высокими MgO. В качество эталонных значений малых элементов были использованы личные данные. Как видно из представленного графика, за исключением рубидия, свинца, молибдена, магния и натрия, состав глинистых фракций соответствует составу измененных базальтов. Повышенное содержание MgO обусловлено присутствием хлорита, более высокотемпературного вторичного минерала. Резко пониженное содержание натрия вызвано тем, что в измененном базальте он связан с филлипситом, а в глинистых минералах Na,O содержится в небольших количествах. И действительно, в обр. 49/148 с большим количеством филлипсита натрий также находится в хорошем соответствии с измененным базальтом. Этот образец отличается от других также повышенной концентрацией К.О и Ва, концентратором которого является филлипсит (см. табл. 5, ан. 12).

Обр. 49/150, 152 выделяются резко повышенной концентрацией магния, хрома и никеля, что, несомненно, связано с широким развитием в них серпентина. Обр. 49/ 147 характеризуется высокими значениями железа, меди, кобальта, никеля и ванадия, что, вероятно, обусловлено присутствием в глинистой фракции этого образца гидроокислов железа, не фиксируемых рентгеновским методом.

Небезынтересно сравнить составы глинистых фракций с химическим составом красных пелагических глин. Для этого усредненный состав глинистых фракций, в который не были включены образцы с высоким содержанием серпентина, был пронормирован по составу красной глины (рис. 25), эталонный состав которой был



Рис. 25. Диаграмма соотношения породообразующих окислов и элементов-примесей в глинистых фракциях обломочных пород ст. 6-54-Д49, нормированных относительно состава красных пелагических глин Пояснения см. в тексте

подобран по нескольким литературным источникам, сообщаемым ниже (см. табл. 5, ан. 13). По содержанию главных петрогенных окислов изученные химические составы чрезвычайно близки к красным глинам, описанным А.Г. Коссовской и др. [1975] в 8, 9, 12 DSDP, пробуренных в Восточной Атлантике. Они даже более близки к скв. ним, чем к сильно измененным базальтам или палагонитам. Наиболее существенное отличие наблюдается лишь в более высокой концентрации MgO и CaO, что, по-видимому, обусловлено присутствием в глинистой фракции хлорита и плагиоклаза. По содержанию малых элементов изученные глинистые фракции сравнимы с наиболее хорошо геохимически изученными красными пелагическими глинами с Транстихоокеанского профиля, данные по которым приводятся в работах Н.А. Лисицыной, Г.Ю. Бутузовой [1979], Т.Ф. Бойко и др. [1979, 1988], О.А. Дворецкой, Т.Ф. Бойко [1979]. По элементам-гидролизатам наблюдается близость концентраций у Zr и Nb, сравнимость состава обнаруживается и по редкощелочным элементам, в частности Rb. Среди элементов-гидролизатов заметное различие имеется в содержании Y, La и Ce, они более высоки в красных глинах. Вышеуказанные авторы связывают высокие концентрации этих элементов в красных глинах с наличием гидрогенных форм этих элементов в океанической воде и их сорбцией глинистыми частицами.

Очень близкие концентрации имеют малые сидерофильные элементы Ni, V, Co и халькофильные элементы Cu, Zn, Pb, Ge, но в красных глинах существенно более высокие концентрации Mo. Напротив, в глинистых фракциях изученных образцов в 2–3 раза выше концентрация хрома.

Химический состав глинистых фракций полностью отражает их фазовый состав. Он позволяет заключить, что преобладающим глинистым минералом является железистый диоктаэдрический смектит – минерал, образующийся при гальмиролитическом изменении базальтов, часто совместно с филлипситом. Такой же смектит обнаруживается и при дифрактометрическом исследовании силью измененных базальтов из конгломератобрекчий (обр. 44/5), что видно на рис. 26, І. Магнезиальные хлориты наряду со смектитами, преобладающие в глинистой фракции, также широко развиты в базальтах и долеритах, в качестве вторичных фаз, образующихся при более высоких температурах, что установлено при рентгеновском исследовании сильно хлоритизированных базальтов из конгломератобрекчий (рис. 26, II). Таким образом, основная масса глинистой фракции есть продукт самой глубокой диспергации материала,



Рис. 26. Дифрактограммы сильно измененных базальтов из конгломератобрекчий I – обр. 44/5; II – обр. 49/143; образцы: *а* – природные, *б* – насыщенные глицерином, в – прокаленные при 550°С; *г* – *d*_{0.06} природного образца

аналогичного таковому в гальках. Каолин, кварц и, вероятно, гидрослюда поступили в осадок в виде аэрозоля.

Характеризуя генезис обломочных пород, необходимо ответить на вопросы о мобилизации, транспортировке и осаждении вещества.

Все представленные выше факты и весь ход предварительных рассуждений и заключений по обломочным породам ст. 6-54-Д49 и 6-48-Д44 свидетельствуют о том, что когда-то данные участки океанического дна были островной сушей. Обрушенный материал сложно тектонически построенных участков разреза подвергался воздействию морской абразии, в ходе которой этот материал разбивался и истирался до более мелких размеров, при этом наиболее крупные обломки в той или иной мере окатывались. Одновременно с размельчением материала в активной водной среде при участии вдольбереговых течений происходила его дифференциация по размеру обломков. Сейчас эта область глубоко опущена, что, несомненно, обусловлено тектоническими процессами. В ходе опускания сильно разжиженные водой алевритоглинистые массы, вероятно, сползали вниз по довольно крутому склону. Такие потоки разжиженного осадочного вещества разной размерности широко распространены на континентальном склоне, называются либо пастообразными, либо грязекаменными потоками, либо флюктотурбидитами и подобны селевым потокам на суше [Лисицын, 1986]. Останавливаются такие потоки внезапно, как бы "замерзая" при уменьшении скорости на более пологих участках склона, как наблюдается в данном случае. Таким образом, по-видимому, возникли плащеобразные слои алевролитов и глин. Потоки разжиженного илистого материала обладают большой несущей силой и могут увлекать, а увлекая, смешивать встречающиеся им на пути более грубые осадки – пески, дресву, галечный и даже валунный материал, при этом происходит смешение материала и из разных питающих микропровинций. При остановке этих потоков формируются плащеобразные слои сложного, изменчивого как по латерали, так и по вертикали, строения, очевидно подобно тому, как это описано Б.П. Градусовым и др. [1975] для близких по составу отложений из олистостромовой толщи Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа.

Полученный материал по химическому и фазовому составу, а также по содержанию малых элементов в глинистой фракции флюктотурбидитов подтверждает точку зрения А.Г. Коссовской [1976], согласно которой основным источником материала для формирования красных пелагических глин является вещество измененных базальтов, поскольку при зарождении разжиженных потоков осадочного вещества часть наиболее тонкого материала взмучивается, переходит во взвесь и в виде нефелоидов придонными течениями может разноситься на большие расстояния.

гиалокластиты

Образцы этих пород подняты на нескольких станциях (обр. 26/8, 56/108, 49/102, 103, 59/46, 61/22, 31/2, 18). Они отличаются друг от друга размером обломков, который варьирует от 0,5 до 15 мм. Обломки сложены главным образом закалочным стеклом (сидеромеланом) и палагонитом и имеют угловатую, остроугольную и скорлуповатую форму. Степень изменения стекла также различна в разных образцах и выражается преимущественно в палагонитизации сидеромелана, однако в обр. 49/103 все стекло полностью замещено хлоритом, что, вероятно, свидетельствует о том, что он характеризует фрагмент разреза, выведенный тектоническими процессами с более нижних участков базальтового разреза.

Распределение цемента и обломков в породе, как правило, неравномерное. Цемент преимущественно филлипситовый. Он имеет тонкозернистое строение, желтовато-белый цвет (обр. 56-108, 59/46, 38/2, 18). Нередко филлипсит выступает в ассоциации с гидроокислами железа, которые в некоторых образцах совместно со смектитом являются преобладающими в цементирующем материале (обр. 26/8, 49/102, 61/22), в обр. 49/103 – цемент хлоритовый.

Наиболее типичный гиалокластит из всей коллекции – обр. 31/2, поднятый из рифтовой долины. В нем в верхней части крупного фрагмента пиллоу между двумя закалочными зонами, в которых стекло частично палагонитизировано, располагается слой гиалокластита мощностью 7-8 см. В нем 60-70 % обломков частично палагонитизированного сидеромелана средним размером 1 см сцементрированы тонкозернистым филлипситом. Клиновидные слойки филлипсита максимальной мощностью 5 мм проникают и в глубь пиллоу. Филлипсит идентифицирован рентгенофазовым методом, изучены его химический состав и содержание ряда элементов-примесей (см. табл. 5, ан. 12).

На этой же станции поднята крупная глыба (обр. 31/18) не совсем типичного гиалокластита и, возможно, даже не гиалокластита в строгом смысле этого слова. Его нетипичность заключается в том, что наряду со стекловатыми обломками в нем присутствуют обломки базальта до 7 см в поперечнике из верхней части пиллоу, поскольку одна из их поверхностей имеет овально-выпуклую форму. Эти обломки концентрируются около одной из сторон образца и покрыты со всех сторон тонкой пленочкой железомарганцевых окислов. Поскольку эта пленка отсутствует на обломках стекла, можно предположить, что те и другие имели несколько различную предысторию, прежде чем были сцементированы в единую породу. Тем не менее этот образец представляет интерес с точки зрения происхождения цемента. Обломки стекла в нем замещены с псъерхности концентрически-зональным палагонитом, рентгенофазовым методом в нем устанавливается плохо окристаллизованный тонкодисперсный диоктаэдрический смектит.

Мелкиє обломки (до 1 мм) изменены полностью. Обломки отделяются друг от друга цементом, и расстояние между ними составляет 2–5 мм. Контакт между обломками и цементом иногда резкий, иногда очень постепенный. Желтоватый цемент имеет тонкодисперсное строение, низкое преломление и двупреломление, он почти изотропный. По данным дифрактометрии, цемент сложен в основном филлипситом, однако микроскопически в нем наблюдаются редкие зерна плагиоклаза, оливина, палагонита размером 0,1-0,5 мм и обломки раковинок фораминифер. Электронномикроскопическое изучение цемента показало, что он состоит из хаотично расположенных, как правило, столбчатых кристаллов филлипсита разных размеров и различно окристаллизованных (табл. VIII, e, e). В этой массе встречаются участки массивной структуры, по-видимому, сложенной стеклом или палагонитом, из которых начинают формироваться цеолиты (см. табл. VIII, e). Наиболее окристаллизованные филлипситы располагаются в породе узкими зонами (см. табл. VIII, e), где, по-видимому, они росли в пустоту. Характер петрографических взаимоотношений между отдельными кристаллами в таких зонах свидетельствует о том, что они сформировались здесь, на месте (см. табл. VIII, e). Таким образом, цементирующий материал сформировался как при полном замещении отдельных частиц стекла при непосредственном развитии по ним филлипсита, так и в результате кристаллизации филлипсита из коллоидного раствора, выносящего вещество из стекла в ходе его палагонитизации. Поскольку филлипсит далеко не всегда развит настолько широко, чтобы формировать цемент в гиалокластите, то можно предположить, что в данном случае имело место гидротермальное воздействие на образец. По-видимому, при разрушении именно таких, богатых цеолитами, пород формировались обломочные породы, обогащенные филлипситом, подобно обр. 49/147, 148, описанным выше.

* * *

Обзор осадочных пород показывает, что в изученном районе на склонах морфоструктур океанического пна сравнительно широко развиты обломочные образования, иногда смешанные с органогенным веществом, что свидетельствует об активном физическом разрушении склонов. Это разрушение могло происходить не только в подводных, но и в надводных условиях. Наиболее доказательно надводные условия реконструируются для горы Пейве, где подняты фораминиферовые известняки, насыщенные десквамационными скорлупами габброидов и относительно крупными раковинками прухстворок, а также для межразломного хребта (ст. 6-29-Д25), с которого получены хорошо окатанные гальки и песчанистые известняки, правда уже с неокатанными обломками. Ниже по склону межразломного хребта (ст. 6-27-Д23) подняты дресвяники с карбонатным цементом, являющиеся, скорее всего, уже продуктами подводного разрушения склонов. По-видимому, такое сочетание продуктов надводного и подводного разрушения склонов не случайное. Тектонические подвижки, вызвавшие высокоамплитудное опускание океанического дна, что следует из того, что на настоящий момент вся описываемая структура находится на большой глубине, обусловили физическое разрушение склонов на всем их простирании вширь и вглубь.

Ряд признаков – некоторая окатанность галек, большое количество тонкоизмельченных пород, слагающих склоны, дифференциация вещества по крупности обломков и последующее их смешение, отсутствие органогенного материала – свидетельствуют о том, что морфоструктуры, к которым приурочены ст. 6-48-Д44 (южный поперечный хребет в западной части Долдрамса) и 6-54-Д49 (северный поперечный хребет в восточной части Долдрамса), также когда-то выступали над уровнем моря. В последнем случае западнее ст. 6-54-Д49 располагается ст. 6-66-Д61, на которой с более глубоких участков склона поднято большое количество обломочных пород с признаками явного подводного разрушения склона. Таким образом, как и в случае межразломного хребта, упоминаемого выше, имеет место характерное сочетание продуктов надводного и подводного разрушения склонов.

Некоторая окатанность обломков песчаной размерности, наличие сравнительно больших количеств тонкоизмельченного материала коренных пород в обломочных породах медианного хребта в активной части зоны разлома Долдрамс (ст. 6-62-Д57) позволяют предположить, что и данная морфоструктура ранее находилась выше Уровня моря. В 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" с этого медианного хребта были подняты и конгломератобрекчии.

Таким образом, мы приходим к выводу, что на одном из этапов геологической истории исслуедуемая территория представляла собой архипелаг из нескольких ост-3. Зак. 1480 65 ровов. Если эта точка зрения правильная, то логично предположить, что и другие обломочные породы, особенно сравнительно мелкозернистые, полученные в районе исследований, свидетельствуюто том, что морфоструктуры, со склонов которых они подняты испытывали некогда интенсивные вертикальные движения. Это северо-западное угловое поднятие разлома Архангельского (ст. 6-36-Д32), медианный хребет в восточной части Долдрамса (ст. 6-53-Д48), гора внутри разломного желоба в центральной части Долдрамса (ст. 6-63-Д58) и, по-видимому, отдельные участки межразломного поднятия, расположенного между разломами Вернадского и Долдрамса (ст. 6-64-Д59), а также южного поперечного хребта в межрифтовой части Долдрамса (ст. 0969, 0970).

В ходе геологической истории этап высокого стояния сменился этапом погружения. К настоящему времени амплитуда погружения составляет для структур, опробованных на ст. 6-49-Д44 и 6-29-Д25, не менее 2500 м, для медианного хребта в межрифтовой части Долдрамса (ст. 6-62-Д57) и для северного поперечного хребта в восточной части Долдрамса не менее 3500 м, для горы Пейве не менее 1100 м.

Геологическое время этапа опускания для некоторых морфоструктур можно определить по возрасту осадочных пород, описанных выше (см. табл. 2). Возраст песчанистого известняка (обр. 25/31) с межразломного хребта – ранний плиоцен (5,1-3,2 млн лет). В соответствии с вышеизложенным этот возраст может быть близким ко времени начала опускания. Такой же возраст (ранний плиоцен) и у алевролитов (обр. 32/16 и 57/16), поднятых с северо-западного углового поднятия разлома Архангельского и с медианного хребта Долдрамса. Дресвяники со склонов северного поперечного хребта в восточной части Долдрамса (обр. 61/39, 40), свидетельствующие об активном разрушении его склонов, имеют также раннеплиоценовый возраст, который, по логике предыдущих рассуждений, может быть близок ко времени погружения. Песчанистые известняки со склонов горы Пейве – среднеплиоценовые (3,2-2,4 млн лет) и соответственно начало опускания горы может приходиться на это время.

Таким образом, время начала опускания для различных морфоструктур приблизительно одинаково – это ранний-средний плиоцен, что позволяет предположить, что на этом рубеже (около 3,2 млн лет) начался новый тектонический этап, охватывающий территорию всего изучаемого региона и, вероятно, сопровождающийся структурной перестройкой океанического дна. В связи с этим интересно сопоставить полученные выводы с представлениями о спрединге океанического дна. Если принять во внимание, что полускорость спрединга для этой части Атлантического океана принимается равной 1 см/год, то учитывая расстояние между горой Пейве и осью рифтовой долины около 35 км, мы получим возраст горы Пейве около 3,5 млн лет, что примерно совпадает с началом этапа опускания. Следовательно, в этот момент гора Пейве находилась в осевой зоне спрединга. Аналогичные подсчеты приводят к выводу, что и северо-западное угловое поднятие разлома Архангельского, к которому приурочена ст. 6-46-Д32, также находилось в осевой зоне спрединга. Проделанные расчеты дают повод выдвинуть гипотезу о том, что вероятно, рифтовые долины 40° 15' и 38° з.д. возникли также на рубеже раннего-среднего плиоцена и, что по-видимому, процесс их заложения находится в общей связи с крупной тектонической перестройкой океанического дна в этом регионе.

Интенсивные вертикальные движения вышеперечисленных морфоструктур должны были бы найти отражение и в процессах осадконакопления. К сожалению, мы не имеем возможности рассмотреть геологическую историю этих процессов. Тем не менее обращает на себя внимание следующий факт, описанный выше. В осадочном разрезе желобов разломов Долдрамс и Архангельского отчетливо выделяются две толщи осадков, обнаруживающие угловое несогласие друг с другом, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении и о возможных тектонических движениях в это время. Можно предположить, что перерыв а осадконакоплении соответствует времени начала опускания ряда морфоструктур в рассматриваемом регионе.

В связи с определением возраста некоторых осадочных пород следует обратить внимание еще на один интересный факт. Напротив рифтовой долины 38° з.д. в желобе разлома Долдрамс располагаются морфоструктуры (медианный хребет и гора, ст. 6-63-Д58), возраст которых не моложе среднего плиоцена. Следовательно, это либо неспрединговые блоки, либо структуры, отчленившиеся от северного борта желоба разлома Долдрамс, который на этом участке в соответствии с теорией спрединга имеет относительно более древний возраст, чем южный борт или рифтовая долина.

Интересно отметить, что по ряду признаков для некоторых структур Срединно-Атлантического хребта, а также для других структур океанического дна Атлантики можно предположить высокоамплитудные вертикальные движения либо существенперестройки, происходившие во время, близкое к раннему или ные структурные среднему плиоцену. Многочисленные факты по этому поводу, полученные по результатам глубоководного бурения, приведены в книге Е.М. Рудича [1983]. В скв. 395 DSDP, расположенной южнее разлома Кейн, в пределах CAX, с устьем на глубине 4400 м позднемиоценовые наноилы имеют скопления галек базальтов, серпентинитов и габбро. В раннеплиоценовых наноилах они уже отсутствуют. Следовательно, можно сказать, что в раннем плиоцене закончилось опускание каких-то близрасположенных морфоструктур, возвышающихся над уровнем моря. Признаки высокоамплитудного опускания, приходящегося на ранний плиоцен, обнаруживаются в ряде скважин, окружающих в пределах САХ Азорское поднятие: 332, 333, 334 (южнее) и 410 (севернее). Так, в скв. 410 DSDP, в позднемиоценовых наноилах встречаются остатки бентосных шельфовых организмов – пелеципод, криноидей, остракод, брахиопод, а также обильная галька и гравий, тогда как выше их располагается монотонная толща наноилов четвертичного и плиоценового возраста. Для самих Азорских островов следует отметить, что, судя по K-Ar датировкам, время начала формирования океанического цоколя островов 4.01 млн лет назад, т.е. ранний плиоцен [White et al., 1979]. Еще севернее для подводного хребта Рейкьянес по результатам исследования кернов скв. 144 и 408 DSDP для миоцена восстанавливаются мелководные условия, тогда как уровень осадконакопления в плиоцене уже примерно соответствовал современным глубинам (1600–1900 м). Для Исландии, которая является как бы наземным продолжением хребта Рейкьянес к северу, характерно то, что современные неовулканические рифтовые зоны располагаются дискордантно по отношению к миоценовым вулканическим структурам [Перфильев и др., 1987]. Заложение современных рифтовых зон Исландии происходило вскоре, в постмиоценовое время.

Таким образом, предположение о высокоамплитудных вертикальных движениях и структурной перестройке в ранне-среднеплиоценовое время в разломной зоне Долдрамс и прилегающих к ней районах подтверждается и примерами из геологической истории ряда других структур САХ.

БАЗАЛЬТЫ И ДОЛЕРИТЫ

В этом разделе описываются собственно базальты и долериты, поскольку нет однозначных петрографических или петрохимических критериев для их отличия. Предполагается, что долериты слагают субвулканические тела типа даек и силлов, поэтому, по общим соображениям, они являются более крупно и равномерно раскристаллизованными породами. Однако близкими структурами могут обладать базальты из центральных участков пиллоу и лавовых потоков. В таких случаях косвенным признаком отличия базальтов и долеритов может быть внешний облик пород, как уже отмечалось выше, а также тип вторичных минералов и характер их локализации. В долеритах иногда встречаются относительно высокотемпературные вторичные минералы, представленные различными роговыми обманками, не характерными для базальтов. Основной способ локализации вторичных минералов в базальтах – интерстиционные обособления, в долеритах они частично или полностью замещают клинопироксены.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ

Среди базальтов выделяются два основных петрографических типа, хотя имеются некоторые разности, которые занимают как бы промежуточное положение между ними.

К первому петрографическому типу относятся афировые, редко оливин-порфировые, редко плагиоклаз-порфировые и редко оливин-плагиоклаз-порфировые базальты. Исключительно базальты этой ассоциации подняты из рифтовых долин (ст. 6-34-Д30, 6-35-Д31, 6-45-Д40, 6-58-Д53, 6-59-Д54), с угловых поднятий (ст. 6-36-Д32, 6-37-Д33, 6-46-Д41, 6-64-Д59), на ст. 6-33-Д29 и 6-62-Д57. Резко преобладают данные базальты на межразломном хребте (ст. 6-29-Д25, 6-30-Д26, 6-51-Д46), в нодальной впадине (ст. 6-61-Д56), а в ряде случаев и на поперечных хребтах (ст. 6-23-Д19, 6-48-Д44, 6-66-Д61).

Петрографически базальты из этой вулканогенной ассоциации очень близки между собой. Вкрапленники плагиоклаза либо практически отсутствуют в афировых и оливинпорфировых разностях, либо их количество в среднем составляет 2–3%, реже 3–4% объема породы. Мегакристы плагиоклаза представлены двумя генерациями. Плагиоклазы I генерации большей частью имеют угловатую форму, сильно резорбированные грани, пятнистое погасание, характеризуются отсутствием полисинтетического двойникования. Размер в среднем около 1,5 см в поперечнике. Мегакристы II генерации имеют среднее сечение 2×5 мм, иногда 5×20 мм, таблитчатую форму, слабо резорбированные грани. Они нередко обнаруживают прямую зональность и изредка повторяющуюся. Состав ядра – An_{70} (лабрадор-битовнит). В обр. 33/1 состав краевой зоны одного из зерен An_{40} (андезин). Плагиоклазы полисинтетически сдвойникованы по альбит-карлсбадскому, реже периклиновому закону, обладают совершенной и несовершенной спайностью по пинакоиду. Нередко мегакристы II генерации нарастают на оплавленную поверхность зерен I генерации.

Во вкрапленниках плагиоклаза часто наблюдаются расплавные и газово-жидкие включения, иногда опаковые включения, квадратного сечения, по-видимому, сложенные гитаномагнетитом (обр. 40/4, 23/26) размером 0,15 мм, редко включения шпинели (обр. 23/26, 56/38) в виде гипидиоморфных зерен бордово-красного цвета размером 0,1–0,5 мм, а также апатита (обр. 23/26) в виде бесцветных бочонковидных кристаллов.

Вкрапленники оливина либо также практически отсутствуют в афировых и плагиоклаз-порфировых разностях, либо их количество составляет 1-2%, реже 3-4% объема породы. Их средний размер 0,5-1,5 мм, редко они достигают 4 мм в поперечнике. Форма зерен разнообразна, чаще наблюдаются кристаллы с бипирамидальными окончаниями, реже призматические или овально-изометричные. Оливины обладают несовершенной пинакоидальной спайностью и выделяются по хорошо выраженной шагреневой поверхности, прямому погасанию и высоким интерференционным окраскам. Однако нередко они полностью замещены хлоритом или смектитом, и тогда единственным диагностическим признаком является их характерная форма.

Грани зерен оливина слабо корродированы, внутри зерна наблюдаются изредка расплавные включения. В обр. 44/5, 3, 2 оливин содержит включения шпинели буровато-красного цвета.

Помимо включений в плагиоклазах и оливинах, зерна шпинели квадратного сечения размером около 0,7 мм в поперечнике встречаются и в виде самостоятельных выделений (обр. 25/4, 44/2, 3, 5). В базальтах данного типа практически всегда наблюдаются генерации субфенокристов оливина и плагиоклаза, часто образующих сростки между собой, в которых они обладают одинаковой степенью идиоморфизма. Лейстовидные зерна плагиоклаза сечением $0,2 \times 1$ мм, состава An_{60-65} (лабрадор) составляют около 5% объема породы. Зерна оливина овально-изометричного и ромбовидного сечений размером 0,25-0,5 мм составляют 2–3%. Среди прочих базальтов данного типа базальты ст. 6-33-Д29 (субмеридиональная депрессия) выделяются повышенным количеством субфенокристов оливина – 5–7%.

Структура основной массы изученных базальтов самая разнообразная, наиболее раскристаллизованные разности имеют офитовую и интерсертальную структуру. Основная масса образована приблизительно равными количествами микролитов плагиоклаза и клинопироксена. В интерстициях между шестоватыми зернами плагиоклаза средним сечением 0.05×0.4 мм располагаются удлиненно-призматические $(0.05 \times 0.3 \text{ мм})$ и изометричные (около 0.05 мм) зерна клинопироксена, около 3-5% изометричных микролитов оливина (около 0.1 мм), а также опаковые изометричные зерна рудного минерала размером 0.01-0.05 мм в количестве около 3-4% объема породы. Следует отметить, что в базальтах субмеридиональной депрессии (ст. 6-33-Д29) отмечаются и повышенные концентрации микролитов оливина (5-8%), а в базальтах рифтовой долины $40^{\circ}15'$ (ст. 6-34-Д30 и 6-35-Д31) – более высокие содержания рудного минерала (около 5-6%).

Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован по альбит-карлсбадскому закону и имеет состав An₅₅₋₆₀ (лабрадор).

Клинопироксен имеет бледно-розоватый цвет, не плеохроирует, C:Ng = 45-47°, интерференционные окраски желто-красные I порядка. По-видимому, это авгит.

Базальты данной ассоциации слабопористые. Везикулы средним диаметром 0,2–0,5 мм составляют не более 1% объема породы.

Таким образом, первой ликвидусной фазой рассмотренных базальтов является шпинель, которая иногда бывает заключена в мегакристы оливина, затем следует оливин, возможно одновременно с наиболее ранней генерацией плагиоклаза. Наличие нескольких генераций вкрапленников и субфенокристов плагиоклаза свидетельствует об отстаивании расплава в разноглубинных промежуточных камерах. По составу вкрапленников, структуре и составу основной массы данные базальты являются типичными океаническими толеитами, широко развитыми в пределах САХ.

Второй петрографический тип объединяет существенно порфировые базальты: клинопироксен-плагиоклаз-порфировые, шпинель-клинопироксен-плагиоклаз-порфировые, оливин-плагиоклаз-порфировые и существенно плагиоклаз-порфировые разности. Примечательной особенностью данных базальтов является наличие в большинстве из них вкрапленников клинопироксена, который сравнительно редко встречается в океанических толеитах. Нередки также среди этих базальтов образцы, содержащие ксенолиты, что необычно для океанических толеитов.

Базальты данного типа распространены гораздо менее широко. Они встречены на ст. 6-27-Д23, характеризующей южный борт долины разлома Архангельского, имеющий сложное тектоническое строение. Довольно в больших количествах они присутствуют в материале, драгированном на ст. 6-53-Д48 (обр. Д48/1, 4, 5, 37, 38, 44, 45, 50) и 6-54-Д49 (обр. Д49/30–33, 43, 65, 67, 69, 83, 85, 86, 88–91, 95–97, 99, 101), находящихся в восточной фланговой части разлома Долдрамс и характеризующих соответственно медианный хребет и северный поперечный хребет. На данных структурах широко развиты и базальты первого типа, которые могут как переслаиваться с существенно порфировыми разностями, так и слагать отдельные блоки земной коры, тектонически совмещенные с блоками, сложенными базальтами второго типа.

Наиболее распространенной фазой вкрапленников в базальтах данной ассоциации ^{является} плагиоклаз. Его количество варьирует от 4 до 15%. Обычно он представлен

двумя генерациями. Первая характеризуется высокой степенью идиоморфизма и большими размерами (3–8 мм). Плагиоклазы имеют удлиненно-таблитчатую форму, полисинтетическое двойникование по альбит-карлсбадскому закону, их состав, определенный по углу погасания двойников, отвечает $An_{70_{-80}}$. Химический состав всех вкрапленников из базальтов данной ассоциации подробно рассмотрен в соответствующей главе этой монографии, посвященной ксенолитам. Плагиоклазы этой генерации содержат большое количество микрокристаллических и флюидных включений. В числе минеральных включений встречены клинопироксен в виде гипидиоморфных призм зеленоватой окраски с буровато-красными интерференционными цветами и $C:Ng = 40-50^\circ$; округлые выделения рудного минерала размером 0,1–0,2 мм, тяготеющие к периферии плагиоклазовых кристаллов; конвертообразные обособления сфена, выделяющиеся высокими рельефом и двупреломлением; апатит и шпинель бордово-красного цвета.

Плагиоклаз второй генерации слагает идио- и гипидиоморфные таблитчатые зерна размером 0,3-0,6 мм и по составу отвечает основному лабрадору An_{60_70}. Нередко они также насыщены расплавными и газово-жидкими включениями.

Вкрапленники клинопироксена, как правило, представлены гипидиоморфными укороченно-призматическими кристаллами средним размером около 0,5-1 мм. Нередко короткие грани зерен корродированы. Количество вкрапленников 1-2%. Наблюдается совершенная продольная или пинакоидальная спайность. Пироксен бесцветен, характеризуется желто-красными интерференционными окрасками I порядка ($\Delta = 0,015-0,03$) и углом погасания 38-44°.

Оливин, который присутствует в базальтах, составляет от 2 до 8% объема породы, имеет размер 1–5 мм и характерные ромбовидные и бочонковидные сечения.

Нередко в составе вкрапленников наблюдается шпинель, существенные количества которой отмечаются в обр. Д23/14 (порядка 1–2%). Она образует изометричные корродированные зерна, в которых иногда наблюдается заливы основной массы. Практически непрозрачна, однако в ряде зерен на краях фиксируется четкий бурый цвет.

Состав и структура ксенолитов, встреченных в базальтах данной вулканогенной ассоциации, описываются ниже, в соответствующей главе. Следует отметить, что среди них обнаружены шпинелевые пироксениты, анортозиты, сростки плагиоклазов и клинопироксенов, а также плагиоклазов, клинопироксенов и оливинов. Ксенолиты имеют овальную форму и размеры от 2 мм до 1,5 см.

Структура и состав основной массы данных базальтов в общих чертах аналогичны таковым в базальтах первого петрографического типа.

К этому же петрографическому типу отнесены и существенно плагиоклаз-порфировые разности, содержащие от 10 до 20% вкрапленников плагиоклаза, в целом схожих с таковыми, описанными выше. Они встречены в больших количествах на ст. 6-61-Д56 (обр. Д56/1, 2-21, 55-58, 62-77, 99-102), 6-66-Д61 (обр. Д61/18-21), 6-54-Д49 (обр. Д49/29, 35, 37-40, 42, 44-52, 64, 65). По-видимому, данные базальты дренировали промежуточные камеры, в которых широко проявилась флотация кристаллов плагиоклаза.

Это преимущественно афировые породы, и лишь на ст. 6-53-Д48 встречены плагиоклаз-порфировые долериты (обр. Д48/22, 59, 60, 91, 92). Последние отличаются от других полеритов наличием около 10-15% вкрапленников плагиоклаза размером 3-8 мм, состава An60_70. Вкрапленники имеют широкотаблитчатую форму, заметно резорбированы, содержат небольшое количество расплавных включений. В редких зернах наблюдаются включения густо-красной шиинели квадратного сечения. В остальсхожи с большинством долеритов. характеризующихся ном эти породы парагенезисом плагиоклаза и клинопироксена, образующих долеритовую структуру (обр. Д36/2, Д23/31, Д48/2, 6-8, 16-21, 46, 47, 49, 55, 58, 61-71, 86, 90; Д49/10, 11,

14-20, 34, 104-116; Д59/1, 21-25, 44, 45). Плагиоклаз образует удлиненные лейстообразные выделения с коэффициентом удлинения 3-7, размером 0,5-1 мм, по составу он отвечает основному лабрадору An_{60_70} . Иногда в центральных частях наиболее крупных кристаллов отмечаются расплавные включения, иногда ксеноморфные включения рудного минерала. Клинопироксен образует гипидиоморфные короткопризматические и ксеноморфные бесцветные либо сероватые зерна размером 0,4-0,8 мм, иногда с хорошо заметной призматической спайностью, характеризуется углом погасания 36-42° и Δ = 0,015. Около 3-4% составляет рудный минерал, образующий ксеноморфные выделения в интерстициях.

На ст. 6-27-Д23 встречены оливинсодержащие долериты (обр. Д23/19, 28, 29). Зерна оливина составляют около 10% объема породы, они выделяются по очень высоким рельефу и двупреломлению, по четкой шагреневой поверхности и имеют характерную бочонковидную форму.

В некоторых долеритах ст. 6-53-Д48 обнаружены ксенолиты (обр. Д48/18, 20, 46, 49). Они также более подробно описаны ниже; здесь же следует отметить, что ксенолиты обладают габбровой структурой и состоят из широкотаблитчатых зерен плагиоклаза и призматических зерен клинопироксена. Размер ксенолитов 0,5-3 см.

Вторичные минералы в долеритах в основном представлены хлоритами, замещающими клинопироксен и плагиоклаз. Иногда хлорит ассоциирует с актинолитом, сфеном, эпидотом. В некоторых образцах клинопироксен частично или полностью замещен зеленой и бурой роговыми обманками. Обе разновидности характеризуются развитием как типичной амфиболовой спайности по усеченному ромбу, так и продольной совершенной спайности. Зеленая роговая обманка плеохроирует от бежевых до густо-зеленых цветов, бурая – от светло-коричневых до бурых тонов. Иногда плагиоклаз существено альбитизирован.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ

Изучечие вещественного состава базальтов и долеритов проведено на основании петрохимических и геохимических данных анализа валовых проб. Определение породообразующих компонентов выполнено рентгеноспектральным методом по стандартным методикам с использованием спектрометров СРМ и VR=20. Анализ элементов-примесей (стронций, барий, цирконий, иттрий) проводился по методике рентгенофлюоресцентного анализа с дисперсией по энергии с применением спектрометров с полупроводниковым детектором рентгеновского излучения; ниобий определялся по усовершенствованной методике рентгено-флюоресцентного анализа с дисперсией по длине волны на аппаратуре АРФ-6. Группа редкоземельных элементов, скандий, хром, кобальт анализировались методом нейтронной активации. Для определения РЗЭ применялась методика радиохимического отделения мешающих элементов, остальные определялись инструментально. Качество аналитических работ контролировалось многократной подшифровкой стандартных образцов, в основном использовался стандарт базальта ВМ (СЭВ). Полученные данные соответствуют аттестованным значениям стандартов в пределах точности анализа 5-15% в зависимости от концентрации определяемого элемента [Пейве и др., 1989]. Основной объем определения породообразующих компонентов выполнен в лабораториях ИОЭМ и ИГГ СО АН СССР, элементов-примесей – в лабораториях БГГЭ ИМГРЭ, ИЛС АН СССР и на борту НИС "Академик Николай Страхов".

Полученные данные представлены в табл. 6. Вариации содержаний петрогенных окислов и изученных элементов-примесей в базальтах и долеритах разломной зоны Долдрамс довольно широки, однако, за исключением сильно измененных образцов, они не выходят за пределы значений, характерных для океанических толеитов Мирового океана [Рудник, 1979], и в том числе для толеитов из приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта [Бонатти и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Лейве и др., 1989].
Таблица б
Химический состав и содержание элементов-примесей
в базальтах Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Долдрамс

Компонент	30/1	31/1	31/2	31/3	31/4	31/5	31/6
	1	2	3	4	5	6	7
SiO	48 46	48 78	48 88	48 84	48.45	48 30	48 39
510 ₂	1 71	1.85	1 88	1 73	1 77	1 76	1 74
	14 70	14 64	14 51	14 35	14 39	14 30	14.25
$\mathbf{F}_{2}\mathbf{O}_{3}$	12 58	17,04	17,51	19,55	17.48	12 70	17,23
M_{nO}	A 18	0.18	0.18	0.18	0.18	12,70	12,75
MaO	8 04	8 36	8 33	8.27	8 22	8 31	8 30
саО	11.41	10.99	10.89	10 53	10.76	10 55	10 53
Na ₂ O	2.47	2.19	2.21	2.53	2.53	2.54	2 75
K ₂ 0	0.20	0.17	0.21	0.33	0.26	0.27	0.18
P.O.	_	0.28	-	0,17	0 17	0,17	0,10
SO-	_	-	-	0,19	0.22	0.22	0,27
П.п.п.	0.0	0.0	0.07	0.07	0.06	0.22	0.0
Сумма	100.0	100.0	100.0	99.50	99,50	99,50	99.50
FeO	-	_	_	8.34	8.69	7,96	9.64
H-0	_	_	-	0.32	0,35	0.27	0.11
Sr	120	102	120	110	110	110	110
Ba	7		5	_	_	_	5
Zr	110	130	130	120	127	110	100
Nb	1,2	2,8	1,6	-	1,6	-	2
Y	32	40	40	30	30	39	32
FeO*/MgO	1,41	1,35	1,36	1,34	1,37	1,37	1,38
(Nb/Zr) _N	0,11	0,21	0,12	_	0,12	-	0,19
Sc	50	51	50			<u> </u>	45
Co	45	49	50		48	-	40
Cr	330	390	430	-	340	-	290

Таблица	6	(продолжение)
---------	---	---------------

Компонент	31/7	31/8	31/9	31/10	31/11	31/12	31/20
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	48,64	48,46	48,03	48,55	49,03	48,71	48,46
TiO ₂	1,70	1,78	1,72	1,79	1,85	1,75	1,77
Al ₂ O ₃	15,00	14,21	14,26	14,30	14,56	14,62	14,61
Fe ₂ O ₃	12,08	12,83	12,79	12,06	12,55	12,46	12,44
MnO	0,18	0,19	0,18	0,17	0,18	0,18	0,18
MgO	8,34	7,83	8,18	7,36	8,47	7,89	8,18
CaO	11,43	10,72	10,62	10,79	10,87	10,53	10,61

Компонент	31/7	31/8	31/9	31/10	31/11	31/12	31/20
Rominien	8	9	10	11	12	13	14
+	2.24	2.86	3 03	2 97	2 07	2 75	2 86
Na ₂ O	2,24	2,00	0,02 0.25	0 31	0.13	0.16	0.26
K ₂ U	0,14	0,27	0,25	0,51	-	0,10	0.18
P_2O_5	-	0,10	0,10	0,10	_	0,27	0,10
SU3 П – –	-	0,10	0,25	0,19	0.0	0.0	0,16
П.п.п.	100.0	99.50	99 50	99.50	100.0	99.50	99.81
Сумма	100,0	99,30	99,50	7.81		9.61	8 69
FeO	-	0,07	0,00	7,01	_	0 19	0,05
H ₂ O		0,27	0,17	0,03	100	0,15	107
Sr	97	110	120	110	12,0	70	107
Ba	10	-	-	-	-	-	-
Zr	120	100	130	110	129	120	144
Nb	2,2	-	-	-	2,5	1,9	-
Y	37	29	30	30	40	37	40
FeO*/MgO	1,30	1,47	1,40	1,47	1,33	1,42	1,37
(Nb/Zr) _N	0,18	-	-	-	0,19	0,15	-
Sc	49	_	_		46	52	
Co	46	-	-	-	46	51	-
Cr	320	-	-	-	300	390	-

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	40/1	40/2	40/3	40/4	40/5	40/6	54/1
	15	16	17	18	19	20	21
					••••••	·····	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·
SiO2	49,10	48,19	47,38	49,57	47,95	48,82	48,71
TiO ₂	1,93	1,90	1,15	1,93	1,13	1,66	1,57
Al ₂ O ₃	14,78	14,54	16,30	14,73	17,26	14,76	15,81
Fe ₂ O ₃	12,89	14,03	11,72	12,83	10,48	12,95	11,72
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,17	0,18	0,18
MgO	7,02	7,29	8,72	7,23	8,23	7,63	7,34
CaO	10,84	10,96	11,92	10,63	12,26	11,06	11,70
Na ₂ O	2,78	2,42	2,29	2,50	2,15	2,52	2,54
K₂O	0,23	0,21	0,12	0,14	0,12	0,15	0,18
₽₂O₅	_	_		-	-	_	_
SO3	-		_	-	-		-
П.п.п.	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
FeO	-	_	-	_	-	-	-
H ₂ O ⁻	~	-		_	-	-	_
Sr	117	115	130	113	140	108	190

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	40/1	40/2	40/3	40/4	40/5	40/6	54/1
	15	16	17	18	19	20	21
Ba	7	-	9	-	-	5	10
Zr	120	143	65	120	59	100	102
Nb	2,0	_	1,8	1,9	1,6	2,1	2,0
Y	41	40	29	39	20	33	25
FeO*/MgO	1,65	1,73	1,21	1,60	1,15	1,53	1,44
(Nb/Zr) _N	0,16	-	0,27	0,14	0,26	0,21	0,20
Sc	49		45	51	43	47	46
Co	49	_	47	50	47	44	46
Сг	310	-	340	300	360	300	350

Таблица б	(продолжение)
-----------	---------------

Компонент	54/2	54/3	54/4	54/5	54/6	54/7	54/8
	22	23	24	25	26	27	28
SiO2	48,59	48,18	48,03	48,58	48,85	48,46	48,94
TiO ₂	1,49	1,46	1,51	1,43	1,42	1,51	1,44
Al ₂ O ₃	16,26	15,90	12,61	16,43	16,40	15,72	16,46
Fe ₂ O ₃	11,01	11,78	11,87	10,83	11,04	11,54	10,90
MnO	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,19	0,17
MgO	6,90	7,04	6,91	7,12	6,81	7,26	6,64
CaO	11,31	11,23	11,28	11,30	11,29	11,26	11,33
Na ₂ O	2,97	2,86	2,91	2,97	2,91	2,97	2,97
K₂O	0,25	0,31	0,31	0,27	0,25	0,23	0,23
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14
so,	0,14	0,27	0,21	0,21	0,18	0,21	0,27
П.п.п.	0,29	0,09	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99.50	99,50	99,50
FeO	8,04	7,90	8,18	7,84	7,54	8,11	7,61
H₂O ⁻	0,20	0,06	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Sr	-	140		140	-	126	-
Ba	-	_		_	-		-
Zr	-	85	-	90	_	99	-
Nb	_	-	-	_	-	2,4	-
Y	-	27	-	28	_	31	-
FeO*/MgO	1,44	1,51	1,55	1,37	1,46	1,43	1,48
(Nb/Zr) _N		-	-	-	-	0,24	-
<u>ــــــــــــــــــــــــــــــــــــ</u>					·	40	
ос С-	-		-	-	-	49	-
C0 C-	-	-	-		-	5U 220	-
CI	-	_	-	-	_	230	-

Компонент	54/9	54/10	54/11	54/12	54/13	29/1	29/2
	29	30	31	32	33	34	35
SiO.	47 72	48 92	48.57	48 70	48 14	45 34	46 66
TiO	1.45	1 48	1.60	1 44	1 45	1 11	1 23
	15 51	16.12	15.87	16.20	16.34	16 65	16.09
Fe.O.	11 42	10.92	11 73	11 19	11.55	13 38	12 90
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.15	0.16
MpO	6.69	6.91	7.26	6,73	6.78	10.15	9.72
CaO	11.03	11.27	11.77	11.39	11.48	9.42	9.68
Na-O	2,97	3,07	2,56	2,97	2,97	2,53	2.70
K ₂ O	0,26	0,27	0.21	0,25	0.19	0,28	0,20
P205	0,14	0,14	_	0,14	0,14	0,07	0,08
SO ₁	2,02	0,23	_	0,23	0,20	0,12	0,30
П.п.п.	0,11	0,01	0,0	0,08	0,08	0,31	0,77
Сумма	99,50	99,50	100,0	99,50	99,50	99,50	100,50
FeO	8,40	7,76	-	7,47	8,40	8,97	6,90
H₂O⁻	0,07	0,01		0,02	0,04	0,74	0,78
Sr	127	-	130	132	-	120	120
Ba	11	8	5	-	-	5	5
Zr	100	-	95	114		36	43
Nb	2,3	2,3	2,5	-	_	1	1,2
Y	27	-	19	29	-	14	20
FeO*/MgO	1,54	1,42	1,45	1,50	1,53	1,19	1,19
(Nb/Zr) _N	0,23	-	0,25	-	-	0,27	0,27
Sc	46		46			33	39
Co	45	-	46	-	_	56	53
Cr	330	_	220		_	370	360

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	29/3	29/4	29/4 29/5 37 38	29/6 39	29/7	29/11 41	56/1
	36	37			40		42
SiO2	48,22	45,65	45,54	45,61	45,60	47,84	48,59
TiO2	1,53	1,10	1,09	1,12	1,11	1,43	1,71
Al ₂ O ₃	14,51	16,49	16,61	16,62	16,34	15,29	15,52
Fe ₂ O ₃	13,87	14,35	13,55	13,53	14,05	12,57	11,65
MnO	0,18	0,17	0,16	0,16	0,17	0,17	0,19
MgO	8,02	10,44	10,03	9,72	10,98	6,06	6,89
CaO	10,34	9,32	9,45	9,43	9,31	11,49	10,95
Na ₂ O	2,37	2,53	2,75	2,53	2,53	2,86	3,13
K₂O	0,25	0,27	0,30	0,31	0,16	0,17	0,34

Компонент	29/3	29/4	29/5	29/6	29/7	29/11	56/1
	36	37	.38	39	40	41	42
1							
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,08	0,08	0,08	0,14	0,17
SO₃	0,09	0,11	0,03	0,16	0,17	0,03	0,32
П.п.п.	0,00	0,00	0,81	0,41	0,00	1,46	0,05
Сумма	99,50	100,50	100,40	100,68	100,50	99,50	99,50
FeO	8,52	8,38	5,81	6,26	6,44	7,60	8,26
H ₂ O ⁻	0,29	0,34	0,86	0,60	0,30	0,38	0,04
Sr	96	130	131	130	120	-	128
Ba	5	5	5	-	-	-	15
Zr	75	46	65	40	38	-	141
Nb	2,6	1,2	1	-	-	-	3,3
Y	27	21	21	20	15	-	35
FeO*/MgO	1,56	1,24	1,22	1,30	1,15	1,86	1,52
(Nb/Zr) _N	0,34	0,25	0,15	-		-	0,23
Sc	41		35		_		44
Co	43	-	56	-	-	-	40
Cr	320	-	380	-	-	-	150

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	56/3	56/5	56/7	56/8	56/9	56/10	56/11
	43	44	45	46	47	48	49
				10.54			
SiO ₂	48,29	48,58	49,36	48,76	48,79	47,93	48,39
TiO ₂	1,75	1,70	1,67	1,70	1,75	1,70	1,70
Al_2O_3	15,54	15,54	15,66	15,70	15,71	15,73	15,65
Fe ₂ O ₃	11,69	11,87	11,51	11,61	11,68	12,38	11,57
MnO	0,18	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,26
MgO	6,90	6,68	6,35	6,71	6,70	6,59	6,41
CaO	10,99	10,78	10,90	10,86	11,13	11,02	10,98
Na ₂ O	3,07	3,13	3,13	3,07	2,97	2,91	3,13
K ₂ O	0,35	0,38	0,38	0,40	0,28	0,46	0,45
₽₂O₅	0,16	0,17	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17
SO3	0,23	0,27	0,20	0,23	0,10	0,20	0,24
П.п.п.	0,35	0,23	0,03	0,12	0,05	0,23	0,55
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	7,97	8,40	7,69	7,83	8,11	7,61	4,26
H ₂ O	0,04	0,20	0,01	0,05	0,03	0,20	0,22
Sr	120	130	120	128	130	-	140
Ba	9	-	13	-	-	-	-
Zr	140	110	100	125	110	-	110

Компонет	56/3	56/5	56/7	56/8	56/9	56/10	56/11
	43	44	45	46	47	48	49
Nb	3,5	-	2,7	-	-	-	-
Y	26	33	32	32	36	-	37
FeO*/MgO	1,52	1,60	1,63	1,56	1,57	1,69	1,62
(Nb/Zr) _N	0,24	-	0,26	-	-	-	-
Sc	47		48	_	-	-	44
Co	43	-	45	-	-	-	44
Cr	270	-	280	-	-	-	210

Таблица 6 (продолжение)

	56/13	56/17	56/21	56/22	56/23	56/25	56/26
Компонент		<i>5</i> 1				55	
	50	51	52	>3	54	>>	20
SiO ₂	48,45	48,71	47,43	48,19	47,55	47,94	48,12
TiO ₂	1,76	1,76	1,19	1,98	2,01	1,91	1,95
Al ₂ O ₃	15,47	14,04	16,92	14,34	14,78	14,65	14,94
Fe ₂ O ₃	12,00	14,41	10,51	12,87	12,11	12,71	11,93
MnO	0,18	0,19	0,15	0,18	0,19	0,18	0,16
MgO	6,70	6,22	7,32	6,63	6,84	6,84	7,00
CaO	11,06	11,59	11,67	10,30	9,73	10,27	9,38
Na ₂ O	3,07	3,34	2,91	3,34	3,34	3,13	3,24
K₂O	0,40	0,41	0,15	0,26	0,25	0,21	0,30
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,11	0,20	0,19	0,19	0,19
SO3	0,23	-	0,15	0,36	0,27	0,23	0,11
П.п.п.	0,01	0,11	0,99	0,86	2,24	1,25	2,18
Сумма	99,50	100,98	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	8,33	7,83	6,33	8,40	5,98	7,54	6,05
H ₂ O ⁻	0,01	0,40	0,74	0,71	0,24	0,71	0,98
Sr	130	-	140	140	130	110	-
Ba	-	<u></u>	5	8	_	-	
Zr	110	_	71	130	130	150	-
Nb	-	-	2,3	3,2	_	-	
Y	32		19	41	40	21	-
FeO*/MgO	1,64	2,08	1.29	1,75	1,59	1,67	1,53
(Nb/Zr) _N	_	_	0,31	0,24	-	-	_
		· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	<u>-</u>				
Sc	_	-	37	48	-	_	-
Co	-	-	40	42	-	-	-
Cr	-		240	120	-	-	-

Компонент	56/27	56/31	56/34	56/39	56/40	56/44	56/46
Romitoneni	57	58	59	60	61	62	63
SiO	48.43	45,87	45.55	47,96	48,30	48,37	48,29
TiO_	1.63	1.13	1.10	1.36	1.43	1.68	1.69
Al _a O _a	14,96	17.37	17.52	15.69	15.42	14.59	15.54
Fe ₂ O ₂	12.22	10.95	11.09	11,86	11.32	13,09	12,18
MnO	0.17	0.15	0.15	0.17	0.17	0,19	0,18
MgO	6,79	9.21	9.32	7,63	7,63	7,06	6,83
CaO	10,94	10,76	10,74	11,04	11,46	10,57	10,93
Na-O	3.02	2,80	2.86	2,37	3,02	3,13	3,02
K ₂ O	0.29	0.21	0.11	0,18	0,32	0,31	0,37
P.O.	0.15	0.09	0.09	0.13	0,14	0,17	0,16
SO,	0,35	0,18	0,27	0,27	0,22	0,14	0,29
П.п.п.	0,56	0,79	0,70	0,24	0,09	0,20	0,02
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	7,76	5,98	6,26	8,11	7,76	9,54	7,97
H2O-	0,15	0,18	0,43	0,20	0,05	0,18	0,01
Sr	140	140	130	130	150	140	120
Ba	9	6		5	-	-	
Zr	110	61	55	80	98	110	100
Nb	3,1	1,4	-	2,0	-	-	-
Y	38	22	21	30	32	41	33
FeO*/MgO	1,62	1,07	1,07	1,40	1,34	1,67	1,60
(Nb/Zr) _N	0,27	0,22	_	0,24	-	-	-
Sc	45	<u> </u>		42			
Co	43	_	_	42		-	_
Cr	180	-	_	240	-	-	-

Компонент	56/49	56/51	56/54	56/55	56/57	56/58
	64	65	66	67	68	69
SiO ₂	48,40	46,87	48,25	48,68	48,52	48,70
TiO₂	1,56	1,32	1,33	1,71	1,75	1,72
Al ₂ O ₃	15,25	16,61	15,99	15,68	15,69	15,79
Fe ₂ O ₃	11,84	12,05	11,48	11,54	11,75	11,52
MnO	0,17	0,16	0,16	0,17	0,18	0,18
MgO	7,14	7,53	7,22	6,54	6,78	6,79
CaO	11,18	11,40	11,45	11,00	11,04	11,00
Na ₂ O	3,13	2,70	2,97	3,13	2,97	3,07
K₂O	0,37	0,23	0,33	0,44	0,36	0,32

Компонент	56/49	56/51	56/54	56/55	56/57	56/58
Rowmond	64	65	• 66	67	68	69
P205	0,15	0,13	0,14	0,16	0,16	0,16
SO ₃	0,20	0,29	0,09	0,27	0,28	0,25
П.п.п.	0,01	0,19	0,09	0,18	0,03	0,01
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	7,89	8,04	7,63	7,61	8,26	8,40
H₂O⁻	0,01	0,23	0,07	0,08	0,01	0,01
Sr	130	140	140	140	120	132
Ba	_	5	-	-	11	-
Zr	100	87	83	110	130	141
Nb	-	2,0		-	2,8	-
Y	33	36	25	37	18	37
FeO*/MgO	1,49	1,44	1,43	1,59	1,56	1,53
(Nb/Zr) _N	-	0,22	-	-	0,21	-
Sc	-	47	-	_		
Co	_	42	-	-	-	-
Cr	-	210	-	_	-	-

Компонент	25/1	25/2	25/3	25/4	25/6	25/7	25/8
	70	71	72	73	74	75	76
SiO2	48,38	47,94	47,55	46,72	46,90	46,40	47,16
TiO ₂	2,06	1,87	1,23	1,06	1,64	2,18	1,89
Al ₂ O ₃	14,11	14,69	16,17	18,90	16,55	15,35	16,24
Fe2O3	12,95	12,83	11,88	11,71	11,80	13,32	12,04
MnO	0,18	0,17	0,17	0,14	0,15	0,17	0,20
MgO ·	6,55	6,32	8,63	4,39	5,79	5,22	4,65
CaO	10,39	10,73	11,87	11,66	11,77	11,29	10,87
Na ₂ O	2,97	2,97	2,13	2,86	2,97	3,13	3,02
K₂O	0,37	0,43	0,14	0,25	0,25	0,33	0,31
₽₂O₅	0,21	0,20	-	0,14	0,25	0,30	0,24
SO,	0,27	0,04	-	0,02	0,02	0,03	0,02
П.п.п.	1,06	1,31	0,0	2,63	1,65	1,88	2,86
Сумма	99,50	99,50	100,0	100,50	99,76	99,50	99,50
FeO	8,98	7,14	-	4,14	5,94	6,61	3,96
H ₂ O ⁻	0,94	1,17	-	1,53	1,03	1,31	1,64
Sr	130	140	140	149	130	110	150
Ba	12	42	11 (31)	_	25	28	50
Zr	140	136	69	72	117	94	100

Таблица 6 (продол	іжение)
-------------------	---------

Компонент	25/1	25/2	25/3	25/4	25/6	25/7	25/8
	70	71	72	73	74	75	76
Nb	2,8	3	3,1	-	3,3	-	-
Y	38	30	19	25	27	26	32
FeO*/MgO	1,78	1,83	1,24	2,40	1,83	2,29	2,33
(Nb/Zr) _N	0,19	0,21	0,43	-	0,27	-	-
Sc	51	46	44	_	51		
Co	46	46	46	-	35	-	-
Cr	130	340	410	-	370	-	-

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	25/10	25/11	25/17	25/18	25/19	25/21	25/22
	77	78	79	80	81	82	83
SiO2	47,56	44,55	46,63	47,78	48,84	48,87	47,05
TiO₂	2,27	2,49	1,20	1,32	1,24	1,17	1,12
Al ₂ O ₃	15,38	15,83	17,54	16,76	15,43	17,50	18,16
Fe ₂ O ₃	13,71	15,27	11,82	10,59	11,69	9,24	11,24
MnO	0,20	0,18	0,15	0,17	0,16	0,01	0,13
MgO	4,63	5,36	5,94	6,92	7,13	6,79	5,97
CaO	11,0	10,84	10,80	12,02	10,78	11,52	11,64
Na ₂ O	3,13	3,26	2,75	2,29	2,75	2,80	2,75
K₂O	0,43	0,20	0,29	0,20	0,32	0,36	0,25
₽₂Os	0,32	0,41	0,18		0,12	0,15	0,16
SO₃	0,03	-	0,03	-	0,02	0,03	0,03
П.п.п.	1,83	1,52	3,15	1,65	1,02	2,09	1,99
Сумма	100,50	99,91	100,49	99,96	99,50	100,50	100,50
FeO	5,87	-	4,92	-	7,04	5,09	5,30
H₂O⁻	1,02	-	1,48	_	0,88	1,29	1,26
Sr	150	170	120	100	100	170	140
Ba	-	61	-	5	-	222	-
Zr	120	139	52	68	64	101	57
Nb	-	2,8	_	2,6(1)	-	4,7	-
Y	48	42	22	11	24	27	20
FeO*/MgO	2,66	2,56	1,79	1,38	1,47	1,22	1,69
(Nb/Zr) _N	-	0,23	-	0,37(0,14) –	0,47	-
Sc	_	55	<u> </u>	47		37	-
Co	-	38	-	46	-	36	-
Cr	-	320	-	400	-	370	-

Компонент	25/24	25/25	26/1	26/2	26/3	26/4	26/5
	84	85	86	87	88	89	90
SiO	48,10	48,23	48,74	44,91	45,13	44,92	46,30
TiO ₂	1,18	1,14	1,03	1,48	1,52	1,43	1,48
Al ₂ O ₂	16,64	17,86	17,08	19,58	20,21	19,84	17,30
Fe,0,	9,63	8,71	9,88	12,79	12,18	12,39	12,79
MnO	0,21	0,14	0,14	0,18	0,14	0,18	0,17
MgO	6,60	6,31	6,92	4,63	3,55	3,78	3,60
CaO	11,16	10,60	11,81	10,48	11,35	11,14	12,44
Na ₂ O	2,75	2,86	2,70	2,86	2,80	2,91	2,97
г К ₂ О	0,33	0,32	0,23	0,23	0,20	0,32	0,34
P_2O_5	0,10	0,10	0,14	0,24	0,35	0,25	0,24
SO,	0,01	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
П.п.п.	3,79	4,21	1,72	3,03	3,04	3,27	1,84
Сумма	100,50	100,50	100,42	100,45	100,50	100,48	99,50
FeO	4,17	4,00	4,68	2,32	2,99	2,68	4,82
H₂O⁻	2,31	2,65	0,73	1,12	1,10	1,26	0,93
Sr	110	100	91	150	140	130	130
Ba	5	36	_	-	-	16	-
Zr	47	55	70	83	82	90	90
Nb	1,3	-	1,7	-	-	1,9	2,3
Y	14	19	20	26	33	24	31
FeO*/MgO	1,31	1,24	1,28	2,49	3,08	2,95	3,19
(Nb/Zr) _N	0,27	_	0,23	-	-	0,20	0,25
Sc	43	_	43			47	51
Co	40	_	48	-	-	47	40
Cr	320	-	400	-	_	330	440

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	46/1	32/1 92	32/2	32/3	32/8	32/9 96	32/10 97
	91		93	94	95		
SiO2	47,39	48,35	49,24	49,27	48,07	48,76	48,31
TiO ₂	1,64	1,17	1,45	1,43	1,09	1,77	1,27
Al ₂ O ₃	18,37	16,17	15,91	15,88	18,26	15,22	15,70
Fe ₂ O ₃	11,65	10,53	11,05	11,08	9,64	12,22	11,85
MnO	0,19	0,15	0,17	0,17	0,14	0,18	0,16
MgO	3,10	7,19	6,78	6,95	6,76	6,70	7,63
CaO	12,12	11,55	11,30	11,24	12,22	10,71	11,35
Na ₂ O	2,64	2,64	2,80	2,86	2,64	2,97	2,75
K ₂ O	0,34	0,16	0,34	0,25	0,27	0,44	0,27

KOMEONENT	46/1	32/1	32/2	32/3	32/8	32/9	32/10
Компонент	91	92	93	94	95	96	97
			1				
P ₂ O ₅	0,28	0,10	0,13	0,13	0,10	0,16	0,12
SO3	0,04	0,18	0,05	0,18	0,07	0,08	0,10
П.п.п.	1,74	1,30	0,28	0,06	0,24	0,30	0,00
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	4,79	6,97	7,60	-	-	-	-
H₂O ⁻	0,72	1,12	0,36	-	-	0,34	
Sr	145	100	110	140	120	80	140
Ba	11	8	-	7	5	7	-
Zr	79	63	65	100	50	82	80
Nb	2,5	2,2	-	-	_	-	-
Y	33	20	23	36	14	44	20
FeO*/MgO	3,38	1,32	1,47	1,43	1,28	1,64	1,40
(Nb/Zr) _N	0,31	0,34	-	-	-	-	-
Sc	47	44		_	37	46	
Co	48	45	-	-	38	41	-
Cr	310	310	-	-	260	170	-

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	32/13	33/1	33/2	33/3	33/4	33/5	33/6
	98	98 99	100	101	102	103	104
SiO ₂	48,57	47,69	47,62	50,25	48,99	47,52	47,61
TiO ₂	1,40	1,19	1,43	1,43	1,66	1,79	1,73
Al ₂ O ₃	15,43	17,51	15,09	13,76	14,75	15,10	15,33
Fe ₂ O ₃	11,32	10,50	12,90	11,11	12,51	11,81	12,20
MnO	0,17	0,15	0,18	0,20	0,19	0,15	0,19
MgO	7,95	9,12	7,07	8,46	7,73	6,45	7,89
CaO	11,21	11,03	11,51	8,90	10,73	10,17	9,44
Na ₂ O	2,80	2,53	2,37	3,40	2,43	3,02	2,64
K₂O	0,34	0,20	0,16	0,11	0,22	0,17	0,12
₽₂O₅	0,12	0,09	0,12	0,13	0,16	0,17	0,15
SO₃	0,17	0,13	0,21	0,03	0,14	0,04	0,20
П.п.п.	0,02	0,35	0,84	2,72	0,00	3,10	2,45
Сумма	99,50	100,50	99,50	100,50	99,50	99,50	99,04
FeO	7,53	7,46	7,90	8,24	9,22	4,93	8,80
H₂O⁻	0,22	0,38	0,68	0,39	0,19	1,23	0,74
Sr	120	115	100	81	89	93	110
Ba	-	5	5	-	5	5	5
Zr	70	80	70	100	84	100	93

Таблица 6 (продолже	ние)
---------------------	------

Компонент	32/13	33/1	33/2	33/3	33/4	33/5	33/6
	98	99	100	101	102	103	104
NIL		1.4	21		2.6	2.2	1.5
ND		1,4 24	2,1	27	2,0 29	2,2	1,5 30
FeO*/MgO	1,28	1,04	1,64	1,18	1,46	1,65	1,39
(Nb/Zr) _N		0,17	0,29	_	0,32	0,21	0,16
 Sc		43	49	_	47	47	4 7
Co	-	43	44	-	44	42	40
Cr	-	300	290	-	270	200	220

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	33/8	23/1	23/2	23/3	23/5	23/13
	105	106	107	108	109	110
SiO ₂	48,99	47,52	47,82	48,33	48,09	48,14
TiO ₂	1,42	1,19	1,51	1,28	1,73	1,09
Al ₂ O ₃	17,24	18,22	16,09	14,53	18,65	19,15
Fe ₂ O ₃	8,18	10,17	10,89	11,24	10,27	10,23
MnO	0,14	0,14	0,15	0,23	0,23	0,08
MgO	7,77	5,66	6,05	8,77	5,82	5,83
CaO	8,61	11,97	11,61	9,95	11,08	8,67
Na ₂ O	3,56	2,70	2,97	3,50	3,13	3,13
K ₂ O	0,17	0,34	0,33	0,17	0,30	0,46
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,10	0,11	0,20	9,12
SO₃	0,22	0,06	0,01	0,03	0,03	0,02
П.п.п.	3,48	1,41	2,36	2,29	2,93	5,59
Сумма	100,12	99,50	99,80	100,44	100,46	100,50
FeO	3,87	5,39	4,64	7,36	3,71	2,79
H₂O ⁻	1,29	1,16	1,75	0,62	2,14	3,34
Sr	110	115	130	120	130	135
Ba	_	5	5 (33)	5	5 (20)	11
Zr	80	80	70	69	144	66
Nb	-	-	1	3,5	3,4	2,2
Y	20	24	25	27	35	30
FeO*/MgO	0,95	1,62	1,62	1,15	1,59	1,58
(Nb/Zr) _N	-	-	0,14	0,49	0,23	0,32
Sc	_	_			50	57
Co	-	_	_	_	48	48
Cr	-	_	-	-	320	440

Компонент	23/14	23/15	23/19	23/24	23/26	23/27	23/29
	111	112	113	114 ′	115	116	. 117
SiO-	48.18	47.96	48,07	48.22	47.44	47.13	47.69
TiO.	2.28	2.08	1.34	1.56	1.59	1.15	1.33
ALO.	14.11	15.70	15.37	15.93	18.01	17.12	17.51
Fe ₂ O ₂	13.95	10.33	11.00	11.69	11.22	10.28	10.28
MnO	0.24	0.24	0.17	0.16	0.14	0.15	0.16
MeO	6,71	6.01	7.84	6.62	7,76	9,04	7,44
CaO	8,24	10,45	10,94	10,24	8,88	8,40	10.90
Na ₂ O	2,97	3,34	2,53	2,97	3,45	3,24	2.97
K,0	0,18	0,33	0,22	0,17	0,24	0,26	0.20
P205	0,28	0,21	0,15	0,16	0,18	0,13	0,14
so,	0,19	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02
П.п.п.	2,78	2,95	2,11	1,77	3,57	3,57	1,87
Сумма	100,23	100,22	99,74	99,50	100,50	100,50	100,50
FeO	7,57	4,28	7,46	6,65	6,08	6,58	6,51
H20-	0,49	2,16	0,35	0,37	1,17	0,97	0,31
Sr	112	150	120	140	120	110	110
Ba	12	20	15	11	15	15	24
Zr	200	141	89	106	74	46	62
Nb	3,7	3,4	2,1	2,5	-	_	-
Y	48	43	29	18	22	13	22
FeO*/MgO	1,87	1,64	1,26	1,59	1,30	1,02	1,24
(Nb/Zr) _N	0,18	0,23	0,23	0,23	-	-	-
Sc	54	54	48	44			
Co	46	46	50	37	-		-
Cr	130	290	310	190	-	_	-

Компонент	23/31	23/34	23/36	36/2	41/1	19/1
	118	119	120	121	122	123
SiO ₂	46,63	48,32	48,62	48,46	47,76	48,15
TiO2	0,86	1,44	1,40	1,44	1,29	1,33
Al ₂ O ₃	17,83	14,66	15,26	15,50	14,98	15,06
Fe ₂ O ₃	3,80	12,29	11,47	9,79	13,72	10,38
MnO	0,19	0,21	0,25	0,12	0,23	0,16
MgO	8,78	7,61	7,59	8,87	8,14	8,20
CaO	10,47	9,75	10,90	10,89	10,98	7,77
Na ₂ O	2,75	3,24	2,43	2,94	2,82	4,58
K ₂ O	0,22	0,18	0,15	0,13	0,12	0,31

Компонент	23/31	23/34	23/36	36/2	41/1	19-1
	118	119	120	121	122	123
				· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
P205	0,10	0,16	0,15	0,18	0,28	0,17
SO₃	0,03	0,03	0,01	-	-	0,03
П.п.п.	2,83	1,20	1,28	1,34	0,27	3,68
Сумма	100,29	99,68	99,50	99,98	99,27	99,82
FeO	5,94	8,70	8,70	6,47	12,21	7,46
H₂O⁻	0,33	0,27	0,27	-	-	0,47
Sr	130	120	85	100	100	117
Ba	6	5	32		-	8
Zr	56	97	102	66	66	91
Nb	1,6	4,3	2,2	-	-	2,1
Y	11	15	23	21	20	26
FeO*/MgO	1,00	1,45	1,36	0,99	1,52	1,14
(Nb/Zr) _N	0,28	0,43	0,21	-	-	0,23
Sc	38	48	41	_	_	43
Co	41	44	38	-	-	44
Cr	380	460	320	_	_	270

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	19/2	19/3	19/5	19/6	19/8	19/9	19/11
	124	125	126	127	128	129	130
8:0	49 20	A7 6A	47 20	40.24	47.74	49 61	40.14
310 ₂	40,37	47,04	47,39	40,34	4/,/4	48,51	48,14
	1,37	1,33	1,52	1,24	1,37	1,42	1,58
AI_2O_3	15,63	14,91	16,36	18,24	15,16	15,48	16,57
Fe ₂ O ₃	10,64	12,74	11,32	9,94	12,56	12,41	8,56
MnO	0,17	0,18	0,14	0,12	0,17	0,17	0,14
MgO	6,76	6,25	7,96	6,34	6,08	5,29	8,43
CaO	9,81	11,77	9,19	11,12	11,70	10,12	8,47
Na ₂ O	3,50	2,86	3,50	3,02	2,97	4,04	4,39
K ₂ 0	0,20	0,21	0,16	0,24	0,20	0,18	0,16
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,17	0,13	0,15	0,16	0,12
SO₃	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	-
П.п.п.	2,82	1,44	2,77	3,72	1,38	1,69	3,26
Сумма	99,50	99,50	100,50	100,50	99,50	99,50	99,93
FeO	5,77	8,34	6,90	3,27	8,16	7,35	7,47
H₂0 ⁻	0,78	0,45	0,60	2,30	0,41	0,46	0,42
Sr	127	97	-	114	98	120	110
Ba	15	16	-	6	6	15	15
Zr	100	64	-	90	101	42	67

Компонент	19/2	19/3	19/5	19/6	19/8	19/9	19/11
	124	125	126	127	128	129	130
NĐ	2,4	2,2	-	2,5	2,7	-	-
Y	30	23	-	27	30	26	24
FeO*/MgO	1,42	1,83	1,28	1,41	1,86	2,11	0,91
(Nb/Zr) _N	0,24	0,33	-	0,27	0,27	-	-
Sc	47	42	-	41	43	_	_
Co	47	42	-	42	44	-	
Cr	230	220	-	250	240	-	-

			• ··· · · · · · · ·		• • • • • • • • • • • • • • • • • • •		
Компонент	19/18	19/19	19/23	19/25	19/27	19/28	19/41
	131	132	133	134	135	136	137
				.		······	d
SiO ₂	48,30	49,71	48,01	46,62	47,47	49,48	49,79
TiO ₂	1,40	1,45	1,34	1,62	1,52	1,43	1,32
Al ₂ O ₃	16,41	15,29	15,86	14,80	15,26	16,18	14,47
Fe ₂ O ₃	10,97	10,67	10,37	12,00	12,06	11,98	12,32
MnO	0,20	0,15	0,16	0,19	0,18	0,14	0,14
MgO	6,56	6,63	6,65	7,71	7,03	5,76	6,36
CaO	9,91	10,42	10,52	10,44	10,65	6,26	9,04
Na ₂ O	3,77	3,50	3,50	3,13	3,34	5,12	4,21
K₂O	0,22	0,16	0,17	0,30	0,24	0,27	0,23
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,18	0,15	0,15	0,26	0,16
SO3	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,02
П.п.п.	2,66	1,73	2,14	2,79	1,91	3,11	1,55
Сумма	100,50	99,92	99,50	99,78	99,83	100,09	99,61
FeO	5,91	7,00	6,61	7,04	7,07	5,28	7,25
H₂O⁻	0,74	0,46	0,56	0,82	0,61	0,92	0,69
Sr	150	120	120	140	130	100	100
Ba	21	13	10	21	19	18	7
Zr	69	69	68	74	73	78	73
Nb	2,6	-	-	-	_	~	2,5
Y	19	24	27	26	26	28	26
FeO*/MgO	1,51	1,45	1,40	1,54	1,87	1,84	1,74
(Nb/Zr) _N	0,36	-	-	-	-	-	0,36
Sc	36						
с.	39		_	_	_	_	45
C.	230	_	-	_	_	-	40
CI CI	2JU	_	-		-		230

Компонент	19/50	44/1	44/2	44/3	44/4	44/5a	44/56
	138	139	140	141	142	143	144
SiO	49,59	46,68	46,45	47,08	47,24	47,79	47,48
TiO	1.36	1.49	1.41	1.23	1.42	1.58	1,43
Al ₂ O ₂	15.21	18,71	17.15	17.09	18,52	18,90	17,30
Fe ₂ O ₂	12.04	11.47	11.33	11,79	10,78	10,87	10,59
MnO	0.16	0.13	0.13	0.14	0.14	0.15	0.12
MgO	5,79	5,59	6.06	5.00	6.37	5,35	5,86
CaO	8.63	11.65	11.71	11.62	11,77	11,54	11.30
Na-O	4.21	2,86	2,64	2,86	2,86	2,86	3,07
K-0	0,26	0,43	0,32	0,32	0,39	0,34	0,34
P.O.	0,26	0,25	0,22	0,15	0,21	0,21	0,28
SO,	0,04	0,04	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
Л.п.п.	2,38	2,46	2,18	2,68	1,80	1,89	1,72
Сумма	99,93	99,76	99,62	99,09	99,55	99,50	99,50
FeO	5,59	4,50	4,50	4,58	5,21	4,79	4,86
H2O-	0,73	1,15	0,94	1,33	0,87	0,96	0,79
Sr	100	130	99	130	127	-	150
Ba	36	13	14	-	-	_	-
Zr	77	81	62	72	106	-	90
Nb	-	3,5	3,6	-	_	-	-
Y	32	34	21	27	31	-	20
FeO*/MgO	1,87	1,85	1,68	2,12	1,52	1,83	1,62
(Nb/Zr) _N	-	0,42	0,56	-	-	-	-
Sc		48	49			<u> </u>	
Co	_	34	31	-		-	
Cr	_	300	340	_	_		<u> </u>

Компонент	44/5 _B	44/5д	44/53	44/5ĸ	44/5и	48/1	48/4
	145	146	147	148	149	150	151
SiO ₂	47,45	47,28	46,23	46,74	47,06	47,40	48,32
TiO ₂	1,42	1,42	1,50	1,46	1,45	1,20	1,36
Al ₂ O ₃	18,25	16,87	17,79	17,52	16,69	18,68	15,48
Fe ₂ O ₃	11,26	11,18	11,96	12,49	11,04	10,38	11,90
MnO	0,15	0,14	0,11	6,13	0,13	0,17	0,17
MgO	6,47	5,94	5,21	5,40	5,79	4,77	7,22
CaO	11,22	11,32	10,79	10,87	11,75	12,10	10,60
Na ₂ O	2,91	2,86	2,97	2,97	2,80	2,80	2,70
K ₂ O	0,48	0,34	0,34	0,38	0,34	0,33	0,13

Компонент	44/5в	44/5д	44/53	44/5ĸ	44/5и	48/1	48/4
	145	146	147	148	149	150	151
P ₂ O ₅	0,24	0,20	0,31	0,25	0,21	0,18	0,15
SO3	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02
П.п.п.	2,23	2,14	2,51	2,23	2,19	1,46	1,45
Сумма	100,10	99,72	99,76	100,50	99,50	99,50	99,50
FeO	4,72	4,86	4,72	4,86	4,58	4,50	7,43
H₂O⁻	1,09	1,11	1,00	0,87	1,02	0,71	0,31
Sr	130	130	140	140	-	128	98
Ba	-	11	14	-	-	12	5
Zr	82	75	74	74	-	89	59
Nb	-	3,7	3,6	-	-	2,9	2,6
Y	27	23	26	27		29	19
FeO*/MgO	1,57	1,69	2,06	2,08	1,72	1,96	1,48
(Nb/Zr) _N	-	0,48	0,47	-	-	0,31	0,43
Sc		50	45		~ · · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		
Co	-	42	26	-	-	-	42
Cr	-	340	270	-	-	-	300

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	48/5	48/6	48/7	48/9	48/10	48/11	48/12
	152	153	154	155	156	157	158
SiO2	46,89	45,85	47,76	49,15	47,32	45,81	50,08
TiO ₂	0,88	1,08	1,07	1,21	2,02	1,15	1,26
Al ₂ O ₃	19,72	16,23	16,16	14,47	14,13	16,29	15,56
Fe ₂ O ₃	10,43	14,37	12,04	12,46	14,59	11,69	11,49
MnO	0,12	0,17	0,16	0,15	0,24	0,24	0,17
MgO	3,88	10,41	9,45	8,26	6,84	9,33	6,84
CaO	12,60	9,23	10,77	10,65	10,25	8,40	9,21
Na₂O	2,64	2,70	2,32	2,70	2,75	2,86	3,77
K₂O	0,28	0,26	0,18	0,18	0,19	0,35	0,25
₽₂O₅	0,11	0,07	0,10	0,11	0,19	0,10	0,14
SO₃	0,04	0,12	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
П.п.п.	2,23	0,00	0,48	0,15	0,97	3,34	0,73
Сумма	99,81	100,50	100,50	99,50	99,50	99,58	99,50
FeO	4,01	10,00	8,59	9,50	10,31	7,53	7,96
H₂O⁻	1,12	0,24	0,07	0,12	0,37	0,37	0,20
Sr	100	110	110	120	110	100	140
Ba	5	12	6	7	12	16	11
Zr	39	71	46	64	120	83	64

Компонент	48/5	48/6	48/7	48/9	48/10	48/11	48/12
	152	153	154	155	156	157	158
Nb	1,4	2,3	-	2,0	4,5	2,4	2,5
Y	20	26	16	22	37	16	22
FeO*/MgO	2,42	1,24	1,15	1,36	1,92	1,13	1,51
(Nb/Zr) _N	0,35	0,31	-	0,30	0,36	0,28	0,38
Sc	-	_	_	45	47	43	40
Co	-	-	-	47	40	45	33
Cr	-	-	-	240	230	320	230

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	48/14	48/15	48/16	48/18	48/20	48/23	48/24
	159	160	161	162	163	164	165
				•			
SiO2	47,46	46,49	47,68	48,31	49,52	47,02	45,78
TiO2	1,13	1,16	1,24	1,06	0,99	1,52	1,92
Al ₂ O ₃	15,74	16,12	15,69	15,14	15,94	16,68	18,08
Fe ₂ O ₃	12,25	11,14	12,71	11,99	9,56	10,98	11,88
MnO	0,16	0,15	0,17	0,16	0,15	0,18	0,14
MgO	7,62	6,58	8,19	8,20	9,71	6,34	4,62
CaO	11,26	10,90	10,81	11,21	7,64	11,02	11,83
Na ₂ O	2,32	2,70	2,64	2,91	3,13	2,80	2,91
K₂O	0,12	0,38	0,14	0,15	0,16	0,26	0,35
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,11	0,11	0,13	0,15	0,39
SO3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
П.п.п.	1,27	4,16	0,12	0,24	3,56	3,45	1,58
Сумма	99,50	99,89	99,50	99,50	100,50	100,40	99,50
FeO	6,72	4,44	9,57	8,66	5,91	4,43	5,81
H₂O⁻	0,29	1,69	0,00	0,10	0,56	1,89	0,84
Sr	110	120	150	120	100	110	160
Ba	7	5	5	-	_		-
Zr	51	59	69	64	50	100	96
Nb	1,6		2,9	-		-	-
Y	18	19	26	21	20	25	40
FeO*/MgO	1,45	1,52	1,40	1,32	0,89	1,56	2,31
(Nb/Zr) _N	0,30		0,41	-	-	-	
Sc	43	41	38	<u> </u>			
Co	42	38	41	-	_	-	-
Cr	360	390	240	-	-	-	-

Компонент	48/29	48/30	48/31	48/34	48/37	48/38
	166	167	168	169	170	171
SiO	47.19	48.47	46.50	47,89	47,25	46,72
TiO	1,78	2,09	1,33	0,93	1,43	1,14
Al ₂ 0,	16,00	16,08	17,71	18,92	17,01	16,36
Fe ₂ O ₃	12,48	10,96	10,73	9,16	10,89	11,83
MnO	0,17	0,16	0,15	0,11	0,19	0,19
MgO	4,67	5,70	6,36	5,08	8,24	8,01
CaO	11,06	9,53	10,78	11,93	8,07	10,06
Na ₂ O	3,34	2,70	2,53	2,70	3,24	2,80
K₂0	0,33	0,26	0,35	0,22	0,28	0,12
₽ ₂ 0,	0,22	0,20	0,16	0,10	0,15	0,11
SO,	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
П.п.п.	3,24	3,51	2,89	2,42	2,81	2,20
Сумма	100,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,56
FeO	4,01	4,26	4,79	3,94	6,89	7,49
H₂O⁻	1,96	1,45	1,26	1,12	0,23	0,37
Sr	140	130	120	120	140	120
Ba	5	9	-	5	9	-
Zr	140	94	91	41	88	68
Nb	-	2,4	-	1,2	2,8	2,5
Y .	44	31	33	12	30	26
FeO*/MgO	2,41	1,73	1,52	1,62	1,19	1,33
(Nb/Zr) _N	-	0,25	-	0,28	0,31	0,35
Sc				39	40	42

Таблица 6 (продолжение)

-

_

29

310

39

290

40

290

36

190

_

-

Компонент	48/44	48/47	48/49	48/50	48/59	48/60	48/61
	172	173	174	175	176	177	178
SiO ₂	44,52	49,93	47,59	44,62	47,69	46,53	47,31
TiO₂	0,95	1,44	1,08	1,04	0,96	1,06	1,70
Al ₂ O ₃	18,26	14,33	17,62	16,45	16,62	15,99	15,20
Fe ₂ O3	11,02	12,17	11,39	12,37	11,27	10,93	12,74
MnO	0,14	0,23	0,14	0,16	0,16	0,16	0,17
MgO	9,62	7,52	6,85	9,97	7,84	8,89	6,64
CaO	10,68	6,70	7,31	11,38	11,51	10,93	11,14
Na ₂ O	2,10	4,74	4,74	2,00	2,53	2,43	2,75
K₂O	0,13	0.11	0,24	0,07	0,09	0,12	0,10

Co

Cr

Компонент	48/44	48/47	48/49	48/50	48/59	48/60	48/61
	172	173	174	175	176	177	178
1						1	
P ₂ O ₅	0,09	0,13	0,11	0,09	0,09	0,10	0,15
SO₃	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
П.п.п.	2,16	2,62	3,26	1,33	0,71	2,34	1,58
Сумма	99,69	99,96	100,36	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	6,02	7,56	6,26	8,66	8,02	-	7,95
H₂O⁻	0,48	0,30	0,65	0,16	0,16	-	0,26
Sr	120	100	150	97	130	130	190
Ba	-		-	5	6	9	12
Zr	44	79	55	48	60	67	130
Nb	-	-	-	1,7	-	-	3,4
Y	16	26	22	19	19	18	26
FeO*/MgO	1,03	1,46	1,50	1,12	1,29	1,11	1,73
(Nb/Zr) _N	-	-	-	0,34	-	-	0,20
Sc			_	40	40	42	50
Co	-		-	43	38	45	43
Сг	-	-	-	390	310	370	150

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	48/62	48/63	48/71	49/1	49/2a	49/3	49/5
	179	180	181	182	183	184	185
	46.04	40.00	46.00	40.75	40.40	47 (2)	49.60
SiO ₂	46,84	48,32	46,89	48,75	48,49	47,63	48,62
TiO ₂	1,10	1,10	1,58	1,37	1,10	0,80	1,26
Al ₂ O ₃	16,31	15,22	14,70	15,24	15,14	17,32	15,54
Fe ₂ O ₃	11,43	10,84	12,33	11,82	12,65	10,08	10,65
MnO	0,22	0,19	0,13	0,18	0,17	0,16	0,17
MgO	8,70	9,19	7,84	7,04	7,91	8,70	7,15
CaO	8,54	9,08	11,13	11 ,0 6	11,17	11,54	10,35
Na ₂ O	2,91	3,34	2,58	2,75	2,53	2,10	3,40
K₂O	0,26	0,16	0,31	0,07	0,06	0,06	0,15
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,17	0,14	0,10	0,09	0,14
SO₃	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
П.п.п.	3,08	1,93	1,82	1,07	0,15	1,57	2,04
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	100,07	99,50
FeO	7,25	7,32	8,37	7,32	9,29	1,65	4,26
H ₂ O ⁻	0,40	0,30	0,39	0,20	0,07	0,11	0,22
Sr	120	150	120	150	140	100	140
Ba	-	-	11		-	5	8
Zr	58	74	110	92	65	45	64

Компонент	48/62	48/63	48/71	49/1	49/2a	49/3	49/5
	179	180	181	182	183	184	185
nd Nd	-	-	-	-	– I	1,2	2,8
Y	24	27	21	26	23	13	19
FeO*/MgO	1,18	1,06	1,42	1,51	1,44	1,04	1,34
(Nb/Zr) _N		-	-	-	-	0,26	0,42
Sc	_	_	51			41	
Co	-	-	41	_	-	44	-
Cr	-	-	210	-	-	300	-

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	49/7	49/8	49/9	49/10	49/11	49/12	49/13
	186	187	188	189	190	191	192
SiO ₂	48,50	48,61	50,09	48,29	45,34	48,14	48,27
TiO ₂	1,00	1,09	1,27	1,16	1,04	1,83	1,29
Al ₂ O ₃	15,71	15,13	15,19	15,39	17,57	15,24	15,92
Fe ₂ O ₃	11,94	11,97	12,04	10,54	10,44	11,71	11,67
MnO	0,20	0,18	0,19	0,17	0,16	0,32	0,16
MgO	8,24	8,06	6,91	8,20	9,43	6,30	7,06
CaO	11,29	11,59	8,56	11,08	11,17	10,39	11,79
Na ₂ O	2,26	2,43	4,04	2,80	2,16	3,07	2,75
к ₂ 0	0,09	0,11	0,16	0,15	0,16	0,31	0,20
P_2O_5	0,08	0,10	0,14	0,10	0,09	0,17	0,13
SO ₃	0,07	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03
П.п.п.	0,13	0,20	0,88	1,60	1,32	2,01	0,23
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	8,66	8,80	7,67	7,11	5,98	4,12	6,90
H₂O⁻	0,02	0,06	0,15	0,07	0,39	0,97	0,23
Sr	120	130	140	120	140	130	140
Ba	5	5	9	8	5	22	-
Zr	53	71	69	65	130	50	75
Nb	1,7	1,9	1,6	1,6	1,8	3,8	-
Y	22	28	24	25	37	21	25
FeO*/MgO	1,30	1,34	1,57	1,16	1,00	1,67	1,49
(Nb/Zr) _N	0,31	0,26	0,22	0,24	0,13	0,73	
Sc	40	42	33	48	38	48	_
Co	49	48	44	41	43	49	_
Cr	340	310	260	290	270	240	_

Компонент	49/14	49/21	49/28	49/29	49/30	49/31	49/32
	193	194	195	196	197	198	199
SiO ₂	50,07	47,08	48,56	48,61	46,16	47,63	45,97
TiO ₂	1,26	1,05	1,12	1,42	1,70	1,80	1,16
Al ₂ O ₃	14,89	16,72	16,33	16,49	18,95	19,25	19,06
Fe_2O_3	10,73	10,55	10,08	9,88	10,83	9,97	9,39
MnO	0,11	0,14	0,16	0,13	0,12	0,13	0,24
MgO	7,69	6,30	6,26	6,36	3,91	3,25	5,98
CaO	11,34	12,05	12,30	11,03	11,98	12,64	11,36
Na ₂ O	3,07	2,59	2,70	2,86	2,97	2,97	2,70
K₂Ō	0,13	0,43	0,25	0,38	0,27	0,31	0,25
P ₂ O ₅	0,13	0,10	0,10	0,13	0,45	0,19	0,12
SO₃	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01
П.п.п.	0,05	2,47	1,61	2,20	2,14	1,32	3,25
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	7,18	4,64	5,27	3,98	4,01	3,66	2,89
H₂O⁻	0,04	0,89	0,97	0,92	0,71	0,52	1,19
Sr	160	120	120	130	160	130	130
Ba	12	6		-	17	-	8
Zr	77	61	57	74	110	67	76
Nb	3,3	1,9	_	-	3,2	-	2,0
Y	26	23	20	26	43	31	26
FeO*/MgO	1,26	1,51	1,45	1,40	2,49	2,76	1,41
(Nb/Zr) _N	0,41	0,30	_	-	0,31	_	0,25

--

--

_

_

51

22

380

Sc

Co

Cr

45

43

160

43

39

320

Компонент	49/33	49/34	49/35	49/41	49/43	49/55	49/65
	200	201	202	203	204	205	206
SiO2	46,50	47,86	46,93	48,40	47,60	46,44	45,21
TiO ₂	1,19	1,65	1,46	1,59	1,64	1,78	1.18
Al ₂ O ₃	19,12	15,07	16,00	15,97	17,20	15,43	18.68
Fe ₂ O ₃	8,54	13,09	10,90	12,06	11,48	12,50	10.07
MnO	0,28	0,21	0,25	0,14	0,16	0,22	0.21
MgO	6,20	6,82	7,15	6,54	5,32	6.49	6.54
CaO	11,06	9,61	9,30	10,41	11,47	10.84	10.91
Na ₂ O	2,75	3,02	3,13	3,34	2,86	2,80	2.59
K20	0,27	0,26	0,38	0,23	0,34	0,27	0,25

38

38

220

-

-

-

Компонент	49/33	49/34	49/35	49/41	49/43	49/55	49/65
	200	201	202	203	204	205	206
P2O5	0,12	0,15	0,11	•0,00	0,21	0,17	0,12
so.	0,01	0,03	0,02	-	0,02	0,01	0,01
П.п.п.	3,21	1,72	3,86	1,82	1,19	2,54	3,73
Сумма	99,56	99,50	99,50	100,50	99,50	99,50	99,50
FeO	2,81	8,41	3,66	6,52	5,35	9,80	3,31
H₂O ⁻	1,18	0,18	1,50	0,45	0,52	0,90	0,20
Sr	130	160	130	120	140	130	120
Ba	-	9	23	-	10	9	-
Zr	80	97	80	81	95	120	69
Nb	-	1,5	2,6	_	3,7	3,7	-
Y	28	30	27	26	32	42	24
FeO*/MgO	1,24	1,73	1,37	1,66	1,94	1,73	1,39
(Nb/Zr) _N	-	0,15	0,31	-	0,38	0,30	-
Sc	-	41		-	46	_	-
Co	-	46	-	-	35	-	-
Cr	-	210	-	_	240	_	-

Компонент	49/66	49/67	49/68	49/69	49/70	49/71	49/83
	207	208	209	210	211	212	213
SiO ₂	48,20	46,05	47,28	46,62	47,37	46,51	45,85
TiO ₂	1,71	1,10	1,45	1,15	1,46	1,01	1,05
Al ₂ O ₃	16,14	19,04	15,74	16,34	16,00	16,46	20,33
Fe_2O_3	10,29	9,57	12,33	10,34	11,43	10,21	8,76
MnO	0,36	0,13	0,19	0,20	0,17	0,17	0,19
MgO	6,30	7,71	6,28	8,84	7,44	8,73	5,16
CaO	10,14	10,70	10,07	9,85	10,61	11,86	12,16
Na ₂ O	3,13	2,59	3,77	2,91	3,02	2,48	2,70
K₂O	0,34	0,27	0,26	0,25	0,09	0,10	0,25
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,17	0,11	0,14	0,10	0,10
SO₃	0,01	0,05	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
П.п.п.	2,72	2,52	1,92	2,66	1,75	1,87	2,91
Сумма	99,50	99,82	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	3,24	4,01	7,11	6,05	7,11	6,76	2,63
H₂O⁻	1,30	0,88	0,21	0,30	0,09	0,86	0,94
Sr	140	140	120	140	110	110	120
Ba		13	11	8	-	6	-
Zr	110	53	89	69	78	54	75

Компонент	49/66	49/67	49/68	49/69	49/70	49/71	49/83
	207	208	209	210	211	212	213
Nb ,	-	2,1	3,0	2,4		2,1	-
Y	34	14	30	25	26	20	23
FeO*/MgO	1,47	1,12	1,77	1,05	1,53	1,05	1,53
(Nb/Zr) _N	-	0,38	0,33	0,34	-	0,38	-
Sc	<u> </u>	34	44	41	_	40	-
Co	-	47	45	45	-	44	-
Cr	-	280	280	350	-	310	-

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	49/86	49/88	49/89	49/98	49/101	49/104	49/105
	214	215	216	217	218	219	220
SiO ₂	47,69	43,37	47,78	48,33	47,58	47,68	46,73
TiO ₂	1,14	0,79	1,75	1,30	1,15	0,93	1,31
Al ₂ O ₃	17,47	20,74	16,46	16,03	16,72	18,96	16,69
Fe ₂ O ₃	9,68	7,98	10,22	11,19	11,13	9,07	10,46
MnO	0,14	0,11	0,16	0,14	0,14	0,19	0,16
MgO	6,30	7,94	6,13	7,00	7,06	6,94	8,56
CaO	11,94	10,99	11,05	8,98	10,12	10,43	9,69
Na ₂ O	2,86	2,34	3,05	3,88	3,56	2,96	2,97
K ₂ O	0,31	0,18	0,28	0,27	0,12	0,43	0,19
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,17	0,16	0,15	0,11	0,15
SO3	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
П.п.п.	1,81	5,97	2,43	2,22	1,77	1,90	2,56
Сумма	99,50	100,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	4,27	2,66	3,67	7,69	6,83	5,48	7,19
H ₂ O ⁻	0,98	1,17	1,11	0,22	0,18	0,76	0,77
Sr	140	130	140	157	134	150	130
Ba	_	5	14	20	13	_	_
Zr	68	35	110	35	87	63	74
Nb	-	1,5	2,5	-	-	-	_
Y	23	14	36	18	27	19	19
FeO*/MgO	1,38	0,90	1,50	1,44	1,42	1,18	1,10
(Nb/Zr) _N	-	0,41	0,22	_	-	-	-
Sc		28	44				<u> </u>
Co	-	32	45	-	_	-	-
Cr	-	320	240	_	-	-	_

Компонент	49/106	49/112	57/1	57/2	59/1	59/2	59/4
	221	222	223	224	225	226	227
				. .			•
SiO ₂	46,55	46,51	47,70	47,39	49,27	48,29	48,39
TiO ₂	1,05	1,17	1,52	1,54	1,14	1,52	1,52
Al ₂ O ₃	16,15	15,55	15,31	15,53	14,94	15,47	15,50
Fe ₂ O ₃	10,90	11,97	12,46	12,69	10,31	11,72	11,82
MnO	0,21	0,23	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
MgO	9,65	8,46	7,45	7,09	7,72	6,98	7,44
CaO	9,25	9,69	10,81	11,12	12,65	11,42	11,11
Na ₂ O	2,80	2,80	2,97	2,97	2,75	2,97	2,91
K₂O	0,32	0,10	0,26	0,25	0,08	0,41	0,34
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,14	0,14	0,10	0,14	0,14
SO3	0,01	0,00	0,15	0,07	0,03	0,12	0,09
П.п.п.	2,51	2,93	0,56	0,55	0,35	0,30	0,06
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	7,54	7,76	8,61	8,54	7,54	7,69	8,40
H₂O⁻	0,55	0,54	0,55	0,30	0,29	0,02	0,06
Sr	110	120	130	140	140	140	-
Ba	15	6	10	_	-	-	-
Zr	58	58	129	93	70	93	-
Nb	3,1	2,3		_	3	3,6	-
Y	18	25	34	30	23	25	-
FeO*/MgO	1,02	1,27	1,51	1,61	1,20	1,51	1,43
(Nb/Zr) _N	0,52	0,38	-	-	0,41	0,36	-
Sc	41	46	-	_	45	53	
Co	84	50	_	-	40	52	-
Cr	480	370	_	_	370	320	

Компонент	59/5	59/6	59/7	59/8	59/18	59/19	59/24
	228	229	230	231	232	233	234
SiO ₂	46,45	47,49	45,22	47,62	47,80	46,09	46,92
TiO ₂	1,08	1,57	1,15	1,62	1,35	1,47	1,15
Al ₂ O ₃	18,58	16,02	17,88	14,97	16,05	16,62	14,87
Fe ₂ O ₃	10,85	12,02	10,73	12,49	11,71	12,87	12,72
MnO	0,20	0,18	0,16	0,19	0,16	0,16	0,18
MgO	4,43	7,24	6,67	7,73	7,19	4,66	7,96
CaO	12,03	11,50	10,81	11,18	11,69	11,18	12,04
Na ₂ O	3,07	2,80	2,80	2,86	2,86	2,91	2,59
K₂O	0,25	0,29	0,23	0,25	0,27	0,33	0,13

Компонент	59/5	59/6	59/7	59/8	59/18	59/19	59/24
	228	229	230	231	232	233	234
T	0 10	0 13	0.13	1 0.16	1 0.11	0 14	1 0.10
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,15	0,10	0,11	0,14	0,10
а∪ ₃ п – –	0,00	0,17	3.68	0,20	0,15	3,00	0,00
п.п.н. Стала	2,43 00 50	99.50	99 50	99.50	99.50	99.50	99.50
сумма БоО	3 27	9 11	3 91	9 47	7 97	4 13	9 11
	0.25	0.08	0.61	0.21	0.16	9,15	0.59
n ₂ 0 Sr	150	126	130	140	140	132	97
Ra	8	-	7	9	8	12	8
2r	63	123	65	110	73	103	98
Nb	1.8		1	4,5	2,6	1,6	1,3
Y	23	39	21	37	25	29	27
FeO*/MgO	2,20	1,49	1,45	1,45	1,47	2,48	1,44
(Nb/Zr) _N	0,27	-	0,15	0,40	0,34	0,15	0,13
Sc	45		49	45	46	49	45
Co	45	-	56	46	44	38	38
Cr	260	-	370	280	270	270	280

Таблица 6 (продолжение)

Компонент	59/25	59/26	59/29	59/30	59/33	59/35	59/37
	235	236	237	238	239	240	241
S :0	46.45	47.01	45.10			40.00	
510 ₂	45,47	47,31	45,13	46,46	47,24	48,29	47,49
1102	1,40	1,57	1,78	1,37	1,01	1,62	1,13
Al ₂ O ₃	14,33	15,39	16,79	17,92	19,63	15,64	15,08
Fe ₂ O ₃	13,00	12,50	12,02	11,79	9,31	11,75	10,99
MnO	0,17	0,18	0,13	0,15	0,14	0,17	0,15
MgO	7,24	7,70	6,30	3,55	6,43	7,23	8,68
CaO	11,50	11,23	9,69	12,85	12,44	11,30	10,09
Na ₂ O	2,91	2,91	3,24	3,02	2,59	2,91	2,91
K ₂ O	0,07	0,22	0,29	0,26	0,16	0,26	0,14
P205	0,12	0,14	0,30	0,22	0,14	0,12	0,10
SO3	0,03	0,16	0,00	0,02	0,00	0,14	0,02
П.п.п.	0,27	0,19	3,82	1,88	0,45	0,04	2,71
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50
FeO	9,96	9,54	5,26	4,27	3,34	8,26	7,26
H₂O-	0,57	0,12	0,18	0,71	0,56	0,01	0,71
Sr	120	130	120	130	97	126	130
Ba	7	-		5	5	-	_
Zr	73	98	120	75	55	113	70

Таблица	6	(продолжение)
---------	---	---------------

Компонент	59/25	59/26	59/29	59/30	59/33	59/35	59/37
	235	236	237	238	239	240	241
Nb	-	-	<u> </u>	2,3	1	2,7	-
Y	25	38	41	33	22	34	20
FeO*/MgO	1,62	1,46	1,72	2,99	1,30	1,46	1,14
(Nb/Zr) _N	-	-	-	0,30	0,19	0,23	-
Sc	47	_	-	52	49		-
Co	45	-	-	34	38	-	-
Cr	170	-	-	310	340	_	_

Таблица 6 (окончание)

Компонент	59/38	61/1	61/4	61/5	61/18	61/19	61/21
	242	243	244	245	246	247	248
						·	
SiO ₂	48,37	48,95	49,43	48,25	46,11	45,81	48,89
TiO ₂	1,80	1,60	1,39	1,09	0,90	1,03	0,90
Al_2O_3	14,92	15,04	15,32	14,97	18,94	19,18	17,73
Fe ₂ O ₃	13,23	12,14	11,91	12,06	9,32	8,70	9,08
MnO	0,19	0,17	0,20	0,19	0,22	0,11	0,15
MgO	6,06	6,69	6,96	7,99	7,99	6,51	6,90
CaO	10,96	11,27	10,58	12,09	10,94	11,98	10,28
Na ₂ O	2,97	2,86	2,86	2,53	2,48	3,13	2,80
K ₂ O	0,45	0,40	0,10	0,06	0,21	0,27	0,12
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,12	0,10	0,07	0,11	0,10
SO₃	0,08	0,07	0,03	0,02	0,00	0,00	0,01
П.п.п.	0,30	0,17	0,59	0,15	2,32	3,66	2,53
Сумма	99,50	99,50	99,50	99,50	99,50	100,50	99,59
FeO	8,11	8,04	9,54	9,39	6,26	3,63	5,12
H₂O ⁻	0,26	0,18	0,57	0,13	0,30	0,65	0,88
Sr	140	130	115	120	110	100	95
Ba	18	11	9	5	5	_	6
Zr	126	130	80	59	52	78	62
Nb	2,8	2,8	3,4	2,1	1	-	2,4
Y	34	34	23	26	19	25	24
FeO*/MgO	1,96	1,63	1,54	1,36	1,05	1,20	1,18
(Nb/Zr) _N	0,22	0,21	0,4(0,21)	0,34	0,18	-	0,37
Sc	52	_	45	50	34	_	
Co	50	-	41	47	36	-	39
Cr	300	-	270	420	250	-	370



Рис. 27



Рис. 27. Вариации содержаний породообразующих окислов и элементов-примесей в базальтах и долеритах разломной зоны Долдрамс

Базальты станций: 1 – 6-34-Д30 и 6-35-Д31, 2 – 6-61-Д56, 3 – 6-49-Д44, 4 – 6-33-Д29, 5 – 6-29-Д25, 6-30-Д26 и 6-51-Д46; базальты: 6 – существенно порфировые, 7 – существенно альбитизированные, 8 – сильно измененные, 9 – выходящие из поля основных составов. І – линии, разделяющие серии толеитовых (выше линии) и известково- щелочных вулканических пород и ІІ – направление тренда дифференциации высокотитанистых толеитов [Miyashiro, 1975]. Заштрихованы поля составов основной группы базальтов. Штриховые линии ограничивают поля составов высокодифференцированных базальтов

Для количественной оценки вариаций вещественного состава базальтов были построены графики поведения ряда петрогенных окислов и элементов-примесей в зависимости от величины отношения FeO/MgO (FeO = 0,9 Fe₂O₃), характеризующего степень их дифференцированности (рис. 27), диаграмма Na₂O + K₂O-SiO₂, предложенная К. Макдональдом [1968], для разделения толеитовых и щелочных базальтовых серий (рис. 28), а также диаграмма AFM (рис. 29). Фигуративные точки составов сильно измененных образцов (п.п.п. > 3%) нанесены специальными знаками. Особенности химизма этой группы базальтов обсуждаются отдельно.









Рис. 27 (продолжение)



Рис. 27 (окончание)

Общий диапазон значений отношения FeO/MgO в базальтах и долеритах варьирует от 0,85 до 3,4. Подавляющая часть образцов имеет низкие и средние значения FeO/MgO от 0,85 приблизительно до 1,8–1,9. Небольшая группа образцов, состоящая преимущественно из базальтов межразломного хребта (ст. 6-29-Д25, 6-30-Д26, 6-51-Д46), имеет высокие значения FeO/MgO (больше 2).

Все базальты с низкими и средними значениями FeO/MgO (0,85–1,9) на вариационных диаграммах (см. рис. 27) формируют единый отчетливо выраженный тренд повышения концентраций TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Zr, Y, Nb и понижения содержания MgO при возрастании отношения FeO/MgO. Значения Na₂O и SiO₂ образуют на этих диаграммах широкие поля составов со слабо намечающейся тенденцией повышения содержаний этих элементов с ростом FeO/MgO, а для Al₂O₃ и Cr, поля значений которых также довольно широки, наблюдается тенденция к понижению их величин, при этом в случае с глиноземом выделяются две группы составов – с низкой и повышенной глиноземистостью. Сравнительно низкоглиноземистые (Al₂O₃ 14–16,5%) базальты преобладают и образуют более компактный и более отчетливый тренд. Характер поведения хрома более наглядно отражается на примерах отдельных станций (6-23-Д19, 6-49-Д44, 6-61-Д56), базальты которых формируют свои локальные тренды понижения его концентраций с ростом FeO/MgO. В широком поле значений СаО отсутствует какая-либо отчетливая направленность.

На диаграмме Na₂O + K₂O-SiO₂ (см. рис. 28) все базальты с низкими и средними значениями FeO/MgO попадают в поле составов толеитовых базальтов, при этом следует отметить слабо выраженную тенденцию повышения щелочности с ростом



Рис. 28. Диаграмма Na₂O+K₂O-SiO₂ базальтов и долеритов 1 — базальты межразломного хребта; 2 — существенно альбитизированные базальты и долериты; 3 — остальные базальты и долериты. Линия разделяет поля щелочных (выше линии) и толеитовых базальтов [Macdonald, 1968]

кремнезема. Также в области толеитов оказываются все базальты разломной зоны Долдрамс на диаграмме SiO₂-FeO/MgO, на которой проведена дискриминанта, разлеляющая толеитовые и известково-щелочные серии расплавов, предложенная А. Миаширо [Miyashiro, 1975]. На графике ТіО₂-FeO/MgO (см. рис. 27) основной тренд составов базальтов с низким и умеренным FeO/MgO совпадает с направлением дифференциации базальтов сравнительно высокотитанистых толеитовых серий, показанным в работе А. Миаширо [Miyashiro, 1975]. Наиболее дифференцированная серия базальтов из района разломной зоны Долдрамс обнаружена на ст. 6-61-Д56 (склоны нодальной впадины). Нодальные базальты на треугольной диаграмме AFM образуют поле, вытягивающееся параллельно стороне FM вдоль линии феннеровского тренда, характеризующего процесс фракционной кристаллизации толеитовых расплавов. Таким образом, из анализа поведения петрогенных элементов следует, что основные вариации составов базальтов с низким и средним FeO/MgO обусловлены фракционной кристаллизацией оливина и плагиоклаза из толеитового расплава, происходившей в относительно малоглубинных промежуточных камерах [Грин, Рингвуд, 1968; Thompson, 1987], о чем свидетельствовали и петрографические наблюдения. Этому выводу не противоречат и данные по поведению элементов-примесей (см. рис. 27), их абсолютные содержания, за исключением хрома, повышаются с увеличением степени дифференциации, т.е. с ростом отношения FeO/MgO. Некоторое уменьшение хрома в этом направлении свидетельствует о том, что в этих камерах имело место незначительное осаждение из расплава шпинели, что также подтверждается петрографией базальтов.

Распределение РЗЭ в изученных базальтах в целом не отличается от распределения в аналогичных породах Срединно-Атлантического хребта (табл. 7) [Schilling et al., 1983; Пейве и др., 1989; Буго и др., 1984; Sun et al., 1979]. Вариации содержаний отдельных элементов находятся в пределах 4–40 хондритовых норм для легких лантаноидов и 10–40 для тяжелых (рис. 30). Степень дифференцированности базальтов, характеризующаяся отношением FeO/MgO, слабо коррелирует с отношением (La/Sm)_N (здесь и далее при нормализации на хондритовое значение использовались данные из работы Буго и др. [1984]) и в значительно большей степени связана с отношением Eu/Eu*, отражающим величину европиевой аномалии [Балашов, 1976]. Эта связь





Линия тренда: I-I — феннеровского, II-II — боуэновского. Остальные условные обозначения см. на рис. 27

подтверждает вывод о существенной роли фракционирования плагиоклаза и оливина при формировании базальтовых расплавов в изученном районе.

Следует остановиться на некоторых локальных петрохимических особенностях слабо и умеренно дифференцированных базальтов в связи с их петрографическим составом. Как было показано выше, на диаграмме Al₂O₃-FeO/MgO (см. рис. 27) выделяется поле высокоглиноземистых (Al₂O₃ 17-20,5%) базальтов. В него входят существенно хлоритизированные базальты, базальты ст. 6-49-Д44 и составляющие большинство этой группы существенно порфировые базальты – плагиоклаз, оливин-плагиоклаз и клинопироксен-оливин-плагиоклаз-порфировые. Среди порфировых разностей проанализированы следующие образцы: 23/1, 5, 29, 26; 48/1, 31, 34, 37, 44, 50; 49/29-33, 43, 44, 65, 67, 83, 86, 88, 96; 59/32, 33; 61/18, 19, 21. Большая часть этих образцов характеризуется несколько повышенным содержанием кальция и пониженным железа, однако ряд порфировых базальтов, выделяющихся сравнительно высоким числом вкрапленников оливина (обр. 48/44, 50; 49/96), имеют, напротив, несколько повышенную железистость и магнезиальность и, что наиболее заметно, очень низкий кремнезем. По другим петро- и геохимическим параметрам порфировые разности ничем не отличаются от афировых: имеют близкие концентрации P2O5, TiO2, Na2O, элементовпримесей, похожие спектры РЗЭ, на которых также наблюдается европиевая отрицательная аномалия (см. рис. 30). Таким образом, существенно порфировые базальты являются производными тех же расплавов, что и афировые базальты, прошедшими ту же историю фракционной кристаллизации. Однако, по-видимому, при формировании

Таблица 7

Распределение РЗЭ в базальтах Срединно-Атлантического хребта в зоне разлома Долдрамс

Компонент	30/1	30/4a	31/7	31/12	40/3	40/6	53/1	54/1	54/9
La	3,6	3,6	3,4	4,3	2,3	3,7	4,2	4,1	3,9
Ce	11	11	11	15	7,5	11	11	11	10
Sm	4,1	4,0	4,3	4,6	2,9	4,0	4,2	3,8	4,0
Eu	1,4	1,4	1,6	1,1	1,1	1,4	1,3	1,3	1,3
ТЪ	0,95	0,89	0,93	1,2	0,60	0,91	1,0	1,0	0,96
Yb	3,8	3,7	3,7	4,1	2,8	3,7	4,2	3,9	4,0
Lu	0.66	0,61	0,66	0,68	0,46	0,60	0,66	0,63	0,67
Eu/Eu*	0.93	0.96	0.90	0,91	1.1	0,96	0,84	0,89	0,87
(La/Sm) _N	0.52	0.54	0.47	0,56	0,47	0,55	0,60	0,64	0,58
(Nb/Zr) _N	0,12	0,40	0,27	0,27	0,22	0,23	0,22	0,19	0,23

Таблица 7 (продолжение)

.

Компонент	29/1	29/3	32/ 1	33/1	19/6	19/11	19/15	19/18	44/2
	1,6	2,4	2,6	2,3	2,5	3,9	3,4	2,9	6,0
Ce	4,2	7,1	7,6	7,3	8,5	11	8,6	10	10
Sm	2,1	3,2	3,0	2,7	2,9	3,9	3,6	3,2	4,1
Eu	0,84	1,1	1,2	1,1	1,2	1,0	1,1	0,84	1,3
ТЪ	0,51	0,79	0,75	0,66	0,72	1,0	0,91	0,59	0,86
Yb	1,9	3,2	3,0	2,7	2,4	3,2	3,9	2,7	3,5
Lu	0,34	0,51	0,50	0,44	0,44	0,53	0,65	0,47	0,57
Eu/Eu*	1,1	0,91	1,0	1,1	1,1	0,67	0,81	0,77	0,84
(La/Sm) _N	0,45	0,45	0,52	0.51	0.51	0,60	0,56	0.54	0.87
(Nb/Zr) _N	0,27	0,26	0,34	0,26	0,39	_	0,28	0,37	0,56

Таблица 7 (окончание)

Компонент	48/1	48/4	48/10	48/11	48/29	48/61	49/3	49/8	49/9
La	3,4	3,3	4,4	2,6	5,4	4,0	1.9	2,7	2.8
Ce	9,4	8,6	12	6,2	14	12	5,4	8,3	8.7
Sm	3,1	3,4	5,2	2,8	5,3	4,3	2,3	2,7	3,0
Eu	1,1	1,1	1,6	0,93	1,7	1,5	0.89	1.0	1.1
ТЪ	0,72	0,81	1,2	0,71	1,1	0.93	0.53	0.79	1.83
Yb	2,9	2,8	4.7	2.5	4.2	3.8	2.1	5.0	2.9
Lu	0,49	0,46	0,81	0.44	0.71	0.67	0.34	0.51	0.45
Eu/Eu*	0,96	0,87	0,84	0.87	0.90	0.97	1.0	0.93	0.92
(La/Sm) _N	0,65	0,58	0.50	0.55	0.61	0.55	0.49	0.60	0 56
(Nb/Zr) _N	0,40	0,43	0,36	0,28		0,25	0,26	0,26	0.23

56/1	56/11	56/22	56/23	56/31	56/44	25/3	25/24	26/4	46/1
5,0	4,9	5,3	5,7	2,7	5,0	2,5	2,7	6,8	5,7
11	11	12	19	8,2	14	7,2	8,9	11	11
4,8	4,5	5,5	5,1	2,8	4,5	2,8	2,7	4,0	4,5
1,3	1,5	1,3	1,7	0,96	1,6	1,0	1,0	1,4	1,4
1,2	0,88	1,2	1,2	0,73	1,2	0,72	0,72	0,89	0,9
5,0	2,9	5,6	4,8	3,0	4,4	2,8	2,7	3,6	3,6
0,76	0,50	0,83	0,74	0,51	0,66	0,44	0,42	0,59	0,5
0,72	0,96	0,65	0,90	0,89	0,86	0,94	0,96	0,96	0,8
0.62	0,65	0,57	0,66	0,57	0,66	0,53	0,60	1,0	0,
0.27	0,25	0.24	0,28	0,22	0,25	9,44	0.27	0.25	0.

_										
	59/5	59/7	59/8	59/29	59/33	61/5	61/18	61/21	57/7	57/8
	2,6	3,0	4,2	6,2	2,5	2,8	1,9	2,5	† 4,1	4,3
	8,0	6,6	8,0	14	6,4	5,7	6,1	6,8	9,8	10
	2,7	3,3	4,0	5,0	2,8	2,8	2,2	2,9	4,0	4,4
	0,85	1,0	1,3	1,6	0,95	1,0	0,94	0,91	1,1	1,2
	0,77	0,80	0,98	1,2	0,76	0,71	0,56	0,68	1,0	1.1
	3,0	3,5	4,3	4,5	2,7	2,9	2,5	2,8	4,1	4,2
	0,50	0,50	0,72	0,71	0,44	0,51	0,41	0,43	0,69	0.66
	0,80	0,81	0,87	0,86	0,87	0,94	1,1	0,85	0,73	0,72
	0,57	0,54	0,62	0,74	0,53	0,60	0,51	0,51	.0.61	0.58
	0,29	0,17	0,40	0,28	0,18	0,30	0,19	0,42	-	-

49/35	49/67	49/106	23/1	23/3	23/5	23/10	23/14	23/15	23/19
3.6	2.5	2.3	3.2	1.9	4.1	1.3	6.7	4.7	3.0
9,8	6,9	5,9	8,3	6,2	12	4,5	18	16	8,8
3,3	2,8	2,5	3,1	2,1	4,9	1,8	7,0	5,2	3,1
1,2	1,0	0,74	1,1	0,69	1,6	0,80	1,9	1,8	1,2
0,88	0,89	0,60	0,86	0,55	1,3	0,55	1,8	1,1	0,86
2,9	2,6	2,6	3,6	2,0	4,4	2,2	6,5	4,3	3,0
0,50	0,38	0,40	0,56	0,32	0,75	0,37	1,1	0,71	0,47
0,94	0, 87	0,79	0,91	0,86	0,85	1,1	0,71	0,97	0,99
0,65	Û.53	0,55	0,61	0,54	0,50	0,43	0,57	0,54	0,58
v.32	0.38	0.46	_	0.49	0.33		0.22	0,24	0.23








д.е - южный поперечный хребет разлома Долдрамс: д – на западном фланге, е – на восточном;
ж - северный поперечный хребет разлома Долдрамс; з – южный борт желоба разлома Архангельского; и – хребет между разломами Архангельского и Долдрамс. Цифры на графиках соответствуют номерам образцов



Рис. 30 (окончание)

порфировых разностей имело место механическое примешивание к расплаву кристаллов плагиоклаза (и в меньшей мере зерен других минералов). Таким механическим актом, как уже говорилось, могла быть флотация кристаллов и агрегатов плагиоклаза в промежуточной камере, обогащающая расплав, находящийся в верхней части камеры, соответствующими компонентами. При флотационном всплывании плагиоклазы могли увлекать с собой и зерна других минералов, находящихся с ними в тех или иных сростках.

Базальты с высоким значением отношения FeO/MgO (> 2) выделяются в особую группу, поскольку характеризуются контрастным поведением ряда петро- и геохимических параметров в сравнении с описанными выше слабо и умеренно дифференцированными разностями. В их группу, помимо базальтов межразломного хребта, входят отдельные образцы с других станций: 48/1, 24, 29; 49/30, 31; 59/19, 30. С увеличением FeO/MgO в них заметно понижаются концентрации SiO, и возрастают Al₂O₃ и CaO. В то же время эти базальты продолжают тренды изменений значений MgO, Na₂O, P₂O₅, Y, наметившиеся в области составов относительно слабо дифференцированных базальтов, т.е. имеет место повышение содержаний Na₂O, P₂O₅, Y и уменьшение концентрации MgO с возрастанием FeO/MgO. Высокодифференцированные базальты имеют близкий характер поведения с остальными базальтами и по Nb и Cr, однако отличаются от них по абсолютным значениям концентраций этих элементов. Концентрация Cr понижается с ростом FeO/MgO, однако его значения в целом более высокие у высокодифференцированных разностей, напротив, ниобий возрастает в этом направлении, но его конкреции более низкие, чем у остальных базальтов. Распределение РЭЗ в данных базальтах не отличается от такового в умеренно дифференцированных разностях (см. рис. 30, u). По Fe₂O₃, TiO₂ и Zr рассматриваемые базальты распадаются на две подгруппы:с высокими концентрациями этих элементов, продолжающими тренды, вырисовывавшиеся для низкодифференцированных базальтов (обр. 25/7, 8, 10, 11; 48/24. 29; 49/30), и с низкими концентрациями, образующими широкие поля составов, повидимому надстраивающие предыдущие тренды в направлении понижения концентраций этих элементов при возрастании Fe/MgO (обр. 25/4; 26/2, 3, 4, 5; 46/1, 48/1, 49/31, 59/19, 30). Как правило, базальты второй подгруппы имеют более высокие значения FeO/MgO (2, 5-3, 4).

На графике $Na_2O+K_2O-SiO_2$ основная часть базальтов с высоким отношением FeO/MgO располагается в поле составов толеитовых базальтов, в то же время обр. 25/7, 11; 26/2-5; 59/19 попадают в поле щелочных составов или располагаются вблизи него.

На треугольной диаграмме AFM совместно с базальтами нодальной впадины нанесены базальты межразломного хребта (см. рис. 29). Низкодифференцированные разности базальтов межразломного хребта располагаются в поле базальтов нодальной впадины, тогда как высокодифференцированные разности слабо отклоняются от него по направлению боуэновского тренда, характеризующего кристаллизацию толеитовых расплавов в сравнительно более окислительных условиях.

Таким образом, во многом иной характер поведения изученных элементов в высокодифференцированных базальтах, по-видимому, обусловлен и отличительными процессами дифференциации первичных расплавов. Возрастание в них концентрации Al_2O_3 , CaO, Na_2O и уменьшение содержания SiO_2 по мере роста FeO/MgO, вероятно, отражают весомое участие ортопироксена в процессах фракционной кристаллизации в промежуточных камерах. Понижение Fe_2O_3 в базальтах, в которых FeO/MgO=2,5÷ $\pm 3,4$, сопровождаемое существенным уменьшением концентрации TiO_2 , свидетельствует о том, что из расплавов также происходило отделение $Fe-Ti=\phi a3$. Возможность этого процесса (фракционирование ортопироксена и Fe-Ti= $\phi a3$) обоснована рядом исследователей [Thompson, 1987] для толеитовых базальтов вулкана Килауза на Гавайских островах. По данным петрохимии экспериментально показано, что $\phi pak-identification of the sector of the$

ционирование толеитовых расплавов (< 5% MgO) в малоглубинных камерах завершается осаждением гиперстена и ильменита. По мнению Р.Н. Томпсона [Thompson, 1987], характер фракционирования толеитов САХ аналогичен таковому для вулкана Килауза. Косвенным подтверждением этого же процесса является наличие кумулятов, содержащих ортопироксен и ильменит, драгированных с морфоструктур, близких к межразломному хребту (ст. 6-27-Д23 и 6-37-Д33).

Проанализировав общие закономерности вариаций химического состава всех базальтов из разломной зоны Долдрамса, рассмотрим вещественный состав базальтов, драгированных с различных морфоструктур. Базальты рифтовых долин 40°15' з.д. (ст. 6-34-Д30, 6-35-Д31) и 38° з.д. (ст. 6-59-Д54) представлены среднедифференцированными разностями, образующими компактные группы составов с близкой величиной отношения FeO/MgO, соответственно 1,33-1,47 и 1,37-1,55, и небольшим диапазоном колебаний других компонентов (см. табл. 6, ан. 1-14, 21-33), соответственно: TiO. 1,77-1,8 и 1.43-1,6%; Al₂O₂ 14,21-15 и 12,61-16,46%; CaO 10,53-11,43 и 11,03-11,77%; Sr 96-120 и 126-140 г/т; Ba < 11 г/т; Zr 100-144 и 85-114 г/т; Nb 1,2-2,8 г/т; Y 27-40 г/т; Sc 45-52 г/т; Со 45-51 г/т. Более широки вариации щелочей и хрома, соответственно: Na.O 2,07-3,02 и 2,54-3,04%; К.O 0,13-0,33 и 0,18-0,31%; Сг 290-430 г/т. Группу с более широким диапазоном FeO/MgO (1,15-1,53) составляют базальты рифтовой долины 39°30' з.п. (ст. 6-45-П40) (см. табл. 6, ан. 15-20). Соответственно у них отмечаются в основном и более широкие вариации компонентов. На диаграммах, показывающих вариации составов базальтов в зависимости от величины FeO/MgO, базальты рифтовой долины 40°15' з.д. заметно выделяются повышенными концентрациями ТіО., Zr. Y (см. рис. 27). Рифтовые базальты характеризуются очень низкими значениями таких индикаторных отношений, как (Nb/Zr)_N 0,11-0,27 и (La/Sm)_N 0,47-0,60, свойственных классическим толеитам N-типа MORB, имеют близкие спектры распределения лантаноидов с незначительным дефицитом европия или его отсутствием, величиной отношения Ец/Ец* 0,84-1,1 (см. рис. 30, а). В сравнении со спектром РЗЭ в базальтах рифтовой долины в районе разлома 15°20' описываемые базальты района разлома Долдрамс характеризуются отсутствием обогащенных разностей. Особый интерес представляет обр. 40/3, характеризующийся наиболее примитивным составом РЗЭ.

Базальты нодальной впадины (ст. 6-61-Д56) (см. табл. 6. ан. 42-69) схожи с базальтами рифта 38° з.д., вблизи которого она располагается. Они образуют протяженную дифференцированную серию от слабо (FeO/MgO – 1,02) до сравнительно высоко дифференцированных (FeO/MgO - 2.08) разностей, которая охватывает и базальты соседствующего рифта. По-видимому, базальты, драгированные со склонов нодальной владины, характеризуют разрез днища рифтовой долины. В соответствии с выше сказанным диапазон вариаций содержания различных элементов в базальтах нодальной впадины широк: TiO, 1,10-2,01%; Al₂O, 14,04-17,52%; CaO 9,38-11,67%; Na₂O 2,70-3,34%; K₂O 0,11-0,46%; P₂O₅ 0,09-0,20%; Sr 110-150 r/r; Ba < 5-15 r/r; Zr 55-150 г/т; Nb 1,4-3,5 г/т; Y 19-41 г/т; Sc 37-48 г/т; Со 40-45 г/т; Сг 120-280 г/т. Индикаторные отношения (Nb/Zr)_N 0,21-0,31 и (La/Sm)_N 0,57-0,66 также соответствуют истощенным толеитам N-типа MORB. Более разнообразны спектры РЗЭ в базальтах нодальной впадины. Они характеризуются в ряде случаев значительным дефицитом европия Eu/Eu* - 0,65-0,96 (см. рис. 30, б.). Один из базальтов (обр. 56/11) по спектру РЗЭ значительно отличается от остальных избытком средних лантаноидов (самария). По другим элементам-примесям этот базальт характеризуется повышенным содержанием К₂O (0,45%). Наиболее примитивный (FeO*/MgO – 1,07, CaO/TiO₂ – 9,5) базальт (обр. 56/31) имеет спектр РЗЭ, близкий к примитивному базальту рифта (обр. 40/3), однако с достаточно отчетливым европиевым минимумом (Eu/Eu* - 0,89).

Основная часть базальтов субмеридиональной депрессии (ст. 6-33-Д29) (см. табл. 6, ан. 34–41) образует довольно компактную группу сравнительно слабо дифференцированных базальтов (FeO/MgO – 1,15–1,3), по ряду породообразующих окислов заметно

отличающихся от рифтовых, с учетом отнесения к последним, и нодальных базальтов. Наиболее отчетливо отличие выражено в существенно более высоких концентрациях Fe_2O_3 (12,9-14,35%) и MgO (9,72-10,98%), что приближает их к пикрито-базальтам. Как было показано выше, эти породы имеют повышенные количества микролитов и субфенокристов оливина. По остальным параметрам они близки к рифтовым базальтам, в том числе и по индикаторным отношениям $(Nb/Zr)_N 0,15-0,27 u (La/Sm)_N 0,45-0,51$, но следует отметить более высокие в среднем концентрации хрома (360-380 г/т). Состав РЗЭ в базальтах этой структуры близок к таковому примитивного базальта рифтовых долин (обр. 40/3).

Базальты северо-западного углового поднятия разлома Архангельского (ст. 6-36-Д32, 6-37-Д33) (см. табл. 6, ан. 92–105), располагающегося между субмеридиональной депрессией и рифтовой долиной 40°15' з.д., по своим петро-геохимическим характеристикам тяготеют к рифтовым базальтам. Они образуют протяженную дифференцированную серию с диапазоном составов, аналогичным таковому для базальтов нодальной впадины (см. табл. 6, ан. 93–106). В том числе среди них встречено несколько образцов (33/6, 8), которые непосредственно близки к базальтам рифта 40°15' з.д., т.е. характеризуются сравнительно повышенными концентрациями TiO₂, Zr, и Y. По индикаторным отношениям (Nb/Zr)_N 0,16–0,34 и (La/Sm)_N 0,51 они относятся к N-типу MORB.

На этом участке Срединно-Атлантического хребта севернее разлома Архангельского в межрифтовой части опробован также северный поперечный хребет (ст. 6-40-ДЗб), где поднято небольшое количество базальтов и долеритов. Проанализированный долерит (обр. 36/2) (см. табл. 6, ан. 121) относится к слабо дифференцированным разностям (FeO/MgO – 0,99), аналогичным рифтовым вулканитам. Подобно базальтам рифта 40°15' з.д., он также выделяется сравнительно повышенной титанистостью (1,44%) при данной степени дифференциации. Однако следует заметить, что в этом долерите плагиоклазы существенно альбитизированы, что обусловило повышение в нем концентрации Na₂O (2,94%) при относительно низком отношении FeO/MgO.

Межразломный хребет, расположенный южнее разлома Архангельского, как неоднократно указывалось выше, опробовался на трех станциях: 6-29-Д25, 6-30-Д26 и 6-50-Д46 (см. табл. 6, ан. 70–91). Принципиальной особенностью коллекции базальтов, поднятых с этой морфоструктуры, является присутствие среди них высокодифференцированных разностей (FeO/MgO > 2), в которых выделяются подгруппы базальтов с относительно высокими и низкими Ti и Zr. Первая подгруппа (обр. 25/7, 8, 10, 11) характеризуется следующими петро-геохимическими параметрами: SiO₂ 44,55– 47,94%; TiO₂ 1,64–2,49%; Al₂O₃ 14,69–16,55%; Fe₂O₃ 12,04–15,27%; MgO 4,63–6,32%; CaO 10,73–11,77%; Na₂O 2,97–3,26%; K₂O 0,20–0,43%; P₂O₅ 0,20–0,41%; Sr 110–170 г/т; Ba 5–61 г/т; Zr 94–139 г/т; Nb 2,8–3,3 г/т; Y 26–48 г/т; Sc 46–55 г/т; Co 35–46 г/т; Cr 320– 370 г/т; FeO/MgO 1,83–2,66. Для другой подгруппы (обр. 25/4; 26/2–5; 46/1) эти характеристики варьируют в пределах: SiO₂ 44,91–47,05%; TiO₂ 1,06–1,64%; Al₂O₃ 17,30– 20,21%; Fe₂O 11,24–12,79%; MgO 3,10–5,97%; CaO 10,48–12,44%; Na₂O 2,64–2,97%; K₂O 0,20– 0,34%;P₂O₅ 0,14–0,35%; Sr 130–150 г/т; Ba 11–16 г/т; Zr 57–90 г/т; Nb 1,9–2,5 г/т; Y 20–33 г/т; Sc 47–51 г/т; Co 40–48 г/т; Cr 310–440 г/т; FeO/MgO 1,69–3,38.

Помимо высокодифференцированных базальтов, с этой структуры подняты также и умеренно дифференцированные разности (обр. 25/1, 3, 5, 6, 17, 18, 19, 21, 24, 25, 26/1), пределы вариаций различных компонентов в которых приблизительно соответствуют таковым в рифтовых базальтах. Некоторые базальты, полученные с данной морфоструктуры, существенно изменены (обр. 25/24, 25; 26/2-4), п.п.п. составляют более 3%. Преобладающим вторичным минералом в них является смектит, вещественный состав которого не может заметно изменить содержание основных породообразующих окислов в породе.

По величине отношений (Nb/Zr)_N 0,19-0,43 и (La/Sm)_N 0,53-0,75 большинство

базальтов межразломного хребта относится к N-типу MORB, в то же время среди высокодифференцированных разностей встречаются образцы, приближающиеся к T-типу MORB, в них (Nb/Zr)_N 0,43–0,47, (La/Sm)_N 1, Ва достигает 42–61 г/т. Базальты ст. 6-27-Д23 (см. табл. 6, ан. 106–120) пространственно близки к межразломному хребту, но находятся в тектонически нарушенном залегании и, скорее всего, характеризуют разрез южного борта желоба разлома Архангельского. Базальты очень пестрые по химическому составу, однако ряд наименее измененных из них (обр. 23/2, 14, 15, 19, 24, 34, 36) относятся к слабо и умеренно дифференцированным разностям (FeO/MgO 1,26–1,87), диапазон вариаций изученных компонентов в которых соответствует таковому в рифтовых базальтах. Из этой группы выделяются обр. 23/14, 15, которые, подобно базальтам рифта 40°15' з.д., характеризуются повышенными содержаниями TiO₂ (2,08–2,38%), Zr (141–200 г/т) и Y (43–48 г/т). В них также более высокие концентрации P₂O₅ (0,21–0,28%) и Nb (3,4–3,7 г/т).

Группу базальтов специфического облика образуют существенно порфировые разности (обр. 23/1, 5, 29, 26). Особенности их химизма уже обсуждались выше, следует лишь отметить, что они выделяются повышенными концентрациями Al_2O_3 (17,51–18,65%) и CaO (10,90–11,97%). Заметное изменение химизма вызывается альбитизацией плагиоклаза (обр. 23/3, 13, 26, 27). В этих базальтах отмечаются высокие концентрации Na_2O (3,24–4,48%) и большие п.п.п. Широкое развитие хлорита, представленного пеннином, характеризующимся очень низким содержанием SiO_2 и относительно высоким глинозема, приводит к уменьшению кремнезема и повышению глинозема, а также п.п.п. в базальтах (обр. 23/13, 31): SiO_2 44,23–46,63%, Al_2O_3 17,63–19,35%, п.п.п. 2,83–5,39%. Нормализованные (Nb/Zr)_N и (La/Sm)_N отношения в рассмотренных базальтах составляют соответственно 0,14–0,49 и 0,43–0,61 и характеризуют их как толеиты N-типа MORB.

Южный поперечный хребет разлома Долдрамс в его западной фланговой части опробован в двух различных участках. Полученные базальты заметно отличаются друг от друга. На ст. 6-23-Д19 (см. табл. 6, ан. 123–138) практически все базальты (обр. 19/1–3, 5, 9, 11, 18, 19, 23, 27, 28, 39, 41, 50) сильно изменены. В них широко развит альбит, замещающий плагиоклаз, а остальные компоненты породы в той или иной мере хлоритизированы. Альбитизированные базальты по возможности отмечены на рис. 27, 28 отдельным знаком. На представленных графиках видно, что они отличаются очень высоким содержанием Na₂O (2,86–5,12%) и пониженной концентрацией CaO (в наиболее альбитизированном обр. 19/28 – 6,26%). Большая часть альбитизированных базальтов обнаруживает понижение содержаний TiO₂ и Zr. На спектре редкоземельных элементов рассматриваемых образцов отмечается наиболее глубокая отрицательная аномалия европия (см. табл. 7; рис. 30,0), что, возможно, связано с альбитизацией плагиоклазов.

На графике Na₂O+K₂O-SiO₂ альбитизированные базальты попадают в область шелочно-базальтовых составов (см. рис. 28). Из вышеизложенного ясно, что это вызвано накоплением натрия в породе в результате процессов вторичного преобразования.

Анализируя петро-геохизмические параметры базальтов ст. 6-23-Д19, слабо меняющиеся при процессах вторичного минералообразования, все же можно утверждать, что они близки к рифтовым базальтам, их индикаторные отношения (Nb/Zr)_N и (La/Sm)_N составляют соответственно 0,23-0,36 и 0,45-0,56.

Базальты с другой станции (6-48-Д44), приуроченной к данному поперечному хребту (см. табл. 6, ан. 139–149), образующие довольно компактную группу составов, также изменены. Однако характер преобразований в них иной, преобладающими вторичными минералами являются глауконит и гидроокислы железа. Возможно, именно этим обстоятельством обусловлены повышенные концентрации K₂O в породах (0,32–0,48%). В то же время в этих базальтах наблюдаются и повышенные концентрации P₂O₅ (0,21-0,31%) и Nb (3,5-3,7 г/т). Однако наиболее характерной особенностью данной коллекции является высокое содержание глинозема (16,69-18,90%) в этих практически афировых базальтах, что отражается и на диаграмме Al₂O₃-FeO/MgO (см. рис. 27). По его содержанию, а также по поведению SiO₂ рассматриваемые вулканиты близки к высокодифференцированным базальтам (FeO/MgO > 2) межразломного хребта, характеризуясь в то же время умеренно высокими значениями FeO/MgO (1,52-2,12).

На диаграммах TiO₂-FeO/MgO, Zr-FeO/MgO и Y-FeO/MgO (см. рис. 27) анализируемые базальты образуют самостоятельные тренды с более низкими значениями TiO₂ (1,23-1,58%), Zr (62-106 г/т), Y (20-31 г/т) для соответствующих отношений FeO/MgO в сравнении с рифтовыми базальтами.

Рассматриваемые базальты отличаются от всех других базальтов разломной зоны Долдрамс сравнительно высокими отношениями $(Nb/Zr)_N$ (0,42-0,56). Отношение $(La/Sm)_N$ в них также высоко (0,87), однако возможно, что это результат вторичных преобразований, поскольку авторами неоднократно было замечено, что в базальтах, в которых сравнительно широко развиты глауконитоподобные фазы, имеет место повышение концентрации La.

На западном участке полигонных работ еще с одной структуры – северо-восточного углового поднятия разлома Долдрамс подняты в небольшом количестве образцы базальтов. Проанализированный образец (41/1) (см. табл. 6, ан. 122) может быть охарактеризован как умеренно дифференцированный толеит N-типа MORB, близкий к рифтовым базальтам.

На восточном участке полигонных работ, помимо уже охарактеризованных рифтовых и нодальных базальтов, относительно свежие образцы подняты со склонов медианного хребта, расположенного в межрифтовой части Долдрамса (ст. 6-62-Д57). Они (обр. 57/1, 2) (см. табл. 6, ан. 223, 224) по различным петро-геохимическим параметрам не отличаются от рифтовых базальтов.

На других станциях в этом районе работ (ст. 6-52-Д48, 6-53-Д49, 6-64-Д59, 6-65-Д60), приуроченных к различным участкам южного и северного поперечных хребтов разлома Долдрамс в его восточной фланговой части, получены обширные коллекции базальтов, отличающихся чрезвычайно пестрым составом (см. табл. 6, ан. 150– 222, 225–248). В большой степени пестрота составов обусловлена интенсивными и разнообразными изменениями некоторых образцов, однако основная масса относительно свежих базальтов образует протяженную дифференцированную серию. Вариации породообразующих элементов и элементов-примесей в них совпадают с таковыми рифтовых базальтов. Единичные образцы отличаются от основной коллекции. Одни из них (обр. 48/6, 7, 50) близки к базальтам, встреченным в районе субмеридиональной депрессии (ст. 6-33-Д29), другие (обр. 48/1, 24, 29; 49/30, 31; 59/19, 30) характеризуются высокой степенью дифференциации и другими петро-геохимическими параметрами, сближающими их с базальтами межразломного хребта (ст. 6-29-Д25, 6-30-Д26, 6-50-Д46).

В большом количестве со склонов рассматриваемых морфоструктур были подняты порфировые базальты (обр. 48/1, 31, 34, 37, 44, 50; 49/30–33, 43, 44, 65, 67, 83, 86, 88, 96; 59/32, 33; 61/18, 19, 21). Как уже говорилось выше, в них наблюдаются повышенные концентрации Al_2O_3 (17,01–19,65%) и CaO (10,96–12,44%). Базальты с заметно альбити: зированными плагиоклазами в сочетании с хлоритом, резьитым по другим компонецтам (обр. 48/11, 12, 20, 37, 47, 49, 63; 49/5, 9, 14, 56, 98, 101; 59/19, 29), выделяются повышенными концентрациями Na_2O (2,86–4,74%) и пониженными CaO (до 6,7%).

По индикаторным отношениям $(Nb/Z_i)_N 0,13-0,43$ и $(L_a/S_m)_N 0.42-0,65$ подавляющее количество рассматриваемых образцов относится к классическим толеитам N-типа MORB. Единичные базальты имеют более высокие отношения $(Nb/Zr)_N 0,52-0,73$ (обр. 49/12, 106) (рис. 31).



Рис. 31. Диаграмма (Nb/Zr)_N-Nbдля базальтов разломной зоны Долдрамс

Сплошная линия — вариации (Nb/Zr)_N при изменении условий и степени парциального давления [Пейве и др., 1989].

Анализ петро- и геохимических особенностей базальтов, драгированных в пределах САХ в районе разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского, свидетельствует о том, что эти породы являются типичными представителями толеитовых расплавов, охарактеризованными в литературе как N-тип MORB. Вместе с тем некоторым группам изученных базальтов, характеризующим отдельные морфоструктуры, присущи такие особенности составов, которые, по-видимому, отражают два основных вида взаимосвязанных процессов, протекающих в океанической коре, – магмогенерацию в зонах спрединга и трансформных разломов и структурнотектоническую эволюцию зоны САХ.

Устойчивость индикаторных отношений (Nb/Zr)_N и (La/Sm)_N для большинства изученных базальтов района указывает в целом на однообразие условий магмогенерации базальтовых расплавов для изученного района (см. рис. 31). В связи с этим представляется закономерным появление во многих морфоструктурах изученного района базальтов с довольно примитивными петро- и геохимическими составами (табл. 8). Исследование образцов с примитивным составом РЗЭ (см. табл. 7) показывает, что в первую очередь к ним относятся обр. 61/18 и 49/3 с отношениями петрогенных элементов, наиболее близкими к хондритовому: FeO/MgO 1,04-1,05, CaO/TiO, 12,2-14,3, Al₂O₃/TiO₂ 21,0-21,7. Во всех этих образцах отношение CaO/Al₂O₃ (0,57-0,68) смещено в сторону повышенных содержаний глинозема, что свидетельствует об обогащении этой компонентой базальтовых расплавов на самых ранних этапах своего формирования. На этом основании можно было бы предположить, что первичные выплавки были близки по составу к высокоглиноземному магнезиальному толеиту [Соболев и др., 1988]. Однако тем не менее следует обратить внимание на другую характерную особенность состава слабо дифференцированных базальтов обр. 61/18 и 49/3. Это пониженные концентрации в них скандия (33-41 г/т) и хрома (250-370 г/т). Это не было отмечено в изученных ранее базальтах разлома Зеленого Мыса (см. табл. 8) [Пейве и др., 1989]. Группа примитивных базальтов этого разлома характеризуется более высокими содержаниями Cr (420-700 г/т), Sc (37-48 г/т) и более низкими TiO, (0,76-0,9%). Вместе с тем эти базальты по петрохимическим параметрам также отвечают примитивным выплавкам с хондритовыми содержаниями петрогенных окислов [Sun et al., 1979; Сун, 1987].

Составы примитивных базальтов разлома Зеленого Мыса и примитивных базальтов разломной зоны Долдрамс на диаграмме CaO/Al₂O₃-FeO/MgO (рис. 32) образуют единый тренд изменения составов расплава, который располагается субпараллельно линии изменения состава толеитового расплава при осаждении из него клинопироксена, при этом наименее дифференцированные базальты разломной зоны Долдрамс намного больше эволюционировали в этом направлении. В связи с этим может быть выдвинута альтернативная гипотеза о природе первичных выплавок разломной зоны Долдрамс. Они менее глиноземистые, чем предполагаемый состав для выплавок TOP-2 [Соболев, и др., 1988], близки к таковым из зоны разлома Зеленого Мыса, а эволюция составов примитивных базальтов из зон разломов Зеленого Мыса и Дол



Рис. 32. Эволюция составов наименее дифференцированных базальтов из района разломной зоны Долдрамс

1 — базальты из района разлома Зеленого Мыса [Пейве и др., 1989]; 2 — базальты из разломной зоны Долдрамс; 3 — тренд предполагаемой эволюции состався примитивных базальтов вследствие раннего фракционирования клинопироксена; 4 — тренд эволюции составов базальтов при фракционировании плагиоклаза и оливина. Стрелками показано направление изменения составов расплавов при фракционировании: Р1 — плагиоклаза, О1 — оливина, Срх — клинопироксена. Тройная диаграмма построена по данным [Соболев и др., 1988]. Состав ТОР-2 нанесен по данным [Sobolev et al., 1988]

драмс (см. рис. 32), по-видимому, отражает процессы раннего фракционирования клинопироксена в относительно глубоких камерах, возможно на уровне первичного очага. Таким образом могут возникнуть высокоглиноземистые расплавы. С этим процесом, вероятно, связаны и пониженные концентрации скандия и хрома в рассматриваемых базальтах, так как клинопироксен является трассером этих элементов в магматических процессах. Другим подтверждением раннего фракционирования клинопироксена, по-видимому, может служить достаточно частое появление в базальтах разломной зоны Долдрамс клинопироксенсодержащих ксенолитов и ксенокристов клинопироксена относительно повышенной хромистости и натровости (см. гл. 3).

Согласно Дж. Корнпроосту и др. [Когпрговst et al., 1981], клинопироксены, кристаллизующиеся из толеитового расплава при относительно высокобарических условиях, имеют сравнительно высокие концентрации хрома и натрия в сравнении с низкобарическими клинопироксенами. В связи с вышесказанным не следует игнорировать

№ п/п	Образец	FeO/MgO	CaO/TiO	CaO/A1_O	Al-O-/TiO-	Τ
	Copused		010, 1102			
1	40/3	_	10.9	_	_	
2	56/31	1,07	9,5	0,62	15.4	
3	29/1	1,19	8,5	0,57	15,0	
4	32/1	1,32	9,9	0,71	13,8	
5	33/1	1,04	9,3	0,63	14,7	
6	61/18	1,05	12,2	0,58	21,0	
7	49/3	1,04	14,3	0,67	21,7	
8	23/3	1,15	7,9	0,68	11,5	
9	34/2a	0,95	14,4	0,73	19,8	
10	65/3	0,89	13,4	0,79	16,9	
11	65/7a	0,87	16,5	0,88	18,8	
12	Примитивная мантия	0.22	15.9	0.86	20.4	

Петро- и геохимические характеристики наиболее "примитивных" составов базальтов района 7°40'-15°20' САХ

Примечание. Базальты: 1—8— из района разлома Долдрамс; 9—11— из района разлома Зеленого Мыса [Пейве и др., 1989]; 12— оценка примитивной мантии по данным [Sun et al., 1979; Сун, 1987].

точку зрения на природу клинопироксенсодержащих ксенолитов, встреченных в ряде базальтов разломной зоны Долдрамс, как на продукт раннего фракционирования в глубинных магматических очагах, транспортированный базальтовыми расплавами на поверхность.

Клинопироксенсодержащие ксенолиты и ксенокристы клинопироксена в большинстве случаев присутствуют в существенно плагиоклаз-порфировых разностях базальтов. Прохождение ксенолитов и ксенокристов через малоглубинные промежуточные очаги, вероятно, как и обогащение этих расплавов кристаллами плагиоклазов осуществлялось благодаря механизму флотации.

Продолжая анализ диаграммы CaO/Al₂O₃–FeO/MgO(см. рис. 32), можно заметить, что составы примитивных базальтов разломной зоны Долдрамс могут быть получены и из выплавок, близких к первичным выплавкам базальтов TOP-2, но также при значительном раннем фракционировании клинопироксена. Таким образом, полученные данные не позволяют сделать окончательный вывод о природе первичных выплавок базальтов разломной зоны Долдрамс: то ли они являются высокоглиноземистыми оливиновыми базальтами, близкими к TOP-2, то ли это более низкоглиноземистые разности. Однако и в том и другом случае участие клинопироксена на ранних этапах фракционирования подтверждается фактическими данными по петрохимии и геохимии базальтов.

Как уже говорилось выше, отчетливо выпеляются отдельные группы составов базальтов, приуроченных обычно к конкретным морфоструктурам района. Основная масса изученных базальтов района характеризуется умеренной степенью дифференциации. Базальты с отдельных морфоструктур, где можно ожидать опребования мощного базальтового разреза (запример, нодальная впадина), образуют протяженные дифференцированные серии. Их дифферен-мованность обусловлена фракционной кристаллизацией оливина, плагиоклаза в относительно малоглубинных промежуточных очагах.

Отличительной чертой большой части базальтов межразломного хребта, расположенного в западной части межразломного пространства между разломами Архангела

Sc	Cr	Nb	TiO ₂	(Nb/Zr) _N	(La/Sm) _N	Eu/Eu*
 	360	17	0.98	Λ. 22	0.47	11
45	260	1,7	1 13	0,22	0,47	1,1
33	370	10	1,15	0,22	0.45	1 1
44	310	2.2	1,17	0.34	0.52	1.0
43	300	1.4	1.19	0,26	0,51	1,1
34	250	1.0	0,90	0,19	0,51	1,1
41	300	1,2	0,80	0,26	0,49	1,0
-	-	3,5	1,26	0,49	0,54	0,86
37	420	1,4	0,85	0,42	0,74	0,95
41	700	1,2	0,90	0,31	0,56	1,0
48	520	1,4	0,76	0,29	0,60	0,87
16,9	3010	-	0.22	-	0,39	_

ского и Долдрамс, является высокая степень дифференцированности. Анализ вариаций составов этих базальтов позволяет предположить, что они связаны с фракционной кристаллизацией гиперстена и ильменита, которые, судя по наблюдениям за извержениями вулкана Килауза [Thompson, 1987], осаждаются из толеитового расплава в промежуточной камере на поздних этапах фракционной кристаллизации.

Высокодифференцированные базальты сравнительно редко встречаются в пределах Срединно-Атлантического хребта. Их появление, по-видимому, обусловлено более плительным отстаиванием расплава в промежуточной камере, что реализуется редко при режиме растяжения, господствующем в рифтовых зонах. Благоприятные моменты для образования высокодифференцированных толеитов вероятны при относительно напряженном состоянии земной коры в условиях сжатия. В связи с этим необходимо рассмотреть взаимоотношение рифтовых базальтов и базальтов межразломного хребта, которые их сменяют по простиранию к западу от рифтовой долины 39°30' з.д. На ст. 6-29-Д25 встречены типичные рифтовые вулканиты и высокодифференциростачные базальты. На ст. 6-30-Д26 и 6-51-Д46, расположенных западнее, подняты только высокодифференцированные разности. Как отмечалось выше, базальтовый разрез межразломного хребта по-видимому, не претерпел существенных тектонических деформаций, и, следовательно, базальты двух разновидностей в пределах структуры, охарактеризованной ст. 6-29-1125, имеют близкое первичное пространственное расположение. На этой же станции и те и другие базальты обнаружены как в виде угловатых обломков, так и в виде хорошо окатанных галек, что позволяет оценить возраст обоих типов базальтов как доплиоценствий (См. р-здел "Осадочные породы") или, учитывая расстояние этой структуры от оси рифта, как раннеплиоценовый. В разделе "Осадочные по соды" обсуждается возможность структурной перестройки данного региона. и зевшей место приблизительно в раннем-среднем плизцене. Интенсивные тектонические движения с большой вертикальной составляющей, случившиеся на этом рубеже, могли отразиться на режиме фракционирования расплавов з промежуточных камерах. Современный рифтовый вулканизм в таком случае установился после раннего-среднего плиоцена. До момента ранне-среднеплиоценовой перестройки существовали, вероятно, более напряженные условия. Возможно даже, что излияния происходили не из трещин, а из вулканов центрального типа, что может свидетельствовать об этапе заложения рифтовой зоны. Уже было сделано предположение (см. раздел "Осадочные породы"), что в период ранне-среднеплиоценовой структурной перестройки в данном регионе сформировались рифтовые долины в их современном положении.

Интенсивные тектонические движения, вероятно, могут влиять не только на режим фракционирования в промежуточных камерах, но и на режим частичного плавления мантийного субстрата. Результатом этих сопряженных тектономагматических процессов, возможно, являются базальты, сформированные из расплавов, генерированных при степени частичного плавления, отличной от таковой для основной массы базальтов, встреченных в этом регионе. Так, базальты ст. 6-33-Д29, поднятые с субмеридиональной депрессии, отчетливо выделяются своей повышенной магнезиальностью и железистостью, а также низкими концентрациями кремнезема, натрия, фосфора, циркония и ниобия по сравнению с базальтами рифта 40°15', что может характеризовать их как продукт относительно более высоких степеней плавления [Грин, 1973]. Субмеридиональная депрессия (ст. 6-33-Д29) отделена от рифтовой долины 40°15′ з.д. угловым поднятием, возраст которого оценивается как ранне-среднеплиоценовый (см. раздел "Осадочные породы"), и, следовательно, тектономагматические процессы, приведшие к смене режима частичного плавления на данном сегменте хребта, произошли раньше этапа ранне-среднеплиоценовой структурной перестройки. С другой стороны, базальты ст. 6-33-Д29 имеют довольно свежий облик, близкий к базальтам рифта 40°15' з.д. Субмеридиональная депрессия по своей выраженности в рельефе дна также напоминает рифтовую долину, и все это совместно с иным петрохимическим типом базальтов, возможно, указывает на существование иного независимого от рифтового (40°15' з.д.) и параллельного ему центра вулканических извержений, хотя последнее утверждение и противоречит гипотезе спрединга.

Другая группа базальтов, химические особенности состава которых не находят объяснения в рамках механизма дифференциации в промежуточных очагах, представлена образцами ст. 6-48-Д44, приуроченной к одному из поднятий южного поперечного хребта разлома Долдрамс. Высокая глиноземистость (Al₂O₃ 16,9-18,9%) этих субафировых базальтов, а также особенности их геохимии, в частности повышенные отношения (Nb/Zr) -0.42-0.56 и (La/Sm)N -0.87, позволяют предположить, что они образовались из расплавов производных более низкой степени частичного плавления субстрата в сравнении с основной массой базальтов разломной зоны Долдрамс. Такая точка зрения на происхождение высокоглиноземистых базальтов срединно-океанических хребтов высказана И.Д. Рябчиковым [1984]. Кроме того, если принять гипотезу, что ультрабазиты в разломных зонах срединно-океанических хребтов могут быть генетически сопряжены с выплавками базальтов, встречаемых в этих районах, то базальты ст. 6-48-Д44 ассоциируют с ультрабазитами наименее тугоплавкими в сравнении с основной массой ультрабазитов, преимущественно встреченных на морфоструктурах, окружающих рифтовую долину 38° з.д. и, вероятно, являющихся комагматичными с рифтовыми базальтами.

Завершая обсуждение петро-геохимических особенностей базальтов разломной зоны Долдрамс, их ассоциаций и пространственного размещения, необходимо подчеркнуть пестроту их составов в пределах поперечных и медианных хребтов, а также угловых поднятий. Сложное внутреннее строение этих структур, устанавливаемое по ассоциациям разноглубинных пород, по-видимому, сформировалось еще до интенсивных вертикальных движений в ранне-среднеплиоценовое время. В ходе этих тектонических движений, предшествующих ранне-среднеплиоценовым, оказываются пространственно совмещенными базальты различных магматических очагов, отличающихся режимом магмогенерации и фракционирования, что свидетельствует в пользу

крупномасштабных горизонтальных передвижений блоков земной коры на этом этапе тектогенеза. Многие базальты этих структур несут следы интенсивных относительно высокотемпературных вторичных изменений и милонитизации.

УЛЬТРАБАЗИТЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Представительность ультрабазитов в драгированном материале на полигонах II и III различна. На полигоне II они представлены нешироко. Наиболее значительная коллекция ультрабазитов в пределах полигона II получена на ст. 6-49-Д44, в вершинной части поперечного хребта разлома Долдрамс (см. рис. 8). Набор ультрабазитов довольно разнообразен – лерцолиты, гарцбургиты, дуниты, что в общем типично для океанических разломов. Особенностью данной коллекции является то, что все ультрабазиты имеют красный и рыжий цвет вследствие широкого развития тонких жилок и включений гидроокислов железа на поверхности гипербазитов, обусловленных, по-видимому, процессами подводного выветривания.

Перцолиты (обр. 44/6, 7, 15, 17) – равномерно-среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой, состоят из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов и редкой шпинели. Оливин либо полностью замещен волокнистым серпентином (обр. 44/6), либо встречается в виде реликтовых зерен в характерной петельчатой структуре (обр. 44/17). Моноклинный пироксен (около 10 %) образует гипидиоморфные, реже ксеноморфные короткопризматические или изометричные зерна размером 0,5–2 мм. Его оптические свойства: $2V = 65^{\circ}$, дисперсия r>v, угол *C:Ng* варьирует от 38 до 46°, интерференционные цвета изменяются от красно-желтого до красно-синего первого порядка. По-видимому, это диоспид, некоторые зерна которого обнаруживают структуру распада твердых растворов, при этом ламелли ортопироксена представлены веретенообразными вростками. Ортопироксен представлен либо мелкими реликтами энстатита в гипидиоморфных гомоосевых псевдоморфозах бастита, либо очень редкими слабо измененными короткопризматическими зернами. Погасание прямое или с небольшим углом, около 5°. Количество зерен ортопироксена около 20 %, размер 4–10 мм в поперечнике.

Шпинель образует изометричные или ксеноморфные выделения размером 0,2-0,5 мм. Цвет гемно-красный до бордового.

Герцбургиты (обр. 44/8, 9, 11–14, 16, 18–22) обнаруживают различную степень серпентинизации – от практически нацело серпентинизированных (обр. 44/12, 21) до умеренно серпентинизированных оливина и ортопироксена (обр. 44/8) с реликтами этих минералов. Количество в основном баститизированных сравнительно идиоморфных зерен ортопироксена таблитчатой формы размером 4–10 мм составляет 20–25 %. Характерно, что даже в случае полных гомоосевых баститовых псевдоморфоз сохраняются совершенная продольная отропироксеновая спайность и реликтовое прямое (или с небольшим углом, до 10°) погасание относительно этой системы спайности. В некоторых зернах ортопироксена наблюдаются тонкие вытянутые ламелли клинопироксена. В небольших количествах клинопироксен также встречается в виде ксеноморфных зерен размером 0,6–0,8 мм, как правило, в виде реакционной каймы около некоторых граней ортопироксена.

Красно-бурая шпинель размером в среднем около 0,5 мм в поперечнике образует ксеноморфные выделения, нередко червеобразной формы, и очень редко встречается в виде зерен октаэдрической формы.

Основная серпентиновая масса, развитая по оливину, имеет либо петельчатую, либо ленточную структуру. На участках с петельчатой структурой вокруг ядер овальной формы размером 0,5–1 мм, сложенных гидроокислами железа и тонкими релик-

Таблица 9

Химический состав ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Долдрамс

Компонент				Ст. 6-48-Д4	4		
	44/6	44/8	44/10	44/12	44/15	44/17	44/21
	1	2	3	4	5	6	7
SiO,	39,04	38,49	38,67	39,10	38,67	38,64	38,83
TiO	0,05	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04
A1,0,	2,42	1,12	1,21	2,04	2,20	2,36	1,15
Fe ₂ O ₃	8,38	10,98	10,59	9,98	11,12	11,02	10,31
FeO	0,93	0,29	0,50	0,29	0,79	0,93	0,72
MnO	0,10	0,00	0,05	0,08	0,09	0,08	0,04
MgO	31,82	33,99	33,85	33,12	32,73	31,61	33,83
CaO	2,32	0,80	0,59	1,58	0,77	2,02	0,78
Na ₂ O	0,23	0,26	0,20	0,25	0,24	0,19	0,23
к,0	0,04	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01	0,02
П.п.п.	12,76	13,53	13,08	12,87	12,27	11,67	13,08
Сумма	98,09	99,50	98,78	99,40	98,93	98,56	99,03
Fe ₂ O ₃	0,90	0,97	0,95	0,97	0,93	0,92	0,93

FeO+0,9 Fe2O3

Компонент		Ст. 6	-63-Д58		Ст. 6-64-Д59				
5102 5102 5102	58/2	58/3	58/4	58/5	59/59	59/61	59/70	59/71	
	15	16	17	18	19	20	21	22	
SiO,	39,65	38,43	39,12	38,82	38,54	39,33	41,60	38,85	
TiO ₂	0,03	0,02	0,15	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	
A1203	1,53	1,18	3,16	1,25	2,18	0,78	2,05	1,08	
Fe ₂ O ₃	7,57	7,26	8,02	7,46	7,64	7,98	6,58	7,86	
FeO	0,64	0,65	1,04	0,50	0,97	0,25	1,18	0,21	
MnO	0,14	0,06	0,17	0,07	0,32	0,05	0,14	0,08	
MgO	36,19	36,66	32,77	36,86	33,99	37,10	34,17	37,59	
CaO	0,53	0,11	1,99	0,17	0,30	0,00	1,52	0,06	
Na ₂ O	0,09	0,13	0.23	0,13	0,28	0,14	0,23	0,06	
к,0	0,15	0,13	0,15	0,13	0,15	0,13	0,14	0,13	
П.п.п.	13,30	14,34	12,73	14,03	13,95	13,48	11,92	13,29	
Сумма	99,82	98,97	99,53	99,44	98,33	99,25	99,56	99,23	
Fe ₂ O ₃	0,92	0,92	0,88	0,94	0,89	0,97	0,85	0,97	

FeO+0,9Fe₂O₃

Примечание. Анализы выполнены на атомно-эмиссионном ВИП-спектроанализаторе IV-48 в химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР, исполнитель И.Л. Симонов.

Ст. 6-54-Д49 Ст. 6-53-Д48 48/72 48/73 48/78 48/81 48/82 48/84 49/138 9 8 12 14 10 11 13 38,12 38,69 39,18 38,81 39,45 37,94 38,79 0,05 0,05 0,02 0,06 0,03 0,01 0,02 1,16 0,80 2,12 1,20 1,22 1,52 1,00 8,67 7,89 7,63 9,00 9,32 8,34 7,49 0,72 0,72 0,34 1,22 0,72 0,50 0,43 0,08 0,03 0,06 0,04 0,05 0,02 0,06 35,61 35,75 36,61 34,71 33,85 36,44 35,97 0,89 0,41 0,40 1,06 0,31 0,64 1,36 0,08 0,12 0,09 0,10 0,16 0,06 0,18 0,00 0,01 0,01 0,02 0,02 0,00 0,01 13,82 12,82 13,55 12,93 12,63 13,29 14,10 97,76 98,73 99,62 99,40 98,90 98,93 98,24 0,96 0,87 0,91 0,93 0,95 0,95 0,91

		Ст. 6-68-Д63									
59/72	59/79	63/25	63/26	63/38	63/39	63/41	64/9	64/10			
23	24	25	26	27	28	29	30	31			
38,59	39,13	38,41	38,66	39,52	39,77	39,69	41,00	39,05			
0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,06	0,03	0,02			
0,96	0,98	1,72	1,31	1,69	1,40	2,03	1,53	1,51			
7,92	8,34	7,13	8,00	6,51	7,32	9,45	6,38	7,14			
0,65	0,57	1,06	0,50	1,36	1,29	1,42	1,65	1,44			
0,13	0,09	0,05	0,05	0,08	0,06	0,13	0,05	0,06			
35,80	37,15	37,07	36,82	35,08	36,35	33,42	36,70	35,99			
0,44	0,00	0,19	0,00	1,46	0,63	1,00	0,40	0,54			
0,12	0,09	0,13	0,09	0,19	0,09	0,11	0,19	0,09			
0,01	0,06	0,14	0,06	0,06	0,06	0,14	0,08	0,06			
13,52	13,00	13,21	13,24	12,89	11,94	11,31	12,29	12,68			
98,15	99,43	99,13	98,77	98,87	98,94	98,76	99,30	98,58			
0,92	0,94	0,87	0,94	0,83	0,85	0,87	0,79	0,83			

123

тами оливина, концентрически зонально развивается хризотил. На участках ленточной структуры субпараллельные ленты, сложенные поперечно-волокнистым хризотилом, протягиваются на несколько сантиметров, линзовидно выклиниваясь. Серпентин пронизан просечками тонкодисперсного магнетита, количество которого варьирует от 1 до 5 %.

Дуниты представлены одним образцом (44/10). Структура породы грубо-, равномерно-зернистая. Оливин практически полностью замещен серпентином с сохранением редких реликтов с высоким рельефом, которые, в свою очередь, нередко замещены иддингситом. Шпинель присутствует в виде октаэдрических, реже ксеноморфных зерен, хаотически расположенных в серпентиновом матриксе.

Описанные разновидности ультрабазитов имеют типичные структуру и минеральный состав. Ультрабазиты, поднятые на других станциях, характеризуются близким строением, поэтому их детальные описания приводиться не будут. Основные различия заключаются в количестве и размере зерен ортопироксена, а также в степени серпентинизации образцов.

Помимо ст. 6-49-Д44, на полигоне II ультрабазиты подняты с северного борта долины разлома Долдрамс (ст. 6-50-Д45) (сильно серпентинизированные гарцбургиты), а также с северного склона углового поднятия, расположенного западнее рифтовой долины 40° 15' з.д. (ст. 6-37-ДЗЗ) (серпентинизированные гарцбургиты и дуниты – обр. 33/20).

На полигоне III ультрабазиты распространены широко, что характерно для разломных структур океана. Они драгированы со склонов поперечных и внутриразломных хребтов разлома Полпрамс, а также с горы Пейве (см. рис. 8, табл. 1).

На ст. 6-62-Д57, 6-66-Д61 и 6-54-Д49 серпентинизированные гарибургиты подняты в незначительном количестве. В существенно большем объеме они прагированы на ст. 6-63-Д58 и 6-64-Д59, среди первых выделяется группа сильно выветрелых образцов рыжего цвета, пронизанных жилками кальцита и имеющих брекчиевидное строение (обр. 58/11-14). Описан также лерцолит (обр. 58/4). Разнообразные ультрабазиты встречены на ст. 6-53-Д48 (гарцбургиты – обр. 48/72, 74–81, лерцолиты – обр. 48/73, 82, 83 и дуниты – обр. 48/84).

Со склонов горы Пейве подняты наименее измененные ультрабазиты со значительным количеством свежих зерен оливина. Они представлены гарцбургитами (обр. 63/24-34, 37, 39, 40, 42-49; 64/9, 10) и лерцолитами (обр. 63/35, 36, 41, 50).

ПЕТРОХИМИЯ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Химический состав ультрабазитов изучен для образцов ст.6-49-Д44 и практически всех станций полигона III, за исключением ст. 6-62-Д57. Данные химического изучения представлены в табл. 9. Как было сказано выше, ультрабазиты сильно и в различной степени серпентинизированы, поэтому основные вариации их химического состава определяются степенью серпентинизации. Химически степень серпентинизации примерно оценивается по содержанию воды в породе, которая составляет основную часть потерь при прокаливании (п.п.п.). Уже серпентинизированные ультрабазиты подвергаются на морском дне подводному выветриванию, что минералогически выражается в появлении гидроокиси железа. Этот процесс приводит к повышению степени окисления железа, т.е. к увеличению отношения Fe₂O₄/FeO+Fe₂O₄. Анализ вариаций химического состава ультрабазитов в зависимости от степени их изменения необходим для оценки первоначальных составов ультраосновных пород. В качестве петрохимического параметра, характеризующего первоначальные составы, удобно воспользоваться содержанием MgO, поскольку оно прямо коррелируется с нормативным содержанием оливина и тем самым отражает тугоплавкость ультрабазитов. В соответствии с вышеизложенным построены графики содержания основных петрогенных элементов в зависимости от величины п.п.п. (рис. 33), Fe₂O₃/FeO+0,9Fe₂O₃ (рис. 34) и MgO (рис. 35).

При увеличении величины п.п.г. наблюдается уменьшение содержания в серпентинизированных ультрабазитах SiO₂, Al₂O₃, CaO, FeO*(FeO+0,9Fe₂O₃), увеличение содержания



Рис. 33. Вариации содержаний основных петрогенных окислов в ультрабазитах в зависимости от величины п.п.п.

Станции: 1 - 6-49-Д44; 2 - 6-53-Д48, 6-54-Д49; 3 - 6-63-Д58; 4 - 6-64-Д59; 5 - 6-68-Д63, 6-69-Д64

MgO и независимое поведение TiO₂, Na₂O и K₂O (см. рис. 33). Если при серпентинизации в породу привносится вода и, несмотря на разбавляющий эффект этого процесса, возрастает концентрация MgO, то, следовательно, при серпентинизации имеетместо еще больший, чем привнос, вынос вещества из породы. Скорее всего, выносится кремнезем, глинозем, кальций и железо, и также, возможно, и магний в небольших количествах.

Тренды изменения химических составов в зависимости от величины п.п.п. очень широки и захватывают практически все проанализированные образцы, за некоторым исключением. Так, обр. 59/59 (см. табл. 9, ан 19) при высоких п.п.п. и нормальных значениях CaO характреризуется повышенным содержанием Al_2O_3 , что, по-видимому, обусловлено большим количеством ортопироксена в образце. Напртив, обр. 63/39 (см. табл. 9, ан. 28) выделяется пониженными значениями Al_2O_3 и повышенными MgO вследствие большого количества оливина в образце. Для обр. 44/6 (табл. 9 ан.1) и 58/4 (см. табл. 9, ан. 17), являющихся лерцолитами, характерен не только повышенный глинозем, но и кальций.

Только повышенным содержанием CaO выделяется из общего тренда обр. 48/72 (см. табл. 9, ан. 8), что, по-видимому, обусловлено наличием кальцита, частично замещающего серпентин.

Обр. 44/8, 10 21 отличаются высокими содержаниями железа. Как видно из графиков, представленных на рис. 34, общее содержание железа, а также величина п.п.п возрастают по мере увеличения степени окисления железа. Перечисленные образцы характеризуются вы-



Рис. 34. Диаграммы распределения Fe₂O₃ и п.п.п. в ультрабазитах в зависимости от степени окисления железа

Условные обозначения см. на рис. 33



Рис. 35. Вариации содержания основных петрогенных окислов в ультрабазитах в зависимости от концентрации MgO

Условные обозначения см. на рис. 33

сокой степенью окисления, а при петрографическом описании в них отмечали гидроокислы железа. Следовательно, повышенное содержание железа в обр. 44/8, 10, 21 обусловлено его привносом в ходе гальмиролиза.

Широта трендов изменения содержаний петрогенных окислов в зависимости от величин п.п.п. обусловлена, по-видимому, тем, что первоначальные составы ультрабазитов, характеризующих различные структуры, отличались друг от друга. Из рис. 33 следует, что ультраосновные поропы горы Пейве в целом более магнезиальные и менее железистые, кальциевые и глиноземистые, напротив, образцы со ст. 6-48-Д44 менее магнезиальные и более железистые, кальциевые и глиноземистые, чем остальные. Промежуточное положение занимают ультрабазиты других станций, при этом на ст. 6-63-Д58, 6-64-Д59 они более близки к гипербазитам горы Пейве, а на ст. 6-53-Д48 и 6-54-Д49 – к гипербазитам ст. 6-48-Д44. Эти же закономерности, хотя и несколько неотчетливо, проявляются на графиках содержаний основных петрогенных окислов в зависимости от величины концентрации MgO (см. рис. 35). При возрастании MgO наблюдается понижение содержаний AL₂O₃, CaO, Fe₂O₂, TiO₂ и Na₂O и независимое поведение SiO2. В целом отмеченные закономерности совпадают с трендами серпентинизации, однако одновременно отражают и вариации первоначального состава ультрабазитов, поскольку некоторые лерцолиты, несмотря на более высокую степень серпентинизации (обр. 63/25, 38; 59/59; 44/6), характеризуются тем не менее более высокими CaO и Al₂O₃ и более низкими значениями MgO, чем иные менее серпентинизированные образцы из этих же праг.

Из вышеизложенного следует, что ультрабазиты горы Пейве и ст. 6-63-Д58 и 6-64-Д59 более тугоплавкие, чем образцы со ст. 6-48-Д44. Гипербазиты ст. 6-53-Д48 и 6-54-Д49 занимают промежуточное положение.

Вариации химического состава исследованных ультрабазитов в основном находятся в пределах диапазоное составов других ультраосновых пород, драгированных из разломных структур приэкваториальной Атлантики [Банатти и др., 1973], разломной зоны 43° с.ш. [Shibata, Thompson, 1986], но по ряду параметров отличаются, например, от ультраосновных пород, полученных из глубоководных скв. 566, 567 DSDP пробуренных в Центрально-Американском желобе вблизи побережья Гватемалы [Bourgois et al., 1984].

Концентрации CaO и MgO в ультрабазитах Долдрамса близки к таковым гипербазитов вышеперечисленных структур. По содержанию SiO₂, Al₂O₃, FeO*, степени окисления железа нет существенной разницы между ультраосновными породами Долдрамса и других разломных зон приэкваториальной Атлантики, но в целом они более высоки, чем в гарцбургитах скв. 566, 567 DSDP. Лишь образцы лерцолитов 58/4 и 44/6 имеют концентрации CaO и Al₂O₃, превышающие их характерные значения для океанических гипербазитов. По этим параметрам они приближаются к плагиоклазовым перидотитам и составу пиролита, предложенному Грином и Рингвудом [Green, Ringwood, 1963]. В то же время от состава пиролита обр. 58/4 и 44/6 отличаются существенно более низкими содержаниями TiO₂ и Na, по которым они приближаются к остальным океаническим ультрабазитам.

Вариации содержаний K₂O в ультрабазитах Долдрамса требуют особого обсуждения. Как видно из рис. 33, 35, по величине этого параметра изученные ультраосновные породы разбиваются на три группы. Образцы ст. 6-48-Д44, 6-53-Д48 и 6-54-Д49 образуют группу с низкими концентрациями K₂O (0–0,04%), характерными и для большинства океанических ультрабазитов из разломных зон приэкваториальной Атлантики. А пределах этой группы наблюдается уменьшение содержания K₂O при увеличении таких параметров, как MgO и п.п.п

Гипербазиты горы Пейве образуют группу с промежуточными значениями K_2O (0,06– 0,08 %). Такие значения K_2O чрезвычайно редки в океанических ультрабазитах. Наконец, выделяется группа с очень высокими конценрациями K_2O (0,13–0,15 %), неизвестными в океанических ультрабазитах. Эта группа включает образцы ст. 6-63-Д58, 6-64-Д59 и два с горы Пейве.

Ультрабазиты с низкими и высокими содержаниями К₂О характеризуют различные структуры океанического дна в районе разлома Долдрамс. Они отличаются друг

от друга и по другим петрохимическим параметрам. Ультраосновные породы с высокими и средними концентрациями K_2O получены с ряда поднятий: с горы Пейве, из района пересечения рифтовой долины 38° з.д. и разлома Долдрамс, а также с северного борта желоба разлома Долдрамс напротив вышеназванной рифтовой долины. Эти поднятия пространственно сосредоточены вблизи рифтовой зоны 38° з.д., вероятно, связаны друг с другом структурно. Ультрабазиты из этой системы поднятий в целом характеризуются и большей тугоплавкостью. Еще одной чрезвычайно важной особенностью этих поднятий является приуроченность к ним крупных массивов габброидов, для которых ультрабазиты выступают в качестве вмещающих пород. Формирование крупных тел габброидов обычно сопровождается активным флюидномагматическим воздействием на окружающие породы, приводящим к объемным или локальным изменениям их химического состава. Существуют косвенные признаки флюидно-магматического метасоматоза ультрабазитов, которые будут приведены ниже. По-видимому, повышенные концентрации K_2O в ультрабазитах из этой системы поднятий и есть результат такого воздействия.

Ультрабазиты внутриразломного хребта и северного поперечного хребта в восточной фланговой части разлома Долдрамс (ст. 6-53-Д48 и 6-54-Д49) отличаются промежуточной тугоплавкостью и нормальными, низкими содержаниями К₂О. Эти структуры простираются субширотно и отделяются от системы поднятий, тяготеющих к рифтовой зоне, разрывным нарушением, поперечным к разлому Долдрамс. Вероятно, это разрывное нарушение является границей структурных зон, отличающихся друг от друга тектономагматическим развитием.

Южный поперечный хребет в западной фланговой части разлома Долдрамс (ст. 6-48-Д44) имеет, по-видимому, иной тип развития, поскольку полученные с него ультрабазиты отличаются от других наименьшей тугоплавкостью. Концентрации K_2O в них типичны для океанических ультраосновных пород.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Как было сказано ранее, ультрабазиты разлома Долдрамс в значительной степени превращены в серпентиниты, поэтому анализ сохранившихся зерен минералов особенно важен для определения места данных пород в ряду изученных гипербазитов Атлантики.

Реликты зерен оливинов сохранились только в ультрабазитах¹ из драг 63 и 64. Для них характерен однородный химический состав при умеренной магнезиальности Fo_{88_90} . Отмечаются следовые значения Cr_2O_3 , Al_2O_3 и низкие Ni(0,3-0,4), CaO(0,03-0,06) (табл. 10).

Ортопироксены (энстатиты) характеризуются значительными вариациями составов Еп $_{85,9-90,3}$; Fs $_{8,2-11,0}$; Wo $_{0,9-6,3}$. Содержания Al₂O₃ находятся в интервале 2,1-5,5 %, Cr₂O₃ – 0,58–1,0, TiO₂ – 0,02-0,2 %. Вблизи жилы, выполненной пренитом в обр. 63/41, значения TiO₂ возрастают до 0,45 %. Na₂O и K₂O находятся на уровне фоновых значений (табл. 11).

По соотношению Cr_2O_3 и Al_2O_3 (рис. 36) условно выделяется несколько групп составов. В первую группу входят с самыми высокими значениями Al_2O_3 в ортопироксены из драги 48 (обр. 48/76, 48/77), они же характеризуются и самыми высокими отношениями Al_2O_3/Cr_2O_3 (6–8,4) и TiO₂/Cr₂O₃ (0,09–0,29).

Вторая группа, в которую входят образцы из драги 44, а также частично из драг 48, 63 и 64 (обр. 44/6, 44/17, 48/76а, 63/31, 63/41, 64/9), характеризуется промежуточными значениями отношений AL O_3 /Cr₂ O_3 (4,8–5,6), TiO₂ /Cr₂ O_3 (0,03–0,15).

¹В этом разделе описание ультрабазитов будет дано без подразделения их на гарцбургиты и лерцолиты (дуниты не анализировались), так как они образуют непрерывный ряд и разделение для большинства пород является в значительной степени условным.



Строение осадочного чехла в западной части разлома Долдрамс¹ 1-3 — сейсмические разрезы: 1 — вдоль 44°00′з. д.; 2 — вдоль 44°15′з. д. (север — справа); 3 вдоль 44°30′з. д.

¹В табл. I. II. IV-VII на всех профилях север – слева, скорость – 10 узлов, развертка – 4 с.



Строение осадочного чехла в восточной части разлома Долдрамс 1 — соотношение внутриразломного хребта с чехлом в разломе Долдрамс вдоль 32°55′з. д.; 2 — строение разлома Долдрамс вдоль 33°05′з. д.



Строение осадочного чехла вдоль зоны разлома Долдрамс между 40°40' и 39°35' з. д. (запад — слева)



Строение осевой части хребта

1 — строение разломов Архангельского (слева) и Долдрамс (справа) на 40°40′з. д.; 2 — строение осадочного чехла вдоль 40°35′з. д. (разлом Архангельского — слева, Долдрамс — справа)



Рис. 36. Диаграмма Cr₂O₃-Al₂O₃ ортопироксенов в ультрабазитах

1-6 — данные по станциям драгирования 6-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", станции: 1 — 63, 2 — 64, 3 — 58, 4 — 59, 5 — 48, 6 — 44; 7,8 — поля составов района: 7 — разлома 43° с.ш. [Shibata, Thompson, 1986], 8 — разломов Вима и Романш [Hebert, 1982]; 9 — скв. 395 DSDP [Sinton, 1978]; 10 — разлом Зеленого Мыса [Пейве, Щербаков, 1989]

Таблица 10

Kom- noheht SiO ₂ Al ₂ O ₃ Cr ₂ O ₃ FeO MnO MgO CaO NiO Cymma Si Al Cr Fe Mn Mg	64/10	63/36		63/41	.	63/50					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9		
SiO,	40,64	40,68	40,85	40,59	40,55	40,52	42,03	41,28	41,34		
Al,0,	0,02	0,02	-	_	0,01	_		_	_		
Cr,0,	0,02	0,02	_	0,01	_	0,02	-	0,02	0,02		
FeO	9,21	10,51	11,42	11,67	11,11	9,32	9,82	9,78	9,94		
MnO	0,12	0,17	0,16	0,12	0,14	0,14	0,15	0,14	0,13		
MgO	49,63	48,97	48,97	48,90	48,55	48,82	47,91	47,75	48,35		
CaO	0,03	0,04	0,06	0,08	0,06	0,08	0,04	0,04	0,06		
NiO	0,39	0,30	0,31	0,34	0,37	H.o.	H.o.	H.o.	H.o		
Сумма	100,05	100,71	100,77	101,73	100,80	98,89	99,94	99,00	99,84		
			Количеств	о ионов в г	тересчете і	Ha 4(0)					
Si	0,994	0,994	0,992	0,991	0,994	1,001	1,026	1,015	1,013		
A1	_	-	_	_	-	·	-	_	-		
Cr	_	_	-		_	_	-	_	-		
Fe	0,188	0,215	0,231	0,241	0,228	0.193	0,200	0.203	0.204		
Mn	0,003	0,003	0,003	0,002	0.003	0,003	0.003	0.003	0.003		
Mg	1,810	1,784	1,773	1,772	1,773	1,799	1,743	1,763	1,766		
Ca	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,002		
Ni	0,008	0,006	0,012	0.012	0,007	_	_	-	_		
Fo	90,1	88.8	88,6	88,6	88,2	90.3	89.7	89.7	89.6		

Состав оливинов перидотитов разлома Долдрамс

Примечание. Анализы 1, 2, 5 выполнены в Ламонтской обсерватории Колумбийского университета США; 3, 4 — в Геологическом институте АН СССР; 6-9 — в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Здесь и в табл. 11, 12 все анализы выполнены на микрозондах "Camebax". Н.о — не определялось.

Таблица 11

Состав ортопироксенов перидотитов разлома Долдрамс

Компонент	44/6	44,	/17		48/76		48/77	58/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO,	53,64	53,69	53,99	53,70	54,29	53,38	53,75	55,62
TiO	0,10	0,10	0,03	0,19	0,16	0,19	0,07	0,04
Al ₂ 0,	5,14	4,99	5,23	4,70	4,57	5,48	6,03	2,96
Cr,0,	0,96	0,92	0,93	0,69	0,76	0,65	0,78	0,98
FeO	5,80	6,32	6,38	6,51	6,56	6,57	6,51	5,39
MnO	0,10	0,06	0,10	0,11	0,13	0,13	0,11	0,10
MgO	31,60	30,57	30,25	32,74	32,96	32,28	32,37	32,21
CaO	1,96	2,76	3,19	0,85	0,44	0,80	0,59	2,67
Na,O	0,02	0,22	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,04
NiŌ	0,10	0,13	0,11	0,07	0,11	0,06	0,11	0,10
Сумма	99,42	99,76	100,25	99,57	99,99	99,57	100,33	100,11
		Кол	ичество и	нов в пере	счете на 6 (0)		
Si	1,872	1,891	1,892	1,872	1,882	1,860	1,856	1,926
Ti	0,003	0,002	0,001	6,005	0,004	0,005	0,002	0,001
Al	0,212	0,221	0,225	0,193	0,187	0,225	0,246	0,121
Cr	0,027	0,021	0,023	0,019	0,021	0,018	0,021	0,027
Fe	1,169	0,192	0,192	0,190	0,190	0,191	0,188	0,156
Mn	0,003	0,002	0,003	0,003	0,004	0,004	0,003	0,003
Mg	1,644	1,611	1,583	1,701	1,703	1,677	1,666	1,663
Ca	0,073	0,114	0,123	0,032	0,016	0,030	0,022	0,099
Na	0,002	-	-	0,001	0,001	0,003	0,001	0,003
Ni	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003	0,003
Fs	8,96	9,9	10,0	10,02	10,14	10,26	10,0	8,5
En	87,2	84,3	83,6	88,3	89,0	88,2	88,8	90,3
Wo	3,8	5,7	6,3	1,6	0,9	1,6	1,2	5,4
100Mg	90,7	89,4	89,3	89,9	89,9	91,1	89,8	91,4

Третью группу составляют образцы драг 58, 63 и 64. Для них характерны самые низкие отношения AL O, /Cr, O, (2,9–4) и TiO, /Cr, O, (0,02–0,13).

Как видно из этой диаграммы (см. рис. 36), составы третьей группы наиболее близки ортопироксенам перидотитов разлома Зеленого Мыса [Пейве, Щербаков, 1989] и разлома 43° с.ш. [Shibata, Tompson, 1986]. Породы первой и второй групп частично перекрываются с составами ультрабазитов разломов Вима и Романш [Hebert, 1982]. Таким образом, в рассматриваемом районе имеется широкий спектр составов реститовых перидотитов, претерпевших существенно различный характер эволюции.

Клинопироксены (диопсиды) характеризуются еще более пестрым составом, чем ортопироксены, и только часть из них можно рассматривать как сингенетичные энстатитам (табл. 12). В них существенны вариации $F_{s_{3,8-6,0}}$, $En_{46,5-52,0}$, $Wo_{43,1-48,1}$, AL, O₃ 2,9-6,3%, Cr₂O₃ 0,8-1,8%.

На диаграмме $C_{I_2}O_3 - Al_2O_3$ (рис. 37) клинопироксены занимают обширную область, отвечая практически всем известным в трансформных разломах составам этих минералов. Здесь могут быть выделены две группы.

Одна группа характеризуется более высокими отношениями ALO₃/Cr₂O₃ (3,6-4,6)

	58/4	58/5	63/31	63/36	63	3/41		63/46	
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
_	54,04	54,64	54,32	55,62	54,45	55,99	55,39	55,11	55,92
	0.02	0.06	0.06	0.07	0.06	0.11	0.09	0.06	0.04
	3.83	3.75	4.67	2,99	4.80	3,81	2.31	2,61	2,34
	1,05	1,10	0,95	0,84	1,01	0,71	0,71	0,77	0,64
	5,33	5,39	5,89	6,68	6,10	7,30	6,47	6,47	6,42
	0,09	0,10	0,11	0,13	0,10	0,13	0,13	0,14	0,13
	32,07	31,99	31,93	32,61	32,25	32,15	33,52	33,29	33,21
	2,12	2,36	1,78	1,34	1,37	1,40	0,75	0,95	1,02
	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	_	0,01	0,02	0,03
	0,13	0,07	0,12	0,09	0,11	0,07	0,04	0,06	0,09
	98,70	99,48	99,86	100,41	100,25	101,67	99,42	99,47	99,82
				Количество	ионов в пе	ересчете на 6	(0)		
	1.898	1.904	1.886	1,924	1.883	1,922	1,930	1.922	1,940
	0,001	0,002	0,002	0,002	0.002	0,003	0,002	0,001	0,001
	0,159	0,154	0,191	0,122	0,196	0,154	0,095	0,107	0,096
	0,029	0,030	0,026	0,023	0,028	0,022	0,020	0,021	0,017
	0.157	0,157	0,171	0,193	0,176	0,211	0.188	0,139	0,186
	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004
	1,678	1,661	1,653	1,681	1,662	1,641	1,741	1,730	1,717
	0,080	0,088	0,066	0,050	0,051	0,50	0,028	0,035	0,038
	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	_	0,001	0,001	0,002
	0,004	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,002
	8,2	8,2	9,0	10,0	9,3	11,0	9,81	9,85	9,77
	87,6	87,1	87,5	87,4	88,0	86,3	88,8	88,3	88,3
	4,2	4,6	3,5	2,6	2,7	2,6	1,4	1,8	1,9
	91,4	91,4	90,6	89,7	90,4	88,6	90,2	90,1	90,2

и включает преимущественно породы из драг 44, 48, а в другой, главным образом из драг 58, 63, 64, это отношение 2,5–3,5.

Наименее низкие концентрации TiO₂ в клинопироксенах ст. 6-63-Д58 – 0,05–0,09% (рис. 38), в чем они сближаются с таковыми в клинопироксенах ультрабазитов из разлома 43° с.ш. [Shibata, Tompson, 1986] и Центрально-Американского желоба [Bourgois et al., 1984]. Основная масса изученных клинопироксенов характеризуется значениями TiO₂ 0,12–0,26%, что отмечается для гарцбургитов скв. 334 DSDP [Hodges, Papike, 1976] и банки Горриндж [Sherri, et al., 1988]. Однако ряд образцов из драг 48 и 63 образуют группу с более высокими концентрациями TiO₂ – 0,45–0,75%. Такие значения TiO₂ встречаются в клинопироксенах милонитов из массива Св.Петра и Павла [Melson et al., 1972]. Более того, в обр. 63/41 клинопироксены, расположенные непосредственно вблизи пренитовой жилы, характеризуются аномально высокими концентрациями TiO₂ – 1,23 и 1,34%, тогда как в зернах, расположенных на некотором расстоянии от нее (0,5–1 см), TiO₂ лишь 0,76 и 0,32%. Таким образом, в клино- и ортопироксенах вблизи жилы наблюдается резкое повышение содержания TiO₂. Пренит – продукт относительно низкотемпературных гидротермальных процессов,

					the second s			
Компонент			63	/50			64/9	64/10
	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO,	55,62	57,49	56,56	56,09	56,26	56,37	54,50	55,53
TiO,	0,08	0,05	0,09	0,07	0,08	0,08	0,05	0,10
A1,0,	3,73	2,67	2,04	1,68	1,98	1,69	4,11	2,15
Cr,0,	0,94	0,91	0,67	0,55	0,68	0,53	0,83	0,58
FeO	6,90	7,01	6,15	6,10	6,45	6,28	6,12	6,08
MnO	0,09	0,11	0,16	0,16	0,13	0,14	0,12	0,12
MgO	30,66	31,35	32,60	33,24	32,55	32,82	32,52	33,48
CaO	1,60	1,46	1,25	1,34	1,43	1,35	1,33	1,09
Na-O	_	-	0,08	0,02	0,04	0,03	-	0,01
NiÔ	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0,09	0,08
Сумма	99,63	101,07	98,60	99,26	99,60	99,29	99,69	99,21
		Кол	ичество ис	нов в пере	счете на 6 (0)		
Si	1,936	1,969	1,950	1,955	1,956	1,963	1,895	1,937
Ti	0,002	0,001	0,002	0.002	0.002	0.002	0,001	0,003
Al	0,153	0,108	0.084	0.069	0.081	0,069	0,168	0,088
Cr	0,026	0,025	0,019	0.016	0.019	0,015	0,023	0,016
Fe	0,201	0,201	0.181	0.178	0.187	0.183	0,178	0.177
Mn	0,003	0,003	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	1,591	1,601	1,706	1,727	1,687	1,704	1,686	1,740
Ca	0,060	0.053	0.047	0.050	0.053	0.050	0.050	0.041
Na		_	0.005	0.002	0.002	0.002		0.001
Ni	-	-		·	, 	·	-	_
Fs	10,8	10,8	9,3	9,1	9,7	9,4	9,3	9,0
En	85,9	86,3	88,2	88,3	87,5	87,8	88,1	88,9
Wo	3,2	2,8	2,4	2,5	2,7	2,6	2,6	2,1
100Mg Mg+Fe	88,8	88,8	90,4	90,7	90,0	90,3	90,4	90,8

Таблица 11 (окончание)

Примечание. Анализы 1, 4–13, 15–17, 24, 25 выполнены в Ламонтской обсерватории Колумбийского университета США; 2, 3, 14, 18, 19 – в Геологическом институте АН СССР; 20–23 – в Интитуте геологии и геофизики СО АН СССР.

и вряд ли с его образованием связано описанное выше явление. По-видимому, возможно предположить, что на месте теперешней пренитовой жилы существовала микродайка преимущественно плагиоклазового состава, поскольку пренит, как правило, замещает плагиоклаз. Вероятно, при магматическом или флюидно-магматическом процессе формирования плагиоклаза имело место и химическое воздействие флюидной фазы на породообразующие минералы гарцбургита, наиболее эффектно проявившееся в резком увеличении концентрации TiO₂ в пироксенах. Не исключено, что повышенные концентрации TiO₂ в клинопироксенах других аналогичных пород со ст. 6-68-Д63 также обусловлены этим процессом.

Концентрации Na₂O в клинопироксенах варьируют в широких пределах (см. рис. 38). Наиболее низкие значения (0,1-0,2%) характерны преимущественно для гарцбургитов из драг 44 и 58, и в этом они сближаются с аналогичными породами Центрально-Американского желоба [Bourgois et al., 1984] и скв. 334 DSDP [Hodges, Papike, 1976]. Содержания Na₂O в клинопироксенах из основной массы ультрабазитов драг 63



Рис. 37. Диаграмма Cr₂O₃-Al₂O₃ клинопироксенов в ультрабазитах Условные обозначения см. на рис. 36



Таблица 12

Компонент	44/6		44/17				48/76
Rominoveni	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	51,19	52,19	52,04	52,67	51,37	51,97	51,45
TiO ₂	0,16	0,22	0,26	0,13	0,12	0,64	0,66
Al2O3	5,26	6,33	5,96	5,94	6,30	3,56	4,02
Cr ₂ O ₃	1,11	1,56	1,36	1,30	1,54	0,83	0,99
FeO	2,79	3,47	3,03	3,34	3,31	2,95	2,87
MnO	0,06	0,07	0,06	0,15	0,17	0,06	0,07
MgO	16,11	15,82	16,75	16,32	16,84	16,61	16,09
CaO	22,46	21,77	22,43	22,48	21,91	22,72	22,48
Na ₂ O	0,20	0,16	0,27	0,06	0,04	0,52	0,60
NiO	0,06	0,06	0,01	0,05	0,07	0,04	0,03
Сумма	99,42	101,65	102,16	102,43	101,66	99,90	99,27
		Количес	тво ионов в	пересчете на	6 (0)		
Si	1,874	1,871	1,881	1,872	1,841	1,897	1,890
Ti	0,005	0,011	0,012	0,006	0,006	0,108	0,018
Al	0,227	0,281	0,262	0,251	0,273	0,153	0,174
Cr	0,032	0,043	0,041	0,041	0,043	0,024	0,029
Fe	0,085	0,102	0,094	0,101	0,102	0,090	0,088
Mn	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002
Mg	0,879	0,841	0,901	0,864	0,901	0,904	0,881
Ca	0,881	0,831	0,872	0,861	0,843	0,889	0,885
Na	0,014	0,011	0,022	0,005	0,004	0,03^	0,043
Ni	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Fs	4,6	5,6	4,8	5,5	5,4	4,9	4,9
En	47,6	47,4	48,4	47,2	48,9	48,0	47,5
Wo	47,7	46,9	46,8	47,2	45,6	47,2	47,7
100Mg	91,2	89,4	90,9	89,6	90,0	90,9	90,9
Mg+Fe							

Состав клинопироксенов перидотитов разлома Долдрамс

и 64 – 0,3–0,43%, что соответствует ультрабазитам банки Горриндж [Sherri et al., 1988]. Отчетливо выделяется группа, образованная клинопироксенами из гарцбургитов драги 48. Наблюдающиеся в них концентрации Na_2O 0,52–0,6% входят в поле составов, образованное клинопироксеновыми милонитами о-вов Св.Петра и Павла, в которых клинопироксены наиболее обогащены Na_2O среди ультрабазитов призкваториальной Атлантики [Melson et al., 1972].

Составы клинопироксенов одной драги (и даже образца) существенно варьируют по составу, что свидетельствует о том, что породы претерпели сложную эволюцию, в ходе которой изменялся состав отдельных зерен без их гомогенизации по всему объему породы. Возможно, наблюдаемые вариации связаны также с гидротермально-метасоматической проработкой вдоль жил или даек, которые не представлены из-за фрагментарности поднятого материала. Все это заставляет с особой осторожностью подходить к определению Р-Т-условий образования перидотитов, используя двупи-

48/76	48/	76a	48/77	58/1		58/4	58/5
8	9	10	11	12	13	14	15
52 14	52 31	52 27	52.71	52,50	54 69	50.62	52.26
0.69	0.14	0.14	0.29	0.06	0.08	0.05	0.09
3.81	5.42	5.64	2.89	3.37	3.64	5,11	3.70
0.96	1.82	1.62	1.12	1.24	1.25	1,47	1.13
2.98	2.26	2,45	2.58	2.67	2,32	2,96	2,42
0.06	0.08	0,10	0.06	0.08	0.14	0.06	0.06
16.34	16.39	16.67	17.09	17.95	17,45	17.76	16.86
22.42	22,67	22.23	22.82	21.75	21.90	20,43	22,78
0.60	0,60	0,58	0.30	0.23	0.52	0,18	0.13
0.03	0.06	0.05	0.05	0.05	0.07	0,06	0,06
100.02	101,71	101,75	91,91	99,90	102,08	98,71	99,50
	·	Кол	ичество ионо	в в пересчет	е на 6 (0)	-	
1,899	1,871	1,864	1,919	1,907	1,942	1,861	1,908
0,019	0,011	0,011	0,008	0,002	0,002	0,001	0,003
0,163	0,232	0,231	0,124	0,144	0,153	0,222	0,159
0,028	0,052	0,051	0,032	0,036	0,043	0,043	0,033
0,091	0,071	0,072	0,079	0,081	0,072	0,091	0,074
0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002
0,887	0,872	0,891	0,928	0,972	0,920	0,972	0,918
0,875	0,871	0,853	0,891	0,847	0,831	0,805	0,891
0,043	0,041	0,041	0,022	0,016	0,41	0,013	0,009
0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
5,0	3,8	3,9	4,2	4,3	3,8	4,9	3,9
47,8	48,1	49,2	48,9	51,1	50,5	52,0	48,7
47,2	48,1	47,0	47,0	44,6	45,6	43,1	47,3
90,7	92,6	92,7	92,2	92,3	92,9	91,4	92,5

роксеновые геотермометры. Нами была сделана попытка оценить температурные Условия образования по нескольким геотермометрам. Исходя из соотношения Al и Сг в пироксенах [Майсен, Бетчер, 1979] и по Fe-Mg-геотермометру [Wood, Banno, 1973], температуры образования пород находятся в интервале 900-1200° С. Какой-либо зависимости между температурой и структурным положением пород не наблюдается. Если исходить из геотермометра Перчука [Перчук, 1977], то ни в одном из образцов (даже в паре кристалл- ламелль) нет сходимости в температурах между орто- и клинопироксенами. При этом ортопироксены оказываются более высокотемпературными (T = 1200-1300°C), чем клинопироксены (T = 1000-1150°C).

Оценочная величина давления, исходя из температуры и содержания Al_2O_3 в ортопироксенах [Perkins et al., 1981], составляет в целом 20–25 кбар, поднимаясь от 27 до 35 кбар в наименее глиноземистых пироксенах (обр. 64/10, 63/46, 50). Хотелось бы еще раз подчеркнуть, что из-за существенных вариаций составов клинопироксе-

Компонент	63/31		63/41	[63/46	
	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	51,37	51,84	54,45	53,20	51,96	52,16	52,29
TiO ₂	0,16	0,14	0,76	0,32	0,63	0,47	0,49
Al ₂ O ₃	5,26	4,74	4,31	4,71	3,12	3,42	3,35
Cr ₂ O ₃	1,28	0,94	1,21	1,17	1,15	1,08	1,28
FeO	2,83	3,43	3,35	3,62	2,80	2,91	3,02
MnO	0,08	0,07	0,15	0,02	0,05	0,06	0,06
MgO	16,39	17,28	16,47	16,15	16,90	16,80	17,14
CaO	22,17	21,37	21,36	22,16	22,25	22,20	21,73
Na ₂ O	0,31	0,11	0,40	0,16	0,36	0,33	0,33
NiO	0,08	0,06	0,07	0,04	0,02	0,04	0,05
Сумма	99,93	99,99	100,52	101,54	99,25	99,47	99,63
		Колич	ество ионов	в пересчете і	на 6 (0)		
Si	1,870	1,883	1,922	1,901	1,906	1,908	1,909
Ti	0,004	0,004	0,022	0,013	0,017	0,013	0,012
Al	0,226	0,203	0,181	0,202	0,135	0,147	0,144
Cr	0,037	0,027	0,031	0,031	0,033	0,031	0,035
Fe	0,086	0,104	0,101	0,112	0,086	0,089	0,092
Mn	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002
Mg	0,890	0,936	0,872	0,863	0,924	0,916	0,932
Ca	0,865	0,832	0,812	0,851	0,875	0,870	0,850
Na	0,022	0,008	0,031	0,011	0,025	0,024	0,023
Ni	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Fs	4,7	5,5	5,6	6,0	4,6	4,8	5,0
En	48,0	50,0	48,9	47,2	49,0	48,8	49,7
Wo	47,0	44,4	45,5	46,7	46,4	46,3	45,3
<u>100Mg</u> Mg+Fe	91,2	90,0	89,6	88,6	91,5	91,1	91,0

Примечание. Анализы 1, 6-8, 11, 12, 14-17, 20-22, 29 выполнены в Ламонтской обсерватории Колумбийского университета США; 2-5, 9, 10, 13, 18, 19, 23-25 – в Геологическом институте АН СССР; 26-28 – в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

нов, большинство из которых не вполне равновесны с ортопироксенами, величины температуры и давления могут рассматриваться как очень приблизительные.

Х ромшпинелиды ультрабазитов разлома Долдрамс характеризуются широкими вариациями магнезиальности (от 46 до 75) и хромистости (от 19 до 58) (табл. 13). Как видно из диаграммы (рис. 39), наблюдается обратная корреляционная зависимость содержания Al_2O_3 в ортопироксене и хромистости в хромшпинелиде, что указывает на то, что в целом можно использовать этот параметр как показатель степени деплетированности ультрабазитов. При увеличении степени частичного плавления мантийного вещества имеет место уменьшение содержания Al_2O_3 в минералах и увеличение хромистости хромшпинелидов. Присутствие такой корреляционной зависимости указывает на то, что высокобарические соотношения существенно не нарушены вторичными процессами преобразования ультрабазитов.

		63/5	0			
23	24	25	26	27	28	29
51,83	54,16	53,89	53,42	53,23	53,72	51,97
0,18	0,26	0,17	0,18	0,18	0,20	0,17
4,73	3,57	2,83	2,48	2,37	2,66	3,41
1,61	1,44	0,90	1,06	0,95	1,12	1,05
3,24	2,69	2,90	2,86	2,66	3,21	2,79
0,08	0,05	0,02	0,08	0,09	0,08	0,06
15,70	17,02	17,87	17,34	17,27	17,08	17,47
22,57	23,24	23,07	21,25	21,92	21,14	21,96
0,43	0,20	0,33	_	0,22	0,27	0,11
H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0,04
100,38	102,64	101,98	98,96	98,90	99,49	99,03
		Количество и	онов в пересче	ете на 6 (0)		
1,885	1,917	1,922	1,953	1,950	1,954	1,906
0,005	0,007	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005
0,203	0,149	0,119	0,107	0,102	0,114	0,148
0,046	0,040	0,025	0,030	0,028	0,032	0,030
0,098	0,080	0,087	0,088	0,082	0,098	0,086
0,003	0,001	0,001	0,002	0,003	0,003	0,002
0,851	0,898	0,950	0,945	0,943	0,926	0,955
0,880	0,881	0,881	0,832	0,860	0,824	0,863
0,031	0,014	0,023	0,021	0,016	0,019	0,008
-	-	_	_	-	-	-
5,4	4,3	4,5	47,2	4,3	5,3	4,5
46,5	48,3	49,5	50,7	50,0	50,1	50,1
48,1	47,4	45,9	44,6	45,6	44,5	45,3
89,7	90,9	91,6	91,5	92,0	90,4	91,7

Как видно из диаграмм 100 · Cr / (Cr+Al) – 106 · Mg / (Mg+Fe² ·) (рис. 40), наиболее резко обособляются хромшпинелиды гипербазитов из драг 44, 48. В них низкая хромистость (19–29) и высокая магнезиальность (до 75). Такие хромшпинелиды характерны для малодеплетированных гипербазитов разломов Романш, Вима, Гиббс и др. [Michael, Bonatti, 1985]. Ортопироксены в этой группе наиболее глиноземисты.

Другую полярную группу составляют ультрабазиты из драг 58, 59, 63 и 64. В них хромшпинелиды умеренной магнезиальности характеризуются хромистостью 32–58. Однако по составу глинозема в ортопироксене породы более дифференцированы, при этом намечается ряд от наиболее глиноземистых и, следовательно, наименее деплетированных (обр. 63/31, 41; 64/9) к более глиноземистым и соответственно более деплетированным разностям (обр. 63/36, 46, 50; 64/10) через группу промежуточных образцов из драги 58. Наиболее деплетированные разности этой группы близки к ульт-

Таблица 13

Компонент	44/6	44/17		48/76		48/76a	48/77	58/1
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO2	H.o.	-	_	0,01	0,01	0,11	н.о.	Н.о.
TiO ₂	0,07	H.o.	Н.о.	0,57	0,56	Н.о.	0,18	0,09
Al ₂ O ₃	45,42	43,58	46,17	36,61	40,26	24,59	50,97	30,11
Cr ₂ O ₃	22,34	22,41	22,03	24,67	25,05	42,60	17,39	40,41
Fe ₂ O ₃	2,52	1,48	1,11	5,18	4,63	3,33	1,50	1,48
FeO	11,09	13,00	12,52	14,47	14,93	17,44	12,29	12,79
MnO	H.o.	0,18	0,19	H.o.	H.o.	0,33	H.o.	H.o.
MgO	18,37	16,93	16,89	15,96	15,92	11,70	18,43	15,91
NiO	0,32	0,15	0,22	0,27	0,25	-	0,31	0,13
Сумма	100,14	97,72	99,13	100,72	101,91	100,11	101,06	100,92
		к	оличество	ионов в пе	ресчете на	32 (0)		
Si	-	-	-	0,001	0,003	-	-	_
Ti	0,012		-	0,096	0,094	-	0,029	0,016
Al	11,678	11,652	12,051	10,511	10,587	7,191	12,751	8,255
Cr	3,853	4,023	3.864	4,392	4,419	8,354	2,921	7,434
Fe ³⁺	0,413	0,334	0,091	0,878	0,777	0,461	0,239	0,259
Fe ²⁺	2,024	2,392	2,412	2,724	2,786	3,783	2,183	2,489
Mn	-	0,031	0,042	-		0,0723	_	-
Mg	5,972	5,721	5,572	5,357	5,294	4,332	5,831	5,516
Ni	0,057	0,032	0,041	0,049	0,045	-	0,053	0,025
<u>100Mg</u> Mg+Fe ²⁺	74,7	70,5	69,8	66,3	65,5	54,5	72,8	68,9
100Cr Al+Cr	24,8	25,6	24,3	29,5	29,4	53,7	18,6	47,4

Состав кромшпинелидов перидотитов разлома Долдрамс

рабазитам разломов 43° с.ш., Океанограф, Атлантис, а также скв. 556 и 558 DSDP [Місhael., Bonatti, 1985], т.е. из структур, близких к Азорскому поднятию, рассматриваемому рядом автором как "горячая" точка.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании приведенных данных среди изученных гипербазитов Срединно-Атлантического хребта в районе разлома Долдрамс можно более или менее уверенно выделить три группы. Первую группу, наиболее обширную, образуют ультраосновные породы из драг 58, 59, 63 и 64. Они характеризуются наибольшей тугоплавкостью, что следует из большой магнезиальности и низкой железистости, глиноземистости и кальциевости их валового состава, а также наибольшей степенью деплетированности, что устанавливается по пониженной глиноземистости ортопироксенов и повышенной хромистости хромшпинелидов. Данные гипербазиты драгированы с ряда поднятий, пространственно тяготеющих друг к другу. Учитывая реститовую природу этих ультрабазитов, что следует из характерных взаимосвязей между тугоплавкостью, глиноземистостью пироксенов и хромистостью хромшпинелидов, можно считать, что пред-

58/1		58/4	58/5	59/59	59/61		63/31
9	10	11	12	13	14	15	16
_	0,30	H.o.	H.o.	H.o.	0,13	0,71	H.o.
H.o.	Н.о.	2,38	0,09	0,17	H.o.	H.o.	0,68
30,64	30,38	22,49	35,19	26,24	28,03	27,28	25,85
39,21	39,08	37,39	34,39	41,60	42,70	42,59	39,42
2,11	1,66	5,04	1,87	1,26	15.07	16,84	3,95
13,17	14,06	17,15	12,41	20,89	15,27		14,98
0,24	0,27	H.o.	Н.о.	H.o.	0,29	0,31	[.] Н.о.
14,86	14,74	12,86	16,63	10,17	14,89	13,82	13,95
0,14	0,13	0,18	0,18	0,06	H.o.	H.o.	0,15
100,36	100,57	97,50	100,75	100,39	101,31	101,55	98,97
		Колич	ество ионов	в пересчете н	a 32 (0)		
-	0,009	-	-	-	0,030	0,169	_
-	-	0,451	0,016	0,032	-	-	0,124
8,511	8,431	6,674	9,439	7,600	7,793	7,615	7,415
7,301	7,273	7,443	6,189	8,088	7,964	7,976	7,589
0,192	0,302	0,955	0,320	0,232	0,243	0,409	0,724
2,803	2,769	3,612	2,363	4,298	2,769	2,926	3,051
0,054	0,051		-	-	0,057	0,062	-
5,223	5,702	4,826	5,642	3,726	5,235	4,879	5,060
0,031	0,022	0,037	0,032	0,012	-	-	0,029
65,1	67,2	57,2	70,5	46,4	65,4	62,5	62,4
46,2	46,3	52,7	39,6	51,6	49,4	51,2	50,6

ставители данной группы характеризуют относительно однородный блок верхней мантии с приблизительно одинаковым ходом тектономагматических, а позднее и метасоматических процессов, происходивших на уровне верхней мантии.

Возможно несколько вариантов объяснения наблюдаемых закономерностей. Один из них сводится к рассмотрению данного района как аналога Азорского поднятия. В этом случае можно предположить, что высокая степень тугоплавкости и деплетированности реститов обусловлена подъемом в данном районе САХ глубинного обширного мантийного диапира. Повышенный тепловой поток, связанный с этим подъемом, привел к высокой степени частичного плавления верхней мантии и выплавке большого объема базальтов, по-видимому близких к *N*-типу MORB.

Процессы массопереноса, связанные с подъемом вещества, очевидно, более обогащенного, в виде мантийного диапира, не так очевидны и проявились неравномерно. Так, для большинства образцов ст. 6-68-Д6 3 и 6-69-Д64 клинопироксены ультрабазитов характеризуются несколько повышенной титанистостью и натровостью, тогда как эти же параметры в гипербазитах из драги 58 близки к типичным ультраосновным породам из разломных зон САХ.

Другая точка зрения сводится к тому, что мантия характеризуется значительной
Компонент	63/36	63/41		63/46			63/50	
	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO2	H.o.	Н.о.	0,03	0,02	0,03	0,06	0,21	0,02
TiO ₂	1,13	0,09	0,27	0,28	0,24	H.o.	H.o.	H.o.
Al ₂ O ₃	24,37	38,32	33,27	33,87	35,08	22,24	22,33	22,96
Cr2O3	43,61	30,52	34,07	33,29	32,03	46,67	46,20	45,65
Fe2O3	1,69	1,44	3,84	3,83	3,85	22.14	21.26	20.00
FeO	17,47	16,14	14,47	14,22	14,17	22,14	21,30	20,99
MnO	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0,30	0,38	0,34
MgO	12,96	14,65	15,31	15,50	15,63	11,59	11,79	11,97
NiO	0,15	0,15	0,16	0,15	0,18	н.о.	H.o.	H.o.
Сумма	101,39	101,34	101,40	101,16	101,21	103,01	102,27	101,93
		Коли	чество ион	ов в пересч	ете на 32 (0))		
Si		-	0,007	0,004	0,007	0,016	0,051	0,006
Ti	0,205	0,016	0,046	0,048	0,041	-	-	-
Al	6,936	10,230	9,020	9,170	9,445	6,411	6,457	6,638
Cr	8,326	5,470	6,197	6,046	5,785	9,024	8,961	8,852
Fe ³⁺	0,308	0,246	0,665	0,662	0,662	0,565	0,582	0,510
F€²+	3,529	3,058	2,784	2,731	2,706	3,964	3,799	3,801
Mn	-	-	-	-	-	0,063	0,078	0,070
Mg	4,666	4,947	5,250	5,305	5,323	4,224	4,312	4,377
Ni	0,028	0,028	0,029	0,028	0,032	-	-	-
<u>100Mg</u> Mg+Fe ²⁺	56,9	61,8	65,3	66,0	66,3	51,6	53,2	53,5
100Cr Al+Cr	47,7	34,8	40, 7	39,7	38,0	58,5	58,1	57,1

Примечание. Анализы 1, 4, 5, 7, 8, 11–13, 16–21, 31, 32 выполнены в Ламонтской обсерватории Колумбийского университета США; 2, 3, 6, 9, 10, 14, 15, 22–24 — в Геологическом институте АН СССР; 25–30 — в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

латеральной неоднородностью. Эта неоднородность может быть либо первичной, либо возникшей в какое-то время из-за привноса (в основном литофильных) элементов глубинными флюидами [Bonatti, Michael, 1989] с последующим понижением температуры плавления. Так как области распространения обогащенных базальтов приурочены к выходам сильно деплетированных ультрабазитов, а последние можно получить только при высокой степени частичного плавления, то из этого следует, что обогащенная мантия при прочих равных условиях испытывает бо́льшую степень частичного плавления, чем нормальная. Обсуждаемые ультрабазиты отвечают именно такой обогащенной мантии. В то же время аномальная мантия может включать и участки нормальной мантии, что видно по вариациям составов ультрабазитов в смежных районах или даже в пределах одной станции драгирования.

Еще одной особенностью описываемых ультрабазитов, указывающей на близость их последующего геологического развития, является повышенное содержание в них К₂О и TiO₂ в пироксенах вблизи жил (обр. 63/41). По-вилимому, это свидетельствует

			63/	/50		64/9	64/10
25	26	27	28	29	30	31	32
0,22	0,04	0,06	0,06	0,02	0,06	H.o.	Н.о.
0,26	0,27	0,31	0,29	0,29	0,27	0,10	0,21
22,33	23,07	21,99	22,12	22,32	23,55	41,31	30,77
43,68	43,65	43,76	43,28	42,58	42,47	28,82	35,82
20,15	19,94	19,33	21,06	21,26	21,10	0,48 12,72	3,35 14,40
0,50	0,50	0,50	0,50	0,40	0,44	H.o.	H.o.
12.33	12,27	12,98	11,94	12,09	11,97	17,06	14,64
H.o.	Н.о.	H.o.	Н.о.	H.o.	H.o.	0,19	0,13
99,62	99,78	99,02	99,30	99,06	99,90	100,69	99,31
		Колич	ество ионов	в пересчете и	ia 32 (0)		
0,056	0,008	0,016	0,016	0,008	0,016	_	-
0,054	0,054	0,056	0,056	0,056	0,048	0,017	0,037
6,648	6,832	6,512	6,576	6,648	6,912	10,803	8,595
8,520	8,480	8,688	8,632	8,504	8,368	5,058	6,712
0,724	0,580	0,688	0,680	0,736	0,624	0,080	0,597
3,532	3,612	3,376	3,760	3,752	3,776	2,361	2,854
0,104	0,104	0,104	0,104	0,088	0,096		-
4,640	4,600	4,864	4,488	4,552	4,448	5,643	5,173
-	-	-	-	-	-	0,034	0,025
58,0	57,2	60,2	55,6	55,9	55,2	70,5	64,4
56,2	55,4	57,1	56,7	56,1	54,8	31,9	43,8

об относительно широком развитии процессов флюидно-магматического воздействия на гипербазиты со стороны крупных плутонов основного состава, подобных обнаруженному в пределах поднятия горы Пейве.

Вторую группу образуют ультрабазиты, поднятые ст. 6-53-Д48 и 6-54-Д49. Они существенно менее тугоплавки и деплетированы, а также характеризуются очень высокими концентрациями Na₂O, а в ряде образцов и TiO₂ в клинопироксенах, приближающимися к таковым в ультраосновных породах о-вов Св. Петра и Павла. Возможно, что данные гипербазиты представляют собой остаток от сравнительно невысокой степени частичного плавления обогащенного вещества глубинного мантийного диапира, внедрившегося в более верхние горизонты верхней мантии. Однако, с другой Стороны, также можно предположить, что данные особенности их состава отражают первичную мантийную неоднородность. В ходе частичного плавления этого мантийного вещества, по-видимому, должны были генерироваться расплавы обогащенных толеитов *P*-, *E*-типа MORB или даже щелочных базальтов.



Рис. 39. Диаграмма соотношения хромистости хромшпинелидов и Al₂O₃ ортопироксенов в ультрабазитах

Условные обозначения см. на рис. 36

Рис. 40. Диаграмма соотноешения хромистости и магнезиальности хромшпинелидов в ультрабазитах

Условные обозначения см. на рис. 36

Если предположение о подъеме обширного глубинного мантийного обогащенного диапира вблизи рифтовой зоны 38° з.д. и разломной зоны Долдрамс обоснованно, то очевидно, что его влияние в отдельных зонах верхней мантии различно. Он поднимается выше в более проницаемых зонах коры и верхней мантии, каковой, по-видимому, является разломная зона Долдрамс, вызывая интенсивные процессы массопереноса, тогда как в менее проницаемых участках глубинный диапир обусловливает преимущественно повышение теплового потока. Очевидно, что в таком случае ультрабазиты из драг 48, 49 могут быть более молодыми образованиями, чем ультраосновные породы ст. 6-49-Д44, поднятые с южного поперечного хребета в западной фланговой части разлома Долдрамс. Они характеризуются наименьшей тугоплавкостью и деплетированностью и сравнительно пониженными концентрациями TiO₂ и Na₂O в клинопироксенах, что сближает их с типичными ультрабазитами большинства разломных зон северной Атлантики: Кейн, Вима, Романш и др. [Michael, Bonatti, 1985]. По всей видимости, они являлись источником толемание и деллавов *N*-типа MORB.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ В РАЙОНЕ РАЗЛОМОВ ДОЛДРАМС И АРХАНГЕЛЬСКОГО ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

Развитие дискуссии о масштабах и характере неоднородности океанической мантии привело к необходимости получения прямых геологических данных о строении глубинных горизонтов литосферы в основных геотектонических структурах океана. Все модели, основанные на геохимии частичных выплавок, в той или иной степени страдают неопределенностью, вносимой целым рядом петрогенетических процессов: 1) линамическим плавлением, 2) фракционной кристаллизацией, 3) смешением магм, 4) контаминацией in situ веществом древних доокеанических несперединговых блоков, 5) контаминацией древним веществом континентальной коры, перераспределенной некоторым образом в процессе раскрытия и эволюции океанического бассейна. Учитывая объективные трудности, связанные с оценкой вклада каждого из этих процессов в петрогенезисе конкретных магм, следует признать невозможность окончательного решения вопроса о природе и геодинамической приуроченности мантийных неоднододностей без привлечения прямых данных о составе мантии различных регионов океана. Таким объектом являются ультраосновные ксенолиты. выносимые на поверхность магмой и характеризующие состав литосферы на уровнях магмогенерации или несколько более высоких [Кепежинскас, 1979]. Прежде чем перейти к описанию включений, поднятых в районе разломной зоны Долдрамс, вкратце необходимо остановиться на особенностях распределения и типах ксенолитов в базальтах Мирового океана.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КСЕНОЛИТОВ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

Основная масса мантийных пород, позволяющих судить о составе глубинных горизонтов литосферы, приурочена к проявлениям щелочного магматизма – кимберлитам, базанитам, лампрофирам, щелочным базальтам, локализованным в рифтовых зонах внутри- и окраинно-континентальных областей, а также характеризующим области тектономагматической активизации в пределах древних кратонов.

В океане излияния щелочных пород приурочены к "горячим" точкам или, точнее, к плюмажным сегментам океанической литосферы. Наиболее ярким представителем обстановок этого класса являются океанические острова, к которым и приурочена основная масса находок мантийных ксенолитов в океанических областях.

Классическим местонахождением океанических ксенолитов являются Гавайские острова [Sen, Presnall, 1985; Clague, 1987]. Мантийные ксенолиты присутствуют практически на всех стадиях развития этой плюмажной области. На инициальной предщитовой стадии ("стадия Лоихи") резко преобладают оливиновые включения, иногда содержащие моноклинный и ромбический пироксен, в резко подчиненном количестве присутствуют гарцбургиты и кумулятивные верлиты [Clague, 1987]. На стадии толеитовых щитовых вулканов ксенолиты практически отсутствуют и лишь редко встречаются (вулкан Килауза) включения дунитов и верлитов. Кроме того, толеиты выносят большое количество габброидных включений различного состава [Frey, Roden, 1987].

Стадия постщитовых щелочных излияний характеризуется широким развитием оливин-пироксеновых кумулятивных включений, дунитов, вебстеритов, верлитов, клинопироксенитов, лерцолитов [Clague, 1987; Bohrson, Clague, 1988]. Особое место занимает специфическая магнезиальная кремненасыщенная серия вебстеритов – оливиновых вебстеритов (например, вулкан Хуалалаи), образовавшаяся при фракционировании толеитовых расплавов предыдущей щитовой стадии в магматической камере, располагавшейся под океанической корой на глубине 19–28 км [Bohrson, Clague, 1988]. Наконец, этап реактивации вулканической деятельности, сопровождающийся излияниями щелочных базальтов, базанитов и нефелинитов, характеризуется наличием нодулей дунитов, верлитов, гранатовых и шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, гранатовых клинопироксенитов и верлитов, а также большим разнообразем габброидных включений [Clague, 1987; Frey, Roden, 1987; Fodor, Vandermeyden, 1988].

Еще одним крупным местонахождением мантийных ксенолитов является о-в Таити. Серия включений состоит из шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов, дунитов и верлитов [Тгасу, 1980] и относится к хром-диопсидовой серии мантийных ксенолитов, интерпретируемой в качестве тугоплавкого остатка после удаления LIL-обогащенной фракции в предыдущем эпизоде частичного плавления [Tracy, 1980].

Как видно, все мантийные ксенолиты приурочены к щелочным базальтам. Океанические толеиты в пределах Тихого океана оказываются существенно менее перспективными в отношении опробования мантии. Однако интересными представляются первые находки в них нодулей двупироксенновых габбро (12°50' с.ш., Восточно-Тихоокеанское поднятие) и изотропных габбро (южная часть хребта Хуан-де-Фука), позволяющих судить о строении верхних литосферных слоев в пределах Восточной Пацифики [Hekinian et al., 1985; Dixon et al., 1986].

В Индийском океане основные находки ксенолитов приурочены к островам Коморского архипелега, о-ву Реюньон, архипелагу Кергелен. Интересной является находка керсутитсодержащих ультрамафических ксенолитов в щелочных лавах подводной горы Функ, располагающейся на южном продолжении разломной зоны Эрик Симпсон недалеко от о-ва Марион (А.М. Reid, А.Р. Le Roex, 1988 г.). Эти ксенолиты относятся к самым ранним этапам жизни исходного базанитового расплава и, возможно, отражают его взаимодействие с остаточным перидотитом на уровнях магмогенерации.

Атлантический океан является более благоприятным местом для мантийного "картирования", так как большинство океанических островов в его акватории являются "ксенолитсодержащими". К их числу относятся: о-ва Ян-Майен, Исландия, Мадейра, Азорские и Канарские острова, о-в Вознесения, о-ва Зеленого Мыса, Тристан-да-Кунья, о-в Гоф, Святой Елены. В основном это дуниты и шпинельсодержащие лерцолиты с подчиненным количеством клинопироксенитов и верлитов. Практически во всех ассоциациях отмечены разнообразные габброидные включения. Наиболее интересной в отношении последних является серия нодулей с о-ва Вознесения, включающая, помимо нормальных океанических габброидов, щелочное габбро, сиениты, эвдиалитсодержащие перщелочные граниты, а также граниты, содержащие редкие минералы натрия, калия и циркония – власовит и дэлиит [Harris, 1983].

В пределах Экваториальной Атлантики имеется также единственая находка шпинелевого лерцолита в подводном базанитоиде, драгированном с глубин около 2 км вблизи скал Св. Петра и Павла [Sinton, 1979]. Серия ксенолитов включает, помимо лерцолитов, дуниты и гарцбургиты. Состав минералов, в частности, высокая натровость и глиноземистость клинопироксена, а также глиноземистость шпинели позволяют отнести эти породы к представителям примитивной мантии, являющейся источником обогащенных океанических расплавов [Sinton, 1979].

Таким образом подавляющее большинство ксенолитов мантии в пределах океанических структур приурочено к океаническим островам и выносится на поверхность щелочными магмами. В толеитах такие ксенолиты до сих пор были не установлены, и существовали лишь три находки габброидных включений, сосредоточенные в восточной части Тихого океана. В этом свете уникальными представляются первые в мире находки широкого спектра мантийных и коровых включений в абиссальных толеитах разломной зоны Долдрамс. Такие же включения были обнаружены нами впоследствии в базальтах разлома Марафон и толеитах района 13° с.ш. на Срединно-Атлантическом хребте.

СОСТАВ ВМЕЩАЮЩИХ БАЗАЛЬТОВ

Базальты активной части разлома Архангельского

Базальты, содержащие включения (драга 23), характеризуются порфировым сложением. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном и плагиоклазом. Основная масса образована плагиоклазом, клинопироксеном и амфиболом.

Плагиоклаз встречен в трех генерациях (мегакристы, фенокристы и микролиты). Мегакристы имеют размер в среднем (3-4)×(7-8) мм, характеризуются зональным строением и нередко содержат оплавленные и корродированные ранние (неравновесные с вмещающим расплавом) ядра битовнитового состава (табл. 14). Эти ядра, видимо, отражают этап раннего фракционирования расплава в условиях стабильности кальциевого плагиоклаза, т.е. в условиях плагиоклазовой фации глубинности [Donaldson, Brown, 1977]. Такие мегакристы ("ксенокристы" в англоязычной литературе) часто встречаются в океанических толеитах, что позволяет говорить о неких условиях первичного равновесия в промежуточной гипотетической магматической камере, предшествующей малоглубинным резервуарам, типичным для расплавов MORB.

Фенокристы плагиоклаза также зональны и варьируют по составу An₇₁ An₈₃ (см. табл. 14). В основной массе плагиоклаз представлен битовнитом, образующим удли-

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
	46.92	50.40	47 64	49.53	47 78	50.80	50.76	51 04
TiO ²	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04	1.47	1.97	1.74
Al.O	32,05	29,67	31,50	31,59	31,16	14,31	14,57	15,58
C_{12}	-	0,01	0,01	0,01	-	0,03	0,03	0,06
FeO	0,31	0,30	0,39	0,35	0,35	8,26	9,13	8,35
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	_	0,21	0,23	0,22
MgO	0,19	0,23	0,20	0,19	0,23	6,80	8,18	5,34
CaO	17,03	14,83	16,40	16,35	16,46	13,06	12,18	13,71
Na_O	1,91	3,33	2,42	2,46	2,38	3,24	2,82	3,32
ко	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,08	0,06	0,07
Сумма	98,49	98,83	98,62	99,54	98,43	98,26	101,92	101,43
An	82,96	71,05	78,75	78,52	79,15	-	-	-
Ab	16,85	28,85	21,06	21,38	20,75	-	-	-
Or	0,19	0,10	0,19	0,10	0,20	-	-	-
H20+	-	-	-	-	-	-	2	2

Таблица 14

Составы вкрапленников базальтов, вмещающих ксенолиты драги 23

Примечание. Обр. 6-27-Д23/1: 1-5 — плагиоклазы (битовниты); 6-8 амфиболы (эдениты и магнезиальные роговые обманки). Здесь и в табл. 15-28 окислы даны в мас. %, элементы-примеси — в г/т.

ненные таблитчатые выделения, часто в сростках с амфиболом. Для базальтов, вмещающих ультрамафические включения, характерна стабильность состава плагиоклазов в ряду мегакристы – фенокристы – микролиты: несмотря на слабое снижение содержаний СаО, плагиоклазы не выходят за пределы битовнитов (см. табл. 14).

Оливин образует изометричные бочонковидные выделения с магнезиальностью 84-86, типичной для океанических изверженных пород. Амфиболы, встреченные в виде удлиненных призматических выделений в основной массе, относятся к Al-Ca амфиболам и по номенклатуре Б.Е. Лика [Leake, 1978] классифицируются, как эдениты и магнезиальные роговые обманки (см. табл. 14).

Базальты восточной части разлома Долдрамс

Базальты восточной части разлома Долдрамс (драги 48 и 49) представлены Ol-, Ol-Plи Ol-CPx-Pl-порфировыми петрографическими типами. Последний тип и является вмещающим для ультрамафит-мафитовых включений.

Клинопироксены из базальтов драги 48 классифицируются как субкальциевые авгиты и характеризуются низкими содержаниями MgO, Al_2O_3 и Na_2O (табл. 15). Такие пироксены типичны для поздних дифференциатов толеитовых серий. В ксенолитсодержащих базальтах из драги 49 клинопироксены являются более магнезиальными и относятся к субкальциевым диопсидам (см. табл. 15). В обр. 6-59-Д49/87 встречен клинопироксен с повышенными концентрациями титана, алюминия и хрома, скорее всего кристаллизовавшийся на ранних этапах фракционирования первичного базитового расплава и впоследствии попавший в промежуточную магматическую камеру, где основной кристаллизующейся фазой был субкальциевый диопсид с магниевым номером 83–85. Железистые авгиты базальтов ст. 6-53-48, вероятно, отвечают заключительным этапам фракционирования в той же камере.

Плагиоклазы отвечают по составу лабрадорам (см. табл. 15) и практически не раскисляются при переходе от фенокристов через субфенокристы к микролитам.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
					_		
SiO ₂	50,35	50,93	53,01	52,48	51,89	51,39	52,90
TiO ₂	0,03	0,04	0,44	0,48	0,53	0,64	0,37
Al ₂ O ₃	29,33	29,97	2,02	2,32	3,70	2,20	2,14
Cr ₂ O ₃	0,03	-	0,47	0,65	1,00	0,03	0,29
FeO	0,18	0,99	6,32	5,96	6,23	10,14	6,82
MnO	-	0,02	0,16	0,20	0,16	0,23	0,23
MgO	0,01	0,37	17,29	17,38	16,02	15,98	18,86
CaO	12,18	13,69	19,10	19,24	19,29	17,94	17,06
Na2O	4,55	3,39	0,28	0,33	0,31	0,29	0,27
K ₂ O	0,04	0,03	-	-	-	-	-
H ₂ O	_	-	-	-	-	-	-
Сумма	98.70	99.91	99.08	99.04	99.13	98.83	98,95

Таблица 15

Составы вкрапленников базальтов, вмещающих ксенолиты из драг 48 и 49

Примечание. Обр. 6-53-Д48/46: 1,2 — плагиоклазы (лабрадоры), 3—6 — клинопироксены (субкальциевые диопсиды и авгиты); обр. 6-54-Д49/86: 7 — клинопироксен (субкальциевый диопсид).

УЛЬТРАМАФИЧЕСКИЕ КСЕНОЛИТЫ

Среди включений, выделяемых нами в класс мантийных [Кепежинскас, 1990], встречены два основных петрографических типа: 1) среднезернистые оливин-хромдиопсид-плагиоклазовые породы и 2) относительно более крупнозернистые хромдиопсид-плагиоклазовые включения. Размер их варьирует от 0,5 до 1,5 см в диаметре, форма округлая (оплавленная?), реже овальная.

Включения I типа имеют гипидиоморфнозернистую структуру. При этом ранние (мантийные) оливины и клинопироксены образуют мозаичные скопления, а поздние оливины и плагиоклазы, отвечающие стадии дезинтеграции мантийной породы и аккумуляции минералов из вмещающего базальтового расплава в промежуточной камере, слагают внешние зоны в сложно построенных ксенолитах, как бы обволакивая раннее ядро.

Оливины "ранней ассоциации" (соответствуют мантийному субстрату) имеют магнезиальный состав, типичный для океанических перидотитов (табл. 16). Поздние оливины более железистые и соответствуют по составу вкрапленникам вмещающих включений базальтов. Ранним (мантийным) оливинам соответствуют отдельные кристаллы магнезиальных оливинов, встречающиеся в базальтах разломной зоны Долдрамс и являющиеся, скорее всего, ксеногенными. Плагиоклазы представлены битовнитами.

Клинопироксенам включений присущи высокие концентрации хрома и умеренные титана (см. табл. 16), что наряду с повышенной магнезиальностью позволяет отнести их к хромдиопсидам, типичным для океанических ультрабазитов. Такие составы моноклинных пироксенов отсутствуют в габброидах трансформных разломов и спрединговых центров [Hevert, 1982] и не встречены в океанических базальтах любой сериальной принадлежности [Bryan, 1983]. В этом же типе включений были найдены изометричные зерна шпинели, полностью замещенной красновато-бурым вторичным минералом. Попытка проанализировать его привела к получению набора составов, имеющих практически любые соотношения хрома, алюминия, магния и

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,38	I 39,50	51,25	51,51	52,19	47,03	46,37	48,80	48,24	49,13
TiO ₂	0,01	0,01	0,47	0,43	0,36	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Al_2O_3	0,04	0,02	3,76	3,61	2,78	32,01	32,46	30,90	31,29	30,61
Cr_2O_3	0,06	0,02	1,30	1,22	0,97	0,02	0,01	0,02	0,03	0,0
FeO	10,52	12,98	4,53	4,57	4,39	0,30	0,31	0,31	0,33	0,29
MnO	0,21	0,26	0,18	0,15	0,14	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01
MgO	47,73	46,13	16,61	16,64	17,16	0,17	0,17	0,15	0,19	0,23
CaO	0,28	0,33	20,71	20,01	20,85	16,66	17,11	15,94	16,43	15,59
Na ₂ O	0,03	0,02	0,36	0,34	0,36	1,93	1,81	2,58	2,36	2,88
K ₂ O	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02
Сумма	99,27	99,28	99,18	98,48	99,20	98,17	98,30	98,79	98,92	98,78
Mg _N	89,0	86,4	86,7	86,7	87,5	-	_	_	_	_
An	-	-	_	-	_	83	84	77	79	75

Таблица 16

Состав минералов из оливин-хромдиопсид-плагиоклазовых включений

Примечание. Обр. 6-27-Д23/1: 1,2 — оливины (1 — ранняя и 2 — поздняя генерации), 3,5 — хромдиопсиды, 6-10 — плагиоклазы (6,7 — ранняя и 8-10 — поздняя генерации).

Таблица 17

Состав минералов из хромдиопсид-плагноклазовых включений

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO 2	51.39	49.32	51,74	51,75	54.13	52.99	49.95
TiO	0.43	1,56	0.07	0,45	0,08	0,32	0.04
A1.0,	3,57	5,28	28,45	3,73	27,74	2,28	30,69
Cr.0,	1,01	0,09	0,02	1,36	0,01	0,81	0,04
FeO	4,84	8,65	0,68	3,87	0,23	4,53	0,29
MnO	0,12	0,21	0,01	0,14	0,0	0,14	0,0
MgO	17,39	13,91	0,35	16,87	0,09	17,79	0,26
CaO	19,98	19,46	13,16	20,91	10,94	19,81	15,36
Na ₂ O	0,28	0,71	4,03	0,41	5,38	0,27	2,76
K ₂ O	0,0	0,04	0,03	0,0	0,14	0,01	0,02
Сумма	99,01	99,24	98,54	99,48	98,73	98,94	99,41
Mg _N	86,5	74,1	_	88,6	<u> </u>	87,5	
An	_	-	64	_	53	_	75

Примечание. Обр. 49/97: 1 — ранний хромдиопсид, 2 — поздний авгит (каймы и ксеноморфные зерна в интерстициях), 3 — плагиоклаз; обр. 48/46: 4 — хромдиопсид, 5 — плагиоклаз; обр. 49/97а: 6 — хромдиопсид, 7 — плагиоклаз.

характеризующихся суммами, не превышающими 83-85 мас. %. Тем не менее наличие шпинели в первичной ассоциации ксенолитов и, следовательно, отнесение их к шпинель-лерцолитовой фации глубинности в верхней мантии, на наш взгляд, не вызывает сомнений.

Ранняя ассоциация оливин+хромдиопсид+измененная шпинель по структурнотекстурным признакам и составу минералов может рассматриваться в качестве мантийной. Поздняя ассоциация оливин+плагиоклаз аналогична по составу и морфологии выделений оливин-плагиоклазовому парагенезису вкрапленников вмещающего базальта и отвечает этапу фракционирования первичных расплавов в промежуточной магматической камере.

Включения II типа характеризуются мозаичной гранобластовой структурой, типичной для лерцолитовых ксенолитов верхней мантии [Кепежинскас, 1979].

Диопсиды обнаруживают повышенную магнезиальность, высокие содержания хрома и низкие – титана (табл. 17). Особенности распределения хрома в клинопироксенах ультрамафических включений разлома Долдрамс позволяют отнести их к представителям ультраосновных парагенезисов и четко отличают их от фенокристов океанических базальтов, минералов кумулятивных комплексов и закалочных фаз, полученных в экспериментах по петрогенезису толеитовых магм.

Соотношение окиси хрома и магниевого номера в этих клинопироксенах (рис. 41) демонстрирует их принадлежность к ультраосновным породам. Все анализы попадают в поле высокохромистых диопсидов из ультрамафитов офиолитового комплекса Бей-оф-Айлендс, рассматриваемого в качестве обдуцированного фрагмента литосферы трансформного разлома [Smith, Elthon, 1988]. Близкими по составу к хромдиопсидам разломной зоны Долдрамс оказываются пироксены мантийных ксенолитов из базанитоидов Экваториальной Атлантики, диопсиды из перидотитов разломов Романш, Чейн, Вима (Атлантический океан), Элтанин (Тихий океан), Оуэн (Индийский океан). Все эти клинопироксены принадлежат к мантийным образованиям и четко отличаются от высокобарических мегакристов океанических базальтов



Рис. 41. Диаграмма $Cr_2O_3-Mg_N$ для клинопироксенов океанических магматических пород и ксенолитов

I-III – поля составов: I – низкобарических клинопироксенов, II – мегакристов из океанических базальтов, III – клинопироксенов из ультрамафитов комплекса Бей-оф-Айлендс.

Точки составов клинопироксенов: 1-4 — разлом Долдрамс (1 — хромдиопсидсодержащие нодули, 2 — габброидные и 3 — пироксенитовые включения, 4 — фенокристы вмещающих базальтов); 5-7 — скв. 334 DSDP (5 — лерцолиты, 6 — оливиновое габбро, 7 — двупироксеновое габбро; 8 — ксенолиты в базанитах Экваториальной Атлантики; 9,10 — грансформные разломы Экваториальной Атлантики (9 — ультрабазиты, 10 — габброиды); 11,12 — район FAMOUS, Атлантический океан (11 фенокристы из базальтов, 12 — мегакристы из базальтов); 13 — перидотиты разлома Оуэн, Индийский океан; 14 — перидотиты разлома Вима, Индийский океан; 15 — перидотиты разломной зоны Элтанин, Тихий океан; 16,17 — разлом Кларион, Тихий океан; 16 — перидотиты, 17 — габброиды); 18 — габброиды разлома Нова-Кантон; 19 — габброидные включения из базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия $12^{\circ}50^{\circ}$; 20 — лерцолитовые включения из базанитов хребта Ширшова, Берингово море; 21 — перидотиты Люис Хиллс, офиолиты Бей-оф-Айлендс; 22 — средний состав истощенной океаннической мантии

(см. рис. 41, поле II) и низкобарических пироксенов из малоглубинных магматических камер (см. рис. 41, поле I). Необходимо отметить, что, на наш взгляд, большая часть базальтовых мегакристов также имеет ксеногенное происхождение, что и обусловливает частичное перекрытие мегакристового и мантийного полей на диаграмме $Cr_2O_3 - Mg_N$ (см. рис. 41).

Составы хромдиопсидов из включений в базальтах разломной зоны Долдрамс оказываются в поле ультрамафитов комплекса Бей-оф-Айлендс (мантия трансформного разлома) и обнаруживают низкие коэффициенты распределения титана между клинопироксеном и расплавом – порядка 0,25–0,35. Высокотитанистый глиноземистый пироксен, сосуществующий с хромдиопсидом в нодуле 6-54-Д49/97 (см. табл. 17), характеризуется значениями КСР×/L = 0,45+0,50 и, видимо, кристаллизовался из обогащеной титаном жидкости, возникшей при интенсивном фракционировании фаз с низким коэффициентом распределения титана.

Плагиоклазы в ассоциации с хромдиопсидом варьируют по составу от лабрадо-

ра до битовнита (см. табл. 17). Они неравновесны с сосуществующим клинопироксеном и не обнаруживают закономерных корреляций с параметрами состава последнего. Мы полагаем, что плагиоклазы наросли на частично дезинтегрированные мантийные ультрабазиты в промежуточной магматической камере.

ПРИРОДА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПОД РАЗЛОМНОЙ ЗОНОЙ ДОЛДРАМС

Для оценки состава верхней мантии воспользуемся соотношением Na₂O и Mg_N в клинопироксенах океанических ультраосновных пород (рис. 42). Наиболее высоконатровыми и высокомагнезиальными оказываются диопсиды из лерцолитовых включений в базанитах, драгированных близ скал Св. Петра и Павла в Экваториальной Атлантике. Такие же клинопироксены широко распространены в шпинель-лерцолитовых нодулях из базальтов океанических островов. Эта группа моноклинных пироксенов характерна для неизменной примитивной мантии, являющейся источником для различных обогащенных литофильными элементами магматических расплавов [White, Hofmann, 1982]. Несколько более деплетированными в отношении натрия оказываются диопсиды из ультрамафитов массива Льюис Хиллс (офиолиты Бей-оф-Айлендс), отвечающие слабообедненной верхней мантии древнего транформного разлома [Smith, Elthon, 1988]. Еще более истощенными оказываются пироксены перидотитов разломов Чейн и Романш в Атлантическом океане (см. рис. 42). Наконец, к числу наиболее деплетированных относятся низконатровые и низкотитанистые клинопироксены некоторых ультрабазитов (истощенные лерцолиты и гарцбургиты) разломной зоны Оуэн, диопсиды "низкохромистой" серии массива Льюис Хиллс, пироксены перидотитов скв. 334 (Атлантический океан) и диопсиды деплетированных лерцолитов разлима Кларион. Эти пироксены отвечают нормальной истощенной океанической мантии, являющейся источником для первичных расплавов N-типа MORB. Как видно, существует практически непрерывный ряд последо-

Na , 0, *Mac.* %



вательного истощения мантийных клинопироксенов в отношении литофильных элементов (в данном случае в отношении натрия). Этот ряд отражает эволюцию состава океанической мантии от примитивной до нормально истощенной.

Клинопироксены мантийных включений из базальтов разломной зоны Долдрамс на диаграмме Na₂O--Mg_N тяготеют к представителям умеренно истощенной мантии (см. рис. 42), в частности к лерцолитам разлома Оуэн и перидотитам разломных зон Экваториальной Атлантики. Существование такой мантии в пределах разломной зоны Долдрамс приводит к появлению в нем базальтов Т- и Е-типа MORB, а также субщелочных вулканитов, не характерных для районов распространения нормальной океанической мантии. Некоторые умеренно натровые и умеренно хромистые составы, рас-

Рис. 42. Диаграмма Na₂O-Ng_N для клинопироксенов океанических пород и ксенолитов

IIМК — поле мантийной корреляции (тренд прогрессивного истощения примитивной океанической мантии и ее типы: 1 — примитивная, II — слабо истощенная, III умеренно истощенная, IV — сильно истощенная — нормальная). Остальные условные обозначения см. на рис. 41 полагающиеся на классификационных диаграммах в области соприкосновения (перекрытия) полей высокобарических мантийных и низкобарических коровых пироксенов, могут быть интерпретированы в качестве субликвидусных мегакристов высокого давления. Аналогичная ситуация, видимо, наблюдается в стеклах района FAMOUS [Stakes et al., 1984], содержащих неравновесные с вмещающим матриксом мегакристы и ксенокристы пироксена, оливина и плагиоклаза.

Первоначально включения из базальтов разломной зоны Долдрамс соответствовали по составу умеренно деплетированным лерцолитам. Последние отличаются от лерцолитов с низконатровым клинопироксеном, отвечающих нормальной мантии нетрансформных районов океана. Такая интерпретация подкрепляется субхондритовыми и обогащенными цериевой группой спектрами редкоземельных элементов, типичными для Т- и Е-типа MORB [Le Roex, 1987]. Попав в промежуточную магматическую камеру, включения были частично дезинтегрированы, и к парагенезису оливин+шпинель+хромдиопсид присоединились кальциевый плагиоклаз и низкохромистый титанистый авгит, являвшиеся субликвидусными фазами вмещающего базальтового расплава.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

СОСТАВ И ВОЗРАСТ НЕСПРЕДИНГОВЫХ БЛОКОВ В ЗОНЕ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС

Первые же детальные геологические работы в Центральной Атлантике выявили ее более сложное строение по сравнению с южной и северной частями Атлантического океана. Спрединговый хребет в этих широтах представлен серией рифтовых долин, осложненных разломными зонами. Последние, в свою очередь, имеют сложное строение и нередко представляют собой сближенные трансформы, образующие разнородную мозаику пересечений типа спрединговый хребет – трансформный разлом. Океаническая кора в Центральной Атлантике осложнена надвиговыми деформациями, тектонически расслоена и в основном имеет аномальное строение [Разницин, Трофимов, 1989].

Для разломных зон характерно наличие приразломных хребтов, характеризующихся аномальным магматизмом, а также приподнятых блоков, сложенных перидотитами, габброидами, осадочными и метафорическими породами, нередко имеющими возраст более древний, чем предполагается при нормальном развитии процессов спрединга в этом регионе [Bonatti, Crane, 1982]. Такие блоки были названы неспрединговыми, и их происхождение обычно рассматривается в рамках модели веерообразного раскрытия Атлантики с минимальным развитием этого процесса в ее экваториальной части [Jones, 1987]. Для разработки модели эволюции этого региона, имеющей принципиальное значение для дальнейшего развития представлений глобальной тектоники, необходимы данные о составе неспрединговых блоков, позволяющие обсуждать вопросы их генезиса. Такие данные были получены в 6-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" в Центральной Атлантике.

Детальные геолого-геофизические работы в разломной зоне Долдрамс выявили ее сложное строение и, в частности, установили существование в юго-восточной части зоны приподнятого блока (гора Пейве), сложенного мощным интрузивным комплексом, сопоставимым по стилю расслоенности, особенностям минералогии и геохимии с крупными стратиформными интрузиями начальных стадий континентального рифтинга. В районе пересечения северного сегмента спредингового хребта с разломом Вернадского были драгированы низкотитанистые пижонитсодержащие габброиды, содержащие необычные минеральные включения. Положение этих драг позволяет относить эти включения к предполагаемому неспрединговому блоку, что предоставляет новые возможности для геодинамических реконструкций.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГОРЫ ПЕЙВЕ

Эта гора была детально закартирована и изучена во время 6-го рейса НИС "Академик Николай Страхов". Кроме того, во время 9-го рейса этого же судна были проведены дополнительные драгировки, уточнившие состав некоторых интрузивных комплексов и представившие материал, характеризующий новые магматические ассоциации. В результате этих работ было установлено широкое развитие разнообразных интрузивных комплексов, долеритов, гипербазитов и базальтов в пределах горы Пейве. Судя по драгировкам, основной объем магматических пород этой структуры составляют различные интрузивные образования, объединяемые в 4 интрузивные серии (табл. 18). Последние характеризуются четкими различиями минерального и химического состава, разными условиями генезиса и внутрикамерной эволюции и, на наш

Таблица 18

Интрузив- ная ассо- циация	Петрографические типы пород	Особенности минералогии	Петрохимическая характеристика
1	2	3	4
I, Фер- ротита- нистая	Апатитсодержащие оливин- моноклинно-пироксеновые габброиды, феррогаббро, ильменитовое габбро, кось- виты, рудные апатитсодер- жащие пироксениты, иль- менитовые диориты	Раннее выделение ильмени- та, апатита и железистого оливина (Fo ₂₃₋₂₇) из фрак- ционированного расплава. Железистый высококаль- циевый и высококрем- нистый пироксен, иногда с высоким содержанием MnO (до 2,3 мас.%). Салит- геденбергитовый тип эво- люции состава МП. Сосу- ществующие ильмениты, титаномагнетиты (7–22 мас.% TiO ₂) и магнетиты (менее 1 мас.% TiO ₂) с при- месью SiO ₂	Высокие абсолютные концен- трации РЗЭ при слабом исто- щении цериевыми землями. Резкое обогащение высоко- зарядными литофилами при истощении крупноионными. Резкое обогащение титаном (до 12 мас.%) в рудных габб- ро при прогрессивно увели- чивающейся железистости. Аномальные концентрации P ₂ O ₅ (до 4 мас.%) в апатито- вых габбро
II. Дио- рит-гра- нодио- ритовая	Амфибол-биотитовые грано- диориты, двуполевошпатовые амфибол-биотитовые граниты и диоритоиды	Позднее выделение паргаси- товой роговой обманки и железистого умеренно тита- нистого (до 3,3 мас.%) Би. Высокожелезистый МП (вплоть до манганосалитов). TM с содержанием TiO ₂ до 15 мас. %, сфен, циркон	Резкое обогащение легкими РЗЭ при высоких абсолютных их концентрациях. Обогащение высокозарядными литофилами. Ярко выраженный ферротолеи- товый тренд без обогащения титаном

Петролого-геохимические характеристики интрузивных ассоциаций неспредивгового блока зоны разлома Долдрамс

взгляд, представляют собой фрагменты расслоенных магматических камер, эволюционировавших в разных геолинамических обстановках. Некоторые косвенные геологические и петрологические данные, а также результаты трекового датироваапатитов из основных пород позволяют реконструировать возможную посления довательность интрузивных событий в пределах изученного литосферного блока. При описании особенностей вещественного состава магматических серий горы Пейве мы будем придерживаться предполагаемого хронологического порядка интрузивных проявлений.

Ультратитанистая серия. Породы этой серии составляют большинство материала в драгах 63 и 64 (6-й рейс) и характеризуются наибольшим петролого-геохимическим разнообразием. Среди наиболее распространенных петрографических типов в этой серии присутствуют апатитсодержащие оливин-пироксеновые габброилы, магнетитовые и ильменит-магнетитовые габброиды, в несколько меньших объемах представлены оливин-пироксен-ильменитовые габбро и рудные пироксениты (с апатитом и без), приближающиеся по петрографическим характеристикам к косьвитам.

	Характер вторичных изменений	Дополнения
	5	6
4	Локальное замещение Ол минералами группы серпентина. Иногда частичная	Ассоциация с примитивными лерцолитами и гарцбурги- тами, обогащенными умеренно натровыми МП (при оприменение стримование состора состание и и и и и и и и и и и и и и и и и и

гематитовых вростков

цественно глиноземистом составе ассоциирующей шпи нели). Ассоциация с ферродолеритами и обогащенными базальтами, содержащими высокомарганцевый МП. Трековый возраст по апатитам 150-170 млн лет при наличии реликтовых апатитов с возрастом 300 млн лет

Многоэтапный автометасоматоз с закономерным изменением состава Амф с падением Т в камере. Альбитизация Пл и частичная хлоритизация Би

Секут габброиды 1-го типа, содержатся вместе с ними в гальке осадочных брекчий и ассоциируются с полосчатыми биминеральными амфиболитами

Таблица 18 (окончание)

1	2	3	4
III. Низ- котита- нистая	Двупироксеновые пижонит- содержащие амфиболизиро- ванные габроиды	Сосуществование высокотита- нистых авгитов (TiO ₂ = 0,76÷ -1,35 мас.%) с высококремнис- тыми и высококальциевыми МП салитового ряда. Присут- ствие магнезиального пижо- нита и позднемагматического высокоалюминиевого и высо- конатриевого эденита. Куму- лятивный лабрадор (An ₅₀₋₅₉) и андезин (An ₃₂₋₃₅) в интерку- мулюсе	Низкие содержания Ті (менее 0,5 мас.%) при высокой крем- нистости и магнезиальности. Умеренно обогащенные спект- ры РЗЭ
IV. Уме- ренно- титанис- тая	Пироксениты, оливиновые габброиды, биминеральные габброиды, двупироксеновое габбро, габбро-нориты.	Сосуществующие бронзит и ав- гит с ограниченными вариация- ми состава. Включения ТМ (до 12 мас.% TiO ₂) в РП. Широкие вариации состава Пл (An ₃₂₋₇₆). Акцессорный сфен и редко апа- тит	Толеитовый тренд без обогаще- ния титаном. Повышенные содер жания Cr, Zr, Y. Умеренные кон- центрации высокозарядных и низкие — крупноионных литофи- лов. Истощенные легкими РЗЭ спектры лантаноидов

Примечание. Ол — оливин, МП — моноклинный пироксен, РП — ромбический пироксен, Амф — амфибол, Би — биотит, Пл — плагиоклаз, Ап — содержание анортитового компонента в плагиоклазе, Fo — содержание форстеритового компонента в оливине, ТМ — титаномагнетит, РЗЭ — редкоземельные элементы.

Таблица 19

Состав минералов из габброндов ультратитанистой серии (обр. Д 64/27)

			- <u></u>			··· · · · · · · · · · · · · · · · · ·	-+	
Компо- нент	OL (u)	ΟL (κ)	OL (u)	СРХ (ц)	СРХ (к)	СРХ (ц)	СРХ (к)	
SiO ₂	32,06	31,93	32,46	51,51	51,53	50,77	51,46	
TiO ₂	0,0	0,0	0,0	0,41	0,32	0,49	0,46	
Al ₂ O ₃	0,0	0,0	0,0	1,05	0,99	1,19	1,03	
Cr_2O_3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Fe ₂ O ₃	-	-	-		-	_	-	
FeO	55,38	55,48	55,37	18,51	17,92	16,89	16,99	
MnO	0,96	0,92	0,95	0,48	0,46	0,39	0,54	
MgO	11,89	11,89	11,33	9,43	9,67	8,81	9,90	
CaO	0,14	0,10	0,08	18,49	19,10	19,36	19,08	
Na ₂ O	0.0	0,0	0,0	0,33	0,29	0,31	0,27	
К₂Ō	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Сумма	100,43	100,310	100,19	100,02	100,27	99,20	99,73	
Mg _N	-	_	_	48	49	51	51	
Fo	27,7	27,6	27,3		-	-	-	

Примечание. ц – центр, к – край анализированных зерен.

Многоэтапный автометасоматоз, связанный с остыванием камеры. Изменение состава Амф от эденитов до актинолитов и сосуществующих Пл от лабрадоров до альбитов при снижении T от 700-800 до 400-450°C Содержат ксеногенные включения ильменит+сфен+рутил, отвечающие либо породам эклогитовой фации метаморфизма, либо метапелитам. Драгированы вместе с породами 4-го типа (ассоциации), а также с разнообразными типами базальтов

Слабая хлоритизация МП. Баститовые псевдоморфозы по РП и частичное замещение Ол минералами иддингсит-боулингитовой группы Ассоциируют с N-и "Т-типом, MORB и разнообразными осадочными породами. Драгированы вместе с серпентинизированными дунитами, истощенными моноклинно-пироксеновыми гарцбургитами и лерцолитами. Отсутствуют в осадочных брекчиях

and the second s					· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·				
	РІG	РІG	МТ	Ti-MT	Ti-MT	Ti-MT	ILM	ILM	Ilm
	(ц)	(ц)	(ц)	(ц)	(ц)	(u)	(u)	(ц)	(ц)
	50,96	51,33	2,11	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	0,29	0,26	0,0	5,71	17,26	13,15	50,49	50,75	40,18
	0,68	0,66	0,0	2,54	3,64	1,28	0,0	0,0	1,39
	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
			64,89	55,12	32,04	41,05	4,33	4,18	20,67
	28,30	27,24	33,35	36,67	46,10	42,90	43,80	43,98	35,37
	0,70	0,69	0,08	0,18	0,33	0,31	0,69	0,74	1,03
	11,12	11,35	0,46	0,0	0,38	0,0	0,0	0,0	0,39
	8,69	9 25	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0,0 0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0 0,0	0,0 0,0 0,0	0,0 0,0	0,0 0,0 0,0	0,0 0,0 0,0	0,0 0,0 0,0	0,0 0,0
	100,74	100,77	100,90	100,22	99,75	99,14	99,32	99,65	99,03
	41	43	-	-	-	-	-		
	-	-	-	-	-	-	-		-



Рис. 43. Эволюция состава пироксенов в габброидных породах разлома Долдрамс

1 — титанистое габбро драги 58 (обр. 58/6); 2 — габбро-норит горы Пейве (обр. 64/22); 3 — двупироксеновое низкотитанистое габбро (обр. 59/49); 4 — ультратитанистое габбро горы Пейне (обр. 64/27); 5,6 — мафические включения в базальтах активной (драга 23) и пассивной (драги 48 и 49) частей разломной зоны Долдрамс соответственно

Особенности минералогии габброидов ультратитанистой серии будут рассмотрены на примере апатитового габбро Д64/27. Эта (и аналогичные ей разности) порода имеет крупнозернистое сложение и гипидиоморфнозернистую структуру. В крупных обломках текстура массивная. Габбро сложено оливином, пироксеном, апатитом, титаномагнетитом и ильменитом. Состав минералов отражен в табл. 19.

Оливин представлен очень железистой разновидностью (Fo₂₇), крайне редко встречающейся в океанических габброидах [Hebert, 1982; Elthon, 1987]. Данные оливины содержат повышенные концентрации MnO (до 1 мас. %), что в целом характерно для железомагнезиальных минеральных фаз интрузивных пород восточной части разломной зоны Долдрамс.

Клинопероксен (см. табл. 19) обогащен железом, обеднен глиноземом, натрием и отчасти кальцием. По соотношению основных компонентов он может быть классифицирован как железистый авгит. На диаграмме Ca-Mg-Fe (рис. 43) точки составов моноклинных пироксенов из габбро 64/27 образуют тренд, тяготеющий к полю геденбергитовых составов и существенно отличающийся от типичных пироксеновых трендов в океанических габбро. Подобные железистые клинопироксены отсутствуют также и в дифференциатах океанической толеитовой магмы, таких, как ферробазальты и ферроандезиты [Кокс и др., 1982].

Довольно железистый состав имеют и малочисленные зерна пижонитов (см. табл. 19), встречающиеся либо в виде сростков с ильменитом и клинопироксеном, либо в виде мелких кристаллических включений в последнем. На катионной пироксеновой диаграмме (см. рис. 43) пижониты обр. 64/27 смещены в сторону ферросилитового минала, отражая резкое обогащение расплава железом, скорее всего, уже на



Рис. 44. Варнации титана и кремнезема в габброидах ультратитанистой серии горы Пейве

ранних этапах его дифференциации. Подобные процессы в принципе весьма типичны для толеитовых магм, проявленных в обстановке континентального рифтинга [Hall et al., 1988], в частности для стратиформных интрузий [Naslund, 1984].

В породах ультратитанистой серии широким распространением пользуются окислы железа и титана. Наблюдается практически непрерывный ряд составов от весьма чистого магнетита через титаномагнетиты (TiO₂ варьирует от 5 до 17 мас.%) до ильменитов (см. табл. 19). Ильмениты обнаруживают повышенные концентрации примесного марганца (до 1 мас. %), а в магнетитах (см. табл. 19, ан. 10) отмечена существенная примесь кремнезема (2 мас. %).

В целом минералогия габброидов ультратитанистой серии горы Пейве обнаруживает различия с океаническими габброидами, опробованными как в пределах нетрансформных участков океанического дна (26° с.ш. в Атлантике), так и в пределах зон трансформных разломов (разломы Романш, Вима, Кейн, Зеленого Мыса и др.) Эти отличия заключаются в раннем выделении (по петрографическим данным) железистых фемических минералов, необычном тренде эволюции состава клинопироксенов (салит-геденбергитовый тренд в отличие от диопсид-авгитового в океанических габброидах) и сосуществующих пижонитов (сильное обогащение железом), а также в ранней кристаллизации апатита, являющегося в случае габброидов ультратитанистой серии породообразующим минералом.

Основной петрохимической характеристикой описываемой серии является резкое обогащение пород титаном (содержания TiO₂ варьируют от 2,84 до 7,16 мас. %) и недосыщенность кремнеземом. Эти характеристики тесно скоррелированы между собой – повышение концентраций титана вызывает резкое недосыщение пород кремнеземом (рис. 44). Подобная картина является результатом интенсивного фракционирования ильменита начиная с ранних этапов эволюции исходных расплавов. Такой процесс типичен для крупных магматических резервуаров, испытывающих постепенное нарастание давления кислорода во флюидной фазе, приводящее к появлению рудных габбро и гранофиров на заключительных стадиях дифференциации [Mc Birney, Noyes, 1979; Naslund, 1984]. Именно режим кислорода определяет соотношение ильменита и магнетита в ассоциации кристаллизующихся минеральных фаз и, следовательно, поведение железа и титана в петрохимической серии с общей железистой спецификой.

Содержания глинозема в породах ультратитанистой ассоциации довольно стабильны и невысоки (табл. 20), что наряду со слабыми вариациями по кальцию указывает

Таблица 20

Химический состав пород ультратитанистой интрузивной серин горы Пейве

Компонент	63/57	63/69	64/21	64/22a	64/54	64/24	64/26
	1	2	3	4	5	6	7
SiO,	45,62	38,75	43,75	44,26	42,0	44,41	46,00
TiO ₂	4,25	7,12	5,52	5,41	4,82	4,52	4,53
Al ₂ O ₃	11,78	8,49	12,62	10,44	9,2	10,93	11,43
Fe ₂ O ₃	3,97	7,56	6,96	6,66	-	13,09	1,67
FeO	13,46	13,89	11,00	12,89	24,9	7,90	16,44
MnO	0,26	0,29	0,24	0,27	0,38	0,32	0,35
MgO	4,77	4,08	6,15	5,71	3,3	4,81	4,67
CaO	9,89	10,90	8,87	9,77	9,3	9,80	8,47
Na ₂ O	3,02	3,18	1,83	2,32	2,5	2,46	2,99
K₂O	0,15	0,23	0,25	0,23	0,3	0,01	0,09
P ₂ O ₅	0,16	3,03	0,06	0,08	1,77	1,06	0,37
П.п.п.	0,82	0,82	1,48	0,80	0,50	0,50	1,37
Сумма	98,15	98,34	98,73	98,84	98,97	98,81	98,83
Cr	33	-	-	26		-	38
Ni	49	81	77	52	_	42	50
v	480	-	-	1063	-		390
Ba	300	-	37	140	_	74	250
Rb	1	7	15	6	-		7
Sr	137	84	104	92	_	130	97
Zr	88	179	78	157	-	609	134
Y	38	111	27	32		145	36
Hf	0,39	-	-	0,70	-	-	1,5
Ta	0,19	-	-	0,35	-	-	0,55
Th	0,41	-	-	0,57	-	-	0,37
Cu	100	65	149	79	-	6	51
Zn	218	235	226	140	-	129	198
Ga	48	47	37	25	-	55	30
Rb/Sr	0,007	0,083	0,144	0,065	-	-	0,072
Ba/Zr	3,4	-	0,5	0,9		0,122	1,9
Zt/Y	2,3	1,6	2,9	4,9	-	4,2	3,7
Ti/Zr	290	239	425	207	-	45	203
Ta/Hf	0,49	_	-	0,50	-	_	0,37
Ta/Th	0,46		_	0,61	-	-	1,49

на второстепенную роль плагиоклаза в процессах кристаллизационной дифференциации. Об этом же говорят и минералогические данные, фиксирующие появление плагиоклаза уже в продвинутых феррогаббро (явно после совместной кристаллизации ранних оливина, железистого клинопироксена и апатита).

Содержание щелочей также довольно выдержано в дифференцированном ряду пород от высокотитанистых "кремнекислых" до недосыщенных по SiO₂ ильменито-

63/66	64/73	64/29	64/27	64/42	64/32	64/7
8	9	10	11	12	13	14
45,66	43,2	45,57	34,9	45,2	44,30	41,5
4,28	4,17	4,06	7,16	4,65	3,92	4,63
12,62	12,5	11,21	7,7	11,9	11,54	10,9
8,25	-	4,46	-	_	10,00	10,3
10,25	20,5	15,73	26,8	19,1	9,61	10,2
0,51	0,24	0,31	0,36	0,24	0,30	0,22
4,28	3,1	4,82	3,8	4,3	3,80	3,41
8,49	9,4	7,92	12,5	10,3	9,80	10,6
3,02	2,6	2,79	1,3	2,6	3,13	2,53
0,26	0,3	0,08	0,1	0,1	0,11	0,26
0,08	2,09	0,07	4,11	0,14	1,61	2,20
1,09	0,55	1,65	0,20	0,20	0,50	1,82
98,79	98,65	98,67	98,93	98,73	98,62	98,8
-	-	34	93	30	37	-
5 4	-	44	57	47	53	-
-	-	324	284	683	-	-
40	_	40	270	-	480	-
16	-	1,5	3	10,5	5	
143	-	119	54	142	147	-
84	-	125	97	120	82	-
26	-	39	114	_	78	-
-	-	-	2,6	_	1,8	-
-	-	-	0,16	-	0,2	-
_	-	-	0,43	-	0,87	-
56	-	36	66	41	67	-
171	-	208	204	201	192	
35	-	36	31	_	48	-
0,112	-	0,013	0,056	0,074	0,061	-
0,5	_	0,3	2,8	-	5,9	-
3,2	_	3,2	0,85	-	1,05	-
306	_	195	443	234	287	-
-	-	_	0,062	_	0,11	
-	_	-	0 37	_	0.23	-

вых габброидов (см. табл. 20). В целом породы низкокалиевые, без видимого увеличения концентраций натрия и калия при дифференциации. Это, видимо, указывает на низкокалиевую природу первичных расплавов.

Фосфор обнаруживает значительные вариации (см. табл. 20), достигая величин порядка 3-4 мас. % в апатитовых габбро (типа "опорного" обр. Д64/27) и снижаясь до первых десятых процента в двупироксен-ильменитовых габброидах. Двойствен-

Компонент	64/50	63/56	64/62	64/28	63/76	63/54	63/71	
	15	16	17	18	19	20	21	
SiO2	39,11	43,30	49,53	46,17	41,38	45,36	44,82	
TiO ₂	5,05	6,64	3,22	4,71	6,85	5,03	4,47	
Al ₂ O ₃	9,61	13,17	13,67	12,38	10,89	12,12	11,44	
Fe ₂ O ₃	7,19	4,26	4,45	3,75	6,30	2,86	4,39	
FeO	15,66	13,03	10,96	14,17	13,46	14,17	12,68	
MnO	0,33	0,22	0,23	0,29	0,25	0,28	0,27	
MgO	4,53	5,85	3,72	4,21	5,85	6,33	7,12	
CaO	9,62	7,74	8,41	9,16	9,69	8,62	9,37	
Na ₂ O	2,26	2,86	3,61	2,75	2,32	2,86	2,32	
K ₂ O	0,13	0,12	0,12	0,01	0,12	0,16	0,11	
P ₂ O ₅	3,01	0,02	0,12	0,30	0,10	0,04	0,02	
П.п.п.	1,96	1,27	0,34	0,86	1,07	0,67	1,40	
Сумма	98,46	98,48	98,38	98,76	98,28	98,50	98,41	
Cr	54	-	-	43	-	-	-	
Ni	67	62	42	37	74	-	67	
v	-	-	-	346	-	-	-	
Ba	-	-	38	39	6	10	-	
Rb	-	-	-	1,2	-		-	
Sr	79	109	141	146	78	120	90	
Zr	94	103	150	231	87	69	58	
Y	90	25	49	70	25	42	19	
Hf	2,9	-	-	-	-	-	-	
Та	0,4	-	-	-	-	-	-	
Th	1,3	-	-	-	-	-	-	
Cu	64	78	32	41	88	-	77	
Zn	191	193	167	145	145	-	156	
Ga	25	40	44	37	27	-	36	
Rb/Sr	-	-	-	0,008	-	-	-	
Ba/Zr	_	-	0,25	0,17	0,07	0,14	-	
Zr/Y	1,04	4,1	3,1	3,3	3,5	1,6	3,1	
Ti/Zr	322	387	129	122	472	437	462	
Ta/Hf	0,14	-	-	-	-	-	-	
Ta/Th	0,31	-	-	-	-	-		

ное поведение фосфора при дифференциации ультратитанистой серии хорошо иллюстрируется диаграммой $\text{TiO}_2 - P_2 O_5$ (рис. 45). На ней часть составов этой серии характеризуется резким накоплением титана при практически постоянных очень низких концентрациях фосфора, образуя тренд, параллельный оси ординат, а часть обнаруживает одновременное обогащение как титаном, так и фосфором, достигая значений $\text{TiO}_2/P_2 O_5 = 2$. Последние присущи дифференцированным щелочным интрузивным сериям океанических островов (Таити-Нуи, Кергелен, Вознесения), обнаруживающих

63/72	63/73	63/75	64/53	64/51	64/30	64/33
22	23	24	25	26	27	28
41,77	45,97	44.99	33,6	46,22	46,06	42,01
4,82	3,82	6,21	7,96	2,84	3,11	4,65
12,87	12,52	11,52	11,5	11,58	6,86	10,90
7,18	3,94	3,07	-	5,08	6,04	11,99
12,64	10,40	13,67	26,4	14,52	15,73	9,89
0,21	0,24	0,27	0,33	0,36	0,42	0,30
6,91	5,94	4,63	5,7	3,75	6,89	3,70
8,99	10,68	9,01	8,6	8,42	9,49	9,28
2,48	2,86	3,02	0,5	3,23	2,31	2,79
0,12	0,15	0,16	0,20	0,06	0,61	0,13
0,04	0,06	0,28	0,20	1,14	0,06	2,09
0,27	2,13	1,38	3,95	0,81	0,79	1,48
98,30	98,41	98,21	98,94	98,07	98,37	99,21
-	-		42		-	-
134	67	70	57	51	67	56
-			520	-	_	-
-	_	-	300	-	12	48
-	_	1	1,7	-	1	-
80	109	101	72	117	45	163
56	70	140	170	231	125	87
17	28	37	40	70	53	83
	_	-	1,8	-	_	-
-		_	0,13	-	_	-
-		-	0,27	_	-	-
144	105	99	68	51	132	50
186	102	215	130	217	233	166
45	25	47	24	41	24	40
-	—	0,010	0,024		0,022	-
-	_	-	1,8	-	0,36	0,55
3,3	2,5	3,8	4,3	3,3	2,4	1,05
516	327	266	281	74	149	321
-	-	_	0,07	-	_	-
			0.40			

раннее обогащение примитивных расплавов фосфором, скорее всего являющееся их первичной (мантийной) характеристикой [Bardintseff et al., 1988]. Таким образом, тренд с быстрым накоплением и титана и фосфора определяется интенсивным фракционированием апатита. Определенный вклад в его формирование вносился и оливином (см. рис. 45). Тренд, параллельный оси ординат связан с отсадкой ильменита, контролировавшего поведение титана. В этой ситуации важную роль играет поведение магнетита (соотношение ильменит/магнетит в кристаллизующейся ассоциации). На ран-



Рис. 45. Вариации титана и фосфора в породах интрузивных комплексов разлома Долдрамс

1 — ультратитанистая габброидная серия; 2 — умеренно титанистая габброидная серия; 3 — высокотитанистые долериты; 4 — умеренно титанистые долериты; 5 — диорит-гранитная серия; тренды фракционирования: 6 — ильменита, 7 — оливина, 8 — апатита. Отношения TiO_2/P_2O_5 MORB по [Pearce, 1980], в ферротолеитах по [Le Roex et al., 1982], в океанических базальтах по [White et al., 1979], в щелочных габброидах Таити-Нуи по [Bardintseff et al., 1988]

них этапах отношение ильменит/магнетит было большим, что определяло резкий рост отношения Fe/Ti в остаточном расплаве. Пересыщение последнего железом относительно титана вызвало массовую кристаллизацию магнетита и появление магнетитовых габбро на заключительных этапах эволюции магматического резервуара. Влияние соотношения данных минеральных фаз при кристаллизации на петрохимию пород показано на рис. 46. В координатах TiQ – FeO*/MgO породы дифференцированных ферротитанистых ассоциаций стремятся к образованию двух трендов. Пологий тренд обусловлен доминирующим ильменитовым фракционированием, буферирующим концентрации титана в остаточном расплаве. Более крутой (по отношению к оси абсцисс) тренд отражает преобладание магнетита среди фракционирующих фаз, что выра-



Рис. 46. Вариации титана и железомагниевого отношения в интрузивных комплексах океанических структур

1 — мафические ксенолиты в гавайитах вулкана Мауна Кеа [Fodor, Vandermeyden, 1988]; 2 щелочной расслоенный комплекс Таити-Нуи [Bardintseff et al., 1988]; 3 — габброиды Королевского Трога, Северная Атлантика [Stebbins, Thompson, 1978]; 4 — метагаббро разлома 6° с.ш. [Bonatti et al., 1975]; 5 — габброидные ксенолиты о-ва Вознесения [Harris, 1983]; 6 — габброидные ксенолиты о-ва Реюньон [Upton, Wardsworth, 1972]; 7 — габбро разлома Кейн [Miyashiro, Shido, 1980]; 8 — габброиды Срединно-Атлантического хребта, 26° с.ш. [Tierri, Scott, 1980]; 9 — ксенолиты ортопироксенсодержащего габбро, Восточно-Тихоокеанское поднятие [Hekinian et al., 1985]; 10 — керсутитсодержащий ксенолит из щелочных базитов горы Функ, Индийский океан [Reid, Le Roex, 1988]; 11 — расслоенный комплекс Бетанкурия, о-ов Фуэртевентура, Канарские острова [Gastesi, 1968]; 12 — ультратитанистая серия горы Пейве, разлом Долдрамс; 13 — ультратитанистая серия разлома 15°20' [Строение..., 1990]; 14 — обогащенные метаморфиты разлома 15°20' [Строение..., 1990]; 15 — кумулятивные нодули из дацитов вулкана Кроксфьордур, Исландия [Pedersen, Hald, 1982]. Мt — магнетит, Ilm — ильменит

жается в неуклонном росте титана в остаточных расплавах (см. рис. 46). Безусловно, приведенная схема является максимально упрощенной и не учитывает всего многообразия физико-химических факторов, оказывающих влияние на кристаллизацию рудных минералов. Нами не рассматриваются ликвационные процессы в обогащенных Fe, Ti и P расплавах, роль которых может быть очень существенной [Кокс и др., 1982]. Опущен также и анализ окислительно-восстановительных условий, требующих тонких исследований рудных фаз. Все эти факторы нуждаются в специальном исслеловании, основанном прежде всего на экспериментальном моделировании эволюции подобных расплавов, что выходит за рамки настоящей работы. Здесь мы ограничимся показом определяющей роли соотношения ильменит/магнетит среди кристаллизующихся фаз для формирования петрохимического облика пород данной интрузивной серии.

6*



Рис. 47. Распределение редких элементов в интрузивных породах восточной части разломной зоны Долдрамс

1-4 — интрузивные серии горы Пейве: 1 — ультратитанистая, 2 — низкотитанистая, 3 — магнезиальные долериты, 4 — умеренно титанистая. Данные нормированы по среднему базальту срединно-океанических хребтов [Pearce, 1980]



Рис. 48. Диаграмма Th-Та для мафитов разлома Долдрамс

ультратитанистая серия; 2 — габброиды пассивной части разлома Долдрамс (драги 48 и 49);
базальты пассивной части (драги 48 и 49); 4 — ксенолитсодержаший базальт активной части разлома Долдрамс (обр. 23/1); 5 — базальты рифта (драга 33); 6 — низкотитанистая серия (драга 59);
магнезиальные долериты горы Пейве. Отношения Th/Ta в деплетированной (ДМ) и примитивной (ПМ) мантии, нижней (НК) и верхней (ВК) континентальной коре по [Loubet et al., 1988].
К — качественные тренды истощения (И) и контаминации (К)

Среди геохимических характеристик ультратитанистой ассоциациии отметим резкое истощение хромом по отношению к никелю (см. табл. 20) и обогащение пород ванадием, являющимся основной примесью в ильменитах и титаномагнетитах. Крупноионные литофилы (Ba, Sr, Rb) обнаруживают довольно широкие вариации содержаний, скорее всего отражающие влияние морской воды на интрузивные породы. Судя по часто встречающимся низким значениям концентраций этих элементов (см. табл. 20), исходные расплавы были ими обеднены, что характерно для пород крупных толеитовых интрузий [De Paolo, 1985]. Поведение высокозарядных литофилов циркония и иттрия прямо определяется количеством апатита в породах и хорошо коррелируется с содержанием фосфора (см. табл. 20). В целом, видимо, исходные расплавы были обогащены высокозарядными литофилами, что согласуется с их происхождением из обогащенной мантии. Для габброидов ультратитанистой серии характерны высокие концентрации тория, также коррелирующие с обогащением фосфором.

Ультратитанистая серия обнаруживает резкие положительные аномалии по Th, P, Ti и тяжелым P3Э относительно пород – производных океанической мантии (рис. 47). В целом при значительных вариациях редкоэлементного состава аномалии выделяются достаточно отчетливо. Это также касается отрицательных аномалий по Ta, Sr, Hf и Cr. Подобные аномалии могут быть объяснены как интенсивной кристаллизационной дифференциацией, так и изначальным обогащением первичных расплавов рядом редких элементов. Редкоземельные элементы характеризуются либо слабо истощенным цериевой группой типом распределения, либо субхондритовым распределением при резко повышенных их абсолютных концентрациях (табл. 21).

Таблица 21
Содержание редкоземельных элементов в интрузивных породах горы Пейве

	64/225	64/19	64/43	63/1	63/57	64/22a	64/26	64/27	64/32	64/50	64/53
Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	74.4	33.8	2.9	3.4	3.4	4.3	3.2	18.9	9.0	95	7 8
Ce	156	78	8.0	8.6	10.9	14.0	11.7	58.7	25	28	24.2
Pr	19	11.0	1.3	1.3	1.8	2.4	2.1	9.8	4.0	4.8	4.3
Nd	88.5	53.1	7.1	6.9	11.2	13.6	13.0	59.1	23	27	25.4
Sm	19.5	14.6	2.5	2.54	4,68	4,87	4.87	19.5	8.1	9.7	9.75
Eu	6.4	4.9	1.0	0.92	1.7	1.8	1.8	6.9	3.2	3.5	3.75
Gd	24	18.8	4.2	3.8	7.5	7.2	7.5	27.5	13.5	14.5	15.4
Tb	3,7	2,9	0.7	0.62	1.3	1.2	1.3	4.4	2.2	2.4	2.6
Dy	21	16.5	4.5	3,9	8.1	7.2	7.8	27.0	13	14.5	15.9
Нο	4,6	3,6	1,1	0,92	1.9	1,6	1,8	6.3	3.1	3.5	3.9
Er	12,3	10,7	3.4	2.8	5.5	4.5	5.3	18.4	9.0	9.9	11.7
Tm	1,9	1,6	0,53	0,45	0,86	0,70	0,83	2,7	14,2	15.5	1,8
YЪ	10,2	9,1	3,2	2,7	4,8	3,7	4,8	15,7	8,1	9,0	10,7
Lu	1,6	1,4	0.56	0,48	0,84	0,63	0,83	2,6	1,4	1,5	1,8
(La/Sm) _N	2,35	1,43	0,72	0,83	0,45	0,55	0,41	0,60	0,69	0,60	0,49
(La/Yb) _N	4,88	2,48	0,61	0,84	0,47	0,78	0,46	0,81	0,74	0,71	0,49

танистая серия.



Рис. 49. Диаграмма Та-Lа для мафитов разлома Долдрамс Условные обозначения см. на рис. 48

Весьма интересные результаты дает анализ совместного поведения ряда редких элементов. Так, на диаграмме Th-Ta (рис. 48) породы ультратитанистой серии образуют поле, вытянутое субпараллельно оси ординат по направлению к значениям Th/ Та, типичным для нижних горизонтов континентальной коры. Любопытно, что только один анализ попадает на гипотетический тренд истощения (см. рис. 48, тренд И) примитивной мантии. Все остальные составы определяют поле, близкое по конфигурации к предполагаемому тренду контаминации исходных магм сиалическим веществом континентальной коры. Эта контаминация аналогична процессам, предполагаемым для некоторых океанических островов, и она могла протекать либо в виде прямой внутрикамерной ассимиляции сиалического материала, либо в виде наложения геохимических меток обогащенного континентального источника на характеристики океанических источников [Loubet et al., 1988]. Аналогичная (даже более ярко выраженная) картина наблюдается на диаграмме Та-La, где некоторые составы габброидов ультратитанистой серии достигают значений отношения Ta/La, типичного для верхних частей континентальной коры (рис. 49), т.е. для очень зрелого в геологическом смысле корового материала [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. На наш взгляд, эти характеристики указывают на заметное участие корового материала в петрогенезисе пород ультратитанистой серии.

Вся совокупность минералогических и геохимических данных указывает на близость этой серии к толеитовым интрузивным ассоциациям крупных стратиформных интрузий (например, Скергаарда, Дулута и Мулла). Эти комплексы характеризуют начальные этапы континентального рифтинга и представляют собой стабильные долгоживущие магматические камеры, несущие признаки контаминации веществом континентальной коры [Кокс и др., 1982]. Они принципиально отличаются от океанических камер, отражая глобальные различия континентальных и океанических геодинамических режимов.

Сомпонент	АМРН	АМРН	MICA	PL	PL	MT
SiO2	45,32	45,55	34,71	64,62	65,73	3,42
TiO ₂	0,70	1,57	3,25	0,01	0,01	0,21
Al_2O_3	4,70	5,96	13,72	21,76	20,93	0,26
Cr_2O_3	0,01	0,0	0,01	0,01	0,0	0,06
FeO	33,94	28,95	29,29	0,14	0,21	95,03
MnO	0,54	0,41	0,50	0,0	0,02	0,09
MgO	1,66	5,03	3,06	0,0	0,0	0,40
CaO	10,21	9,07	0,10	3,09	2,14	0,08
Na2O	1,33	1,95	1,09	9,08	9,84	0,08
K₂O	0,57	0,27	9,03	0,32	0,45	0,07
Сумма	100,97	100,77	99,26	99,03	99,32	99,70
Mg _N	8	23	15	-	-	-
An	-	-	-	16	10	-

Состав минералов из пород ферродиорит-гранитной серии (гранодиорит Д 64/19)

Ферродиорит-гранитная серия. Эта серия представлена амфиболовыми диоритами, амфибол-биотитовыми двуполевошпатовыми гранодиоритами и амфибол-биотитовыми цирконсодержащими гранитами. Последние в крупных валунах, поднятых на ст. 64, обнаруживают секущие взаимоотношения с габброидами ультратитанистой серии. Они также секут габбро-нориты (обр. 64/22), представляющие собой своеобразный тип габброидов в пределах восточной части разлома Долдрамс.

Среди фемических фаз в породах ферродиорит-гранитной серии преобладают амфибол и биотит, очень редко встречается клинопироксен. В гранодиорит-гранитных разностях появляется кварц, среди акцессориев доминируют сфен, циркон и рудный минерал.

Амфибол характеризуется умеренной глиноземистостью и натровостью (табл. 22) и по составу отвечает низкобарическим (P < 4 кбар) амфиболам ферроэденитового ряда. Следует отметить повышенные концентрации MnO в этих амфиболах, что, как подчеркивалось ранее, является типичнейшей чертой интрузивных пород восточной части разломной зоны Долдрамс.

Биотиты в кислых породах пика Пейве соответствуют железистым слюдам, существенно обогащенным аннитовым миналом (см. табл. 22). Как и амфиболы, они отражают заключительные этапы дифференциации обогащенного кремнеземом железиссого расплава в промежуточной магматической камере. По-видимому, эта дифференциация не сопровождалась существенным ростом концентраций титана в остаточном расплаве, так как биотит, кристаллизовавшийся из него, является умеренно титанистым (см. табл. 22).

Клинопироксен в гранитах представлен низкотитанистой железистой разновидностью, обедненной глиноземом и натрием. По составу он соответствует субкальциевым салитам, появляющимся на заключительных этапах эволюции крупных расслоенных интрузий [Mc Birney, Noyes, 1979].

Плагиоклазы имеют кислый состав в пределах олигоклаз-андезитовых значений содержаний анортитового компонента – An₁₀₋₃₈ (см. табл. 22). Эти плагиоклазы характеризуются низкими концентрациями примесного двухвалентного железа и марганца и часто наблюдаются в сростках с кварцем.

Магнетиты обнаруживают низкие содержания титана и довольно высокие кон-

Таблица 23

	63/16	64/23	64/31	64/25	63/51	64/19	64/226
Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	56,63	56,79	 57,14	58,06	61,45	65,49	70,17
TiO ₂	1,19	1,49	1,84	1,61	1,29	0,76	0,43
Al ₂ O ₃	12,79	13,69	12,98	13,29	13,65	13,95	13,86
Fe ₂ O ₃	4,68	1,00	5,67	4,67	5,35	5,44	2,97
FeO	9,18	15,16	8,04	8,26	5,98	4,34	3,06
MnO	0,21	0,23	0,21	0,19	0,14	0,13	0,05
MgO	6,81	1,00	1,86	1,55	1,00	0,64	0,38
CaO	1,01	4,79	5,32	4,65	3,23	2,66	1,88
Na ₂ O	2,59	2,65	3,90	4,53	5,07	5,72	5,18
K₂Ō	0,06	0,0	0,07	0,67	0,87	0,06	0,11
P205	0,35	0,45	0,63	0,60	0,35	0,21	0,08
П.п.п.	4,72	1,39	1,13	0,63	1,34	0,86	1,21
Сумма	100,22	98,64	98,79	98,71	99,72	100,26	99,38
Сг	-	-	57	-	-	12	17
Ni	87	-	34	34	-	38	22
Co	_	-	~	-	-	8	6
v	-	-	-	-	-	29	17
Ba	-	-	-	95	-	500	700
Rb	5	-	31	20	-	5	10
Sr	39	150	116	110	-	103	86
Y	175	73	133	155		154	131
Zr	479	68	65	449		798	545
Ta		-	1,4	-	-	0,56	0,35
Hf	-	-	2,0	-	-	5,4	4,9
Th	-	-	2,6	-	-	0,37	1,0
Rb/Sr	0,128	-	0,267	0,182	-	0,049	0,116
Z1/Y	2,7	0,9	0,58	2,9	-	5,2	4,2
Ti/Zr	15	132	170	22	-	6	5
Ba/Zr	-	-	-	0,2	_	0,6	1,3
Ta/Hf	-		0,7	-	_	0,1	0,1
Ta/Th	-	-	0,54	-	-	1,5	0,35

Химический состав пород ферроднорит-гранодноритовой серии горы Пейве

центрации примесного кремния (см. табл. 22). Титаномагнетиты обогащены титаном (до 10 мас. %) и примесным алюминием (до 0,8 мас. %).

Химический состав пород ферродиорит-гранитной серии представлен в табл. 23. Породы образуют дифференцированный ряд от диоритовых до гранитных составов, сопровождающийся постепенным увеличением кремнекислотности и суммарной щелочности, уменьшением содержаний тугоплавких компонентов и ростом отношений ряда некогерентных элементов.

На диаграмме TiO₂-P₂O₅ (см. рис. 46) интрузивные породы ферродиорит-гранитного ряда формируют четкий тренд в области низких абсолютных содержаний титана и фосфора, располагающийся в поле, ограниченном отношениями TiO₂/P₂O₅ = 4,5 (отношение в океанических обогащенных базальтах азорского типа) и 2 (отношение в щелочных высокофосфорных интрузивных комплексах океанических островов, например Кергелена и Таити-Нуи). Такое положение указывает на изначально обогащенный характер этой серии, сравниваемой также с обогащенными некогерентными элементами гранофирами крупных стратиформных интрузий.

Таблица 24

Компонент	1	2.(u)	2 (к)	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,81	51,39	52,00	52,57	53,26	53.34	53.38	53,49	54.10	54.60	56.68
TiO ₂	1,35	0,79	0,76	0.04	0.01	0.22	0.01	0.22	0.02	0.0	0.10
Al_2O_3	4,50	1,96	2,14	0,26	0,14	1,29	0,49	0,71	0,27	0,17	1.07
Cr_2O_3	0,26	0,02	0,04	0,03	0,0	0,0	0,05	0,0	0,08	0,04	0.06
FeO	8,33	10,12	9,94	10,46	9,57	8,14	8,36	10,94	6,26	5,57	7,10
MnO	0,21	0,28	0,24	0,16	0,31	0,06	0,10	0,33	0,05	0,07	0.16
MgO	13,43	12,66	12,66	11,54	12,58	12,70	12,39	12,76	13,96	14,16	22,03
CaO	20,78	20,45	21,01	23,23	23,59	23,28	23,13	20,51	23,86	23,78	11,14
Na ₂ O	0,30	0,34	0,41	0,75	0,42	0,88	0,70	0,38	0,52	0,50	0,29
K₂O	0,08	0,01	0,01	0,0	0,0	0,01	0,0	0,06	0,0	0,0	0,0
Сумма	99,04	98,02	99,22	99,03	99,88	99,92	98,60	99,40	99,12	98,88	98,62
MgN	74	69	69	66	69	72	72	67	80	82	85
An	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-
Компонент	11	12	13	14	15	1	16	17	18	19	20
SiO ₂	55,69	56.20	55.83	56.85	56.03	50	5.60	59.12	60.47	54.65	52.92
TiO2	0,04	0,04	0.09	0.12	0.17).28	0.01	0.02	0.07	0,20
Al_2O_3	0,83	0,48	1,00	1.16	1.24		.27	25.10	24.43	27.10	28.84
Cr_2O_3	0,11	0,02	0,04	0,04	0,02	: (0,03	0,03	0,02	0,0	0,01
FeO	9,23	8,93	10,82	7,84	6,70) <u>(</u>	3,84	0,01	0,22	0,31	1,21
MnO	0,17	0,23	0,27	0,10	0,10) (),21	0,0	0,0	0,01	0,02
MgO	20,19	20,90	19,71	20,22	20,46	i 20),06	0,0	0,0	0,05	0,04
CaO	12,02	11,81	10,87	12,62	12,39	• 1	,05	7,21	6,30	10,34	12,04
Na ₂ O	0,19	0,13	0,20	0,28	0,28	; (,40	7,53	7,58	5,84	4,76
K ₂ O	0,06	0,0	0,0	0,01	0,01	. (),01	0,02	0,02	0,06	0,05
Сумма	98,54	98,79	98,84	99,24	98,39	98	3,90	99,02	99,06	98,43	100,09
MgN	80	81	77	82	84	81	l	-	-	-	-
An		-	-	-		-	-	35	32	49	58

Состав пироксенов и плагиоклазов из низкотитанистых габброидов разлома Долдрамс

Примечание. Обр. 6-64-Д59/49: 1-9 – клинопироксены, 10-16 – магнезиальные пижониты, 17-20 – плагиоклазы (17, 18 – интеркумулятивные фазы, 19,20 – кумулятивные фазы); 2(ц), 2(к) – центр и край одного зерна, во всех остальных случаях анализировался центр зерен.



Рис. 50. Вариации А1 и Ті в пироксенах океанических магматических пород

1-3 — точки составов пижонитов: 1 — габброидов восточной части разлома Долдрамс, 2 — габброидов скв. 334 (37-й рейс НИС "Гломар Челленджер") [Hodges, Papike, 1976], 3 — базальтов разлома Конрад, Американо-Антарктический хребет [Le Roex, Dick, 1981]; 4 — точки составов авгитов из базитов разлома Конрад [Le Roex, Dick, 1981]. 1, II — поля составов: 1 — пижонитов и II — авгитов из базальтов Пуэрториканского желоба по [Shibata, 1979]

Рис. 51. Вариации Сг и Fe/Fe+Mg в пироксенах океанических магматических пород Условные обозначения см. на рис. 50

Среди редкоэлементных характеристик пород нужно отметить очень высокие концентрации высокозарядных литофилов (циркония, иттрия и гафния) и тория (см. табл. 20). Обогащение высокозарядными литофилами сопровождается резким обогащением редкими землями, сочетающимися с фракционированным спектром лантаноидов, нормированных по среднему хондриту. В целом породы ферродиоритгранитной серии отличаются от кислых пород нормальной океанической коры как по минералогическим, так и по геохимическим характеристикам. Наиболее близким аналогом этих образований оказываются кислые дифференциаты крупных континентальных магматических камер. Минералогия данных пород указывает на интенсивное фракционирование исходного расплава в промежуточном очаге при прогрессирующем насыщении последнего водным флюидом, вызвавшим кристаллизацию позднемагматических амфиболов и биотитов.

Низкотитанистые ксенолитсодержащие габброиды. Пижонитовое низкотитанистое габбро 59/49 сложено пижонитом, клинопироксеном и плагиоклазом, имеет габбровую структуру и частично амфиболитизировано. Пижониты представлены относительно высококальциевой разновидностью (табл. 24). Они характеризуются низкими содержаниями глинозема и титана (рис. 50), аналогичными таковым в пижонитах двупироксеновых габбро скв. 334 (37-й рейс НИС "Гломар Челленджер") и базитов разлома Конрад (Американо-Антарктический хребет). Вулканические пижониты из базальтов желоба Пуэрто-Рико обнаруживают повышенные концентрации Al и Ti (см. рис. 50) при таких же значениях отношения Al/Ti. По соотношению Cr и железистости (рис. 51) также фиксируется различие интрузивных и вулканических пижонитов. Пижониты габброидов разлома Долдрамс являются низкохромистыми и по этому параметру могут быть отнесены к малоглубинным образованиям. Плагиоклазы габброидов встречаются в кумулятивной фазе и в интеркумулюсе. Кумулятивные плагиоклазы представлены лабрадорами, а интеркумулятивные – довольно кислы-

Таблица 25

Состав амфиболов из низкотитанистых габброидов разлома Долдрамс

Компонент		Эде	ниты		Магнезиальные роговые обманки		Актинолиты			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	45,90	47,28	41.05	44.13	48,47	48,93	52,77	53,80	55,65	55,65
TiO ₂	1,20	0,41	1,93	1,21	0,15	1,31	0,23	0,87	0,44	0,15
Al ₂ O ₃	8,44	7,79	15,41	9,31	7,84	4,85	4,57	2,17	1,11	1,61
Cr ₂ O ₃	0,0	0,0	0,14	0,01	0,01	0,01	0,08	0,04	0,01	0,05
FeO	13,50	13,29	8.82	15,59	15,22	16,67	13,93	13,67	12,94	10,48
MnO	0,26	0,32	0,13	0,25	0,16	0,38	0,24	0,13	0,12	0,12
MgO	13,47	14,16	13,78	13,94	12,64	12,92	13,82	15,15	16,32	17,03
CaO	10,94	10,82	11,30	10,79	11,96	10,17	11,92	10,02	10,47	12,10
Na ₂ O	3.04	2.63	3.00	3,25	1,42	1,65	0,68	0,97	0,45	0,28
K₂O	0.25	0.18	0.78	0.17	0.06	0,16	0,03	0,15	0,04	0,01
Сумма	98.99	98.77	99.33	100,64	99,93	99.06	100,27	98,98	99,56	99,49
MgN	66	66	74	61	60	58	64	66	69	74

Примечание. Во всех анализах + 2 мас. % теоретически рассчитанной H₂O.



Рис. 52. Состав амфиболов из базальтов и габбро разлома Долдрамс

Поля составов амфиболов [Leake, 1978]: 1 — актинолитовая роговая обманка, II — эденитовая роговая обманка, III — ферропаргаситоная роговая обманка. Поле амфиболов из габбро банки Геттисберг (Восточная Атлантика) по [Prickard, Cann, 1982]. Точки составов амфиболов из: 1 — базальтов, 2 — габброидов восточной части разлома Долдрамс

ми андезинами (см. табл. 24), обычно встречающимися в сильно дифференцированных океанических породах. Вряд ли в данном случае имел место натровый метасоматоз с выносом Са и раскислением плаглоклаза, так как порода весьма свежая и вторичная минералогия практически отсутствует. Амфиболы, образующие либо реакционные каймы на пироксенах, либо самостоятельные выделения в интеркумулюсе, являются высокотемпературными, характеризуются бурым плеохроизмом и относятся к глиноземистым кальциевым амфиболам группы эденитовых – ферропаргаситовых роговых обманок (табл. 25; рис. 52). По составу они идентичны бурым роговым обманкам габброидов банки Геттисберг, образованным в позднемагматический этап эволюции промежуточной магматической камеры. Нахождение среди них высокоалюминиевотитанистых составов (см. табл. 25, ан. 3) говорит о достаточной глубине становления камеры, даже если принять во внимание возможность создания флюидного сверхдавления при интенсивной камерной дифференциации.

Химический состав габброидов этого типа характеризуется пониженными концентрациями титана и несколько повышенной кремнекислотностью. Распределение редких элементов, нормированных по среднему составу базальта срединно-океанических хребтов (см. рис. 48), обнаруживает слабые отрицательные аномалии по рубидию и скандию и резкие отрицательные аномалии по танталу, фосфору, гафнию и титану. Такие аномалии обычно свойственны островодужным породам и не присущи дериватам океанических источников (особенно это касается глубокого истощения по Та и Hf). Этому же типу габбро присуще обогащение торием, что сближает его с породами интрузивных серий горы Пейве, описанными ранее. На диаграммах Th-Ta и Ta-La (см. рис. 49, 50) составы низкотитанистых габбро характеризуются очень высокими величинами отношений Th/Ta и La/Ta, типичными для пород континентальной коры.

В низкотитанистых пижонитсодержащих габброидах из драги 59 (обр. Д59/49) обнаружена необычная ассоциация минералов титана, являющаяся уникальной для

Таблица 26

Состав минералов из ильменит-сфен-рутиловых включений в габброидах из драги 59

Компонент	Ильм	ениты		Сфе	ны	Рутилы			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0,04	0,02	30,38	30,53	30,59	30,87	0,05	0,01	0,01
TiO2	52,78	50,41	39,59	40,25	40,32	38,36	99,79	100,12	100,38
Al ₂ O ₃	0,0	0,01	0,15	0,17	0,51	0,80	0,01	0,0	0,01
Cr ₂ O ₃	0,28	0,04	0,02	0,03	0,03	0,05	0,12	0,11	0,10
FeO	45,69	48,80	1,20	0,32	0,11	0,73	0,06	0,09	0,18
MnO	1,44	1,13	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
MgO	0,38	0,41	0,02	0,0	0,04	0,03	0,02	0,0	0,0
CaO	0,0	0,01	28,10	28,07	28,03	27,85	0,40	0,13	0,23
Na ₂ O	0,01	0,04	0,15	0,0	0,01	0,05	0,0	0,03	0,01
K₂O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	100,61	100,86	99,63	99,39	99,65	98,74	100,46	100,51	100,92

Примечание. Обр. Д59/49: 3-5 - включения в ильмените (ан. 1), 6 - кайма на ильмените (ан. 1).



Рис. 53. Состав рутилов (а) и сфенов (б) из пород эклогитовой фации метаморфизма

Точки составов: 1 — эклогиты и мафические сланцы, офиолитовый покров Пьемонт, район Брюиль-Сен-Жак, Западные Альпы [Ernst, Dal Piaz, 1978]; 2 — эклогиты и метабазиты группы Вольтри, Западные Лигуриды, Италия [Ernst, 1976]; 3 — эклогиты Соазза, покров Адула, Швейцария [Aurisicchio et al., 1985]; 4 — эклогиты из каледонских комплексов Норвегии [Smith, Pinet, 1985]; 5 — включения в двупироксеновых габброидах разлома Долдрамс, Центральная Атлантика. Поля составов акцессорных минералов из различных эклогитов по [Магматизм..., 1988]: 6 — дистеновые эклогиты, 7 — эклогиты Казахстана, 8 — алмазы, 9 — алмазоносные эклогиты, 10 — гнейсы, 11 — алмазоносные эклогиты кимберлитов, 12 — эклогиты Северного Казахстана

океанических пород. Ассоциация представлена довольно крупными ксеноморфными выделениями ильменита, содержащего округлые гипидиоморфные зерна сфена, в которые, в свою очередь, включены идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы рутила.

Ильмениты (табл. 26) характеризуются пониженными содержаниями примесного MgO и повышенными MnO, приближаясь по этим параметрам к высокомарганцевым ильменитам Кайманова центра спрединга. Повышенные содержания MnO также присущи эклогитовым ильменитам каледонид Норвегии и высокометаморфизованных комплексов Альпийского пояса [Ernst, 1976; Smith, Pinet, 1985].

Состав сфенов обнаруживает некоторые вариации таких примесей, как FeO и Al_2O_3 . На вариационной диаграмме (рис. 53) они образуют обособленное поле, характеризующееся пониженными концентрациями Al_2O_3 , что, по мнению некоторых исследователей [Магматизм..., 1988], является свидетельством низких давлений при образовании данной минеральной ассоциации. Подобные содержания Al_2O_3 наблюдаются в некоторых сфенах эклогитов группы Вольтри, для которых предполагается интервал давлений 8–10 кбар [Ernst, 1976]. Как видно, аналогия с альпийскими эклогитами прослеживается и в отношении состава сфенов.

Рутилы из ксеногенной ассоциации характеризуются пониженными концентрациями всех определяемых на микрозонде примесей (см. табл. 26; рис. 53). Как и в сфенах, пониженные содержания Al_2O_3 в рутилах свидетельствуют о невысоких давлениях в момент образования исходных пород. Ксеногенные рутилы разлома Долдрамс являются аналогами рутилов из апогабброидных эклогитов покрова Соазза в Швейцарских Альпах и из каледонид Норвегии [Aurisicchio et al., 1985; Smith and Pinet, 1985].

Изложенные данные позволяют видеть, что изученная ассоциация является типоморфной для эклогитовой фации метаморфизма. Фракционирование такого парагенезиса из океанических расплавов, даже обогащенных железом и титаном, представ-
ляется маловероятным, так как кристаллизация ильменита подавляет кристаллизацию сфена и наоборот (высокая активность либо Са, либо Fe соответственно), а рутил вообще является запрещенной фазой при реальных окислительно-восстановительных условиях, наблюдаемых в океанической литосфере [Thompson, 1987]. Особенности состава ильменита, сфена и рутила сближают их с акцессорными минералами пород эклогитовой фации метаморфизма, в частности альпийских и норвежских эклогитов.

ильменит-сфен-рутил в низкотитанистых Ксеногенная природа включений двупироксеновых габброидах позволяет сделать некоторые геодинамические вывопы. Присутствие пород эклогитовой фации в коре предполагает создание значительных давлений, что маловероятно в условиях спредингового хребта. Даже в пределах прилегающих абиссальных котловин и трансформных разломов, где фиксируется интенсивное покровообразование и наблюдаются надвиги значительной амплитуды [Разницин, Трофимов, 1989], существующих механических напряжений недостаточно пля создания условий эклогитового метаморфизма. Термальные эффекты, продуцируемые в зонах трансформных разломов, также явно недостаточны для достижения эклогитовой фации [Chen, 1988]. Эти соображения заставляют встать на точку зрения доокеанического происхождения описанных включений, являющихся фрагментами глубоко метаморфизованных комплексов, образование которых предшествовало раскрытию Центральной Атлантики. Эти фрагменты - классические неспрединговые блоки, которые являются представителями предрифтовой субконтинентальной литосферы. Такие блоки были ранее обнаружены в районе разломной зоны Вима (10° с.ш.), где они были интерпретированы в рамках концепции осцилляторного спрединга [Bonatti, Crane, 1982]. Эти блоки, как и блоки разлома Долдрамс, вероятно, могут являться фрагментами границы между Североамериканской плитой и Южноамериканской, которая, по данным В. Роеста и Б. Колетт [1986], располагается южнее разлома 15°20'с.ш., возможно в районе 7-10° с.ш. Кроме того, наблюдаемые блоки могут быть сопоставлены с метаморфитами домеловых комплексов пассивных окраин Америки и Африки. Так или иначе, находки фрагментов субконтинентальной литосферы имеют как большой геодинамический смысл, так и петрологическое значение, так как позволяют по-новому оценить природу магмогенерирующих источников в пределах трансформных разломов Центральной Атлантики.

Умеренно титанистая серия. Габброиды умеренно титанистой серии в пределах предполагаемого неспредингового блока (драги 63 и 64, в меньшей степени драги 58 и 59) количественно подчинены породам ультратитанистой ассоциации и несколько превосходят по частоте встречаемости низкотитанистые габбро и кислые интрузивные породы (табл. 27).

Петрографически они представляют собой равномерно-среднезернистые габброиды, сложенные плагиоклазом, пироксеном, рудным минералом и сфеном. Во многих породах наблюдается позднемагматический амфибол с четко выраженным плеохроизмом в коричневато-желтых тонах, либо развивающийся по пироксенам, либо образующий ксеноморфные слегка вытянутые зерна в межзерновом пространстве. Плагиоклаз и клинопироксен иногда образуют взаимопрорастания, указывающие на близкоодновременную кристаллизацию этих фаз. Кроме того, мелкий (менее 0,3 мм) идиоморфный плагиоклаз встречается в виде включений в крупных кристаллах пироксена. Рудный минерал образует ксеноморфные пластинчатые выделения и также встречается в виде мелких включений в плагиоклазах и пироксенах. Весь петрографический облик этих пород типичен для нормальных океанических габбро, отражающих эволюцию промежуточных магматических камер, расположенных под сегментами срединно-океанических хребтов.

Породы данной ассоциации обнаруживают умеренные содержания титана (см. табл. 27) при отсутствии существенных их вариаций. Монотипность составов фиксируется также по глинозему, железу, магнию, кальцию и щелочам. Породы слабо

Компонент	64/7	63/55	63/74	64/43
	1	2	3	4 ^a
SiO2	46,78	47,84	48,89	50,9
TiO ₂	1,13	1,37	0,74	1,43
Al ₂ O ₃	16,25	14,51	16,77	15,3
Fe ₂ O ₃	3,44	2,61	3,57	-
FeO	8,19	8,12	5,59	9,6
MnO	0,19	0,08	0,17	0,16
MgO	8,03	8,82	7,55	7,7
CaO	10,31	10,60	11,01	11,3
Na ₂ O	2,26	2,86	2,80	2,1
K ₂ O	0,11	0,23	0,19	0,1
P ₂ O ₅	0,08	0,20	0,05	0,13
П.п.п.	2,25	1,59	1,84	0,50
Сумма	99,02	98,93	99,17	99,24
Ba	-	66	6	94
Ni	139	184	75	-
Rb	1	1	-	7,0
Sr	118	171	150	_
Zr	78	113	45	-
Y	25	40	17	-
Cu	25	44	54	-
Zn	95	117	68	-
РЪ	1	1	-	-
Ga	28	25	30	-
Rb/Sr	0,009	0,006	-	-
Zr/Y	3,1	2,8	2,7	-
Ti/Zr	87	73	99	-
Ba/Zr	-	0,6	0,1	_

Химический состав пород умеренно титанистой интрузивной серии горы Пейве

Примечание. а – в анализе 4 дополнительно определено 0,02 мас. % Сг₂О₃.

дифференцированы, характеризуются довольно широкими отношениями FeO/MgO и, вероятно, довольно близки к первичным расплавам. Петрохимически эти габброиды сопоставимы с типичными габбро толеитовой серии, широко представленными в разрезах нормальной океанической коры, и офиолитовых комплексов континентальных областей [Hebert, 1982].

В пользу близости габброидов умеренно титанистой серии к первичным толеитовым магмам говорят и высокие концентрации в них тугоплавких компонентов, например такого чуткого индикатора дифференциации, как никель (см. табл. 27). Рубидий практически не определим рентгенофлюоресцентным методом, что позволяет говорить о его весьма низких содержаниях, присущих деплетированным океаническим породам. Стронций присутствует в несколько повышенных концентрациях (118-171 г/т), возможно отражающих воздействие морской воды на эти интрузивные породы. Габброиды слегка обогащены высокозарядными литофильными элементами при низких отношениях Ti/Zr. В них также отмечены низкие концентрации халькофилов (см. табл. 27), особенно меди и свинца.

В целом эту серию можно рассматривать как типичную океаническую габброидную ассоциацию, представляющую верхние горизонты расслоенной магматической камеры (аналог – изотропное габбро офиолитов), наложенной на ранние ультратитанистые породы в процессе переработки доокеанических интрузивных комплексов неспредингового блока.

ДОЛЕРИТЫ ГОРЫ ПЕЙВЕ

Вместе с разнообразными интрузивными породами в пределах восточной части разломной зоны Долдрамс были драгированы магнезиальные долериты, наиболее близкие к первичным расплавам, давшим магматические серии этой структуры.

Таблица 28

¥	63/1	63/4	63/19	63/2	64/1
KOMIIOHEHT	1	2	3	4	5
SiO ₂	47,11	47,55	48,21	48,86	48,41
TiO2	1,00	1,52	1,72	1,80	2,07
	15,85	15,27	14,68	14,14	13,37
Fe ₂ O ₃	1,74	0,70	1,61	2,24	4,04
FeO	9,04	9,25	10,25	10,32	9,42
MnO	0,15	0,17	0,27	0,20	0,18
MgO	11,62	8,43	7,31	6,57	7,31
CaO	9,83	10,03	9,61	9,95	9,84
Na ₂ O	3,24	4,15	2,97	3,34	3,49
K ₂ O	0,12	0,21	0,17	0,27	0,15
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,17	0,17	0,21
П.п.п.	0,70	2,82	2,21	0,89	1,74
Сумма	100,50	100,23	99,18	98,75	100,23
Cr	659	-	-	-	-
Ni	299	-	119	78	-
Ba	75	-	-	-	15
Rb	2	-	_	_	_
Sr	105	_	119	123	190
Zr	86	_	141	167	120
Y	22	_	35	39	38
Ta	0,11	_	-	_	_
Th	0,32	-	-	_	_
Hf	0,65	-	-	-	-
Rb/Sr	0,019	-	-	-	-
Ti/Zr	70	_	73	65	104
Zr/Y	3,9	_	4,0	4,3	3,2

Химический состав долеритов горы Пейве

Полериты довольно свежие, мелкозернистые, с массивной текстурой. В нескольких образцах наблюдалась порфировидная структура, образованная крупными (до 1,5 мм) гипидиоморфными выделениями плагиоклаза и более мелкими (0,5–0,7 мм) кристаллами пироксена.

Химический состав пород представлен в табл. 28. Они характеризуются значительными вариациями титана, железа и магния, отражающими процессы интенсивной фракционной кристаллизации. Содержание щелочей при дифференциации практически не изменяется, а концентрации фосфора резко возрастают на заключительных этапах эволюции расплавов (высокотитанистые долериты 63/15 и 63/3 см в табл. 28). По петрохимическим данным эти долериты классифицируются как дифференцированная толеитовая серия.

В числе геохимических характеристик долеритов нужно отметить высокие концентрации высокозарядных литофилов, а в дифференцированных составах наблюдаются

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	64/2	64/3	64/5	64/6	63/3	63/15
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	6	7	8	9	10	11
1,751,911,751,574,492,7713,0310,0614,9314,3511,2412,184,239,133,422,896,9411,298,938,459,019,0812,109,890,210,240,210,190,290,395,571,427,197,353,722,3810,076,119,8611,0010,268,864,125,353,022,752,973,40	51,26	54,78	47,71	48,19	45,33	45,33
13,0310,0614,9314,3511,2412,184,239,133,422,896,9411,298,938,459,019,0812,109,890,210,240,210,190,290,395,571,427,197,353,722,3810,076,119,8611,0010,268,864,125,353,022,752,973,40	1,75	1,91	1,75	1,57	4,49	2,77
4,239,133,422,896,9411,298,938,459,019,0812,109,890,210,240,210,190,290,395,571,427,197,353,722,3810,076,119,8611,0010,268,864,125,353,022,752,973,40	13,03	10,06	14,93`	14,35	11,24	12,18
8,938,459,019,0812,109,890,210,240,210,190,290,395,571,427,197,353,722,3810,076,119,8611,0010,268,864,125,353,022,752,973,40	4,23	9,13	3,42	2,89	6,94	11,29
0,210,240,210,190,290,395,571,427,197,353,722,3810,076,119,8611,0010,268,864,125,353,022,752,973,40	8,93	8,45	9,01	9,08	12,10	9,89
5,571,427,197,353,722,3810,076,119,8611,0010,268,864,125,353,022,752,973,40	0,21	0,24	0,21	0,19	0,29	0,39
10,07 6,11 9,86 11,00 10,26 8,86 4,12 5,35 3,02 2,75 2,97 3,40	5,57	1,42	7,19	7,35	3,72	2,38
4.12 5.35 3.02 2.75 2.97 3.40	10,07	6,11	9,86	11,00	10,26	8,86
.,,,,,,,,,,,,,,,,,,	4,12	5,35	3,02	2,75	2,97	3,40
0,25 0,71 0,12 0,11 0,13 0,16	0,25	0,71	0,12	0,11	0,13	0,16
0,24 1,11 0,17 0,15 0,54 1,10	0,24	1,11	0,17	0,15	0,54	1,10
0,88 1,36 1,67 1,07 0,25 1,24	0,88	1,36	1,67	1,07	0,25	1,24
100,61 100,63 99,06 98,70 98,26 98,99	100,61	100,63	99,06	98,70	98,26	98,99
	-	-	-	-	-	-
85 162 58 -	-	-	85	162	58	-
	-	-	-	-	-	-
51 -	-	-	-	-	51	_
130 150 128 110 133 –	130	150	128	110	133	_
180 460 143 142 122 -	180	460	143	142	122	_
57 180 34 34 94 -	57	180	34	34	94	-
	-	_	-	_		-
	-	_	-	-		-
	-	-	_	_	_	
0,384 -	-		-	-	0,384	_
58 25 73 66 221 -	58	25	73	66	221	-
3,2 2,6 4,2 4,2 1,3 -	3,2	2,6	4,2	4,2	1,3	_

высокие концентрации рубидия (см. табл. 28). В них же отмечены высокие отношения Rb/Sr и Ti/Zr и низкие Zr/Y. Геохимические характеристики магнезиального примитивного долерита 63/1 характеризуют этот состав как наиболее близкий к первичным магмам (Cr – 659 г/т, Ni – 299 г/т). На рис. 48 эта примитивная порода обнаруживает четкие отрицательные аномалии по танталу и гафнию и слабые (но также достаточно уверенно выделяемые) положительные аномалии по барию и торию. В целом картина полностью аналогична наблюдаемой в породах ультратитанистой серии, с которыми хорошо сопоставляются титанистые составы долеритов (63/3 и 63/15) и низкотитанистые габбро драги из 59 (северный склон предполагаемого неспредингового блока). Таким образом, эти "континентальные" характеристики относятся ко всем породам, за исключением габброидов умеренно титанистой ассоциации. Эти образования являются дериватами "континентальных" магмогенерирующих источников и, скорее всего, относятся к доокеаническим интрузивным коплексам.

ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Данные о возрасте интрузивных пород в пределах срединно-океанических хребтов крайне скудны. Это связано как с общим небольшим количеством каменного материала, получаемого в результате драгирования или бурения, так и с весьма однообразным минеральным составом океанических габброидов. Особую трудность составляет выделение таких акцессориев, как сфен, апатит и циркон, представляющих наиболее благоприятный объект для изотопного датирования. Использование ряда методов, в частности К-Аг метода, затруднено из-за очень низких концентраций калия в океанических породах. Такой широко распространенный метод, как рубидий-стронциевая изотопия, практически неприменим из-за отчетливого воздействия морской воды на породы океанического дна, смещающего изотопные отношения стронция в сторону высоких значений величины Sr⁸⁷/Sr⁸⁶.

В случае обогащенных фосфором габброидов восточной части разломной зоны Долдрамс впервые появилась возможность попытаться датировать интрузивные ассоциации, вскрытые в пределах трансформных разломов Центральной Атлантики. Высокое модальное содержание апатита в составе мафических пород позволило выделить этот минерал в достаточном количестве и в достаточно чистом виде. Из габброидов драги 64 были выделены два типа апатитов – белый и розовый.

Апатит был подготовлен для трекового датирования в лаборатории ядерных реакций Объединенного института ядерных исследований (г. Дубна) В.П. Перелыгиным. Подсчет треков в образцах осуществлялся при увеличении ×1250, в стандартах – при увеличении ×500. Для подсчета возрастов была использована константа распада урана-238, равная 7,03×10⁻¹⁷ атомов/год [Roberts et al., 1968]. Апатиты были датированы методом внешних детекторов, следуя методике, описанной в [Naeser, 1976].

Полученные данные суммированы на рис. 54. На данной гистограмме отчетливо выделяются два максимума. Первый приурочен к диапазону 150–170 млн лет (поздняя юра), второй группируется около временного рубежа в 300 млн лет (поздний карбон). Позднеюрские возрасты коррелируются с возрастом раскрытия Центральной Атлантики [Storetvedt, 1985]. Этому же времени отвечает возраст обогащения примитивной мантии островов Св. Петра и Павла – 155 млн лет [Roden et al., 1984]. Видимо, этот этап обогащения (мантийного метасоматоза) также был связан с раскрытием Центральной Атлантики. В случае апатитовых габбро разломной зоны Долдрамс позднеюрский возраст также может отражать этап обогащения, сопряженный с интенсивной флюидной переработкой доокеанического корового субстрата глубинными, обогащенными литофильными элементами флюидами. Апатит как минерал, легко поддающийся перекристаллизации и диффузионному перераспределению компонен-



Рис. 54. Распределение возрастов, полученных трековым методом, по апатитам из габброидов ультратитанистой серии разлома Долдрамс

Пояснения см. в тексте

тов, мог "обновить" свой трековый возраст. В этом случае карбоновые возрасты, возможно, отражают реальное время кристаллизации пород ультратитанистой серии. Кроме того, они могут сопоставляться с интрузивными комплексами пенсильвания в пределах пассивной окраины Северной Америки и с карбоновыми магматическими породами Западной Африки.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Породы ультратитанистой серии рвутся кислыми интрузивными образованиями. обогащенными легкими РЗЭ и высокозарядными литофилами и обнаруживающими закономерное изменение состава амфибола в ряду эденит - магнезиальная роговая обманка – актинолит (уменьшение глиноземистости и увеличение титанистости) и сосуществующего плагиоклаза (увеличение альбитовой составляющей), связанное с остыванием магматической камеры, локализованной в предполагаемом нонспрединговом блоке. Аналогичные тренды эволюции состава амфибола и сосуществующего плагиоклаза (а следовательно, и этапы внутрикамерного автомстасоматоза) выявлены в специальной ассоциации низкотитанистых пижонитсодержащих габброидов, драгированных в северной части описываемой структуры. Наблюдаемая аналогия позволяяет предположить, что эти интрузивные серии относятся к одному этапу тектономагматической эволюции неспредингового блока. Крайне интересной представляется находка в низкотитанистых габброидах минеральной ассоциации ильме-Данный парагенезис является типоморфным для эклогитовой нит+сфен+рутил. фации метаморфизма, в частности для некоторых эклогитов, претерпевших ретроморфные изменения при давлениях и температурах амфиболитовой фации Itava et al., 1985]. Состав минералов из исследованных включений близок по составу к акцессориям из эклогитов Альп и каледонид Норвегии. Альтернативным может быть отнесение их к фрагментам метапелитов, но, так или иначе, эти включения являются представителями доокеанического (субконтинентального?) субстрата.

Приведенные материалы позволяют наметить возможную последовательность интрузивных и тектонических событий в неспрединговом блоке (табл. 29).

Субконтинентальный этап датируется допозднеюрским временем образования ферротитанистых интрузивных ассоциаций, отвечающих обстановке начальных стадий континентального рифтинга. Протоокеанический этап датируется позднеюрско-раннемеловым (меловым?) временем, сопоставляется с ранним раскрытием Атлантического океана и в Экваториальной Атлантике отвечает, вероятно, стадии

Возможная последовательность тектономагматических событий в неспрединговом блоке зоны разлома Долдрамс

Этап развития	Интрузивная серия	Тектоническая обстановка	Тип камеры	Характер тек- тонических движений
I. Субконтиненталь- ный	Ультратитанистая	Начальные стадии кон- тинентального рифтинга	Доокеани-	Поднятие
II. Протоокеаничес- кий	Ферродиорит-гранит- ная, низкотитанис- тая	Формирование глубин- ных срывов и грабено- образование	ческая	
III. Океанический	Умеренно титанистая	Спрединговый хребет и сопряженный транс- формный разлом	Океаническая	Опускание

формирования глубинных срывов и грабенообразования. В пределах описываемого неспредингового блока он представлен двумя интрузивными сериями, наложенными на доокеаническую камеру. В пользу этого говорят секущие взаимоотношения серий I и II, совместный автометасоматоз серий II и III и нахождение пород двух первых типов в гальке осадочных брекчий, фиксирующих максимальную амплитуду поднятия неспредингового блока в процессе амагматичного растяжения в районе разлома Долдрамс. Эти интрузивные серии по комплексу свойств не могут быть отнесены к типичным океаническим камерам и, возможно, отражают реактивизацию структуры в период, переходный между собственно континентальной и океанической стадиями.

Собственно океанический этап (океаническая камера) представлен умеренно титанистой пироксенит-габбровой серией, отсутствующей в брекчиях горы Пейве и широко развитой в составе ассоциации ксенолитов в толеитах разломной зоны Долдрамс. Особенности фракционирования этой серии типичны для океанических камер различной глубинности, в частности для барофильных камер трансформных разломов. Выведение фрагментов океанической камеры на поверхность, возможно, связано с относительным опусканием части неспредингового блока, представляющим последнюю фазу тектонической активности в районе разлома Долдрамс.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС

Изучение вещественного состава магматических пород трансформных разломов позволяет выявлять пространственные и эволюционные закономерности магматизма этих зон, и, как видно по ряду опубликованных работ, эти зоны являются своеобразными "барьерами" между различными геохимическими провинциями современного ложа океанов [Строение..., 1989; Bougault et al., 1979; Langmuir, Bender 1984]. Очевидно, что данные различия должны проявиться и в ряде других характеристик, в частности в петромагнитных свойствах пород океанического дна.

В 3-м и 6-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" получен практически полный набор магматических пород океанической литосферы – от гипербазитов до базальтов пиллоу-лав. Однако драгировки в сегментах САХ у трансформных разломов приносят исключительно базальтовый материал. Поэтому для сопоставления и выявления пространственных закономерностей магматизма различных структур Мирового океана сравнивались петромагнитные свойства только базальтов из различных морфоструктур трансформного разлома Долдрамс.

Изученная коллекция состояла из базальтов, драгированных в рифтовых долинах (драги 29,31,40,54), в зонах сочленений рифтовых долин и трансформных разломов (драги 33,56,57,59,61) и непосредственно в трансформных разломах (драги 19,23,25,49, 64) (см. рис. 8, табл. 1).

Исследовались следующие петромагнитные характеристики: естественная остаточная намагниченность (I_n) , начальная магнитная восприимчивость (x), намагниченности насыщения (I_s) и остаточного насыщения (I_{rs}) , точки Кюри (T_c) и производные этих характеристик, а также изучались данные микрозондового анализа рудных минералов и петрохимических анализов. Определение основных петромагнитных параметров выполнено как на борту судна (А.Н. Диденко), так и в лаборатории петромагнетизма литосферы ИФЗ АН СССР (Л.В. Тихонов). Микрозондовый анализ и просмотр зерен под электронным микроскопом выполнены на установке "САМЕВАХ" в геофизической обсерватории "Борок" ИФЗ АН СССР (А.Н. Диденко).

В табл. 30-32 и на рис. 55 представлены значения и распределение основных петромагнитных характеристик исследованных базальтов (петрографическое описание см. в гл. 2). При анализе полученных данных наблюдается большой разброс петромагнитных характеристик базальтов из различных морфоструктур. Так, наиболее "тесное" распределение по всем характеристикам имеют базальты рифтовых долин, а базальты, драгированные в трансформных разломах, – наиболее "широкое" (см. рис. 55). Однородность петромагнитных характеристик одних базальтов и неоднородность других наиболее просто можно объяснить различием в возрасте изучаемых пород, что, безусловно, имеет место. Однако попробуем более детально рассмотреть петромагнитные характеристики.

Состав ферромагнитной фракции, точки Кюри. Изученные базальты чрезвычайно разнообразны по виду зависимостей намагниченности насыщения от температуры (рис. 56), а именно по этим зависимостям мы судим в основном о составе магнитной фракции. Для подтверждения данных $I_s - T^{\circ}$ на ряде образцов исследовались температурная зависимость остаточной намагниченности насыщения и составы титаномагнетитов методом электронного микрозондирования.

Для всех базальтов рифтовых долин и для ряда базальтов зон сочленений (см. табл. 30–32) характерны зависимости $I_s - T^\circ$, присущие вторично неизмененным титаномагнетитам в океанских базальтах [Johnson, Hall, 1978; Печерский и др., 1979]. Это однофазные термокривые, близкие к обратимому виду (рис. 56,*a*) с точками Кюри до 200° С и отношением I_{st}/I_{so} менее 1,5. Имеют место и необратимые термокривые с

Петромагнитные свойства базальтов рифтовой долины

Номер образца	I _n , А/м	Q	<i>I_s,</i> А'м²/кг	I _{rs} /I _s , %	<i>T_c,</i> ℃	I _{st} /I _{so} , %
31/1	5,78	144,9	0,20	53	175	195
31/2	7,79	109,3	0,30	49	175	186
31/3	9,16	124,7	0,31	56	225	240
31/11	5,60	148,3	0,15	42	190	212
31/7	8,95	137,6	0,28	51	255	243
31/10	5,57	73,8	0,27	49	190	183
Среднее	7,14	123,1	0,25	50	202	210
Ст. откл.	1,70	28,1	0,06	5	32	28
40/1	8,01	69,4	0,30	41	140	150
40/2	9,56	73,5	0,38	47	165	171
40/3	7,15	200,6	0,17	56	210	189
40/4	4,59	91,2	0,22	51	180	186
40/5	7,51	210,5	0,14	53	195	192
40/6	1,53	29,2	0,17	50	160	184
Среднее	6,39	112,4	0,23	50	175	179
Ст. откл.	2,88	75,0	0,09	5	25	16
54/1	2,00	23,2	0,21	51	155	146
54/2	2,49	16,2	0,27	35	140	156
54/3	3,14	10,5	0,44	33	150	176
54/4	1,79	9,4	0,35	35	150	178
54/5	2,36	11,8	0,35	36	130	150
54/6	2,56	15,4	0,25	42	125	131
54/7	2,51	27,8	0,29	52	160	185
54/10	2,49	10,3	0,43	26	180	196
Среднее	2,42	15,6	0,33	39	149	165
Ст. откл.	0,40	6,7	0,08	9	17	22
29/1	5,59	106,6	0,18	53	205	179
2	2,86	19,2	0,39	21	200	146
7	1,29	68,1	0,10	47	245	223
4	4,85	154,3	0,14	51	275	232
6	4,11	115,2	0,11	46	285	233
3	7,42	168,6	0,20	38	295	243
Среднее	4,35	105.3	0,19	43	251	226
Ст. откл.	2,14	55,3	0,11	12	41	67
Среднее (n=26)	4,87	83,4	0,26	45	191	188
Ст. откл.	2,64	63,8	0,09	9	47	44

Примечание. Здесь и в табл. 32, 33 I_n – естественная остаточная намагниченность; Q – отношение Кенигсбергера; I_s – намагниченность насыщения; I_{rs} – остаточная намагниченность насыщения; T_c – точка Кюри; I_{s_0} – исходная намагниченность насыщения; I_{st} – намагниченность насыщения после нагрева до 600° С. Ст. откл. – стандартное отклонение.

Петромагнитные свойства базальтов зон сочленений рифтовой долины с разпомами Долдрамс и Архангельского

		r					
Номер	I _n , А/м	Q	I _s ,	I _{rs} /I _s ,	<i>T</i> _{c1} ,	<i>T</i> _{c₂} , °C	I _{st} /I _{sa}
образца			А∙м²/кг	%	°C (%)		% 0
33/1	2,21	l 23,5	l 0,31	1 32	l 150 (90)	I 360	113
33/4	4,46	101,1	0,14	57	205		240
33/6	0,01	0,5	0,02	5	420		113
33/2	1,78	5,8	0,57	12	235		120
33/3	0,01	0,4	0,03	4	90 (15)	565	102
33/7	11,53	171,8	0,31	48	195		90
Среднее	3,33	50,5	0,23	26	295		130
Ст. откл.	4,34	70,7	0,21	23	162		55
56/1	10,45	34,8	0,52	29	165		141
56/8	10,64	33,8	0,56	25	145		133
56/9	8,25	27,1	0,47	25	170		144
56/46	11,17	43,3	0,53	31	155		145
56/55	8,10	24,6	0,45	21	170		149
56/2	9,71	107,6	0,32	41	245		252
56/38	9,24	47,4	0,41	30	165		144
56/23	4,04	4,5	1,24	9	420		112
56/34	4,64	17,4	0,37	15	210		204
Среднее	8,47	37,8	0,54	25	205		147
Ст. откл.	2,56	29,2	0,27	9	86		42
57/1	9,18	132,7	0,22	36	100		101
57/2	4,13	179,0	0,08	41	345 (88)	580	297
59/3	5,34	134,1	0,14	55	260		237
59/8	4,07	149,3	0,10	46	280		296
59/18	7,04	159,8	0,13	52	230		238
59/34	18,09	233,1	0,25	57	265		244
59/35	10,39	159,7	0,18	52	215		248
59/2	12,29	150,2	0,30	50	175		219
59/26	2,33	79,4	0,09	50	345		331
61/1	9,48	155,9	0,29	54	270 (85)	580	285
61/14	6,02	98,9	0,18	48	270		297
Среднее	8,03	148,4	0,18	49	250		263
Ст. откл.	4,52	40	8	6	71		77
Среднее (n=26)	7,10	87,5	0,32	35	245		192
Ст. откл.	4,30	69,0	0,25	17	104		86

Петромагнитные свойства базальтов зон разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского

Номер образца	I _n , А/м	Q	<i>I_s,</i> А ∙ м²/кг	I _{rs} /I _s , %	Т _{с1} , °С (%)	<i>T</i> _{c₁} ; ℃	I _{st} /I _{so} , %
19/1	ł 0,01	, 0,1	0,03	6	275(10)	630	463
19/2	0,13	3,3	0,12	29	590		115
19/3	0,02	1,0	0,05	17	115(20)	605	133
19/8	0,12	0,8	0,04	12	85(15)	585	121
19/11	0,05	8,0	0,04	19	80 (15)	590	120
19/15	0,01	0,8	0,04	10	120(15)	590	136
Среднее	0,05	1,3	0,05	16		598	181
Ст. откл.	0,06	1,1	0,03	8		17	138
23/1	3,10	134,5	0,09	64	235		903
25/2	2,94	127,3	0,11	54	100 (15)	325	450
25/8	2,64	26,8	0,41	25	300		189
23/3	0,02	1,3	0,04	5	65 (20)	225	63
23/4	0,04	3,0	0,03	7	555		102
25/1	0,80	4,1	0,58	26	185		117
Среднее	1,59	49,5	0,21	30	304		304
Ст. откл.	1,46	63,8	0,23	24	133		325
49/86	0,27	8,4	0,09	52	365		808
59/87	1,25	4,2	0,59	18	580		91
49/88	0,54	1,4	0,31	8	475		111
49/100	0,08	3,3	0,08	42	585		62
49/101	2,19	8,4	0,85	43	585		44
49/32	0,06	0,1	0,55	4	80(10)	480	84
49/64	0,11	3,9	0,07	19	110(15)	580	95
49/6	0,02	1,2	0,03	4	85(15)	38 5	110
49/11	0,45	4,1	0,34	37	580		96
49/14	0,02	1,5	0,03	7	525		100
Среднее	0,50	3,6	0,29	23	514		160
Ст. откл.	0,70	2,9	0,29	18	85		229
63/20	0,01	0,01	0,03	1	600		113
64/1	0,01	0,7	0,03	1	575		116
63/3	0,08	0,1	2,63	22	590		88
64/2	0,01	0,1	0,05	9	585		104
64/3	0,33	3,0	0,18	16	75 (15)	600	108
64/5	0,01	0,1	0,03	2	575		145
64/6	0,01	0,3	0,03	1	475		175
Среднее	0,06	0,6	0,43	7	571		121
Ст. откл.	0,12	1,1	0,97	9	44		29
Среднее (л=29)	0,53	11,9	0,26	19	498		185
Ст. откл.	0,94	33,3	0,50	17	131		208



Рис. 55. Распределение основных петромагнитных характеристик изученных базальтов Базальты: 1 — САХ, 2 — зон сочленений САХ и трансформных разломов, 3 — трансформных разломов. n — количество образцов

точками Кюри более 200°С, отношением $I_{st}/I_{s_0} \ge 2$. В этом случае мы имеем дело с титаномаггемитом, продуктом низкотемпературного однофазного окисления титаномагнетита (рис. 56,6).

Данные микрозондирования согласуются с петромагнитными результатами. Так, для обр. 40/1 как по термомагнитным, так и по данным микрозондирования точка Кюри 140°С (табл. 33; см. табл. 30–32). Для обр. 61/14 расчетная T_c , по данным микрозондирования, составляет 155°С, а термомагнитный метод дает $T_c \sim 270$ °С; вид кривой необратимый. Намагниченность насыщения после нагрева до 600°С увеличивается почти втрое (см. табл. 33).

Проявление процесса низкотемпературного окисления мы видим и на зависимостях $T_c - I_s$ и $T_c - I_{rs}/I_s$; с увеличением степени окисления величина I_s (концентрационный параметр) падает, а I_{rs}/I_s (структурный параметр) возрастает. Именно этот процесс отражается в поведении образцов рифтовых зон (группа 1) (рис. 57, *a*, *b*). Для



этих же образцов отмечается прямая связь T_c и I_{st}/I_{s_0} (рис. 58), но тренды для базальтов каждой станции различны как по углу наклона (драги 56,57,59,61), так и по "стартовому" уровню (драги 29,54). Поскольку температурное воздействие в лаборатории для всех образцов было одинаковым (нагрев до 600°С), мы можем, вероятно, рассчитать этот "стартовый" уровень составов (T_c) различных групп. Для рифтовых базальтов драг 31,40,54 этот "стартовый" уровень ($I_{st}/I_{s_0} \sim 1,3-1,5$)

Для рифтовых базальтов драг 31,40,54 этот "стартовый" уровень $(I_{st}/I_{s_0} \sim 1,3-1,5)$ примерно одинаков – 120–140°С, а для базальтов драги 29 он составляет ~ 180°С (см. рис. 58, *a*). Это хорошо согласуется с данными микрозондирования, так, для обр. 54/3,5 расчетная T_c составляет 120–125°С, для обр. 31/2,10 – 140–145°С, а для обр. 40/1,2 – 140–160°С (см. табл. 33).

В однофазноокисленных базальтах зон сочленений (группа 2, драги 56,57,59,61) наблюдается аналогичная картина (рис. 58, б). Для базальтов драги 56 (обр. 56/23,46; см. табл. 33) микрозондовые определения совпадают со "стартовыми" составами ($T_c \sim 140-145^{\circ}$ С). В базальтах драг 57,59,61 из-за слишком малых размеров зерен титаномагнетитов качественных микрозондовых определений получить не удалось. Но при термомагнитном анализе обр. 57/1 была получена $T_c \sim 100^{\circ}$ С, I_{st}/I_{s_0} этого образца близко к 1. Все это, возможно, говорит о более низком "стартовом" уровне для базальтов этой группы.

Следует отметить, что оценка "стартового" состава носит скорее качественный характер, так как различные составы первичных титаномагнетитов имеют разную скорость низкотемпературного окисления. С другой стороны, скорость сильно зави-

Номер FeO* Σ,% TiO₂ Al₂O₃ MgO Cr203 MnO SiO₂ Размер, n x образца мкм 31/2 26 21.3 70,1 2,1 1,2 0,07 97,8 0,645 3 -31/10 28 1,9 1,5 0,635 4 20,9 70,4 97,6 _ -_ 40/1 27 2,5 0,9 96,7 0,640 3 20,9 69,5 ----_ 40/2 22 4 19,9 69,9 3,2 0.03 0,615 1.1 _ -97.0 33/1 31 До 12 19,8 1,8 0,20 2,9 99.9 0,600 71,3 1,1 _ 33/2 До 70 1,2 0,545 30 18,6 75,4 1,4 0,06 100.0 -----54/3 24 1,9 99.0 0,660 22,4 71,1 1,0 0,03 4 _ -0,670 54/5 25 2 22,7 71,2 2,0 0,9 _ -----99,4 56/23 22 По 70 22,2 74.6 1.5 0.7 0,06 1,9 3 103,5 0,630 56/46 28 По 20 21.9 70,2 1,8 0.9 0.04 1.5 99.0 0,650 _ 57/1 0,590 17 12,7 46,5 6,1 68.4 1 _ _ _ ----4.5 64.1 0,560 59/18 15 1 11.5 45,1 --_ -61/1 23 2 73,1 0,585 13.8 51,1 5.1 _ _ _ -61/14 21 2 15,1 52,2 4,4 74.7 0,620 _ _ -30 2,2 0,7 0.03 6,1 99.1 0,760 49/32 До 10 24,1 57,0 7,0 4,8 2,1 1,8 101,2 0,135 49/87 До 100 85,9 0,9 0,07 9 _ 49/87 4 До 220 1,9 92,4 1,2 101,3 0 -_ _ -63/3 25 По 150 12,3 83,3 1,6 6,0 _ 102,5 0,355 --0,565 63/3 4 По 70 19,7 76,3 1.4 _ _ 100,6 _ -64/3 По 200 102.3 0 30 -62,3 0,1 2,1 1,3 29,4 _ 64/3 6 4,4 89,7 0,4 0,9 0,01 100,8 0,125 До 100 _ 2

Состав титаномагнетитов (данные электронного микрозондирования), мас. %

Примечание. n – кол-во исследованных зерен; FeO* – суммарное количество железа; x – доля ульвошпинели в титаномагнетитах.

0.8

0.5

0.03

5.0

2

80.1

64/3

4

По 20

12,7

0,365

99.0



Рис. 57. Зависимости намагниченности насыщения $I_s(a)$ и $I_{rs}/I_s(b)$ от точки Кюри базальтов Группы: 1 — рифтовых базальтов, 2 — зон сочленений, 3 — трансформных разломов

сит от температуры. Увеличение температуры на $20-30^{\circ}$ С ведет к уменьшению времени окисления титаномагнетитов на 1,5-2 порядка [Гапеев, Грибов, 1989]. Для титаномагнетитов состава x=0,6 окисление до z = 0,4 при 0°С произойдет в первые миллионы лет, тогда как при $30-40^{\circ}$ С это время уменьшится до десятков тысяч лет.

Базальты, драгированные непосредственно в трансформных разломах, имеют совершенно другой тип зависимостей $I_s - T^{\circ}$ (см. рис. 56, *в*, *г*.). Появляются образцы, имеющие две магнитные фазы: первая – в районе температур 200-400°С и вторая, близкая к температуре Кюри магнетита (группа 3, см. рис. 56, *в*), причем доля высо-котемпературной фазы значительно выше. Много образцов имеют только одну выссокотемпературную фазу (см. рис. 56, *г*). Подобные зависимости характерны для образцов, претерпевших гетерофазное окисление первичного титаномагнетита. Это подтверждается микрозондовыми исследованиями. Так, в ряде образцов (49/87, 63/3, 64/3 и 33/2) была зафиксирована структура распада, но из-за слишком малых размеров этих структур (субмикронный) невозможно оценить составы продуктов распада и, следовательно, оценить *P*-*T*-условия.

Следует отметить различие размеров зерен титаномагнетитов в базальтах рифтовых зон и трансформных разломов. В рифтах и в части базальтов зон сочленений размеры зерен титаномагнетитов до 4–5 мкм. Они, как правило, скелетной формы, характерной для быстроостывающих пород. Зерна титаномагнетитов в базальтах трансформных разломов и в части базальтов зон сочленений имеют гораздо большие





Станции: 1 - 6Д31; 2 - 6Д40; 3 - 6Д54; 4 - 6Д29; 5 -6Д57, 59, 61; 6 - 56

размеры – от 10–20 до 100–150 мкм, причем в ряде образцов зафиксированы (микрозондом) магнитные зерна различных генераций – от первично-магматических титаномагнетитов (x ~ 0,60) до вторичного магнетита.

Таким образом, при изучении составов титаномагнетитов базальтов из различных морфоструктур можно заключить: 1) состав титаномагнетитов рифтовых базальтов достаточно однороден, и все изменения этих пород сводятся к однофазному низкотемпературному окислению; 2) в группах базальтов (зон сочленений и трансформных) состав титаномагнетитов чрезвычайно разнообразен – от высокотитанистых ($T_c \le 100^{\circ}$ С) до почти магнетитового состава ($T_c = 580^{\circ}$ С). Вторичные изменения этих базальтов также различны; наряду с низкотемпературным окислением ряд базальтов испытали и высокотемпературный гетерофазный распад.

Намагниченность насыщения I_s . Как было отмечено выше, I_s однофазноокисленных базальтов (группы 1,2) имеет отрицательную корреляцию с T_c (см. рис. 57, *a*). Пределы изменений I_s рифтовых базальтов достаточно узкие – от 0,1 до 0,44 А · м²/кг (см. табл. 31), и все же на этом интервале наблюдается слабая дифференциация базальтов по I_s . Так, для неизмененных базальтов драг 40 и 54 средние значения I_s выше в 1,5 раза. Возможно, это связано с первично-магматическими причинами. Параметр магнитной жесткости I_{rs}/I_s аналогично I_s меняется также в узком интервале, и, судя по его величинам, зерна титаномагнетита в рифтовых базальтах близки к однодоменным.

В отличие от рифтовых базальты из трансформных разломов (группа 3) и отчасти

зон сочленений (группа 2) имеют очень широкий спектр значений I_s и I_{rs}/I_s (см. рис. 57). Безусловно, в первую очередь это связано с различными вторичными процессами (низкотемпературные и высокотемпературные изменения, причем степень низкотемпературного однофазного окисления в них значительно выше).

Естественная остаточная намагниченность *I_n* и коэффициент Кенигсбергера *Q*. Естественная остаточная намагниченность измерялась после недельной выдержки в нулевом магнитном поле. Это необходимо для устранения вторичной компоненты, связанной с подмагничиванием в процессе отбора образцов (нахождение материала на железной палубе, распиловка и т. д.).

Величины I_n исследуемых образцов меняются в широких пределах (см. табл. 31–33; рис. 55). Наиболее однородны в этом плане базальты рифтовых зон. Однако на фоне незначительного разброса наблюдается дифференциация I_n по отдельным сегментам САХ. Так, в базальтах северного сегмента (драги 29,31) I_n составляет 4,87 и 7,14 А/м соответственно, а в базальтах южного сегмента (драга 54) – 2,42 А/м. Базальты драг 31 и 54 примерно одного возраста и, судя по степени окисления титаномагнетитов (z = 0, 2-0, 25), претерпели примерно одинаковую степень однофазного окисления с момента образования. Поэтому можно предположить, что различие в величинах I_n базальтов северного и южного сегментов САХ связано не со вторичными изменениями, а с различиями первичными, такими, как напряженность геомагнитного поля в момент приобретения намагниченности или вещественно-структурными особенностями пород (величина кристаллизующихся зерен титаномагнетитов, их концентрация).

Распределение I_n базальтов, драгированных из зон сочленений сегментов САХ и из трансформных разломов, несколько смещено в более высокие значения, но также имеет незначительный разброс, менее 2 порядков. Среднее значение I_n этих базальтов составляет 7,1 А/м, что несколько выше I_n базальтов рифтов. Из общей совокупности базальтов зон сочленений выпадают два образца драги 33, они имеют $I_n \sim 0,01$ А/м.

В отличие от двух вышеперечисленных групп I_n базальтов, драгированных непосредственно в долинах трансформных разломов, чрезвычайно разнообразно; разброс составляет более 3 порядков. Это в первую очередь связано как с различным возрастом пород (например, базальты драги 19 несомненно древнее базальтов драг 23, 25 и др.), так и с разнообразием вторичных процессов окисления.

Отношение Кенигсбергера, за исключением 13 образцов из трансформных разломов, больше 1, что свидетельствует о преобладании остаточной намагниченности над индуктивной и о возможном вкладе исследуемых базальтов в аномальное магнитное поле. Колебания значений Q несколько больше, чем I_n , и составляют приблизительно 4 порядка (см. рис. 55; табл. 31–33) для базальтов трансформных разломов и значительно меньше для рифтовых. Наблюдается четкая положительная корреляция между I_n и Q для образцов всех групп ($r_k = 0,905$).

Необходимо отметить, что деление на три предложенные группы находит отражение в наличии или отсутствии корреляционных связей I_n и Q с другими параметрами. Так, I_n рифтовых базальтов не имеет связей с концентрацией (I_s) и магнитной структурой (I_{rs}/I_s), а базальты двух других групп имеют значимые положительные корреляционные связи. С другой стороны, Q двух последних групп не имеет значимых связей с I_s , а в группе рифтовых базальтов отмечается отрицательная связь этих параметров.

Сопоставление основных петромагнитных параметров. Известно, что на состав кристаллизующихся титаномагнетитов оказывает опосредованное влияние давление. В работе [Печерский и др., 1975] установлена эмпирическая зависимость точки Кюри первичного титаномагнетита магматических пород от давления. Используя эту зависимость, попытаемся оценить глубины последнего равновесного состояния магмы.

Как мы видели выше, первичный состав титаномагнетитов рифтовых базальтов



Строение активной части разлома Долдрамс

1 — внутриразломные хребты (север — слева) вдоль 38°55'з. д.; 2 — осадочный чехол и внутриразломные хребты вдоль 38°42'з. д. (север — справа, разлом Вернадского — слева)



Строение пассивных частей разломов Долдрамс и Архангельского и активной части разлома Вернадского вдоль 37°30′з. д.



Строение осадочного чехла в зоне перехода от котловины Демерара к Срединно-Атлантическому хребту

1, 2 - сейсмические разрезы: 1 - вдоль 42°45' з. д.; 2 - вдоль 42°38' з. д.

Таблица VIII



Электронно-микроскопические снимки обломочных пород (а, б) и гиалокластитов (в, г)

а – растрескавшийся кристалл филлипсита (обр. 49/148); б – обломок серпентинита (обр. 49/150); в – взаимоотношения наиболее окристаллизованных филлипситов в измененных гиалокластитах (обр. 31/18); г – взаимоотношение стекловатого участка и филлипсита (обр. 31/18). Длина масшиабной линейки на каждом снимке 4 мк



Рис. 59. Диаграмма Na₂O + K₂O-SiO₂ и диаграмма зависимости доли ульвошпинели в титаномагнетитах (x) от TiO₂/FeO* в породе

Базал ы, 1 - САХ; 2 - трансформных разломов

весьма однороден как для каждой станции, так и для изученных трех сегментов САХ. В основном состав первичных титаномагнетитов рифтовых базальтов имеет $T_c \sim 140-150^{\circ}$ С (исключение драга 54; $T_c \sim 120-125^{\circ}$ С), что соответствует глубине последнего равновесного состояния магмы 55-60 км. Здесь следует отметить, что однородность составов свидетельствует о наличии только одного глубинного уровня.

Для базальтов из трансформных разломов картина несколько иная. Исследованные образцы по различию составов первичного титаномагнетита можно условно разделить на три группы: 1) группа с низкими $T_c \sim 50-100^{\circ}$ С; 2) группа $T_c \sim 150-200^{\circ}$ С; 3) высокотемпературная – 350–490°С (см. табл. 33).

Таким образом, можно констатировать наличие по крайней мере трех глубинных уровней последнего равновесного состояния магм, что подтверждается в работе [Kepezhinskas, 1989]. Глубина этих камер, согласно Д.М. Печерскому и др. [1975], составляет 70-75, 55-60 и 15-30 км соответственно.

Следует подчеркнуть еще одну особенность. В составе титаномагнетитов базальтов трансформного разлома Долдрамс (обр. 56/23, 56/46, 49/32, 49/87; см. табл. 33) зафиксировано повышенное содержание MnO; в обр. 49/32 до 7 мас.%. Причем повышенное содержание MnO отмечается в зернах различного состава – от x = 0.76 до x = 0.14 (см. табл. 33). В принципе в замещении ионов Fe²⁺ ионами Mn²⁺ ничего необычного нет, поскольку ионные радиусы этих элементов близки, но столь обильное замещение и

приуроченность именно к зоне трансформного разлома требуют объяснения, которого у нас пока нет.

Как видно из оказанного, состав титаномагнетитов рифтовых и трансформных базальтов различается, что является, вероятно, отражением окислительной обстановки под этими структурами. Мы попытались сопоставить составы титаномагнетитов базальтов с отношением TiO₂/FeO* в породе. В сопоставлении использовались также базальты трансформного разлома Зеленого Мыса.

Как видно из диаграммы на рис. 59, *a* все исследованные базальты принадлежат к толеитовой серии и их разделение на этой диаграмме вряд ли возможно. Но на диаграмме, помещенной на рис. 59, *б* отчетливо выделяются два тренда: a) для рифтовых базальтов с повышением TiO_2/FeO^* в породе растет это же отношение (*x*) в титаномагнетите; б) для трансформных базальтов с увеличением TiO_2/FeO^* в породе оно падает. Причем для тренда рифтовых базальтов проявляется отчетливая тенденция увеличения FeO*/MgO от 1,19 до 1,73 с увеличением TiO_2/FeO^* . Для трансформных базальтов без крайне правого образца (FeO*/MgO = 4,93) тенденция менее заметна.

Тренд рифтовых базальтов соответствует кристаллизации в условиях закрытой системы по отношению к кислороду, так как более титанистые титаномагнетиты (меньшая T_c) проявляются в более дифференцированных породах. В случае же трансформных базальтов мы имеем, если направление тренда слева направо верно, систему с доступом кислорода. Выяснение природы этого кислорода требует, вероятно, постановки специальных изотопных исследований.

* * *

На основании петромагнитного и микрозондового анализов рудных минералов базальтов различных морфоструктур района трансформного разлома Долдрамс можно заключить следующее.

1. Базальты, генерированные в сегментах САХ, составляют однородную группу практически по всем петромагнитным параметрам. Базальты же трансформного разлома имеют широкий спектр магнитных характеристик, что является отражением как первичных, так и вторичных процессов, идущих в трансформных разломах.

2. Титаномагнетиты базальтов трансформных разломов претерпели не только воздействие низкотемпературного однофазного окисления, присущего практически всем океаническим базальтам, но и гетерофазное высокотемпературное преобразование.

3. Для титаномагнетитов рифтовых базальтов отчетливо выделяется тренд уменьшения T_c (или увеличения доли ульвошпинели) с ростом TiO₂/FeO* в породе. Для титаномагнетитов из трансформных разломов тренд имеет другой знак, с ростом TiO₂/FeO* в породе увеличивается T_c .

4. Глубина магматических камер, оцененная по составу титаномагнетитов базальтов, под рифтовыми долинами САХ составляет 55-60 км, в зоне трансформных разломов фиксируется ряд уровней ма́гматических камер от 70-75 до 15-20 км.

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС

В настоящей главе приводятся некоторые результаты геомагнитных исследований приэкваториальной зоны Атлантического океана.

В работе [Геофизические характеристики..., 1985] проводятся анализ и обобщения магнитометрических данных в пределах северной части Центральной Атлантики и выявляются отдельные детали ее строения и эволюции. Так, для этого района уверенно выделяется мозаично-полосовое магнитное поле, в основных своих элементах симметричное относительно осевого рифта.

В работе [Строение..., 1989] рассматриваются результаты магнитных съемок в приэкваториальной части Атлантического океана, проводившихся в период работ 3-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", и делается вывод о крайне сложной картине аномального магнитного поля этого района из-за наличия большого числа трансформных разломов и близости к магнитному экватору.

В 6-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" были выполнены магнитные съемки над трансформным разломом Долдрамс. Измерения магнитного поля осуществлялись на четырех полигонах, расположенных вдоль трансформного разлома как над Срединно-Атлантическим хребтом (САХ), так и к востоку от него.

В этом же районе была выполнена полигонная съемка и во время 9-го рейса НИС "Академик Николай Страхов".

Съемка на всех полигонах велась по системе меридиональных галсов с межгалсовым расстоянием около 2 миль. Измерения полной напряженности магнитного поля осуществлялись практически непрерывно с помощью буксируемого квантового магнитометра КМ-8. В результате проведенных измерений были построены карты аномального магнитного поля (АМП) (рис. 60-63, см. вкл.) по всем четырем полигонам.

В целом аномальное магнитное поле в районе разлома Долдрамс характеризуется в основном невысокими значениями амплитуд выделяемых аномалий, не превышающих 200-300 нТл и в среднем имеющих значения около ±50 нТл. Градиент аномального магнитного поля в среднем по району работ невысок и не превышает величины 10 нТл/км. В отдельных случаях, в основном в районах, охватывающих пересечение трансформного разлома с рифтовыми долинами САХ, градиент АМП увеличивается до 25-30 нТл/км.

Судя по общей картине АМП, в изучаемом районе выделяется несколько параллельных субширотных осей простирания аномальных зон (северной, центральной и южной), испытывающих меридиональное смещение к югу при продвижении с западного полигона (II) к восточному (IV). На двух полигонах (II и III) выделяются оси четырех рифтовых аномалий, смещенных друг от друга по субширотным разломам.

Полигон II примыкает к западной границе полигона V (9-й рейс) и имеет сложное распределение АМП (см. рис. 60), связанное с наличием в этом районе трех рифтовых отрезков, сдвинутых по трансформным разломам.

Так, в северной и южной частях полигона четко выделяются две субширотные зоны отрицательных значений АМП с максимальными амплитудами – 100 нТл. Эти зоны коррелируют с двумя трансформными разломами того же простирания (северным и центральным в терминологии этой главы).

Несколько севернее южной отрицательной зоны, ближе к середине полигона, также выделяется субширотная отрицательная зона с максимальными амплитудами до – 80 нТл. Между этими зонами прослеживаются области положительных аномалий интенсивностью до +60 нТл.

В северо-западном углу полигона располагается интенсивная аномалия, которую можно отнести к рифтовой структуре, выделяющейся в рельефе фундамента в этом

районе. Структура имеет меридиональное простирание, а интенсивность аномалии достигает 250 нТл.

Подобная "рифтовая" аномалия выделяется у восточного края полигона. Она имеет такую же интенсивность (250 нТл), что и западная. В плане эта аномалия отвечает рифтовой структуре меридионального простирания, выделяемой в рельефе фундамента между 8°48' и 8°28' с.ш.

В районе 8°28' с.ш. рифтовая структура испытывает смещение к западу по линии, совпадающей с резким склоном фундамента, которая отмечается в магнитном поле отрицательной зоной, проходящей по центру полигона II.

Этому смещенному отрезку рифта соответствует рифтовая аномалия несколько меньшей интенсивности, достигающей 150 нТл.

Сдвиг осей рифтовых аномалий на востоке полигона составляет порядка 20 км.

Восточнее полигона II расположен полигон V, выполненный в 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов". В дальнейшем мы его будем обозначать как полигон II-III.

Полигон II-III расположен между отработанными в 6-м рейсе полигонами II и III. Карта АМП (см. рис. 61) для этого полигона была составлена по результатам съемок 6-го и 9-го рейсов.

В плане площадь полигона можно разбить на пять субширотных зон – чередующихся знакопеременных аномальных зон. Так, в северо-западной части полигона прослеживается отрицательная аномалия интенсивностью – 130 нТл, в северо-восточной также отмечается отрицательная аномалия интенсивностью до – 70 нТл (это северная отрицательная область).

Южнее проходит широкая положительная аномальная зона, характерной особенностью которой является то, что она представлена аномалиями, имеющими меридиональное простирание. Такая картина магнитного поля соответствует простираниям структур рельефа фундамента, также имеющим меридиональное направление. Максимальные величины аномалии достигают 100 нТл.

Примерно по центру полигона четко прослеживается область отрицательных аномалий, проходящая вдоль зоны максимальных градиентов в рельефе фундамента (центральная отрицательная область), отвечающих северному борту субширотного разлома.

В целом эта область состоит из ряда аномалий с амплитудой до – 60-80 нТл. На западе и востоке области отмечаются интенсивные аномалии до – 140 нТл, причем западная отрицательная аномалия разбита положительной аномалией амплитудой 100 нТл. Несмотря на то что основное простирание центральной отрицательной области совпадает с общим широтным простиранием разлома, в пределах самой этой области можно выделить ряд аномалий субмеридионального простирания.

Далее на юг оконтуривается субширотная область положительных аномалий, приуроченная к южному борту разлома. Максимальные амплитуды аномалии достигают 120 нГл.

Южная часть полигона имеет отрицательные значения АМП (южная отрицательная область), в основном не превышающие – 40–60 нТл, лишь на востоке южной области намечается аномалия с интенсивностью до – 120 нТл, а на западе – положительная аномалия, отвечающая подъему в фундаменте.

Таким образом, в целом для полигона II–III характерно знакопеременное AMII субширотного простирания с взаимным проникновением в соседние области аномалий субмеридионального простирания. Этот эффект взаимопроникновения наблюдается и на карте фундамента для данного полигона, так что AMII является отражением очень сложного сочленения структур фундамента.

Полигон III вплотную примыкает с востока к полигону II-III и обладает сложным распределением АМП (см. рис. 63). Так, практически вся северная половина полигона характеризуется пониженными значениями АМП (северная отрицательная область). В центральной части полигона проходит субширотная область отрицательных аномалий (центральная отрицательная область) интенсивностью до – 120 нТл, рассеченная в своей западной трети меридиональной рифтовой аномалией, максимальные значения которой достигают – 140 нТл. Рифтовая аномалия срезает южную положительную субширотную аномальную область, выявленную на полигоне II–III.

Район рифтового поднятия имеет сложное строение фундамента, что отразилось и на АМП. Так, четко выраженное в фундаменте поднятие – гора Пейве – отражается в АМП высокоградиентной аномалией с размахом до 300 нТл.

Район рифтовой депрессии отражается в АМП цепочкой знакопеременных аномалий разной интенсивности – от +40 до – 140 нТл, причем изолинии АМП как бы продолжаются от рифтовой аномалии в меридиональном направлении сквозь центральный широтный разлом. В рельефе фундамента этому "прорыву" изолиний АМП соответствует седловина меридионального направления.

Расположенное западнее рифтовой впадины столообразное ступенчатое поднятие фундамента в АМП также характеризуется ступенчатообразным изменением амплитуд аномалии от – 120 до +80 нТл.

Два субширотных разлома, окаймляющие рифтовую депрессию с севера и юга, выражены в АМП субширотными отрицательными аномальными зонами с амплитудами аномалий до – 120 нТл (центральная и южная отрицательные области).

Область, расположенная между центральным и северным разломами и характеризующаяся относительно спокойным рельефом фундамента, обладает спокойным слабоотрицательным (до – 40 нТл) магнитным полем. Сам же северный разлом характеризуется ячеистым АМП с аномалиями от +60 до – 120 нТл.

В целом полигон III характеризуется наличием трех субширотных областей отрицательных аномалий, приуроченных к разломам того же простирания и прослеживающихся с района, охватываемого полигоном II–III. Между южным и центральным разломами прослеживается рифтовая аномалия, имеющая тенденцию к прослеживанию сквозь центральный разлом на север. Области поднятий фундамента между разломами имеют относительно спокойное АМП на севере и осложненное АМП в районе рифтовых гор.

Полигон IV, расположенный далеко к востоку от полигона III, имеет в своем аномальном магнитном поле (см. рис. 63) следы центральной отрицательной области, трассирующейся от западных полигонов. Эта область совпадает с зоной отрицательных субширотных аномалий на севере полигона IV, которые имеют амплитуды до -200 нТл.

Южная часть полигона занята положительными аномалиями амплитудой до +60 нГл, и лишь на самом юге прослеживается отрицательная область, которую, по-видимому, можно отождествить с южной отрицательной областью всего района работ.

Таким образом, рассматривая всю площадь, занятую полигонами II, II–III, III и IV, можно сделать следующие выводы.

1. Через всю область в субширотном направлении проходят три отрицательные зоны аномалий, приуроченные к трансформным разломам.

2. На западе области прослеживается еще одна отрицательная зона, приуроченная к склону фундамента и выклинивающаяся в центре области.

3. В западной части области выделяются аномалии, связанные с тремя рифтовыми структурами.

4. В центральной части области рифтовых аномалий не наблюдается.

5. В восточной части выделяется одна рифтовая аномалия, приуроченная к рифтовой структуре.

Номер полигона	Северный разлом		Центральный разлом		Южный разлом		Рифтовые структуры	
	h, км	<i>I</i> , А/м	<i>h,</i> км	<i>I</i> , А/м	h, км	<i>I,</i> А/м	<i>h</i> , км	<i>I</i> , А/м
			6,0(5,0)	0,7			Северо-:	вапад
II							4,2(4,2)	18,2
	6,0(5,0)	0,84	Северны	й склон	-	-	Юго-во	осток
			3,8(3,8)	0,35			7,0(5,5)	10,0
			6,7(4,2)	0,9		<u>_</u>		
11–111	6,2(5,3)	1,0	Южный	склон	6,0(5,2)	0,4	-	-
			3,3(3,3)	0,5				
	<u> </u>				Гора Пе	ейве		
	4,5(4,2)	0,7	6,0(4,8)	0,4	1,2(1,0)	1,0	5,0(4,6)	10,5
Ш					Южный	склон		
					7,0(6,0)	0,6		
	-		4,8(4,6)	1	5,6(5,1)	0,4	-	

Глубины до верхних кромок (h) аномальных тел и величины намагниченности (l) в зоне разлома Долдрамс

Примечание. В скобках указаны глубины акустического фундамента по данным НСП.

6. На удаленном от САХ полигоне IV можно проследить линии отрицательных областей в АМП, трассирующихся со стороны полигона III.

Количественная интерпретация выделенных на всех полигонах аномалий проводилась с помощью одной из модификаций способа особых точек применительно к конкретным условиям экваториальных широт для углов нормального наклонения $i_0=10-20^\circ$, что позволило определять глубину залегания верхней кромки намагниченных тел с погрешностью до 20% [Гусев, Соловьев, 1965].

Определение интенсивности намагничивания возмущающих масс осуществлялось таким же способом, который применялся для решения аналогичной задачи по зоне разлома Зеленого Мыса.

На каждом из рассматриваемых полигонов было построено несколько профилей $(\Delta T)_a$, проложенных вкрест простирания основных аномальных зон, вычислены глубины до верхних кромок и величины намагниченности аномальных тел. Полученные результаты приведены в табл. 34.

Оценка глубины залегания верхних кромок магнитных тел показала, что их глубина соизмерима с глубинами до акустического фундамента.

Во всех выделяемых разломах – северном, центральном и южном – глубины до верхних кромок магнитных тел имеют примерно одинаковую величину, равную 6 км, однако при продвижении на восток всей площади съемки значения глубин уменьшаются до 4,5-5 км.

Расчетные значения намагниченности показывают, что для самих разломов характерны низкие величины, порядка 0,4–1,0 А/м, а рифтовые структуры имеют намагниченность на порядок больше (10–18 А/м).

Эти данные в целом согласуются с результатами петромагнитного исследования пород океанического дна, приведенными в настоящей монографии (см. гл. 5), а также соответствуют характеру изменения естественной остаточной намагниченности в осевой части САХ [Назарова, 1983].

В заключение надо отметить, что для того, чтобы осуществить временную привязку выделяемых аномалий, необходимо провести аналогичную интерпретацию материалов 7-го и 9-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов", районы работ которых располагались южнее и севернее рассматриваемого района.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОН РАЗЛОМОВ ДОЛДРАМС И АРХАНГЕЛЬСКОГО

Изучение глубинного строения океанической коры является важной составной частью проекта "Литос". Применение для этих целей многоканального сейсмического профилирования MOB OIT вывело такое изучение на качественно новую ступень, поскольку появилась возможность прослеживания различных отражающих горизонтов на значительные расстояния.

Ниже освещаются результаты обработки и интерпретации данных МОВ ОГТ на участке Срединно-Атлантического хребта в зонах разломов Долдрамс и Архангельского.

При отработке профилей МОВ ОГТ в качестве приемного устройства использовалась пьезосейсмокоса типа "ПСК-6" с длиной активной части 2400 м и выносом источника возбуждения на расстояние 500 м. Возбуждение упругих колебаний производилось групповым имевматическим источником типа ИГП-1 с суммарным рабочим объемом 12 дм³ при давлении сжатого воздуха 115 кгс/см². Заглубление источника возбуждения составляло 8-10 м, возбуждаемый сейсмический сигнал имел максимум энергии на частотной характеристике в диапазоне от 8 до 20 Гц. Регистрация сейсмической информации морской сейсмической станцией "Волна-48" осуществлялась под управлением системы автоматизированного сбора сейсмической информации на базе ЭВМ ЕС-1011. Принятая при отработке сейсмических профилей система наблюдений обеспечивала получение временных разрезов с 12-кратным накапливанием информации по методике общей глубинной точки и с расстоянием между глубинными точками (трассами временного разреза) 25 м. Относительно малое расстояние между трассами временного разреза и низкочастотная характеристика регистрируемой сеймической информации обеспечивали корректность последующего применения миграционного преобразования к временным разрезам МОГТ.

Предварительная обработка и оценка качества собранной сеймической информации производились непосредственно на борту судна на ЭВМ ЕС-1011. Высокое соотношение уровней полезных сигналов и нерегулярных помех, отсутствие перерывов в полученной информации позволили оценить ее качество как "хорошее" и "отличное".

Окончательная обработка информации, включая детальный скоростной анализ волнового поля, накапливание информации по МОГТ и миграционное преобразование полученных временных разрезов выполнялись в ИВЦ Краснодарской опытнометодической экспедиции с использованием ЭВМ EC-1045.

Район проведения сейсмических исследований в структурно-геоморфологическом плане очень сложный, что обусловило и сложность отображающего его волнового поля. Отсутствие протяженных, линейно вытянутых отражающих границ во 2-м и 3-м слоях океанической коры предопределило преобладание дугообразных осей синфазности на временных разрезах, полученных на этапе предварительной обработки. Интенсивное отражение и рассеивание падающей волны на отражающих и дифрагирующих элементах 2-го геофизического слоя обусловили резкий спад интенсивности волнового поля, отображающего строение нижележащих частей океанической коры. Сильно расчлененный рельеф дна и большая величина коэффициента отражения на границе вода- дно, особенно на участках отсутствия промежуточного слоя осадков, предопределили образование интенсивных регулярных волн-помех типа дифракций, связанных с рассеиванием падающей волны на неоднородностях рельефа, и типа двукратного отражения границы раздела вода- дно ("второе дно").

Для упрощения волновой картины и снятия волн-помех типа дифракций использовалась процедура пространственно-временной фильтрации временного разреза, реализованная в алгоритме миграционного преобразования Кирхгофа (операция миграции временного разреза, или "following post stack migratione").

Временные разрезы МОГТ после миграционного преобразования воспроизводились дополнительно на цветном графопостроителе типа "COROLLPRESS" с кодировкой амплитуды сейсмической записи с 14 оттенками цветового спектра. Полученная таким образом информация об изменении интенсивности волнового поля на временном разрезе использовалась далее на этапе построения глубинного разреза и при выделении тектонических нарушений, приуроченных к зонам с аномально низким уровнем сейсмической записи.

Анализ скоростных характеристик волнового поля производился через каждые 6-8 миль профиля по алгоритму расчета "спектров" скоростей на сейсмограммах ОГТ. Полевые записи, используемые для анализа скоростных характеристик волнового поля, подвергались предварительной обработке с целью ослабления интенсивности волн-помех, связанных с верхней частью геологического разреза. Предварительная обработка включала использование процедуры "вычитания" сейсмических волн с кажущимися скоростями, не попадающими в диапазон кажущихся скоростей полезных волн, а также процедуры предварительного смешения четырех сейсмограмм на базе 100 м. По результатам скоростного анализа на временных разрезах выделялись интервалы (слои), соответствующие тем или иным пластовым скоростям. Увязка границ выделенных слоев производилась путем корреляции осей синфазности волнового поля на временных разрезах между участками скоростного зондирования. Преобразование временных разрезов в глубинные производилось "вручную" послойно, с использованием информации о пластовых скоростях.

Характеристика сейсмических профилей МОВ ОГТ и их геологическая интерпретация. При построении скоростного разреза, равно как и при преобразовании временного разреза в глубинный, основополагающее значение имеет достоверность информации о распределении средних скоростей продольных сейсмических волн в толщах, слагающих исследуемый участок земной коры. Если информация о скоростях недостаточно надежна (что мы и имеем в случае скоростного анализа глубокозалегающих отражающих границ по данным МОВ ОГТ), определение глубин по известным временам пробега рискованно и может дать неверные результаты [Шарма, 1989]. Наиболее полная информация такого рода может быть получена при использовании данных о скоростях рефрагированных и преломленных волн, т.е. в идеальном случае работы МОВ ОГТ должны сопровождаться методами преломленных волн. Проведение таких комплексных исследований связано со значительными временными и материальными затратами. В силу этих обстоятельств мы пошли по другому пути, проложив линию профиля МОВ ОГТ 068701 с таким расчетом, чтобы пересечь наиболее полно изученный сейсмическими методами преломленных волн разлом Вима, с одной стороны, и зону разлома Долдрамс – с другой. Этот профиль проходит в мери-

Рис. 64. Схема расположения профилей МОВ ОГТ в 6-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" Профили: I - 068701, II - 068702, III - 068703



диональном направлении по 44°3.д. Его северное окончание располагается в осевой части САХ, в 20 милях западнее пересечения северного сегмента рифтовой долины с разломом Вима (рис. 64). На юге профиль пересекает зоны разломов Долдрамса и Архангельского в их пассивных частях.

Два других профиля (068702 и 068703) взаимно перпендикулярны, располагаются соответственно вкрест и по простиранию долины разлома Долдрамс (см. рис. 64).

Контроль положения выделенных сейсмических границ осуществлялся в точках пересечения меридиональных профилей 0687/1и 0687/2 с широтными, отработанными по простиранию долин разломов Вима и Долдрамс (соответственно профиль "Line B" [Potts, White, 1986] и наш профиль 068703). Сопоставление результатов интерпретации сейсмических материалов, полученных на участках пересечения продольных и поперечных профилей, показало практически полное совпадение границ сейсмических слоев, характеризующихся одинаковыми пластовыми скоростями.

Принципиально важным обстоятельством является такое совпадение на участке пересечения нашего меридионального профиля МОВ ОГТ 068701 с широтным профилем ГСЗ "Line B", проходящим по долине разлома Вима (рис. 65). Фрагмент глубинного разреза по северной части профиля МОВ ОГТ 068701 (рис. 66) наглядно иллюстрирует это совпадение.

В составе консолидированной коры на временном разрезе МОВ ОГТ в районе пере-



Рис. 66. Фрагмент глубинного разреза северной части профиля МОВ ОГТ 068701

1 — значения пластовых скоростей (в км/с) продольных сейсмических волн по данным перебора МОВ ОГТ; 2 — положение соответствующих границ на профиле "Line B"

сечения с профилем ГСЗ (долина разлома Вима) выделяются слои (сверху вниз), в которых средние пластовые скорости продольных сейсмических волн, по данным перебора МОГТ, составляют 2,5; 3,5; 5,0; 6,8 км/с. Вышеуказанное совпадение границ сеймических слоев дает нам право, естественно с некоторой степенью условности, экстраполировать последовательность выделенных слоев с указанными сейсмическими скоростями на весь профиль 068701. Поскольку данный профиль протягивается непрерывно от разлома Вима до района разлома Долдрамс, такая последовательность принята и для профилей 068702 и 068703, располагающихся непосредственно в зоне разлома Долдрамс. Эта схема, кроме того, подтверждается результатами скоростного анализа этих профилей методом перебора МОВ ОГТ.

Профиль 068702 проходит в меридиональном направлении по 39°55'з.д. от 9°03,6' до 8°07,4'с.ш. Длина профиля, таким образом, составляет 56 миль. Профиль в своей северной части пересекает активный отрезок разлома Архангельского, а в южной – пассивную часть разлома Долдрамс (см. рис. 64). В процессе полигонных исследований, предварявших работы МОВ ОГТ, в районе профиля был выполнен комплекс геофизических исследований, включающих непрерывное сейсмическое профилирование, эхолотирование многолучевым и глубоководным эхолотами, магнитометрические работы (см. гл. 1 и 6).

Основными элементами морфоструктуры района, где располагается профиль МОВ ОГТ 068702, являются два желоба – северный и южный (соответственно долины разломов Архангельского и Долдрамс) и хребет, разделяющий их, а также хребты, обрамляющие желоба с севера и юга.

В районе профиля дно долины разлома Архангельского плоское вследствие заполнения осадками 100-метровой мощности. Глубина долины составляет 4700-4800 м при ширине до 4 миль. Южный борт долины, достаточно крутой (относительное превышение его вершинной части над плоским дном составляет 2500 м на расстоянии 40 км) и практически лишенный осадков, является северным склоном хребта, разделяющего долины обоих разломов. Южный склон этого межразломного хребта, являющийся



Рис. 67. Глубинный разрез по профилю МОВ ОГТ 068702 Условные обозначения см. на рис. 66

северным бортом долины разлома Долдрамс, пологий, также практически лишенный осадков. Глубины долины составляют 4200-4300 м. Южный ее борт выражен в виде крутого уступа, возвышающегося над днищем долины разлома на 1000 м. Само днище плоское, выровненное за счет заполнения осадками мощностью до 200 м.

По результатам скоростного анализа на временном разрезе выделяются четыре толщи (сверху вниз). В наиболее характерных участках профиля – под хребтом к северу от долины разлома Архангельского и под самой долиной, под осевой частью межразломного хребта, под долиной разлома Долдрамс и под южным поперечным хребтом этого разлома. Выделенные толщи прослеживаются в следующих временных интервалах (в с): первая толща – 4–5,3; 6,7–7,2; 3–3,7; 6,9–7,5; 4,6–5,3; вторая толща – 5–6; 7,2–7,6; 3,7–4,3; 7,3–7,7; 5,3–6,6; третья толща – 6–6,9; 7,6–8,2; 4,3–5,7; 7,7–8,8; 6,6–8; четвертая толща – 6,9–8; 8,2–8,8; 5,7–7; 8,8–9,5; 8–9,6.

Наиболее протяженные отражающие площадки (до 3–3,5 км) являются принадлежностью первой толщи. В нижележащих толщах длина их составляет 0,2–0,5 км. Конформность отражающих площадок с рельефом дна наиболее отчетливо выражена в первой толще. В целом по профилю границы выделенных сейсмических слоев (толщ) повторяют рельеф дна.

Существенным элементом рассмотренной волновой картины являются наклонные и субгоризонтальные отражающие горизонты, располагающиеся, как правило, несогласно по отношению к границам выделенных слоев. Основная их масса концентрируется в верхней части разреза; имеются также горизонты, расслаивающие почти весь разрез.

Средние пластовые скорости продольных сейсмических волн по данным перебора составляют 2,5 км/с в первой толще, 3,5 – во второй, 5 – в третьей, 6,8 км/с в четвертой. Ниже подошвы четвертой толщи значение сейсмических скоростей соответствует 8,3 км/с.

Геологическая интерпретация данного профиля представляется в следующем виде.

Первая и вторая толщи интерпретируются нами в качестве 2-го слоя океанической коры. Как отмечалось выше, средние пластовые скорости в этих толщах оцениваются приблизительно в 2,5 и 3,5 км/с соответственно. Среднее значение скорости в обеих

толщах составляет, таким образом, 3 км/с. По принятой сейсмической стратификации (Непрочнов и др., 1981) эта цифра даже несколько ниже величины, приписываемой верхней части 2-го слоя в районах с молодой корой (3,3 км/с). Мощность этих толщ составляет от 1,7 км под долиной разлома Архангельского до 3,5 км под межразломными и поперечными хребтами.

Интервалы сейсмических скоростей в третьей и четвертой толщах (5-6,8 км/с) соответствуют низам 2-го и 3-му слою океанической коры. Минимальная мощность этих толщ составляет около 3,5 км под долиной разлома Архангельского, а максимальная – 7,5 км под южным поперечным хребтом зоны разлома Долдрамс (рис. 67).

Подошва четвертой толщи, ниже которой скорости сейсмических волн составляют 8,3 км/с по-видимому, соответствует поверхности М, разделяющей коровые и верхнемантийные образования.

Таким образом, минимальные мощности коры (до 5,5 км) приурочены к долинам разломов, а максимальные (до 11 км) – к межразломным и поперечным хребтам.

Непосредственно в районе профиля в процессе полигонных исследований была выполнена серия ступенчатых драгировок. В верхней части северного склона межразломного хребта, обращенного в долину разлома Архангельского, были подняты типичные океанические толеиты, представляющие собой, скорее всего, различные уровни базальтового разреза, известняки и обломочные породы. При опробовании средней части склона были драгированы базальты, долериты и габбро. Именно здесь был обнаружен редкий тип океанических базальтов с мантийными ксенолитами (см. гл. 4).

Говоря в целом о районе полигона II, в центре которого проходил профиль, необходимо отметить, что здесь присутствуют практически все разновидности пород океанической коры и верхов мантии, причем глубинные породы – ультрабазиты и габбро нередко встречаются в верхних и средних частях склонов хребта, разделяющего разломы Архангельского и Долдрамс, тогда как в низах вскрытых разрезов иногда присутствовали только базальты, в том числе и свежие, мало затронутые вторичными изменениями.

Итак, результаты геологических работ свидетельствуют о сложных тектонических взаимоотношениях всей гаммы пород, слагающих межразломный хребет и борта разломных долин. Наличие следов твердопластического течения в ультрабазитах, признаки деформационных изменений и катаклаза в плагиоклазах габброидов, широкая амфиболизация последних являются свидетельством того, что выведение глубинных пород на высокий гипсометрический уровень их современного положения реализовалось в обстановке сжатия, сопровождавшегося стрессовыми напряжениями. Этот тезис подтверждается и результатами петрофизических исследований. В то же время частичная перекристализация габброидов в твердом состоянии не достигала равновесных условий. Это указывает на то, что стрессовые напряжения были относительно кратковременными. Примечательно, что интенсивному сжатию подвергались и базальты: матрикс базальтов, драгированных в районе профиля с южного борта долины разлома Долдрамс, смят в мелкие изоклинальные складки двух генераций. Таким образом, различный стиль деформаций и метаморфизма ультрабазитов, габброидов и базальтов свидетельствует о неодноактности стрессовых напряжений.

Как уже отмечалось, на временном разрезе профиля 068702 проявлены протяженные (10-15 км) пологонаклонные (5-15°) отражающие горизонты, расслаивающие преимущественно верхнюю часть разреза. Особенно отчетливо они выражены под бортами долин разломов Архангельского и Долдрамс. В первом случае (рис. 68) они располагаются преимущественно веерообразно, с наклонами в сторону осевой части разломной долины. В то же время устанавливаются элементы поддвига структур северного борта разлома Архангельского под южный. Возможность такого явления в зонах трансформных разломов была отмечена Дж. Карсоном с соавторами (Karson et



Рис. 68. Фрагмент временного разреза северной части профиля МОВ ОГТ 068702 (а) и его интерпретация (б)

1 — отражающие горизонты, интерпретируемые в качестве надвигов; 2 — положение поверхности М по данным перебора МОВ ОГТ; 3 — отдельные отражающие площадки, подчеркивающие общую структуру; 4 — осадочная толща



Рис. 69. Фрагмент временного разреза южной части профиля МОВ ОГТ 068702 (a) и его интерпретация (б) Условные обозначения см. на рис. 68



Рис. 70. Глубинный разрез по профилю МОВ ОГТ 068703 Условные обозначения см. на рис. 66

al., 1984) при изучении деформированных образований офиолитового комплекса Бэйоф-Айлендс на Ньюфаунленде.

На фрагменте временного разреза южной части профиля, отображающего глубинное строение в районе разлома Долдрамс, устанавливаются подобные же горизонты, однако под обоими бортами они наклонены на юг (рис. 69).

Можно думать, что эти горизонты и представляют собой наклонные тектонические нарушения (надвиги), по которым глубинные породы оказались выведенными в верхние части корового разреза, с формированием чешуйчато-надвиговой структуры приразломных и межразломных хребтов. Кроме того, в южной части фрагмента временного разреза, приведенного на рис. 68, намечаются элементы расслоенности верхнемантийных образований.

Профиль МОВ ОГТ 068703 располагается перпендикулярно профилю 068702, протягиваясь в широтном направлении по "тальвегу" долины разлома Долдрамс. Координаты западного и восточного концов профиля соответственно 8°11.9'с.ш., 40°39,3'э.д. и 8°09'с.ш., 39°11,8'з.д. Длина профиля составляет 88 миль. Он практически целиком располагается в пределах полигона II. Его большая, западная часть приурочена к "пассивному" отрезку разлома Долдрамс, а меньшая, восточная - к "активному". В интервале 39°45′-39°30′ з.д. профиль пересекает нодальную впадину, располагающуюся в районе пересечения северного сегмента рифта с полиной разлома Полпрамс. Только 20 миль в западной части профиля проходят по плоскому дну разломной долины, обусловленному наличием здесь осадочной толщи мощностью до 700 м. На остальной части профиля маломощные осадки фиксируются только на отдельных непротяженных участках активной части разлома Долдрамс. Холмистый рельеф в активной" части обусловлен, вероятно, двумя причинами: профиль проходит не строго по "тальвегу" долины разлома, пересекая подножия субмеридиональных структур южного поперечного хребта; дно долины при приближении к "активной" части разлома, и особенно в ней самой, имеет расчлененный рельеф.

В составе консолидированной коры, по данным перебора МОВ ОГТ, здесь также выделяются 4 толщи с теми же пластовыми скоростями, что и на профиле 068702, – 2,5; 3,5; 5,0; 6,8 км/с. Мощности всех толщ более или менее постоянны, составляя на временном разрезе в среднем 1 с. Отклонения от горизонтального положения границ выделенных толщ обусловливают вариации в мощностях до 1,3–1,5 с.

В составе консолидированной коры по значениям вычисленных пластовых скоростей, так же как на предыдущем профиле 068702, выделяются 2-й геофизический слой (его верхняя часть со средними скоростями 3 км/с и нижняя со скоростью 5 км/с) и 3-й, соответствующий скоростям 6,8 км/с (рис. 70). Подошва нижней толщи, под




АФ - поверхность акустического фундамента; остальные условные обозначения см. на рис. 68

которой скорости составляют 8,3 км/с, отвечает поверхности М. Мощность корового разреза более или менее постоянна, составляя в среднем около 8 км. Только в западной части профиля, там, где развита толща осадков со скоростями 2 км/с, верхняя часть 2-го слоя выклинивается и мощность коры составляет 5–5,5 км.

Волновая картина на временном разрезе в целом характеризуется субгоризонтальным положением отражающих площадок во всех толщах. Наклонные отражающие горизонты, подобные тем, что выделяются на предыдущем профиле, здесь практически отсутствуют (рис. 71). Наличие наклонных отражающих горизонтов, интерпретируемых в качестве надвигов, на меридиональном профиле 068702 и отсутствие таковых на широтном может являться указанием на то, что в последнем случае профиль проходит по простиранию плоскостей надвигов. Естественно, что именно на меридиональном профиле оказываются проявленными надвиги с наклонами в северных и южных румбах.

Обсуждение и выводы. Возвращаясь к анализу глубинных разрезов по двум взаимно пересекающимся профилям в районе разломов Архангельского и Долдрамс,

можно отметить следующее. Несмотря на отсутствие данных о скоростной структуре, полученных методами преломленных волн, наши построения тем не менее основываются на реальном распределении сейсмических скоростей в зоне разлома Вима (см. выше). Поэтому перестроение временных разрезов в глубинные, на наш взгляд, выполнено вполне корректно.

Известно, что по сравнению с так называемой нормальной океанической корой кора в зонах океанских поперечных разломов аномальна. В самых общих чертах эта аномальность проявляется либо в уменьшенной мошности (иногла по 1-2 км). либо в необычно низких скоростях, особенно в верхних частях разрезов [White, 1984]. Последнее характерно, в частности, для разлома Вима. С подобной ситуацией мы имеем дело в изученном районе. Минимальные мощности коры (до 5-5,5 км) приурочены только к долине разлома Архангельского, где профиль МОВ ОГТ пересекает его "активный" отрезок, а максимальные (до 10-11 км) – к межразломному хребту, расположенному между разломами Архангельского и Долдрамс, и к поперечным хребтам, обрамляющим эти разломы соответственно с севера и юга. Под долиной разлома Долдрамс на обоих профилях мощность коры составляет 6-8 км, причем минимальная мощность (до 6 км) приурочена к "пассивной" части разлома. Низкие скорости в верхней части разрезов обусловлены, скорее всего, интенсивной тектонизацией пород и широким развитием склоновых отложений, имеющих место как в разломе Вима, так и в двух изученных нами разломах.

Таким образом, в разломных зонах Долдрамс и Архангельского кора по мощности в целом отвечает "нормальной". Тем не менее она совсем не обязательно обусловлена наличием в данном конкретном участке полного разреза океанической коры. Это положение наглядно иллюстрируется результатами новейших геологических работ с применением погружаемых обитаемых аппаратов на южной стенке разлома Вима в его активной части в 100 милях к востоку от нашего профиля 068701. В основании разреза здесь зафиксирована тектоническая брекчия серпентинизированных гарцбургитов (1000 м), сменяющаяся вверх габброидами (500-600 м) и породами дайковой серии (700-800 м). Венчает разрез 800-метровая толща пиллоу-базальтов. При этом авторы [Auzende et al., 1988] говорят о наличии здесь полного разреза океанической коры. С этим трудно согласиться. Относящиеся к коровому разрезу габбро, долериты и базальты имеют суммарную мощность всего 2200 м. К тому же из данного разреза выпали образования низов коры – породы полосчатой серии и нижняя часть разреза габбро. Последние представлены только самой верхней частью разреза -Fi-Ti-габбро. Контакт габброидов и ультрабазитов, судя по интенсивной тектонизации последних, явно тектонический. Несомненно, что в данном случае мы имеем дело лишь с фрагментом полного разреза, причем достаточно редуцированным. В то же время по сейсмическим данным здесь установлен "нормальный" разрез океанической коры как по мощности, так и по скоростной структуре [Potts, White, 1986].

Проведенные работы по многоканальному сейсмическому профилированию МОВ ОГТ в районе разломов Долдрамс и Архангельское выявили сложную чешуйчатонадвиговую структуру межразломного хребта и поперечных хребтов, обрамляющих долины этих разломов с севера и юга. Этот вывод находится в соответствии с нахождением пород первоначально глубинного генезиса в средних и верхних частях склонов перечисленных выше структур. Результаты предшествующих геофизических исследований в районе разлома Долдрамс (сейсмические работы ГСП-МОВ и гравиметрическая съемка) находятся в хорошем соответствии с выводом о тектонической расслоенности корового разреза: на временном разрезе профиля ГСП-МОВ отчетливо проявлены протяженные, полого наклоненные к северу и субгоризонтальные отражающие горизонты, расслаивающие весь коровый разрез [Коган и др., 1985, с. 105], а гравиметрические данные о структуре литосферы зон разломов Экваториальной Атлантики в полосе от 7 до 10°с.ш. свидетельствуют о залегании плотных мантийных масс в самых верхних частях позитивных форм рельефа, в частности поперечных хребтов разломных зон [Буданов и др., 1980]. Сказанное вовсе не исключает крупноамплитудных вертикальных движений в зонах разломов Долдрамс и Архангельского, тем более что они доказаны по ряду прямых геологических признаков (см. гл. 2). Естественно полагать, что сосуществование горизонтальных и вертикальных движений океанической коры привело к созданию чрезвычайно сложной чешуйчато-блоковой структуры изученного района Срединно-Атлантического хребта, буквально испещренного поперечными разломами.

Аналогичные выводы были сделаны нами ранее по зоне разлома Зеленого Мыса, где процесс тектонического скучивания глубинных и близповерхностных масс привел к формированию сложной чешуйчато-надвиговой структуры всей зоны разлома в целом [Разницин, Трифонов, 1989]. Анализ имеющихся материалов по различным районам Мирового океана свидетельствует о тектонической расслоенности коры современных океанов вообще [Разницин, 1989]. Новейшими исследованиями глубинной структуры литосферы методом многоканального сейсмического профилирования МОВ ОГТ этот вывод подтвержден для глубоководных котловин Атлантики – Бразильской и Сьерра-Леоне ([Разницин, Чинакаев, 1990], А.Ю. Юнов, устное сообщение), для хребта Горриндж [Коган, Москаленко, 1990], для зоны внутриплитных деформаций на севере Индийского океана (И.М. Сборщиков, устное сообщение), для Сомалийской котловины (по данным А.И. Пилипенко и Ю.И. Свистунова).

Несомненно, что с совершенствованием техники и методики многоканального сейсмического профилирования и детальных морских геологических работ число подобных примеров будет расти. При этом океаническая кора станет полноценным объектом в концепции тектонической расслоенности литосферы вообще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная монография с самого начала была нацелена на комплексное описание зоны разлома Долдрамс. Однако в процессе экспедиционных работ авторы столкнулись с очень типичной для Приэкваториальной Атлантики ситуацией, когда понятие "зона разлома", включающее в себя долину разлома и обрамляющие ее поперечные хребты, в данном районе трансформируется в чередование долин разломов и разделяющих их межразломных хребтов. При этом "шаг" разломов (расстояние между осевыми частями разломных долин) составляет, как правило, всего первые десятки километров. Поэтому мы должны были либо ограничиться рассмотрением только разломной долины Долдрамс и ее бортов, или, что более естественно, включить в объекты исследования и обратные склоны межразломных хребтов, которые в свою очередь являются бортами разломных долин, протягивающихся к северу и югу от долины разлома Долдрамс.

В осевой части Срединно-Атлантического хребта в полосе между 7°30' и 9°00 ' с. ш. протягиваются три субширотные депрессии, соответствующие долинам разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского. Они разделены сложно построенными межразломными поднятиями (хребтами), пересекаемыми сегментами рифтовой долины и последовательно смещенными к востоку. Протяженность такого сегмента разлома Архангельского составляет около 70 км, а ее поперечный профиль меняется от V-образного на западе до корытообразного на востоке, что связано с появлением мощной (до 400 м) толщи осадков. Вдоль южного борта долины разлома протягиваются характерные гряды протяженностью до 20–30 км при ширине до 2 км.

Межрифтовая часть разлома Долдрамс протяженностью до 150 км представляет собой три депрессии, разделенные гребневидными хребтами. В северной и южной депрессиях отмечаются переуглубленные участки, заполненные осадками мощностью до 200 м.

В V-образной долине межрифтовой части разлома Вернадского осадки не установлены.

Нодальные впадины, глубины которых достигают 5000-6000 м, наилучшим образом представлены в западных частях межрифтовых отрезков; на востоке они выражены не так отчетливо и имеют меньшие глубины.

Части разломов к западу от нодальных впадин представляют собой широкие (до 10 км) троги, в которых участки с ровным дном и глубиной 4600-4800 м чередуются с поднятиями. Выровненным областям соответствуют наиболее погруженные части акустического фундамента, перекрытого осадками мощностью до 800 м.

К востоку от нодальных впадин отрезки разломов представляют собой депрессии с плоским дном, глубина которых постепенно увеличивается к флангу Срединно-Атлантического хребта. На дне депрессий и у подножия склонов на десятки миль прослеживаются гребни – выступы акустического фундамента.

Многочисленные драгировки различных морфоструктур, как в разломных зонах, так и в рифтовых долинах, дают относительно цельное представление о вещественном составе слагающих их пород. Базальты, встреченные в зоне разломов Архангельского, Долдрамс и Вернадского, а также в пределах сегментов рифтовых долин, разделенных этими разломами, по своим петрогеохимическим характеристикам принадлежат к толеитам N-типа MORB, о чем, в частности, свидетельствуют значения таких индикаторных отношений, как $(Nb/Zr)_N 0.11-0.73 \text{ и} (La/Sm)_N 0.43-0.87.$

Сравнительно широкие вариации химического состава базальтов главным образом обусловлены фракционной кристаллизацией оливина, основного плагиоклаза и шпинели в малоглубинных промежуточных камерах из толеитового расплава, генерированного при близких P-T-условиях. Природа первичных выплавок не поддается однозначной интерпретации, поскольку ряд геохимических параметров (содержания хрома и скандия) наиболее примитивных базальтов данного региона указывают на еще более раннюю, вероятно, высокобарическую фракционную кристаллизацию клинопироксена. Тем не менее смещение отношения C_{aO}/Al_2O_3 в наиболее примитивных разностях, да и в основной группе изученных базальтов, в сторону глинозема, свидетельствует о том, что их первичные выплавки близки к высокоглиноземистому оливиновому толеиту.

Базальты характеризуют морфоструктуры как непосредственно связанные с зонами разломов, так и на различном удалении от них, однако установить влияние разломов на базальтовый вулканизм не удалось. Вопрос о собственно внутриразломном вулканизме сложен ввиду некоторой неопределенности понимания этого явления. На наш взгляд некорректно относить к продуктам разломного вулканизма любые базальты, поднятые со склонов разломных морфоструктур, поскольку последние имеют сложное тектоническое строение, где пространственно совмещены породы первоначально разноглубинного генезиса. Если продуктами внутриразломного вулканизма считать базальтовые лавы, подводящие каналы которых пространственно сопряжены с разломами, то в ряде случаев имеются свидетельства, указывающие на это. Так со склонов медианного хребта, расположенного в межрифтовой части разлома Долдрамс (ст. 6-62-Д57), подняты песчаники раннеплиоценового возраста. в которых обломочные зерна представлены только ультрабазитами. По результатам драгирования медианный хребет сложен ультрабазитами и очень свежими базальтами. Следовательно, можно предположить, что базальты изливались в постраннеплиоценовое время в пределах медианного хребта, т. е. внутри зоны разлома. По петрогеохимическим характеристикам они не отличаются от рифтовых базальтов. Таким образом, состав мантийного субстрата и условия магмогенерации в межрифтовой части разлома Долдрамс родственны таковым, связанным с рифтовым магматическим источником. Скорее всего, здесь имеет место продолжение последнего в соседнюю часть разлома.

Несмотря на близость составов основной массы базальтов, на ряде морфоструктур подняты разности несколько отличного состава. Характер этих отличий позволяет связать их либо с иной степенью частичного плавления мантийного субстрата, либо с более высокой степенью дифференциации расплава в промежуточных камерах. В первом случае это более высокоглиноземистые базальты южного поперечного хребта разлома Долдрамс (ст. 6-49-Д44) и более железистые и магнезиальные разности, поднятые из субмеридиональной депрессии, примыкающей с севера к разлому Архангельского (ст. 6-33-Д29), во втором – высокодифференцированные разности межразломного хребта, разделяющего разломы Долдрамс и Архангельского.

Ранее [Строение..., 1989] было установлено, что разлом Зеленого Мыса является разделом двух провинций базальтов (обедненные к северу и обогащенные к югу). Впоследствии нашими работами (9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов") было установлено, что южной границей провинции обогащенных базальтов является разлом Марафон, пересекающий Атлантику по 13° с. ш. Южнее этого разлома базальты сегментов рифтовой долины, смещенных по разломам Архангельского, Долдрамс и Вернадского, по содержанию некогерентных литофильных элементов принадлежат деплетированным разностям.

В изученном регионе обнаружен необычайно широкий набор обломочных пород, поднятых со склонов поперечных и медианных хребтов. Ряд из них обнаруживает признаки формирования на склонах морфоструктур, которые в сравнении со своим современным положением располагались на более высоком <u>гипсометрическом</u> уровне, возможно даже выступали над уровнем моря. Другая группа обломочных пород является сравнительно хорошо отсортированными разностями и представлена песчаниками, алевролитами, конгломератобрекчиями и др. Она свидетельствует о том, что они образовались на склонах довольно подвижных тектонических морфоструктур, вероятно, также когда-то выступающих над уровнем моря. В большинстве случаев возраст обломочных пород определен как ранний и средний плиоцен. Эти факты дают возможность предположить, что на рубеже этого времени имела место эпоха интенсивных тектонических движений, повлиявшая в некоторой степени на магматизм и вызвавшая структурную перестройку в изученном районе.

В это время имели место вертикальные движения большой амплитуды (по крайней мере до 1000 м), по-видимому, произошло формирование медианного хребта в зоне разлома Долдрамс и внедрение диапировых структур на его флангах. Родственность этих внутриразломных структур устанавливается по непосредственному переходу их друг в друга, а также по одинаковому характеру их взаимоотношений с осадочными образованиями. Поскольку в строении медианных хребтов широко развиты серпентинизированные ультрабазиты, можно предполагать их протрузивное происхождение, что, по-видимому верно и для диапировых структур. Однако результаты геологических работ в пределах медианных хребтов в межрифтовой части зоны разлома Долдрамс, проведенных в 9-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", позволяют говорить о различном генезисе этих внутриразломных структур. В последнем случае они оказались сложены довольно свежими лерцолитами и специфическим расслоенным комплексом (пироксениты, нориты, ортопироксеновые габбро, анортозиты, микрогаббро).

Ультрабазиты изученного региона имеют реститовую природу, при этом среди них встречаются как сильно, так и слабо деплетированные разности, что свидетельствует о существовании в верхней мантии неоднородностей сравнительно небольших размеров. Наиболее деплетированные ультрабазиты подняты со склонов горы Пейве, где они являются рамой крупной расслоенной интрузии, рассматриваемой в качестве неспредингового блока. Большинство из них несут признаки флюидно-магматического воздействия со стороны интрузива, что выражается в повышенном содержании калия и в изменении состава минералов вблизи жил.

На восточном фланге части разлома Долдрамс развиты слабо деплетированные ультрабазиты, специфика которых заключается в повышенной натровости клинопироксенов, что может быть обусловлено процессами мантийного метасоматоза, вызванного подтоком глубинных флюидов, обогащенных литофильными элементами.

Уникальные находки широкого спектра мантийных включений в толеитовых базальтах разломных зон Архангельского и Долдрамс позволили оценить мантию этого района Приэкваториальной Атлантики как истощенную и метасоматически обогащенную. Первая отвечает океаническим перидотитам, вторая соответствует континентальным перидотитам о-ва Забаргад в Красном море и скал Петра и Павла в Атлантике. Появление же ксенолитов, в том числе и коровых, в толеитовых расплавах MORB можно было бы объяснить неглубокозалегающей мантией в данном районе и соответственно находящимися в ней малоглубинными промежуточными магматическими камерами, а также очень быстрой транспортировкой расплава к поверхности дна. Наличие ксенолитов в базальтах можно связать также с тектонической расслоенностью литосферы, результатом которой стало появление фрагментов различных уровней корового разреза и верхней мантии в самых верхних горизонтах.

Другой интереснейшей особенностью этого района является присутствие здесь неспредингового блока, сложенного породами явно не океанического происхождения. Речь идет об уже упоминавшейся горе Пейве, расположенной в непосредственной близости от рифтовой долины, вблизи пересечения ее с долиной разлома Вернадского. Поднятые здесь в большом количестве габброиды, монцониты, гранодиориты и граниты, объединенные в три интрузивные серии, по совокупности петрогеохимических параметров близки интрузивным комплексам континентальных стратиформных интрузий типа Скергаард и являются дериватами "континентальных" магмогенерирующих источников. Они слагают "доокеанические" интрузивные комплексы, что подтверждено карбоновыми и позднеюрскими трековыми возрастами апатитов из этих пород. Более того, низкотитанистые пижонитсодержащие габброиды, поднятые непосредственно к северу от горы Пейве, содержат ксеногенные включения акцессорной минеральной ассоциации, типоморфной для эклогитов и метапелитов.

Следует отметить, что в процессе работ 9-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" в зоне разлома Марафон, в районе восточного углового поднятия, в базальтах обнаружены аналогичные мантийные включения, а габброиды западного углового поднятия в зоне разлома Зеленого Мыса весьма схожи с "доокеаническими", слагающими неспрединговый блок в районе разлома Долдрамс.

Ступенчатые драгировки различных морфоструктур в разломных зонах Архангельского и Полдрамс показали, что здесь, также как во многих пругих разломах Атлантики (в том числе и в изученных нами – Зеленого Мыса, Марафон, Меркурий), вряд ли возможно говорить о правильной стратификации океанической коры, выдержанной на значительных расстояниях. Экспонированные на поверхности дна вулканические и интрузивные образования представляют собой фрагменты различных комплексов, находящихся в тектонических соотношениях друг с пругом. При этом глубинные породы нередко располагаются на высоком гипсометрическом удовне. слагая средние и верхние части различных морфоструктур. Наличие следов твердопластических деформаций в ультрабазитах, деформационные изменения и катаклаз габброидов указывают на выведение этих пород на уровень их современного положения в обстановке интенсивного сжатия. Примечательно, что такому сжатию подвергались и базальты. Таким образом, пространственные соотношения пород, характер их деформаций свидетельствуют о широком проявлении тектонических процессов. Как это уже было предположено для зоны разлома Зеленого Мыса [Строение..., 1989], в бортах разломных долин, вероятно, имело место выжимание пластичного ультрабазитового материала с захватом блоков и пластин пород 2-го и 3-го слоев. Это привело к образованию надвигов в зонах сжатия, соответствующих поперечным и межразломным хребтам, обрамляющим долины разломов, которые по морфологии и ряду других признаков являются зонами растяжения. На профиле многоканального сейсмопрофилирования, пересекающем разломы Архангельского и Долдрамс, выделяется большое количество пологонаклонных отражающих горизонтов внутри корового разреза. Эти горизонты, вероятно, и соответствуют плоскостям надвигов, наличие которых обусловило нарушенность разреза, а в общем плане и тектоническую расслоенность океанической коры и верхов мантии.

Надо сказать, что наши выводы о тектонической расслоенности океанической литосферы подтверждаются во многих районах Мирового океана. В новейших публикациях зарубежных исследователей (Р.С. Вайт, Р.С. Детрик, Дж. Маттер, 1990 г.) уже говорится о новом облике структуры океанической коры. Такая постановка вопроса тем более актуальна, что во многих участках рифтовой долины САХ установлен





1 — желоба (долины) разломов; 2 — приразломные и внутриразломные хребты; 3 — рифтовая долина; 4 — осевая часть САХ; 5 — фланги САХ; 6 — глубоководные котловины. А-А — зона разлома Зеленого Мыса, Б-Б — хребет Ресечер, В-В — зона разлома Архангельского, Г-Г — зона разлома Долдрамс

изначально аномальный разрез коры: молодые лавы изливаются непосредственно на ультрабазиты либо глубинные породы – ультрабазиты и габбро – слагают борта рифта. Последние соотношения установлены и в сегменте рифтовой долины между разломами Долдрамс и Вернадского. Эти факты находят свое объяснение в существовании под рифтовыми зонами пологих глубинных срывов, формирующихся в условиях растяжения, когда спрединг сопровождается общим дефицитом бюджета магмы, а глубинные породы оказываются выведенными по таким срывам в верхние части коры (доклад Дж. Карсона 14 ноября 1990 г. на международном симпозиуме "Эволюция океанической литосферы" в Дагомысе).

Естественно, выводы о тектонической расслоенности океанической коры нуждаются в проверке прямыми геологическими методами, прежде всего бурением в пределах поперечных хребтов разломных зон, где наиболее вероятно встретить нарушенные разрезы. В настоящее время на подобных структурах пробурена только одна скважина (735) в зоне разлома Атлантис-II в Индийском океане, показавшая большую вероятность существования надвигов внутри фрагмента габброидного комплекса, слагающего самую верхнюю часть поперечного хребта.

Ранее описанный разлом Зеленого Мыса [Строение..., 1989] – прекрасный пример трансатлантического разлома очень сложного строения (рис. 72). Рассмотренные в данной книге разломы Долдрамс и Архангельского также имеют усложненную структуру в поперечном профиле и значительную изменчивость морфологических черт по простиранию. Составляющие разломы элементы естественно группируются в некую цельную зону, вытянутую почти на 2000 км. Как и разлом Зеленого Мыса, разломы Долдрамс и Архангельского на отдельных участках расщепляются, но затем структура их может оказаться более концентрированной. Возникающую при этом картину в плане фактически нельзя объяснить вращением литосферной плиты, так как в этом случае она должна была бы быть гораздо более закономерной. В данном случае действует иная причина – автономные тектонические процессы, свойственные океанскому ложу (и флангам срединного хребта), не зависящие от развития рифтовой системы. Это очень благодатная область для исследования и в дальнейшем здесь можно ожидать интересных и существенных геодинамических выводов.

На основании сопоставления изученных нашими экспедициями на НИС "Академик Николай Страхов" разломов Зеленого Мыса, Долдрамс, Архангельского, Марафон, Меркурий, Страхова и Вернадского мы пришли к выводу о том, что при их описании совершенно недостаточно пользоваться только геодинамическим понятием "трансформный разлом". Очень полезной представляется дифференциация разломов по их положению на океанском дне. Соответственно, намечаются следующие категории.

1. Трансокеанские разломы - пересекают дно океана целиком или почти целиком.

2. Разломы срединного хребта – пересекают срединно-океанский хребет полностью либо его значительную часть.

3. Центральноокеанские разломы – пересекают сводовую и иногда присводовую части срединного хребта.

4. Односторонние разломы – развиты лишь по одну сторону срединного хребта, иногда могут распространяться за его пределы.

5. Фланговые разломы – развиты на флангах срединных хребтов.

6. Периферийные разломы – тяготеют к океанским окраинам.

Используя предложенную классификацию, можно будет, наконец, описывать конкретные океанские разломы, а затем сравнивать их друг с другом и находить истинные тектонические и геодинамические закономерности.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н.А., Кепежинскас В.В., Кепежинскас П.К. Кайнотипные вулканиты хребта Ширшова (Берингово море) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 3. С. 36 – 45.
- Бойко Т.Ф., Лисицына Н.А., Бугузова Г.Ю. и др. Редкие элементы — гидролизаты в осадках на профиле через Тихий океан // Литология и полез. ископаемые.1979. № 3. С. 19 — 31.
- Бойко Т.Ф., Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Редкоземельные элементы и литолого-фациальная зональность океанических осадков (Транстихоокеанский профиль). Сообщ. 1 // Там же. 1988а. № 3. С. 3-14.
- Бойко Т.Ф., Лисицына Н.А., Бугузова Г.Ю. Редкоземельные элементы и литологофациальная зональность океанических осадков (Транстихоокеанский профиль). Сообщ. 2 // Там же. 19886. № 5. С. 73 – 87.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотитгаббро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 9 – 29.
- Буго А., Жорон Ж.Л., Тройль М. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с.ш.) // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. Т. 6, ч. 1. С. 114 – 136.
- Буданов В.Г., Бурьянов В.Б., Русаков О.М. и др. Структура литосферы зон разломов Экваториальной Атлантики (7° с.ш. – 10° с.ш.) //Геофиз. журн. 1980. Т.2, № 4. С. 12 – 22.
- Гапеев А.К., Грибов С.К. Однофазное окисление титаномагнетитов системы магнетитульвошпинель // Исследования в области пелеомагнетизма и магнетизма горных пород. М.: Наука, 1989. С. 79 – 90.
- Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана. Л.: Недра, 1985. 170 с.
- Градусов Б.П., Григорьев В.Н., Ратаев М.А. и др. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Акеринской

зоны Малого Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 5. С. 62 — 74.

- Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метоморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242 – 258.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 132 - 228.
- Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М.: Мир, 1971. 420 с.
- Гусев Ю.М., Соловьев О.Н. Пособие по интерпретации магнитных аномалий (ΔT)_д в экваториальных широтах. М.: Мингео, ВНИИгеофизика, ИГИГ СО АН СССР, 1965. 16 с.
- Дворецкая О.А., Бойко Г.Ф. Распределение редких щелочных элементов и магния в поверхностном слое осадков Транстихоокеанского профиля // Литология и полез. ископаемые. 1979. № 4. С.95 – 104.
- Дмитриев Л.В., Соболев Л.В., Сущевская Н.М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. № 2. С. 163 – 175.
- Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В. и др. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
- Дбинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1987. 182 с.
- Звягинцев Л.И., Цветков А.А. Условия формирования магматических пород Индийского океана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 31 - 44.
- Зоненшайн Л.П., Кузмин М.Н., Лисицын А.П. и др. Тектоника рифтовой долины Средино-Атлантического хребта между 26 и 24° с.ш.: свидетельства вертикальных перемещений // Геотектоника. 1989. № 4. С. 99 — 112.
- Кепежинскас В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
- Кепежинскас П.К. Мантийные включения в базальтах океанических разломов и

природа трансформного эффекта // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311, № 3. С. 707 - 711.

- Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Сорохтин О.Г. Особенности тектонического строения некоторых разломов Атлантики и Тихого океана: По данным ГСП- МОВ // Геотектоника. 1983. № 2. С. 104 – 119.
- Коган Л.И., Москаленко В.Н. Строение Азоро-Гибралтарской зоны разломов по данным сейсмопрофилирования МОВ // Докл. АН СССР 1990. Т. 312, № 3. С. 354 – 358.
 - Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
 - Коссовская А.Г. Модель геологического глинообразования // Seventin Conf. Clay Miner. and Petrol. Karlovy Wary, 1976. P. 196-201.
 - Коссовская А.Г., Гущина Е.Б., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезозойскокайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломар Челленжер" // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 12 – 36.
 - Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
 - Лазько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларион (центральная часть Тихого океана) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 12. С. 28 — 43.
 - Лазько Е.Е., Кашинцев Г.Л., Муравицкая Г.Н. Перидотиты разлома Хизена (юго-восточная часть Тихого океана) // Там же. 1984. № 3. С. 42 – 53.
 - Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах // Литология и полез. ископаемые. 1986. № 4. С. 3 – 29.
 - Лисицына И.А., Бутузова Г.Ю. Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979. 263 с.
 - Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1984. 416 с.
 - Магматизм Северного Казахстана. Новосибирск: Наука, 1988. 186 с.
 - Назарова Е.А. Магнитные свойства базальтов океанского ложа // Магнитные аномалии океанов и новая глобальная тектоника. М.: Наука, 1983. С. 15 – 21.
 - Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 122 с.

Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 30-50.

Мэтьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северовосточной части Атлантического океана // Там же. С. 123 – 125.

- Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Базовкина И.Г. Строение второго геофизического слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным. М.: ВИНИТИ, 1981. 84 с. (Итоги науки и техники. Общая геология; Т. 12).
- Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Ляпунов С.М. Породы 2-го слоя океанической коры // Строение зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика). М.: Наука, 1989. С. 61 — 81.
- Пейве А.А., Щербаков С.А. Ультрабазиты // Там же. С. 106 – 117.
- Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р. и др. Третичные базальты Исландии и проблема спрединга // Тр. ГИН. М.: Наука, 1987. Вып. 414. С. 102 – 113.
- Перчук Л.Л. Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // Док. АН СССР. 1977. Т. 233, № 3. С. 456 – 459.
- Печерский Д.М. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
- Печерский Д.М., Золотарев Б.П., Тихонов Л.В. Магнетизм базальтов Атлантики // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 12. С.67 – 84.
- Пущаровский Ю.М., Разницин Ю.Н. Мазарович А.О. и др. Геология разлома Долдрамс (Центральная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302, № 1. С. 167 – 170.
- Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность океанической коры // Там же. 1989. Т. 307, № 6. С. 1441 1444.
- Разницин Ю.Н., Зеягинцев Л.И. Цеформация пород зоны разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 33 - 42.
- Разницин Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое скучивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 45 – 56.
- Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1989. Т.309, № 3. С. 678 - 680.
- Рудич Е.М. Движущие материки и эволюция океанического ложа.М.: Недра, 1983. 270 с.
- Рудник Г.Б. Магматические и метаморфические породы дна океанов // Геология океана. М.: Наука, 1979. С. 9 – 38.
- Рухин Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л.: Изд-во ЛГУ, 1947. 211 с.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
- Рябчиков И.Д. Генерация первичных магм в примитивной и измененной мантии // XXVII сес. Междунар. геол. конг.: Докла-

ды. М.: Наука, 1984. Т.9.: Петрология. С. 184 – 192.

- Савельева Г.Н. Габбро-перидотитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Соболев А.В., Данюшевский Л.В., Дмитриев Л.В. и др. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит — один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов // Геология. 1988. № 10. С. 1522 — 1528.
- Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 193 с.
- Сун С.С. Геохимическая характеристика архейских ультроосновных и основных пород и ее значение для обоснования состава и развития мантии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 42 – 67.
- Сырский В.Н., Колемук И.В., Греку Р.Х. Основные черты строения зоны разлома Вернадского на 7 – 8° с.ш. в Атлантическом океане // Комплексные геофизические исследования Срединно-Атлантического хребта. Севастополь. 1975. С. 28 – 39.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
- Уилсон Дж. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу // Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. С. 58-67.
- Шарма П. Геофизические методы в региональной геологии. М.: Мир, 1989. 487 с.
- Arai S., Fujii T. Petrology of ultramafic rocks from site 395 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1979. Vol. 45. P. 587 - 594.
- Aurisicchio C., Bocchio R., Liborio G. et al. Petrogenesis of the eclogites from Soazza, Switzerland // Chem. Geol. 1985. Vol. 50, N 1/2. P. 47 - 63.
- Auzende J.-M., Bideau D., Bonatti E. et al. Une couple compléte de la croûte océanique sur mur Sud de la zone de fracture Vema (Atlantique central): resultats préliminaires de la campagne Vemanaute // C. r. Acad. sci. Sér.II. 1988. Vol. 307, N 20. P. 2061 - 2067.
- Bardintseff S.M., Bellon H., Bonin B. et al. Plutonic rocks from Tahiti-Nui caldera(Society Archipelago, French Polynesia): A petrological, geochemical and mineralogical study // J. Volcanol.Geotherm. Res. 1988. Vol. 35, N 1/2. P. 31 - 53.
- Bohrson W.A., Claque D.A. Origin of ultramafic xenoliths containing exsolved pyroxenes from Hualalai volcano, Hawaii // Contib. Miner. and Petrol. 1988. Vol. 100, N 2. P. 139 - 155.

Bonatti E. Vertical tectonism in oceanic fracture

zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 37, N 3. P. 369 - 379.

- Bonatti E., Crane K. Oscillatory spreading explanation of anomalously old uplifted crust near oceanic transforms // Nature, 1982. Vol.300, N 58.90. P. 343 - 345.
- Bonatti E., Hartman K., Kay H. Basalt drilling at the Vema fracture zone, DSDP leg 39 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off, 1977. Vol.39. P. 507 - 512.
- Bonatti E., Honnorez J., Kirst P. et al. Metagabbros from the Mid-Atlantic ridge at 06°N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley // J. Geol. 1975. Vol. 38, N 1. P. 61 - 78.
- Bonatti E., Michael P.S. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins subduction zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 91, N 2. P. 297 - 311.
- Bougault H., Combon P., Corre O. et al. Evidence for variability of magmatic processes and upper mantle heterogeneity in the axial region of the Mid-Atlantic ridge near 22° and 36°N // Tectonophysics. 1979. Vol. 55, N 1/2. P. 11 34.
- Bourgois J., Desmet A., Tournon J. et al. Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic rocks drilled during DSDP led 84 (Landward slope of the Middle America Trench off Guatemala) // Ofioliti. 1984. Vol. 9, N 1. P. 27 – 42.
- Bryan W.B. Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: petrologic implications // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 83, N 1. P. 62-74.
- Chen Y. Thermal model of oceanic transform faults // J.Geophys. Res. 1988. Vol. 93, N 10. P. 8839-8851.
- Glaque D.A. Hawaiian xenolith populations, magma supply rates, and development of magma chambers // Bull. Volcanol. 1987. Vol. 49, N 4. P. 577-587.
- Collette B.J. Fracture Zones in the North Atlantic: Morphology and a model // J.Geol. Soc. London. 1986. Vol. 143, N 5. P. 763-774.
- Collette B.J., Ewing J.I., Lagaay R.A., Truchan M. Sediment distribution in the oceans: the Atlantic between 10 and 19 N // Mar. Geology. 1969. Vol. 7, N 3. P. 279-345.
- De Paolo D.J. Isotopic studies of processes in mafic magma chambers: I. The Kiglapsit intrusion, Labrador // J. Petrol. 1985. Vol. 26, N 4. P. 925-951.
- Dixon J.E., Clague D.A., Eissen J.P. Gabbroic xenoliths and host ferrobasalt from the Southern Juan de Fuca Ridge // J. Geophys. Res. 1986. 91, N 4. P. 3795-3820.
- Donaldson C.H., Brown R.W. Refractory megac-

rysts and magnesium rich melt inclusions within spinel in oceanic tholeiites: indicators of magma mixing and parental magma composition // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 37, N 1. P. 81-89.

- Elthon D. Petrology of gabbroic rocks from the Mid-Cayman Rise spreading center // J. Geophys.Res. 1987. Vol. 92, N 1. P. 658-682.
- Ernst W.G. Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri group, Western Liguria. Italy // Schweiz. miner. und petrogr. Mitt. 1976. Vol. 56, N 3. P. 293-343.
- Ernst W.G., Dal Piaz G.V. Mineral paragenesis of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemont ophiolite nappe, Breuil – St. Jacques area, Italian Western Alps // Amer. Miner. 1978. Vol. 63, N 718. P. 621-640.
- Fodor R.V., Vandermeyden H.J. Petrology of gabbroic xenoliths from Mauna Kea volcano, Hawaii // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, N 5. P. 4435-4452.
- Fox P.J., Gallo D.G. A tectonic model for Ridge-Transform-Ridge Plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere // Tectonophysics. 1984. Vol. 104, N 2. P. 205-242.
- Fox P.J., Gallo D.G. The geology of North Atlantic transform plate boundaries and their aseismic: extensions // The geology of North America: Geol. Soc. Amer., 1986. Vol. M: The Western North Atlantic Region. P.157-172.
- Frey F.A., Roden M.F. The mantle source for the Hawaiian islands: constraints from the lavas and ultramafic inclusions // Mantle metasomatism. N.Y.: Acad. press, 1987. P. 423-463.
- Garrels R.M., Makkenzi F.T. Evolution of sedimentary rocks. N.Y.: Norton and Jing, 1971. 215 p.
- Gastesi P. Petrology of the ultramafic and basic rocks of Betancuria Massif, Fuerteentura. Island. (Canarian Archipelago) // Bull. Volcanol. 1968. Vol. 6, N 6. P. 1008-1038.
- Gazetteer of geographical names of undersea features shown (or which might be added) on the GEBCO and on the iho small-scale international chart series. Monaco: Intern. Hydrogr. Bur., 1988. 23 p.
- General bathymetric chart of the oceans (GEBCO). 1:10 000 000. Ottawa: Canad. Hydrogr. Serv., 1982.
- Goud M.R., Karson J.A. Tectonics of short-offset, slow-slipping transform rocks in the FAMOUS area mid-atlantic ridge // Mar. Geophys. Res. 1985. Vol. 7, N 4. P. 489-514.
- Green D.H., Ringwood A.E. Mineral assemblages in a model mantle composition // J. Geophys. Res. 1963. Vol. 68, N 2. P. 937-945.

- Grove T.L., Bryan W.B. Fractionation of pyroxenophyric MORB at low pressure: An experimental study // Contrib. Miner. and Petrol. 1983. Vol. 84, N 4. P. 293-309.
- Hall R.P., Hughes D.J., Joyner L. Fe-enrichment in tholeiitic pyroxenes: complex two-pyroxene assemblages in Mesozoic dolerites, Southern Tasmania // Geol. Mag. 1988. Vol. 125, N 6. P. 573-582.
- Harris C. The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island // J. Petrol. 1983. Vol. 24, N 4. P. 424-470.
- Hebert R. Petrography and mineralogy of oceanic peridotites and gabbros: some comparisons with ophiolite examples // Ofioliti. 1982. Vol. 7, N 4. P. 299-324.
- Hebert R., Bideau D., Hekinian R. Ultramafic and mafic rocks from the Garret Transform fault near 13°30' on the East Pacific Pise: igneous petrology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 65, N 1. P. 107-125.
- Hekinian R., Hebert R., Maury R.C., Berger E.T. Orthopyroxene-bearing gabbroic xenoliths in basalts from the East Pacific Rise axis near 12°50' N // Bull. Miner. 1985. Vol. 108, N 5. P. 691-698.
- Hodges F.N., Papike J.J. DSDP site 334: magmatic cumulates from oceanic layer 3 // J. Geophys. Res. 1976. Vol. 81, N 23. P. 4135-4151.
- Itaya T., Brothers R.N., Black P.M. Sulfides, oxides and sphene in high-pressure schists from New Caledonia // Contrib. Miner. and Petrol. 1985. Vol. 91, N 2. P. 151-162.
- Jacobi R.D., Hayes D.E. Bathymetry, microphysiography of the west African margin between Sierra Leone and Mauritania // Geol. Northwest. African cont. margin. Spinger Verlag, 1982. P. 182-212.
- Johnson H.P., Hall J.M. A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of the basalts from Nasca Plate // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978. Vol. 52, N 1. P. 45-64.
- Jones E.J.W. Fracture zones in the equatorial Atlantic and the break up of Paugea // Geology. 1987. Vol. 15, N 6. P. 533-536.
- Karson J.A., Casey J.F., Elthon D.L., Titus M. Deformed and metamorphosed rock assemblages recognized in the Bay of Islands ophiolite complex // Ofioliti. 1984. Vol. 9, N 3. P. 463-486.
- Kepezhinskas P.K. Ultramafic mafic inclusions in basalts from the Doldrums fracture zone, Central Atlantic: Matnle Composition and Magma Chamber Evolution in Oceanic Transform Faults // Abstr. XXVIII Intern. Geol. Congr. Vol. Wash. (D.C.), 1989. P. 2-176.
- Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Na and Cr contents in clinopyroxenes from peridotites: a possible discriminant between

"sub-continental" and "suboceanic" mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 53, N 2. P. 241-254.

- Langmuir C.H., Bender J.F. The geochemistry of oceanic basaln in the vicinity of transform faults: observation and implications // Ibid. 1984. Vol. 69, N 1. P. 107-127.
- Le Roex A.P. Source regions of mid-ocean ridge basalts: evidence for enrichment processes // Mantle metasomatism. Acad. press, 1987. P. 389-422.
- Le Roex A.P., Dick H.J.B. Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America-Anatarctica Ridge // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 54, N 1/2. P. 117-138.
- Le Roex A.P., Dick H.J.B., Reid A.M., Erlankv A. J. Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // Ibid. 1982. Vol. 60, N 3. P. 437-451.
- Leake B. Nomenclature of amphiboles // Miner. Mag. 1978. Vol. 42, N 4. P. 533-563.
- Loubet M., Sassi R., Di Donato G. Mantle heterogeneities: A combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 89, N 3/4. P. 299-315.
- Macdonald G.A. Composition and origin of Hawaiian lavas // Mem. Geol. Soc. Amer. 1968. Vol. 116, N 5. P. 517-522.
- Macdonald K.C., Castillo D.A., Miller S.P. et al. Deep-Tow studies of the Vema fracture zone I. The tectonics of a major slipping transform fault and its intersection with the Mid-Atlantic Ridge // J. Geophys. Res. B. 1986. Vol. 91, N 3. P. 3334-3354.
- Mc Birney A.R., Noyes R.M. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion // Petrol. 1979. Vol. 28, N 3. P. 487-554.
- Melson W.G. Basaltic glasses from the DSDP: Chemical characteristics, compositions of alteration products // Trans. Amer. Geophys. Union. 1973. Vol. 54, N 11. P. 28-45.
- Melson W.G., Hart S.H., Thompson G. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages, and implications on sea-floor spreading // Geol. Soc. Amer. 1972. N 132. P. 241-272.
- Michael P.J., Bonatti E. Peridotite composition from the North Atlantic: regional tectonic variations and implications for partial melting // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73, N 1. P. 91-104.
- Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites // J. Geol. 1975. Vol. 83, N 3. P. 243-282.
- Miyashiro A., Shido F. Differentiation of gabbros in the Mid-Atlantic Ridge near 24° N // Geochem. J. 1980. Vol. 14, N 4. P. 145-154.

- Naeser C.W. Fission track dating: US Geol. Surv. Open-File Rep. N 76-190. 1976. 65 p.
- Naslund H.R. Petrology of the Upper Border Series of the Skaergaard intrusion // J. Petrol. 1984. Vol. 25, N 1. P. 185-212.
- Pearce J.A. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites // Ophiolites: Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus // Ed. A. Panayiotou. Nicosia, 1980. P. 261-272.
- Pedersen A.K., Hald N. A cummingtonite-porphyritic dacite with amphibole-rich xenoliths from the Tertiary central volcano at Kroksfjordur, NW Iceland // Lithos. 1982. Vol. 15, N 2. P. 137-159.
- Perkins D., Holland T., Newton R.C. The Al₂O₃ contents of enstative system MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 15-40 kbar and 900°-1600°C // Contrib. Miner. and Petrol. 1981. Vol. 78, N 1. P. 99-109.
- Pockalny R.A., Detrick R.S., Fox P.J. The morphology and tectonics of the Vema transform from Sea Beam bathymetry data // J. Geophys. 1988. Res. B. Vol. 93, N 2. P. 3179-3193.
- Potts C.G., White R.S., Louden C.G. Crustal structure of Atlantic fracture zones - II. The Vema fracture zone and transverse ridge // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 86, N 2. P. 491-513.
- Prichard H.M., Cann J.R. Petrology and mineralogy of dredged gabbro from Gettysburg Bank, Eastern Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 79, N 1. P. 46-55.
- Roberts J.A., Gold R., Armani R.J. Spontaneous fission decay constant of 238 U // Phys. Rev. 1968. Vol. 174, N 11. P. 1482-1484.
- Roden M.K., Hart S.R., Frey F.A., Melson W.G. Sr, Nd and Pb isotopic and REE geochemistry of St. Paul's Rocks: the metamorphic and metasomatic development of an alkali basalt mantle source // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. Vol. 85, N 4. P. 376-390.
- Roest W.R., Collette B.J. The fifteen twenty fracture zone and the North American-South American plate boundary // J. Geol. Soc. 1986. Vol. 143, N 5. P. 833-843.
- Schilling J.G., Johnson D.G., Johnson T.H. Rare earth latitudinal variations along the Mid-Atlantic ridges // Trans. Amer. Geophys. Union. 1974. Vol. 55. P. 1-294.
- Schilling J.G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic ridge from 29°N to 73°N // Amer. J. Sci. 1983. Vol. 283. P. 510-586.
- Serri G., Hebert R., Hekinian R. Petrology of a plagioclase-bearing olivine websterite from the Gorringe Bank (Northeastern Atlantic Ocean) // Canad. J. Earth Sci. 1988, Vol. 25, N 4. P. 557-569.
- Sen G., Presnall D.C. Petrogenesis of dunite xeno-

liths from Koolau Volcano, Oahu, Hawaii: implications for Hawaiian volcanism // J. Petrol. 1985. Vol. 27, N 1. P. 197-217.

- Severinghaus J.P., Macdonald K.C. High inside corners at ridgetransform intersections // Mar. Geophys. Res. 1988. Vol. 9, N 4. P. 353-367.
- Shibata T. Pigeonite-bearing basalts dredged from the Puerto Rico trench: A microprobe study // Mar. Geol. 1979. Vol. 30, N 3/4. P. 285-297.
- Shibata T., Thompson J. Peridotites from Mid-Atlantic ridge at 43°N and their petrogenetic relation to abyssal tholeiites // Contrib. Miner. and Petrol. 1986. Vol. 93, N 2. P. 144-159.
- Sinton J.M. Petrology of peridotites from site 395, leg. 45 // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 45. P. 593-601.
- Sinton J.M. Ultramafic inclusions and high-pressure xenocrysts in submarine basanitoid, Equatorial Mid-Atlantic ridge // Contrib. Miner and Petrol. 1979. Vol. 70, N 1. P. 49-57.
- Smith D.C., Pinet M. Petrochemistry of opaque minerals in eclogites from the Western Gneiss region, Norway. 2. Chemistry of the ilmenite mineral group // Chem. Geol. 1985. Vol. 50, N 1/2. P. 251-266.
- Smith S.E., Elthon D. Mineral compositions of plutonic rocks from the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93, N 4. P. 3450-3468.
- Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR). Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals // Abstr. Intern. Geol. Congr. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 3. P. 147-148, Wachington D.C.
- Stakes D.S., Shervais J.W., Hopson C.A. The volcanic-tectonic cycle of the FAMOUS and AMAR valleys, Mid-Atlantic ridge (36°47 ° N): evidence from basalt glass and phenocryst compositional variations for a steady state magma chamber beneath the Valley midsections, AMAR3 // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N B8. P. 6995-7028.
- Stebbins J., Thompson G. The nature and petrogenesis of intra-oceanic plate alkaline eruptive and plutonic rocks: King's trough, North-East Atlantic // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1978. Vol. 4, N 3/4. P. 333-361.

- Storetvedt K.M. The pre-drift Central Atlantic: A model based on tectonomagmatic and sedimentological evidence // J. Geodynam. 1985. Vol. 2, N 213. P. 275-290.
- Sun S.S., Nesbitt R.W., Sharaskin A. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 44, N 1. P. 119-128.
- Thompson G. A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water in oceanic igneous rocks // Trans. Amer. Geophys. Union. 1973. Vol. 154, N 11. P. 12-27.
- Thompson R.N. Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts // Earth-Sci. Rev. 1987. Vol. 24, N 3. P. 161-210.
- Tiezzi L.J., Scott R.B. Crystal fractionation in a cumulate gabbro, Mid-Atlantic ridge, 26°N // J. Geophys. Res. 1980. Vol. 85, N 10. P. 5438-5454.
- Tormey D.R., Grove T.L., Bryan W.B. Experimental petrology of normal MORB near the Kane fracture zone: 22°-25°N, Mid-Atlantic ridge // Contrib. Miner. and Petrol. 1987. Vol. 96, N 1. P. 121-139.
- Tracy R.J. Petrology and Genetic significance of an ultramafic xenolith suite from Tahiti // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48, N 1. P. 80-96.
- Upton B.G.J., Wardsworth W.J. Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Reunion // Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 35, N 2. P. 139-158.
- White R.S. Atlantic oceanic crust: seismic structure of a slow-spreading ridge // Ophiolites and oceanic lithosphere / Ed. I.G. Gass, S.J. Lippard, A.W. Shelton. Milton Keynes: Dep. Earth Sci.: Open Univ. press, 1984. P. 101-112.
- White W.M., Hofmann A.W. Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution // Nature. 1982. Vol. 296. P. 4881-4883.
- White W.M., Tapia M.D., Schilling J.G. The petrology and geochemistry of the Azores islands // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N 3. P. 201-213.
- Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Ibid. 1973. Vol. 42, N 2. P. 109-124.

оглавление

Предисловие. Ю.М. Пущаровский	3
Введение Ю.Н. Разницин, А.О. Мазарович	5
Глава первая Рельеф и строение осадочного чехла в районе разлома Долдрамс. А.О. Мазарович, Н.Н. Тур- ко, В.М. Голод Глава вторая Вещественный состав пород океанической коры и верхней мантии в районе разлома Долд-	7
рамс. Общая характеристика драгированных пород. С.Г. Сколотнев, Ю.Н. Разницин, А.О. Маза-	34
рович, С.М. Ляпунов, П.К. Кепежинскас, Д.А. Дмитриев Осадочные породы. С.Г. Сколотнев Базальты и полериты. С.Г. Сколотнев. С.М. Ляпунов	34 42 67
Ультрабазиты. А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев, Э. Бонатти	121
Глава третья Состав и эволюция мантии в районе разломов Долдрамс и Архангельского по данным изучения глубинных ксенолитов. П.К. Кепежинскас, Д.А. Дмитриев	143
Глава четвертая Состав и возраст неспрединговых блоков в зоне разлома Долдрамс. П.К. Кепежинскас, Ю.Н. Разницин, Д.А. Дмитриев	151
Глава пятая Петромагнитные исследования базальтов в районе разлома Долдрамс. А.Н. Диденко, Л.В. Ти- хонов	183
Глава шестая Геомагнитные исследования разлома Долдрамс. А.Г. Попов	195
Глава седьмая Глубинное строение зон разломов Долдрамс и Архангельского. Ю.Н. Разницин, В.В. Трофи- мов	199
Заключение Ю.М. Пущаровский, Ю.Н. Разницин, А.О. Мазарович, А.А. Пейве, С.Г. Сколот- нев, П.К. Кепежинскас	211
Литература	217

CONTENTS

Foreword. Yu.M. Pushcharovsky	3
Introduction. Yu.N. Raznitsin, A.O. Mazarovich	5
Chapter one	
Relief and structure of the sediments of the Doldrums fracture zone. A.O. Mazarovich, N.N. Tur-	
ko, V.M. Golod	7
Chapter two	
Composition of the rocks of the oceanic crust and upper mantle in the Doldrums fracture zone	34
General characteristic of the dredged rocks. S.G. Skolotnev, Yu.N. Raznitsin, A.O. Mazarovich,	
S.M. Lyapunov, P.K. Kepezhinskas, D.A. Dmitriev	34
Sedimentary rocks. S.G. Skolotnev	42
Basalts and dolerites. S.G. Skolotnev, S.M. Lyapunov	67
Peridotites. A.A. Peyve, S.G. Skolothev, E. Bonatti	121

Chapter three	
Composition and evolution of the mantle in the Doldrums fracture zone deduced from studies of mantle xenolithes. P.K. Kepezhinskas, D.A. Dmitriev	143
Composition and age of the non-spreading Lithospheric blocks in the Doldrums fracture zone.	
P.K. Kepezhinskas, Yu.N. Raznitsin, D.A. Dmitriev	151
Chapter five	
Petromagnetic studies of the basalts in the Doldrums fracture zones. A.N. Didenko, L.V. Tikhonov.	183
Chapter six	
Magmetic studies in the Doldrums fracture zone. A.G. Popov	195
Chapter seven	
Structure of the Doldrums and Arkhangelsky fracture zones. Yu.N. Raznitsin, V.V. Trofimov	199
Conclusions Yu.M. Pushcharovsky, Yu. N. Raznitsin, A.O. Mazarovich, A.A. Peyve, S.G. Skolot-	
nev, P.K. Kepezhinskas	211
References	217

Научное издание

Пущаровский Юрий Михайлович, Разницин Юрий Николаевич. Мазарович Александр Олегович и др.

СТРОЕНИЕ ЗОНЫ РАЗЛОМА ДОЛДРАМС: ЦЕНТРАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА

Труды, вып. 459

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор Т.А. Никитина. Художественный редактор В.Ю. Яковлев Технический редактор Г.П. Каренина. Корректор Т.И. Шеповалова

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 48536

Подписано к печати 26.04.91. Формат 70 × 100¹/16. Бумага офсетная № 2. Гарнитура Пресс-Роман Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,2 + 1,9 вкл. Усл. кр. отт. 20,4. Уч. изд. л. 21,9 Тираж 310 экз. Тип. зак. 1480. Цена 8 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90 2-я типография издательства "Наука" 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 6

8 р. 80 к.

ISSN 0002-3272. Тр. ГИН АН СССР. 1991. Вып. 459. 1-224.