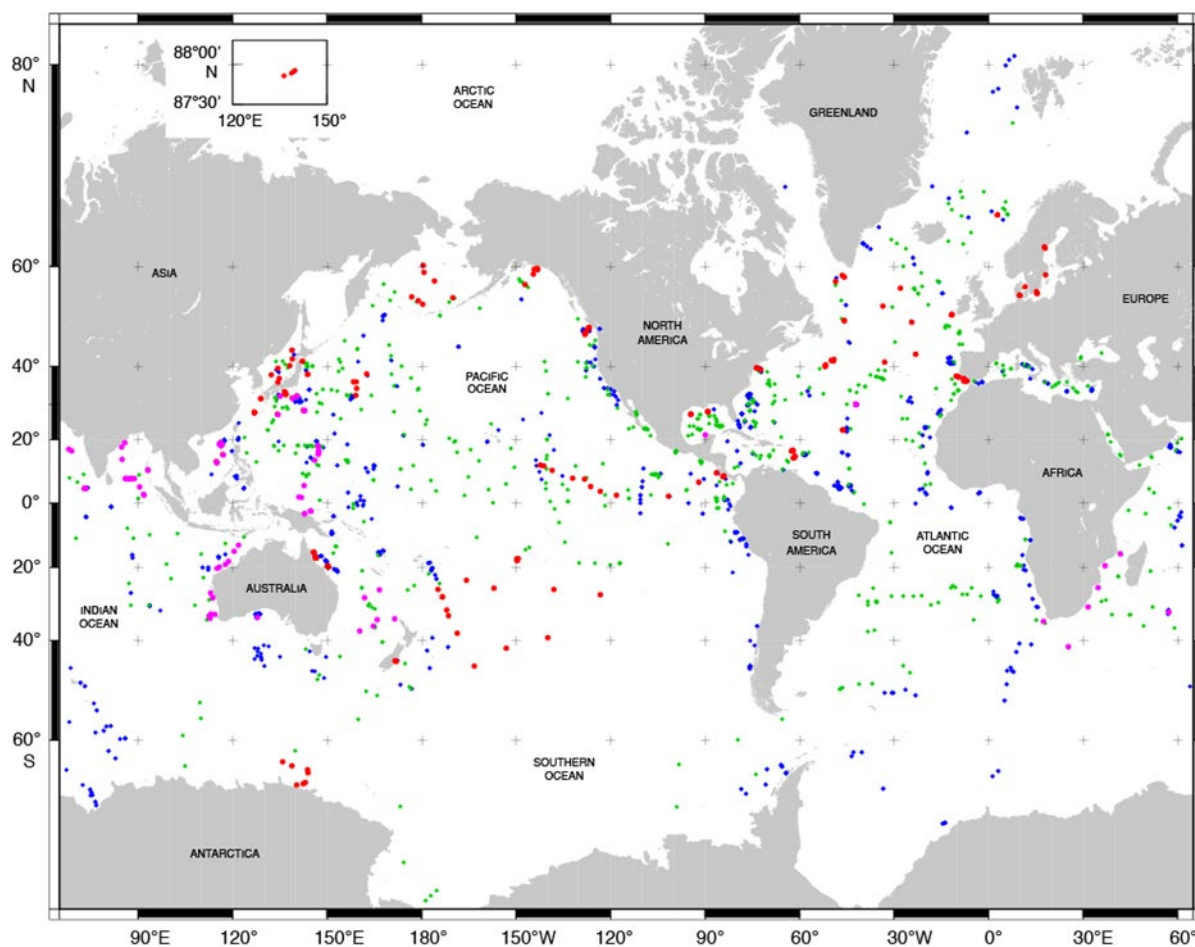


Океаны. Начало (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане)



DSDP Legs 1–96 (●), ODP Legs 100–210 (●), IODP Expeditions 301–348 (●), IODP Expeditions 349–371 (●)

Карта размещения скважин, пробуренных в Мировом океане по завершённым и ныне действующим программам глубоководного бурения: <http://www-odp.tamu.edu/publications>

УДК 570. 882:551. 14:551. 7(261. 5+267)

Блюман Б. А. Океаны. Начало (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). [Электронный ресурс] / Б. А. Блюман; Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. –СПб: ВСЕГЕИ, 202. . . – кб. – Систем. требования: ПК; Windows; Acrobat Reader от 10. 0. – Официальный сайт Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского. Режим доступа: https://www.vsegei.ru/ru/public/our_publication

Резюме

Работа построена на основании системного анализа материалов международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Ранее опубликованные электронные версии таких авторских публикаций размещены на сайте ВСЕГЕИ и в Интернете. В предлагаемой публикации основное внимание уделено рассмотрению времени и литогеодинимических условий становления породных ассоциаций основания разрезов скважин, пробуренных в различных структурах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Основания разрезов скважин рассматриваются в качестве информации о начальных событиях в истории развития современных океанов. Приводятся сведения о составе и строении оснований разрезов скважин, пробуренных в различных структурах океанов: окраинах континентов, абиссалиях, срединно-океанических (сейсмичных), асейсмичных хребтах, плато, поднятиях и гайотах. Рассмотрение начальных времени и условий осадконакопления в разнотипных структурах Атлантического, Индийского и Тихого океанов, показало, что вне зависимости от типов структур океанов, основание разреза скважин формировались в мелководных или субаэральных условиях вулканизма и динамического осадконакопления. Предполагается, что в площадях, ныне занятых океанами, в начале их становления существовали гигантские ареалы покровного наземного базальтового вулканизма и линейные протяженные вулканические хребты, явившиеся, в дальнейшем, основанием асейсмичных хребтов. В основании разрезов разных структур океанов варьирует лишь время начала осадконакопления и вулканизма – от мезозоя - к кайнозою. Во всех приведенных случаях отмечается формирование до океанических наземных кор выветривания. Представлено обоснование положения о присутствии в океанах структур до океанического заложения. Базовая тенденция развития океанов - последовательное погружение океанического ложа - от начала - до сегодняшнего дня.

Ключевые слова: океаны, Атлантический, Индийский, Тихий, бурение, скважины, структуры, абиссали, хребты, поднятия, островные дуги, осадконакопление, базальты, коры выветривания, литогеодинимика.

Blyuman B. A. Oceans. Beginning. (Based on international programs for deep-sea drilling in the oceans).

Summary

The work is based on a systematic analysis of materials from international deep-sea drilling programs in the World Ocean. Electronic versions of such author's publications are posted on the VSEGEI website and on the Internet. The main attention is paid to the consideration of the time and lithogeodynamic conditions of the formation of rock associations at the base of the sections of wells drilled in various structures of the Atlantic, Indian and Pacific Oceans. The bases of the well sections are considered as information about the initial events in the history of the development of the oceans. Information is given on the composition and structure of the bases of well sections drilled in various structures of the oceans: continental margins, abyssals, mid-ocean (seismic), aseismic ridges, plateaus, uplifts and guyots. Consideration of the initial time and conditions of sedimentation in different types of structures of the Atlantic, Indian and Pacific oceans showed that, regardless of the types of ocean structures, the base of the well section was formed in shallow or subaerial conditions of volcanism and dynamic sedimentation. It is assumed that in the areas now occupied by the oceans at the beginning of their formation, there were giant areas of cover flood basalt volcanism and linear extended volcanic ridges, which later became the base of aseismic ridges. At the base of the sections of different structures of the oceans, only the time of the beginning of sedimentation and volcanism varies - from the Mesozoic to the Cenozoic. In all the above cases, the formation of pre-oceanic terrestrial weathering crusts is noted.

Substantiation of the statement about the presence of structures in the oceans prior to oceanic initiation is presented. The basic trend in the development of the oceans is the consistent subsidence of the ocean floor - from the beginning - to the present day/

Key words: oceans, Atlantic, Indian, Pacific, drilling, wells, structures, abyssals, ridges, uplifts, island arcs, sedimentation, basalts, weathering crusts, lithogeodynamics.

Работа публикуется в авторской редакции.

Б. А. Блюман благодарен врачу Виктору Павловичу Горелову (МСЧ 122) за предоставленную возможность жить и работать.

© Б. А. Блюман, 2022

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2022.

Оглавление

	стр.
Введение	5
Океаны. Начало (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане)	13
Раздел 1. Атлантический океан	13
Введение	13
Континентальные окраины	13
Плато и поднятия	24
Абиссальные равнины и котловины	31
Срединно-Атлантический хребет (САХ) и его фланги	38
Асейсмичный хребет	44
Заключение	46
Раздел 2. Индийский океан	47
Введение	47
Континентальные окраины	47
Плато и поднятия	50
Абиссальные равнины	58
Асейсмичные хребты	68
Заключение	75
Раздел 3. Тихий океан	77
Введение	77
Абиссали	77
Асейсмичные хребты	85
Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП)	93
Островные дуги	101
Плато, поднятия, гайоты	113
Континентальные окраины	123
Периконтинентальные моря	126
4. Заключение	128
Литература	129

«В 1926 году я пытался обосновать, что в основе естествознания лежат только научные эмпирические факты и научные эмпирические обобщения. Я оставлял в стороне научные гипотезы, которые всегда имеют временное существование и имеют меньшую достоверность, чем научные факты и научные эмпирические обобщения. С ходом времени по мере роста науки область эмпирических фактов и эмпирических обобщений увеличивается. А область научных гипотез должна уменьшиться»

Вернадский В. И. Размышления натуралиста. Часть 1. Пространство и время в неживой и живой природе. 1957. М: Наука., с. 69

Введение

Высказывание В. И. Вернадского находится в полном соответствии с причиной, побудившей автора, представить широкому кругу геологов сведения о геологии океанов, основанные на материалах глубоководного бурения, осуществлявшегося по международным программам глубоководного бурения в Мировом океане. Эти сведения представлены в публикуемой работе - текстовой и графической характеристикой основания разрезов керна скважин, пробуренных в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Источником этих сведений являлись англоязычные материалы международных программ глубоководного бурения в Мировом океане, которые сегодня вполне, доступны каждому заинтересованному геологу в Интернете. Представляемая работа - содержит характеристику состава и строения основания керна скважин, пробуренных в пределах различных структур Мирового океана. Исключением является Северный Ледовитый океан, в пределах которого автору известна лишь одна скважина глубоководного бурения, расположенная на хребте Ломоносова и оттого в работе материалы по этому океану не приводятся. Выбор для детального описания именно основания разреза по керну скважины основан на положении о том, что эта часть керна представляет собой информацию о литогеохимических, петрологических и хронологических условиях начала формирования океанического ложа, сегодня, скрытого от исследователей многокилометровой толщей воды.

Начиная с конца 90-х годов прошлого века, автор системно знакомился с результатами бурения в океанах. Конечной целью такого знакомства являлась задача приближения к пониманию сущности геологических процессов, происходящих и происходивших в современных океанах в начале их становления. При этом автор изначально не задавался целью понять и объяснить сущность этих процессов, а, наоборот, его интересовала содержательная, фактографическая сторона событий, происходящих в океанах, во время наиболее ранних процессов их становления. Содержательная информация, позволяющая составить представление о таких процессах, по мнению автора, содержится в материалах описания разрезов скважин глубоководного бурения, документирующих время и последовательные процессы осадконакопления и вулканизма - от начальных к конечным - в различных

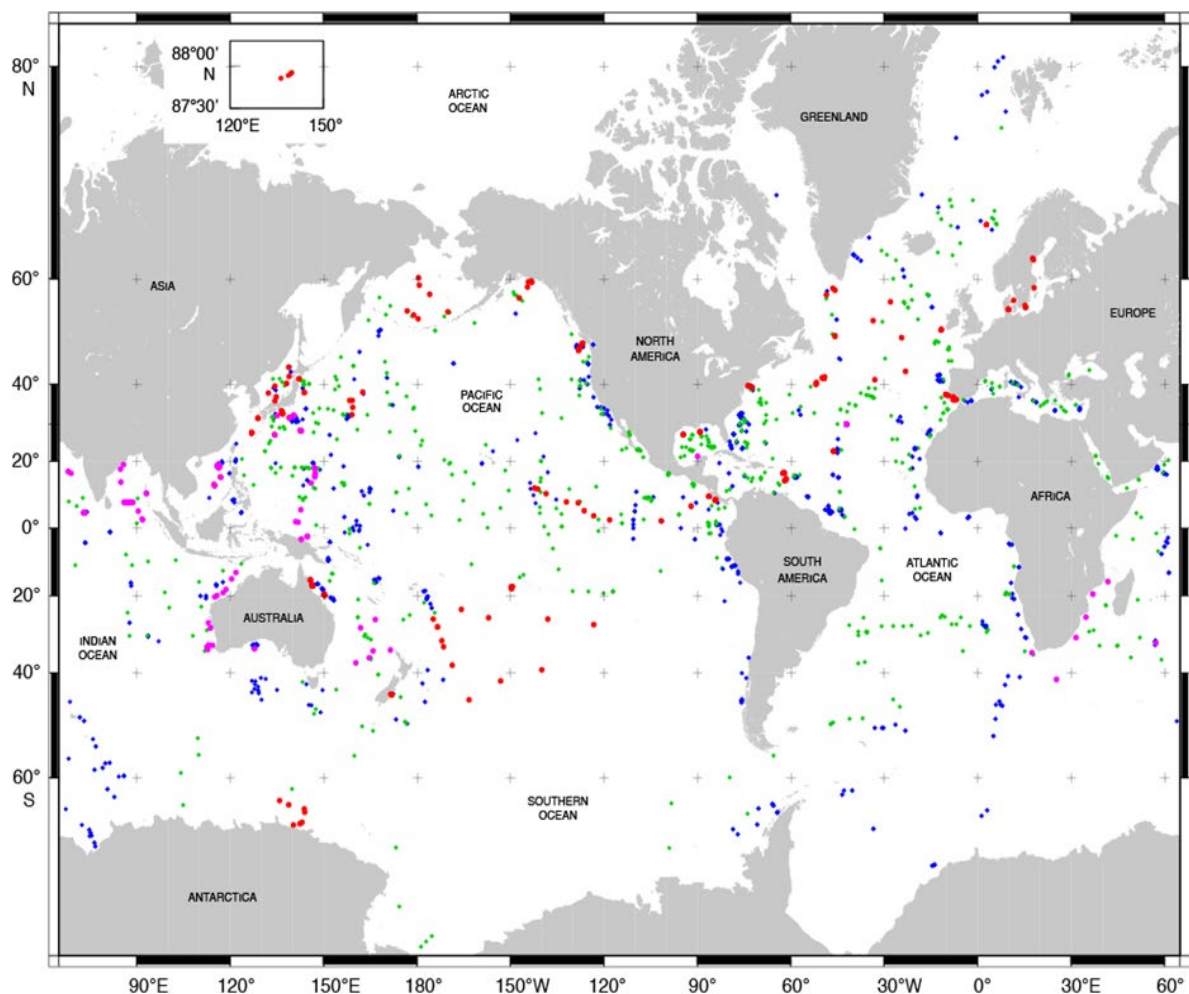
частях Мирового океана. Предварительные итоги такой работы опубликованы автором в разное время: вначале в виде монографии «Земная кора океанов, 2011» и затем в виде электронных изданий «Литостратиграфия Атлантического, Индийского и Тихого океанов, 2017», «История геологического развития Атлантического и Индийского океанов, 2018», «История геологического развития Тихого океана, 2020». Все эти работы основаны на материалах международных программ глубоководного бурения. По существу, так же, как и предыдущие электронные издания, эта работа представляет собой - справочник по истории развития Атлантического, Индийского и Тихого океанов. В отличие от ранее изданных работ, предлагаемая читателю работа сконцентрирована на систематизацию сведений о составе и строении основания разреза скважин. Именно описание этих частей разреза представляют материалы о начале процесса становления океанов и, соответственно, оправдывает название работы – «Океаны. Начало. По материалам международных программ глубоководного бурения». Представляя коллегам эту работу, необходимо, еще раз обозначить причины, побудившие автора в течение 15 лет системно заниматься переводом материалов глубоководного бурения, проводившегося международным сообществом и систематически публиковавшимися, вначале, в виде объемистых монографий, а затем и в Интернете. Эти работы, так же, как и представляемая работа, предназначены для ознакомления геологов с фактическим, эмпирическим материалом международных программ глубоководного бурения, начавшихся еще в 1968 году, продолжающихся и сегодня. Своевременность подготовки этой работы, так же, как и предыдущих (Атлантический и Индийский и Тихий океаны) работ, обусловлена, прежде всего тем, что материалы глубоководного бурения в Мировом океане мало известны широкому кругу отечественных геологов, и это, несмотря на то, что геодинамические обстановки, присущие современным океанам, используются, как в теоретическом – геодинамическом плане, так и в практике геологического и специализированного прогнозно-металлогенического картографирования. В этой связи принципиально важно упомянуть работы Евгения Марковича Рудича, который задолго до авторских работ, основываясь также на материалах глубоководного бурения, опубликовал ряд монографий, в которых отметил значительную роль в строении и развитии океанов мелководных отложений.

Задачи предлагаемого коллегам издания: а) познакомить геологов с первичными материалами о геологическом строении современных океанов; б) привлечь внимание к первичным материалам международных программ глубоководного бурения, которые в конечном счете определяют обоснованность современных геодинамических построений. В качестве базового принципа систематизации материалов бурения в каждом из океанов, в работе использован принцип распределения описаний керна скважин по типовым структурам океанов:

- континентальные окраины;
- абиссальные впадины;
- внутри- и окраинно-континентальные плато, и поднятия;

- асейсмичные хребты;
- срединно-океанические хребты и их фланги;
- островодужные системы и окраинные моря;
- периконтинентальные моря.

В отличие от предыдущих работ в этой приводится системный анализ оснований разреза скважин всех трех океанов. Информация для этого извлекалась из ранее изданных электронных изданий, где содержался оригинальный текст описания керна авторами участниками определенного рейса. Соответственно, в работе приведен рекомендованный организаторами международных рейсов аппарат ссылок на оригинальное издание-описание кернов, пробуренных в рейсе скважин. Во многом, выводы, следующие из проведенного историко-геологического анализа, по мнению автора, очевидны, а окончательное заключение по этим выводам предстоит сделать самому читателю, исходя из приведенных эмпирических данных. Материалы по результатам глубоководного бурения в океанах, в случае внимательного ознакомления с ними, представлены таким образом, что любознательный пользователь может извлечь для себя определенные геодинамические следствия. Необходимо отметить, что использованные исходные материалы англоязычны и соответственно требовали их перевода на русский язык. Следует коротко остановиться на характеристике режима перевода, который применялся как в упомянутых электронных изданиях, так и в дальнейшем в процессе выполнения представляемой работы. Перевод описания скважин представляет собой в известном смысле конспект определенного раздела оригинального текста, необходимый по смыслу и постановке задачи. Осуществлялся конспективный перевод разрезов, вскрытых скважинами глубоководного бурения, взаимоотношений надбазальтовых пород первого (осадочного слоя), второго - базальтового (в большинстве случаев) и третьего мафического кристаллического слоев коры океанов. В работе основное внимание-обращено на материалы, характеризующие основание разреза скважин. Распределение использованных скважин в Мировом океане не совсем равномерно в силу разных причин (рис. 1). Заметно меньшее количество скважин пробурено в крайней восточной части Тихого океана, прилегающей к южноамериканской его части – к области глубоководных желобов Чилийского и Перуанского.



DSDP Legs 1–96 (●), ODP Legs 100–210 (●), IODP Expeditions 301–348 (●), IODP Expeditions 349–371 (●)

Рис. 1. Карта размещения скважин, пробуренных в Мировом океане по завершённым и ныне действующим программам глубоководного бурения <<http://www-odp.tamu.edu/publications>>

Исходные материалы по описанию разрезов скважин, пробуренных в разное время по международным программам глубоководного бурения доступны в Интернете на сайте iodp.tamu.edu, где содержатся материалы по рейсам и скважинам последовательно осуществлявшихся международным сообществом программ: с 1962 г. «Long Cores», с 1966 г.; «Deep Sea Drilling Project» (DSDP) с 1985 г.; «Ocean Drilling Program» (ODP) с 2003 г.; IODP (Integrated Ocean Drilling Project), переименованной с 2013 г. в программу «International Ocean Discovery Program». Начиная с 1958 г. (программа «Mohole») и по сей день осуществляются исследования по программам глубоководного бурения в Мировом океане: в рамках последовательно осуществлявшихся программ: с 1962 г. «Long Cores» с 1966 г.; «Deep Sea Drilling Project» (DSDP) с 1985 г.; «Ocean Drilling Program» (ODP) с 2003 г.; «Integrated Ocean Drilling Project» (IODP), переименованной с 2013 г. в «International Ocean Discovery Program».

СССР принимал участие в работе по программе глубоководного бурения в качестве полноправного члена с 1975 г, привлекая к работе над проектом 11 академических и отраслевых

институтов. Советские ученые уже в первые годы работ над проектом глубоководного бурения по приглашению ученых США принимали участие в рейсах бурового судна «Гломар Челленджер» и в обработке получаемых материалов. Однако их участие в этих исследованиях не было регулярным. В 1972 г. Национальный научный фонд США предложил Академии наук СССР войти в состав ДЖОЙДЕС - Международному проекту океанического бурения и принять активное регулярное участие в работах по проекту глубоководного бурения и по его продолжению. С конца 1973 г. Академия наук СССР вошла в ДЖОЙДЕС, осуществляя свое членство через Институт океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР. С начала 1974 г. СССР стал вносить финансовый взнос и участвовать во всех мероприятиях по проекту глубоководного бурения. Представители Академии наук СССР и Министерства геологии СССР получили право участвовать в работе руководящих органов ДЖОЙДЕС, направлять по 1-2 человека в каждый рейс бурового судна «Гломар Челленджер», получать всю текущую информацию о планах и результатах работ, а также иметь доступ к исследованиям кернов глубоководного бурения и участвовать в публикации полученных результатов. В работе коллектива авторов ВНИИОкеангеология «Глубоководное бурение в Мировом океане» (1989 г.) можно ознакомиться с разделом «Участие советских ученых в работах по глубоководному бурению», где поименно перечислены 30 сотрудников различных (в большинстве – академических) институтов, в разные годы (с 1977 по 1980 г.) участвовавших в различных рейсах первой программы DSDP. После распада СССР Россия участвовала в программе на правах ассоциативного члена с покрытием одной трети доли от ежегодного взноса полноправного члена, а в 1992 г. вышла из Международной программы глубоководного бурения из-за финансовых трудностей в стране и в настоящее время в ней не участвует. Исполнителями международных программ (DSDP, ODP) практиковался вначале выпуск тома «Initial Reports», содержащего фактический материал описания керна скважин, а спустя некоторое незначительное время из печати выходил следующий том «Preliminary Reports», с материалами того же рейса (тома), но уже с результатами интерпретации обнаруженных фактов. Продолжающаяся ныне программа IODP – международная программа морских исследований, изучения истории Земли и ее структуры, зафиксированных в осадках морского дна. Одновременно IODP осуществляет мониторинг экологии морского дна. В рамках этой программы осуществляются исследования, начатые программами DSDP и ODP, которые во многом изменили представления о геологии и геодинамике океанов. Принципиальная тема программы IODP: Земля, Океан и Жизнь: научные исследования земной системы с использованием разнообразных буровых платформ и новых технологий: глубинная биосфера и придонный слой океана, изменения экологии, процессы, эффекты – твердая земля, ее циклы и геодинамика. IODP финансируется четырьмя основателями, действующими как международные партнеры: – национальный научный фонд США (NSF) и японское министерство образования, культуры, спорта, науки и технологии (NEXT) – ведущие агентства; Европейский консорциум по океанскому исследовательскому бурению (ECORD) – член – вкладчик; – Министерство науки и технологии Республики Китай (MOST) – ассоциированный член; Корейский институт геонаук и минеральных ресурсов (KIDAM) – ассоциированный член. Офис ODP в NSF в процессе реализации программы выполняет функции администрирующего органа для

оценки стоимости научных операций (SOC) и всех операций IODP. Взносы поступают от международных партнеров как часть членских взносов и используются для проведения операций IODP. Совет IODP выполняет наблюдения за деятельностью IODP, осуществляет эффективное планирование, менеджмент и операции IODP, а также содействует широкому присоединению к программе международного сообщества. Члены совета представляют каждую страну, оказавшую поддержку IODP (Япония, США, Австралия, Австрия, Бельгия, Канада, Дания, Финляндия, Исландия, Италия, Ирландия, Нидерланды, Норвегия, Португалия, Испания, Швеция, Швейцария, Великобритания). Керн, извлеченный в процессе бурения из скважин, всесторонне изучается как на борту судна, так и в береговых лабораториях. Определенная часть керна сдается в хранилища Западного и Восточного побережий США. Керн из Индийского и Тихого океанов – Скриппсовского океанографического института, Калифорнийского университета, керн из Атлантического, Антарктического океанов и Средиземного моря – Геологической обсерватории Ламонт-Догерти Колумбийского университета. Через год после окончания рейса и выхода в свет первичного отчета все материалы становятся доступными для широкой научной общественности. Ученые всех стран имеют равные права представлять научные предложения для планирования будущих рейсов на рассмотрение консультативной структурой ДЖОИДЕС, а также имеют свободный доступ ко всем базам данных и кернохранилищам. В рамках программы ODP океанского бурения со 101-го рейса осуществлялась публикация двух томов – «Предварительные результаты» и «Научные отчеты» отдельно по каждому рейсу программы. В частности, в СССР, а затем в Россию в таком виде поступали опубликованные материалы до 174 тома – «Предварительные результаты» и до 168-169 томов – «Научные отчеты». Проводилась большая работа по рассылке томов в ведущие академические и отраслевые учреждения России, Москвы и союзных республик. Начиная со 169 (2000 г.) до 205 томов «Научные отчеты», а «Предварительные результаты» со 176 до 210 томов программы ODP поступают в Россию в электронной версии в единственном экземпляре и хранятся в Геологическом институте РАН в Москве. Электронные версии предварительных отчетов по различным рейсам этих программ доступны на сайте iodp.tamu.edu. В 1989 г. коллективом сотрудников Всесоюзного научно-исследовательского института геологии минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология) подготовлена к печати в издательстве «Недра» под редакцией академика И. С. Грамберга книга – «Результаты глубоководного бурения в Мировом океане (справочник-указатель)»; составители этой работы: А. А. Красильщиков, В. А. Басов, К. М. Шихорина, Е. А. Попова, А. Л. Пискарев, А. И. Данюшевская, А. В. Гуляев, С. Г. Краснов, Г. А. Иванова, Г. А. Черкашов. Этот справочник по мнению составителей – первая отечественная попытка систематизировать фактический материал по глубинному бурению в Мировом океане, содержащийся в томах «Initial Reports. . .» программы DSDP. Авторы-составители справочника – указателя имели дело с этими объемистыми томами и в своей работе, ориентированной на тома «Initial Reports», привели лаконичный перевод описания керна скважин программы DSDP по томам (рейсам) с 1 по 71. К тому времени по программе бурения DSDP было проведено всего 96 рейсов. Эта программа завершилась в 1984 г. бурением скважины 524. Начиная с 1985 г., и до 2003 г. разрабатывалась

программа ODP (скв. 625–1276), труды которой также систематически публиковались вначале в виде томов, а затем в Интернете, в котором в дальнейшем были помещены и материалы программы DSDP.

Описание разреза, вскрытого отдельной скважиной, в авторском переводе включает такие сведения как: место заложения скважины, глубину океана в месте бурения, пробуренный керн, сейсмический профиль района заложения скважины, описание основания разреза по керну скважины с указанием возраста определенной пачки и ее мощности, времени формирования, характеристику взаимоотношений основания и перекрывающих его осадочных пород. В тексте размещено значительное количество иллюстраций. При необходимости более детального ознакомления с первичными (английский язык) материалами пользователь может самостоятельно использовать ресурсы Интернета, с запросом, который строится следующим образом. Вначале указывается номер рейса (например, рейс 149 – Leg 149) и далее номер скважины этого рейса (скважина 240 – Site 240). Итого полный запрос: Leg 148 Site 240. Предпочтительнее использовать раздел Initial Report, содержащий первичные фактические материалы по этому рейсу и по отдельным скважинам. В раздел «Карты» включены: «Карты размещения скважин», пробуренных по последовательно осуществлявшимся программам DSDP, ODP, IODP, а также батиметрическая карта Мирового океана (GEBECO).

Текстовая часть этой работы состоит из описания керна основания разреза скважин, заимствованного из авторских опубликованных электронных изданий. При этом для сокращения объема работы текст, характеризующий основание разреза скважин несколько сокращен. В том случае, когда в тексте размещены авторские комментарии, то в отличие от оригинальных переводных материалов, описания керна и геодинамических комментариев эти материалы показаны разным размером шрифта (кегля), Переведенные англоязычные материалы приведены кеглем 12, а авторские комментарии - кеглем 11. Последовательность расположения текстов по определенным структурам произвольна оттого, что материалам бурения не представляется возможным, за редкими исключениями, установить очередность формирования этих структур, так же, как, и установить природу их появления и закономерности пространственно-временного размещения на дне океана. Вся научная информация о деятельности международных программ глубоководного бурения в Мировом океане в настоящее время доступна на сайте: <http://www.odplegacy.org> (Samples, data & publications). Фотографии керна и другие графические материалы, за исключением особо оговариваемых случаев, заимствованы из сайта <http://www-odp.tamu.edu/publications> со ссылками и с соблюдением условий, рекомендованных участниками рейса на сайте для каждого рейса.

Прежде чем приступить к представлению содержания работы, обозначенного в ее названии, необходимо продемонстрировать принципы ее внутреннего построения и содержания. Во многом, хотелось выстроить эту работу в соответствии с электронным изданием «История геологического развития Атлантического и Индийского океанов по материалам международных программ глубоководного бурения. 2018». И упомянутая, и представляемая работа выполнена в итоге системного

анализа материалов бурения в океане и преследует одну цель - ознакомить и заинтересовать коллег фактическим материалом, полученным в процессе бурения и описания керна скважин, осуществлявшихся международным геологическим сообществом в Мировом океане. Особое внимание при переводе оригинальных текстов уделялось вопросам литостратиграфии, литологии, петрографии. Другой особенностью представляемой работы является системное описание разреза скважин, которые в этой работе сгруппированы по типовым структурам океана. В такие группы собраны скважины, пробуренные в рейсах, далеко расположенных друг от друга, но объединенные общностью формирования в пределах определенного типа структуры. Количество скважин, описание которых приводится в тексте не велико, но эти скважины по составу и строению типичны для определенной структуры определенного океана.

Работа состоит из трех крупных разделов, каждый из которых представляет собой тематическую выборку из базовых материалов, которыми являются - описания керна скважин глубоководного бурения в пределах определенного океана: 1. Атлантического, 2. Индийского и 3. Тихого. Разделы по океанам содержат материалы по описанию скважин, распределенных или сгруппированных по отдельным типовым структурам. Такое изложение материала дает отчетливое понимание последовательности событий в начальной стадии развития океана и в целом истории развития этого типа структуры.

Автор искренне признателен Генеральному директору ФГБУ ВСЕГЕИ члену-корреспонденту РАН Петрову О. В. и заместителю Генерального директора Колесникову В. И. за бесценную помощь в публикации авторских трудов в Издательстве ВСЕГЕИ (2011, 2013 и 2015 гг.) и электронных изданий работ, размещенных на сайте ВСЕГЕИ (2017, 2018, 2020 гг.)

Автор считает своим долгом упомянуть, ныне покойного, многолетнего собеседника, активного слушателя и не редко оппонента доктора геолого-минералогических наук Виктора Людвиговича Масайтиса, с которым мы провели многие часы конструктивных бесед и крайне важных дискуссий. Доктор геолого-минералогических наук, профессор Олег Иванович Супруненко, неоднократно в прошлом и сейчас выступал в роли взыскательного рецензента, участие которого в этой работе, несомненно, содействовало работе автора по ее завершению.

Инициатор и составитель электронного издания, переводчик оригинальных текстов описания керна по материалам глубоководного бурения – Блюман Б. А. (ВСЕГЕИ). Первоначальное редактирование текста работы проведено женой и коллегой Блюман Ингой Федоровной. Не считаю лишним выразить здесь ей искреннюю благодарность.

Также искренне благодарен автор Александру Тихоновичу Маслову (ВСЕГЕИ)-многолетнему спутнику в полевых исследованиях и ему же компьютерному оформителю многих авторских работ.

Океаны. Начало (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане)

Раздел 1. Атлантический океан.

Введение.

Достаточно длительное время (2005-2020 гг.) автор системно переводил на русский язык оригинальные англоязычные материалы международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Материалы перевода опубликована, в основном, в виде электронных изданий, размещенных в Интернете и на сайте ВСЕГЕИ. Сущность этих материалов - послышное описание керна конкретных скважин, пробуренных в разных частях разных океанов. Обстоятельства сложились так, что по прошествии достаточно длительного времени у автора сформировалось желание вновь обратиться к уже опубликованным материалам. При этом, определяющим началом явилось обращение к литолого-фациальным особенностям **основания разрезов** скважин, по-существу несущих сведения о времени и литогеодинимических условиях начала формирования конкретных структур океана. Обстоятельства сложились так, что подготовленные к печати статьи в виде отдельных разделов совмещены в монографию. В соответствии с задуманным планом и главной темой монография получила название «Океаны. Начало (по материалам международных программ глубоководного бурения)». Последовательность выполнения поставленной задачи систематического обзора материалов основания разрезов кернов скважин, пробуренных в пределах Атлантического океана и, соответственно, размещение текста и графики приводится на основе сведений по результатам бурения в пределах типовых структур, выделенных в этом океане: континентальные окраины; абиссальные равнины; внутри - и окраинно-континентальные плато и поднятия; срединно-океанические (сейсмичные) хребты и их фланги; асейсмичные хребты. Своей основной задачей автор считал характеристику литостратиграфии и петрографии оснований разреза – несущих информацию о самых ранних, начальных литологических и хронологических особенностях состава и строения, времени и месте начала осадконакопления и вулканизма. В силу уже указанных причин для включения в работу использовались заметно сокращенные описания основания разрезов отдельных и иногда единичных, но типичных скважин. При необходимости заинтересованный пользователь может ознакомиться и с не включенными в работу полными разрезами скважин в ранее опубликованных авторских электронных изданиях.

Континентальные окраины.

Континентальные окраины Атлантического океана характеризуются по данным глубоководного бурения большим разнообразием динамических условий и времени становления. По поводу этих структур существует значительная по объему и опубликованная литература, анализ которой не входит в нашу задачу. Ограничимся рассмотрением отдельных рейсов и пробуренных в них скважинах. Часть

материалов по этим структурам рассмотрены в разделе окраинно- океанические поднятия, другая часть материалов приведена в этом разделе. Рассматриваемые далее материалы глубоководного бурения не дают возможность каким-либо образом оценить природу их происхождения, но, тем не менее, представляют определенный интерес для попыток рассмотреть этот вопрос.

Рейс 79. Континентальная окраина Западного Марокко, 1984. Hinz, K., Winterer, E. L., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 79: Washington (U. S. Govt. Printing Office) //doi:10. 2973/dsdp. proc. 79. 1984.

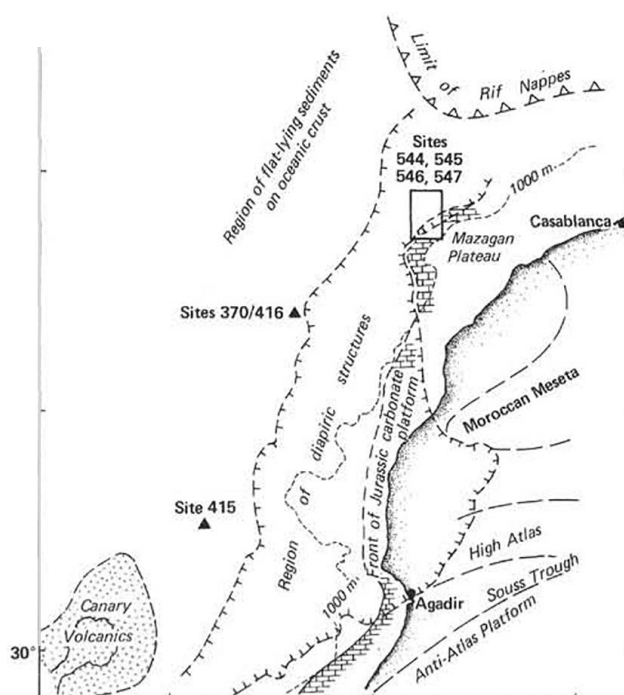


Рис. 2. Схема геологического строения континентальной и пассивно-окраинной частей Марокко. В квадрате – место расположения скважин рейса 79.

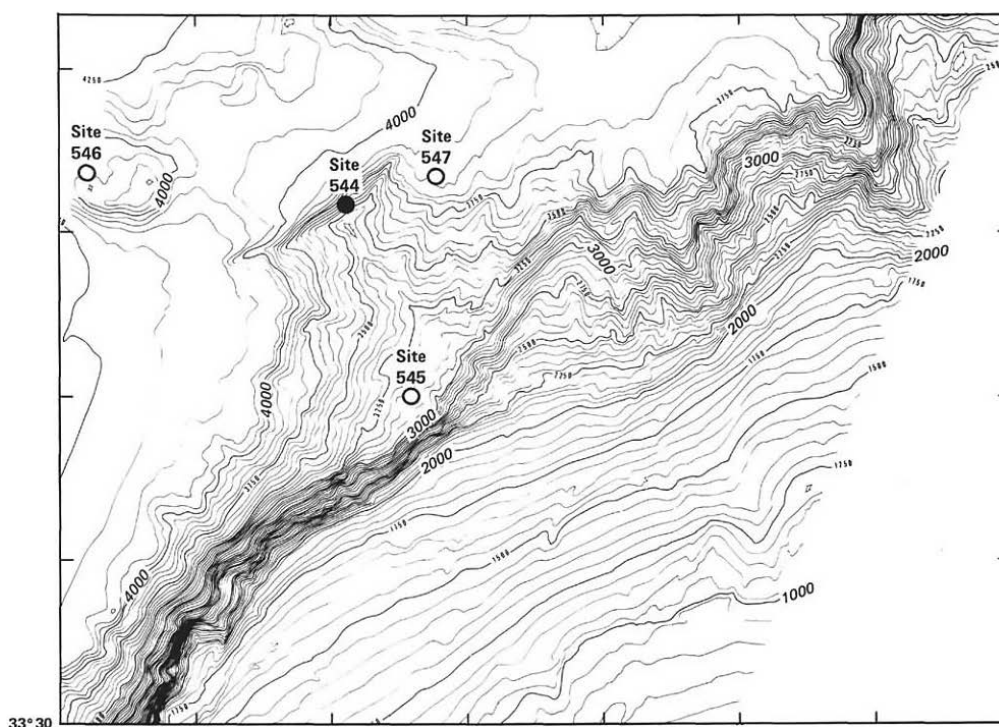


Рис. 3. Карта размещения скважин рейса 79.

Рейс 79. Скв. 544А. Уступ Мазган, плато Ель-Джадида. Глубина – 3591 м

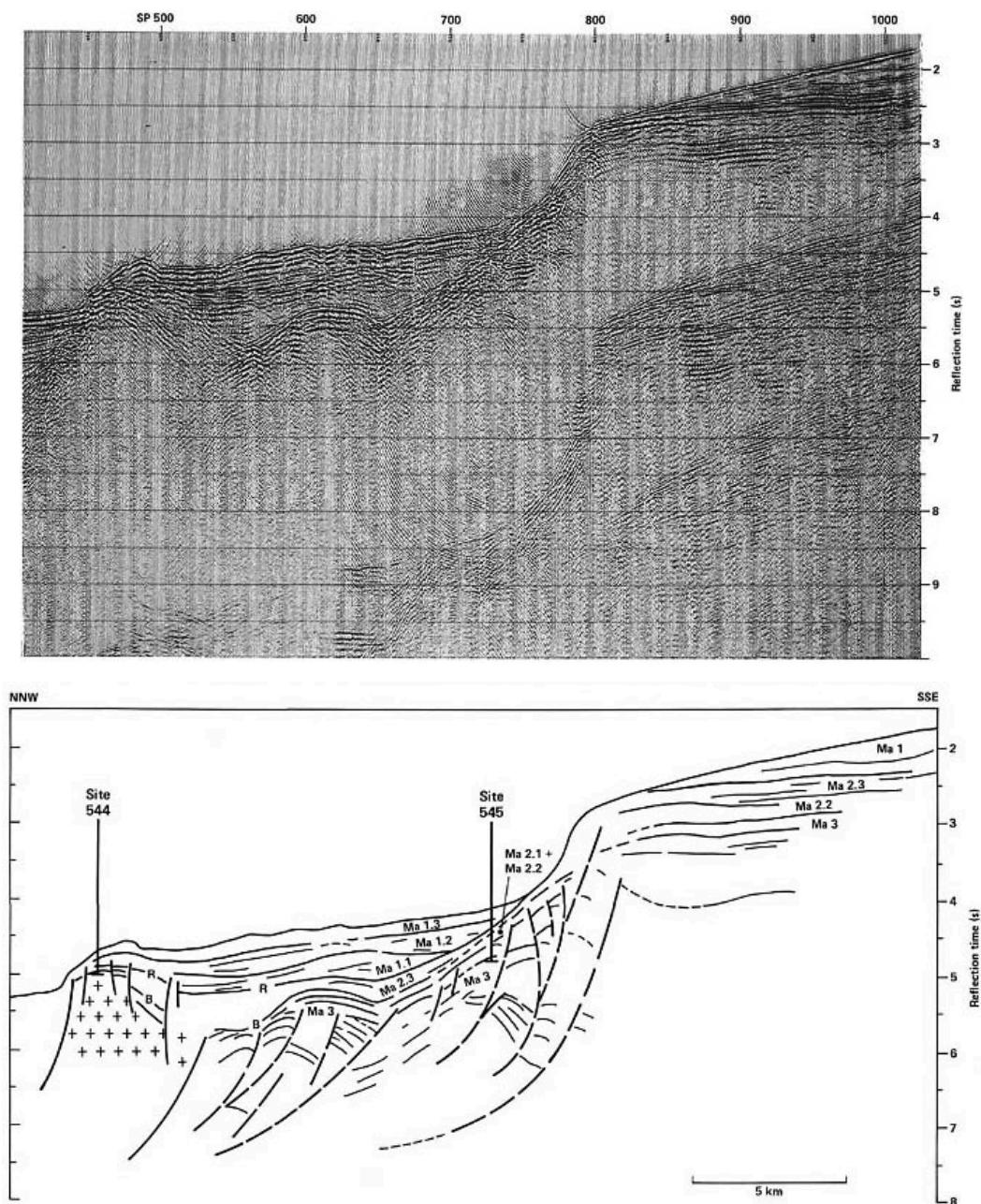


Рис. 4. Сейсмический профиль и интерпретация разреза в районе заложения скв. 544. Рейс 79.

Основание осадочного разреза: песок, гравий и илстая брекчия – *поздний триас – ранняя юра*.
 Метаморфическое основание: гнейсы (*палеозой?*).

Пачка 3 – 6, 2 м – *оксфорд* – красно-коричневые известняки. Многочисленные цианобактерии, облекающие биокласты, тонкораковинные моллюски. Аммониты совместно с богатой бентической фауной – остракоды, гастроподы, фрагменты губок, серпулид и бриоза. Похожи на известняки *оксфорда*, драгированные с плато Мазган. Внешние неритовые фации.

Пачка 4 – 45, 1 м – красно-коричневые песчаники и песчанистые аргиллиты с гальками гнейсов в основании – континентальные фации.

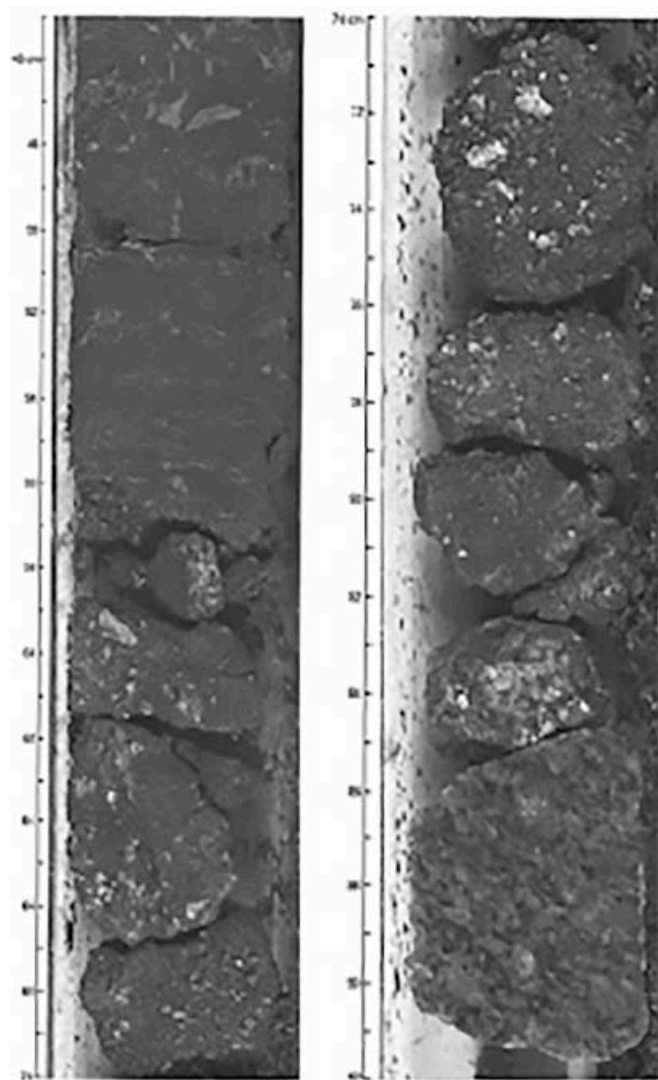


Рис. 5. Слева – песчанистые аргиллиты основания пачки 4. Справа – гравелит с крупными обломками гнейсов, идентичных гнейсам основания пачки 5. Скв. 544. Рейс 79.

Пачка 4 – серо-красный плохо отсортированный галечно-иловый песок, гравий и илистая брекчия. Зерна угловаты, субугловаты; сложены кварцем, полевым шпатом и выветрелым гнейсом. Наиболее крупные фрагменты обломков достигают размера булыжника. Пачка 4 содержит континентальные отложения, формировавшиеся на гнейсовом основании. Плохая отсортированность материала, выветрелость обломков гнейса, грязевой матрикс пород свидетельствуют о том, что пачка 4 является коллювиально-аллювиальным покровом на нижележащем гнейсовом основании. Все обломки пород и минералов выветрелы и варьируют по размерам. Обломки не транспортировались на значительное расстояние. Породы, перекрывающие пачку 4с, имеют характеристики гумидной коры выветривания (paleosol). Бассейны заполнялись континентальным обломочным материалом, образованным путем эрозии гранитных поднятий. Отложения формировались в гумидных условиях равнинного рельефа, образованного в результате глубокого выветривания метаморфического основания и формирования мощной, обогащенной глиной коры выветривания.

Пачка 5 – 41 м – катаклазированные гнейсы. Субгоризонтальное залегание сланцеватости.

Рейс 152. Восточно-Гренландская окраина, 1994. Larsen, H. C., Saunders, A. D., Clift, P. D., et al., 1994. Proc. ODP, Init. Repts, 152: College Station, TX (Ocean Drilling Program) // doi:10.2973/odp.proc.ir.152.1994.

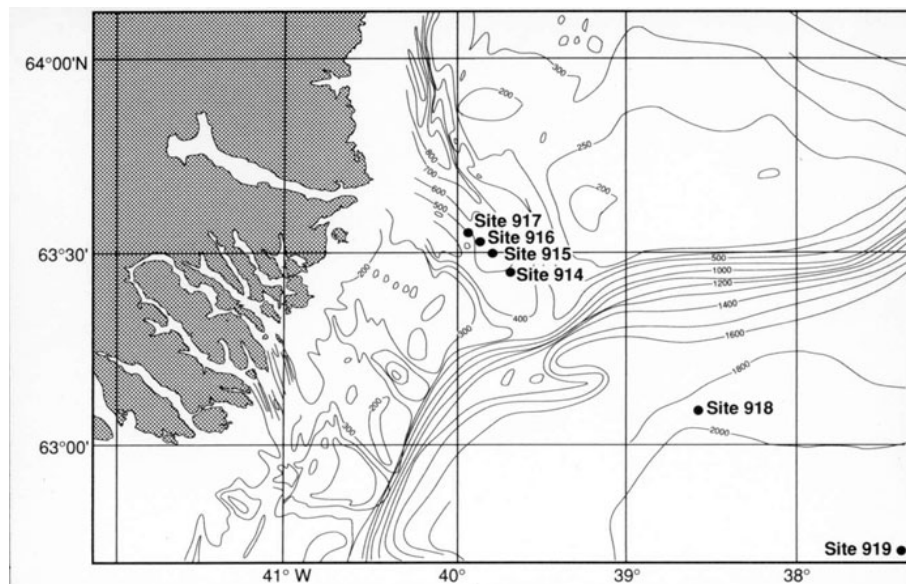


Рис. 6. Карта размещения скважин рейса 152.

Рейс 152. Скв. 914-919. Внешняя часть Восточно-Гренландского шельфа. Линейный ряд скважин: от 914 – наиболее близкой к континенту – до 919 – наиболее удаленной от континента.

Рейс 152. Скв. 914-917 пробурены в коротком трансекте – 6 км – в середине Восточно-Гренландского шельфа примерно в 25 км от его края на глубине 533м.

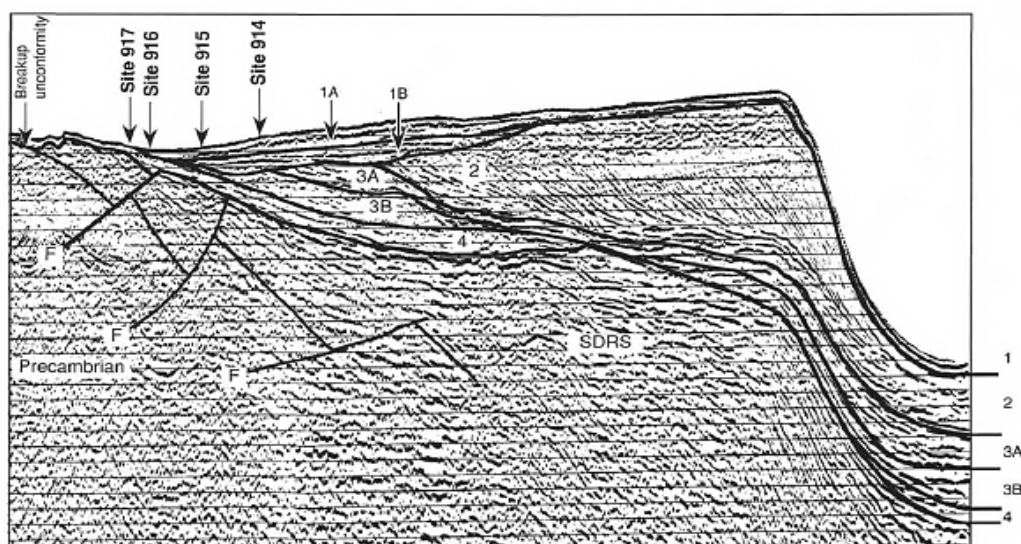


Рис. 7. Сейсмический профиль района заложения скв. 914-917. Рейс 152.

Вскрыты осадки от голоцена до эоцена и базальтовое основание в скв. 915 и 917. В скв. 916 вскрыты базальтовые конгломераты, непосредственно залегающие на базальтовом основании. Разрез

разделен на две пачки: верхнюю – *квартер* – гляциогенных отложений и нижнюю – *нижний олигоцен* – *верхний эоцен* – смесь вулканокластических и кремнекластических отложений, представленных силикатными песками и илами с прослоями кремнистых песков.

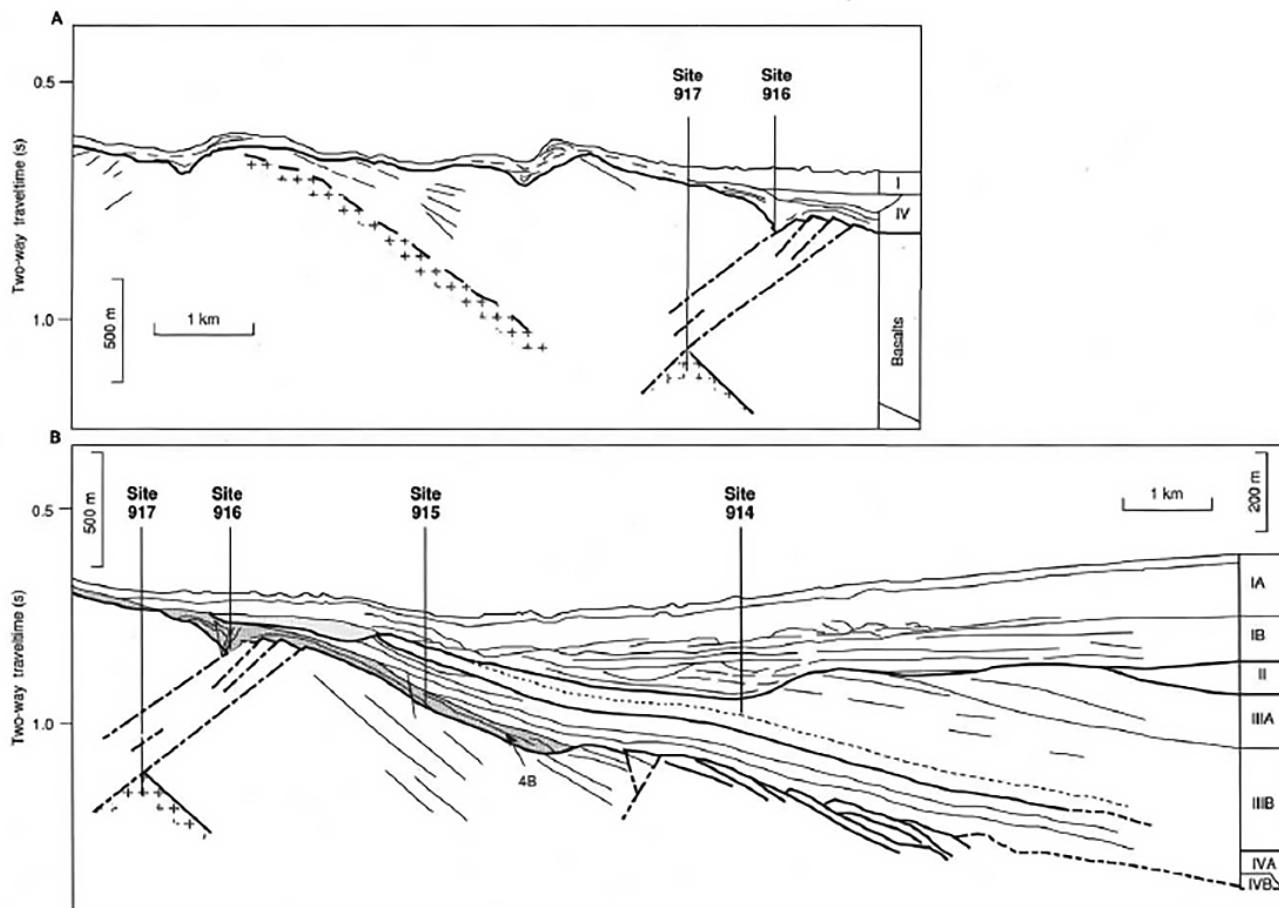


Рис. 8. Геологический разрез профиля скв. 914-917. Рейс 152.

Пачка 4 - основание разреза – вулканокластические осадки, чередующиеся с базальтами; *наиболее поздний палеоцен* – *наиболее ранний эоцен*. Вскрыта только в скв. 917. Пачка сложена тонкими вулканокластическими прослоями, которые чередуются с более мощными горизонтами базальтовых лав. Осадки содержат красно-коричневые конгломераты, брекчии, песчаники, аргиллиты и туфы. Отсутствие морских фоссилий, присутствие растительных фрагментов и красных кор выветривания (не переотложенных) четко доказывает, что пачки базальтовых лав формировались в не морских, субаэральных условиях. Аллювиальные осадки идентифицируются по фрагментам древесины и характеру слоистости. Палеопочвы определяются по реликтам первичного материала (базальты или обломочные отложения) и изменениям до минералов глин.

Рейс 77. Северо-западное окончание террасы Кампече, 1984. Buffler, R. T., Schlager, W., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 11: Washington (U. S. Govt. Printing Office) //doi:10. 2973/dsdp. proc. 77. 1984.

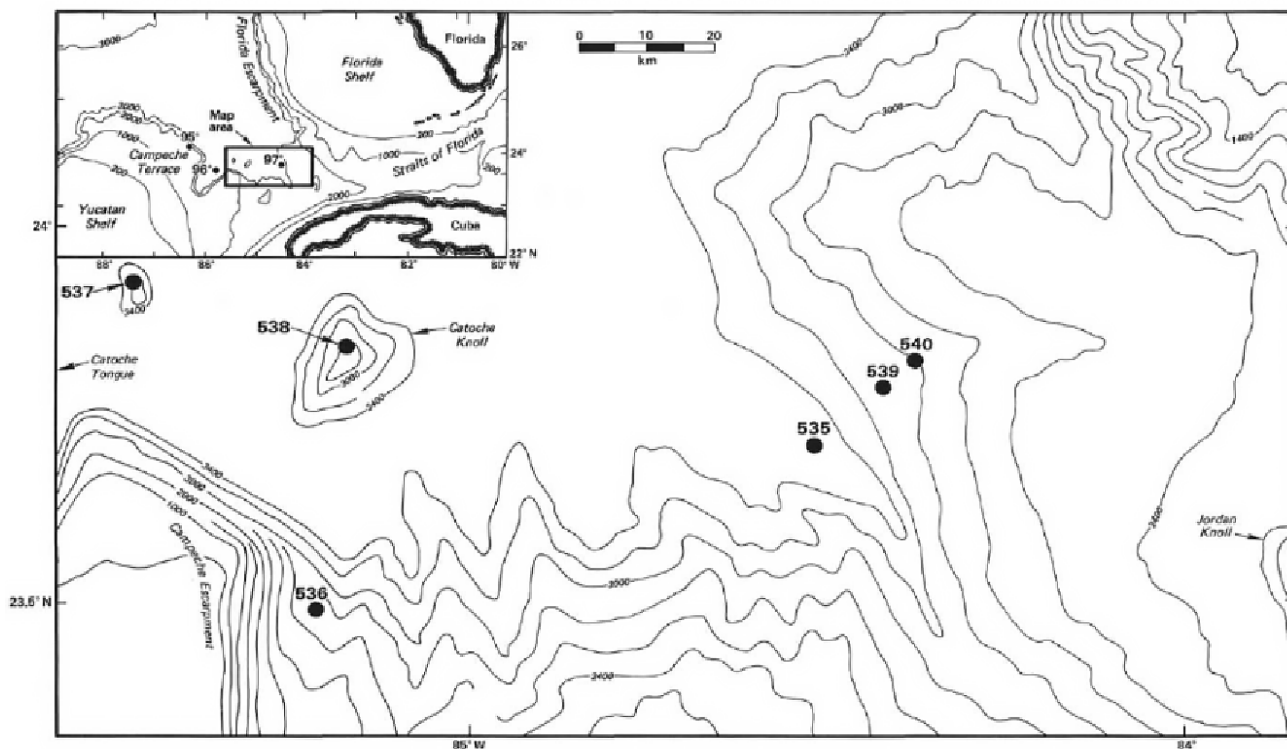


Рис. 9. Карта размещения скважин рейса 77.

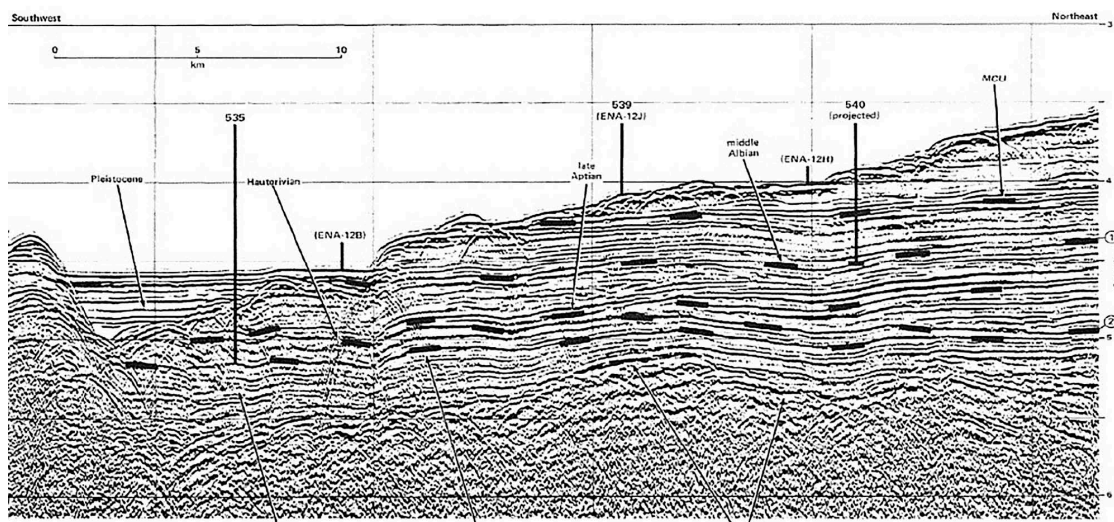


Рис. 10. Геофизический профиль с указанием расположения скв. 535, 539, 540 с сейсмостратиграфическими данными. Рейс 77.

Рейс 77. Скв. 540. Прошли свыше 1400 м разреза отложений кайнозоя и мела.

В разрезе скв. 540 выделяются следующие пакки (сверху вниз):

Вверху – 272 м – *плейстоцен – поздний палеоцен* – карбонатные ила и мел, известняки с прослоями пепла. В средней части разреза – отложения гравитационных потоков – 56 м – *поздний палеоцен – средний сеноман* – мелководный слоистый мел и галечный мел; гальки представлены мелководными обломками известняков, эти породы чередуются с интервалами 3-4 м слоистых песчано-конгломератных пород, в верхней части разреза содержат материал измененных вулканитов и известняков.

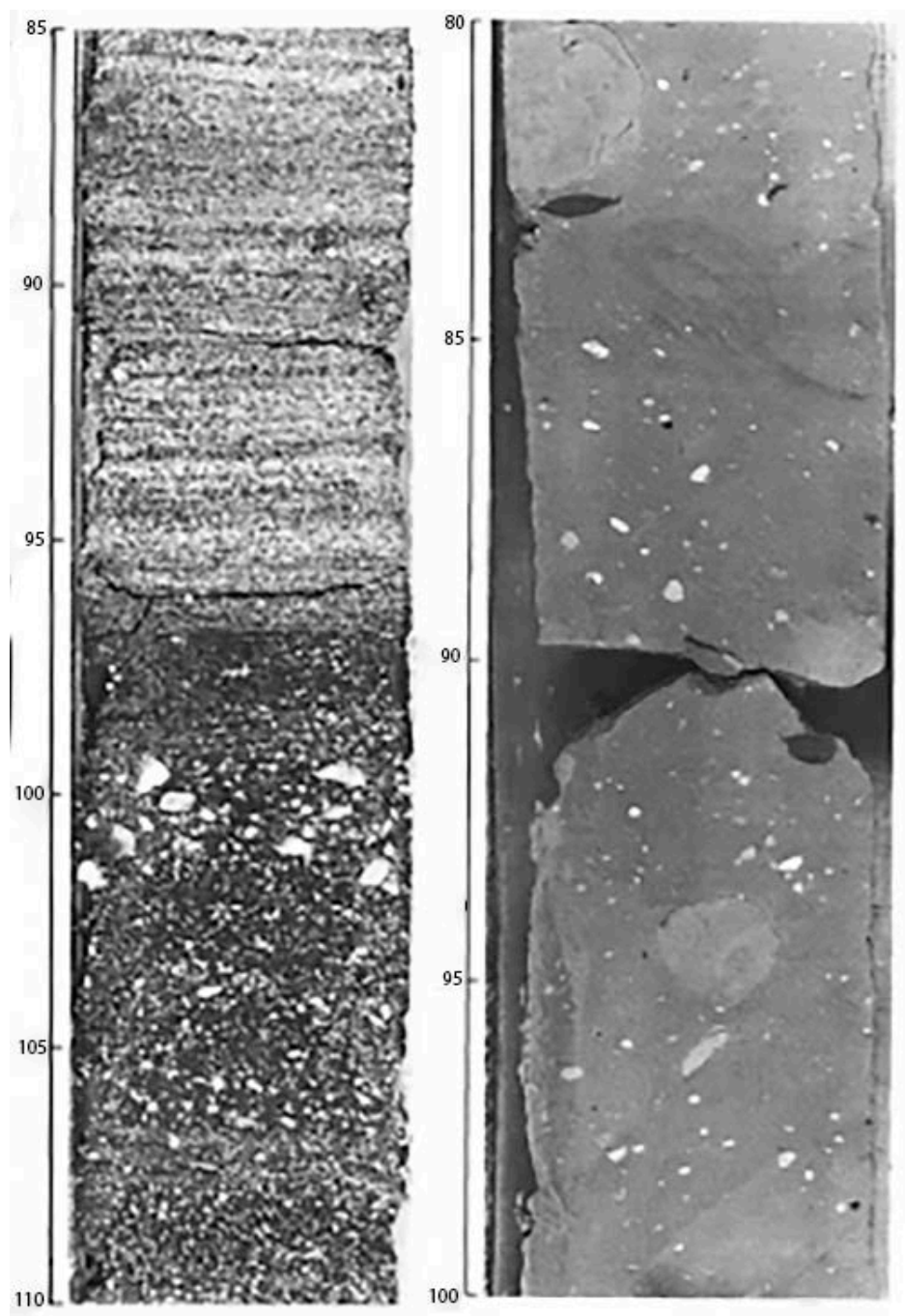


Рис. 11. Слева-светлые обломки известняков в вулканогенном песчанике. Справа – галечный известняк с плохо отсортированными обломками в микрозернистом известняковом матриксе. Скв. 540. Рейс 77.

Нижняя часть разреза – *нижний сеноман – средний альб* – 417 м – представлена известняками с прослоями углеродистых кремней, с мелководным детритом в основании.

Рейс 77. Скв. 537. Глубина 3133 м, Древнейшие осадочные породы: грубый аркоз – *нижний мел.*

Основание: метаморфические породы – *ранний палеозой.*

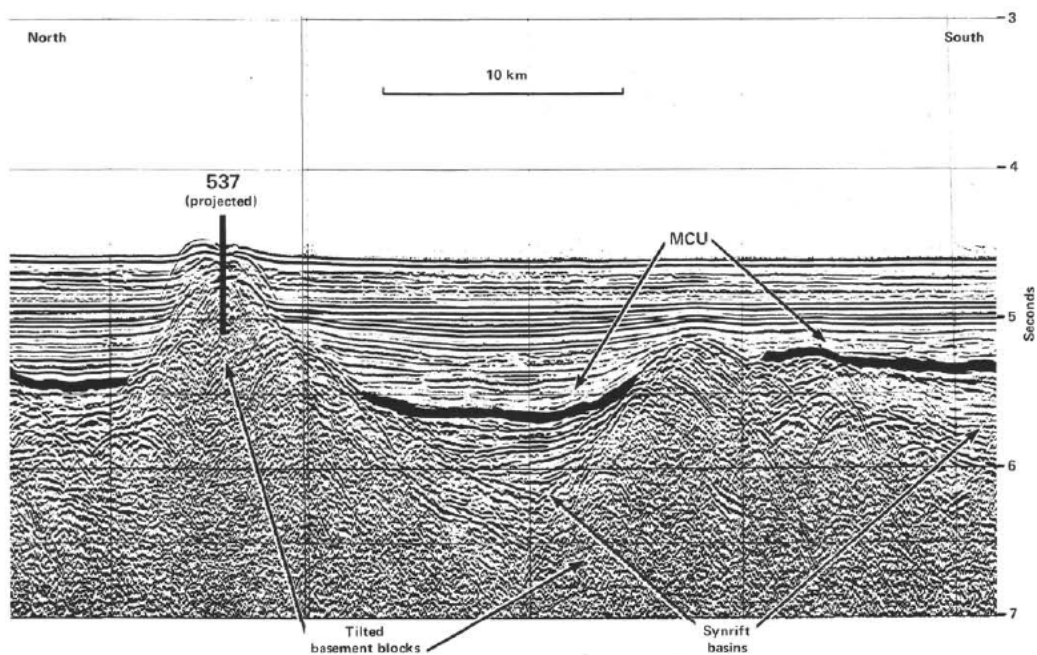


Рис. 12. Фрагмент сейсмического профиля района заложения скв. 537 с показом мелового несогласия. Рейс 77.

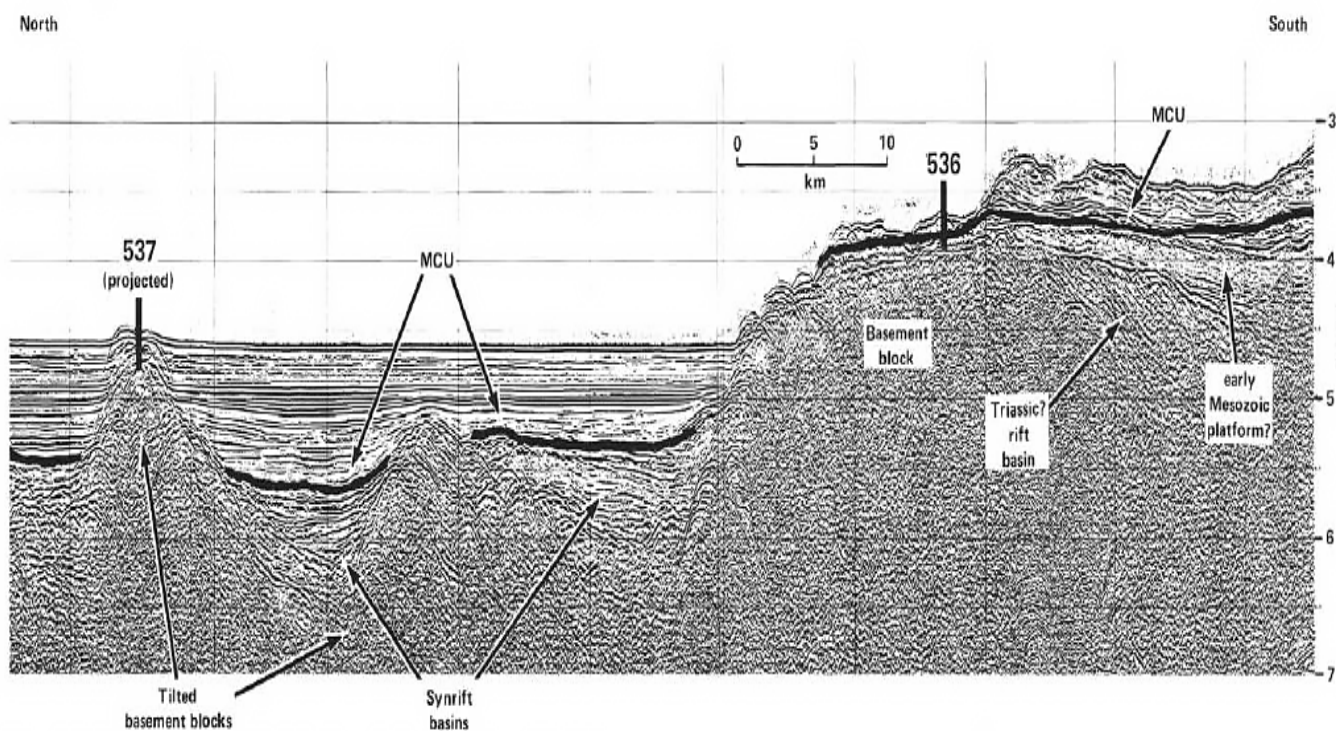


Рис. 13. Сейсмический профиль района скв. 536-537. Рейс 77.

Пачка 3 – 149, 8-168, 5 м – *берриас* – мелководные доломиты, аркозовые песчаники, и доломиты.

Пачка 4 – 168, 5-197, 0 м – *берриас* – аркозовые песчаники и конгломераты палево-красно-розовые, серовато-красные до слабо красных, серые и белые. Они бесструктурны, плохо отсортированы; размер зерен – от песчаных до галек. Субугловатый кварц, полевой шпат, красные и белые породные фрагменты – обычный состав детрита. Встречаются также кирпично-красные порфиры, фрагменты

гранита, филлиты и интенсивно выветрелые породы основного состава. Присутствуют тонкие прослойки глины. В обломках порфиров основная масса изменена. Полевой шпат превращен в глину. Считается, что песчаники пачки 4 сформировались в аридных или полуаридных условиях. Породы пачки 3 – песчаные доломиты и аркозовые песчаники – свидетельствуют о смене условий осадконакопления с учетом присутствия в них фрагментов растений и угля, пыльцы и спор, обломков раковин остракод и пелеципод.

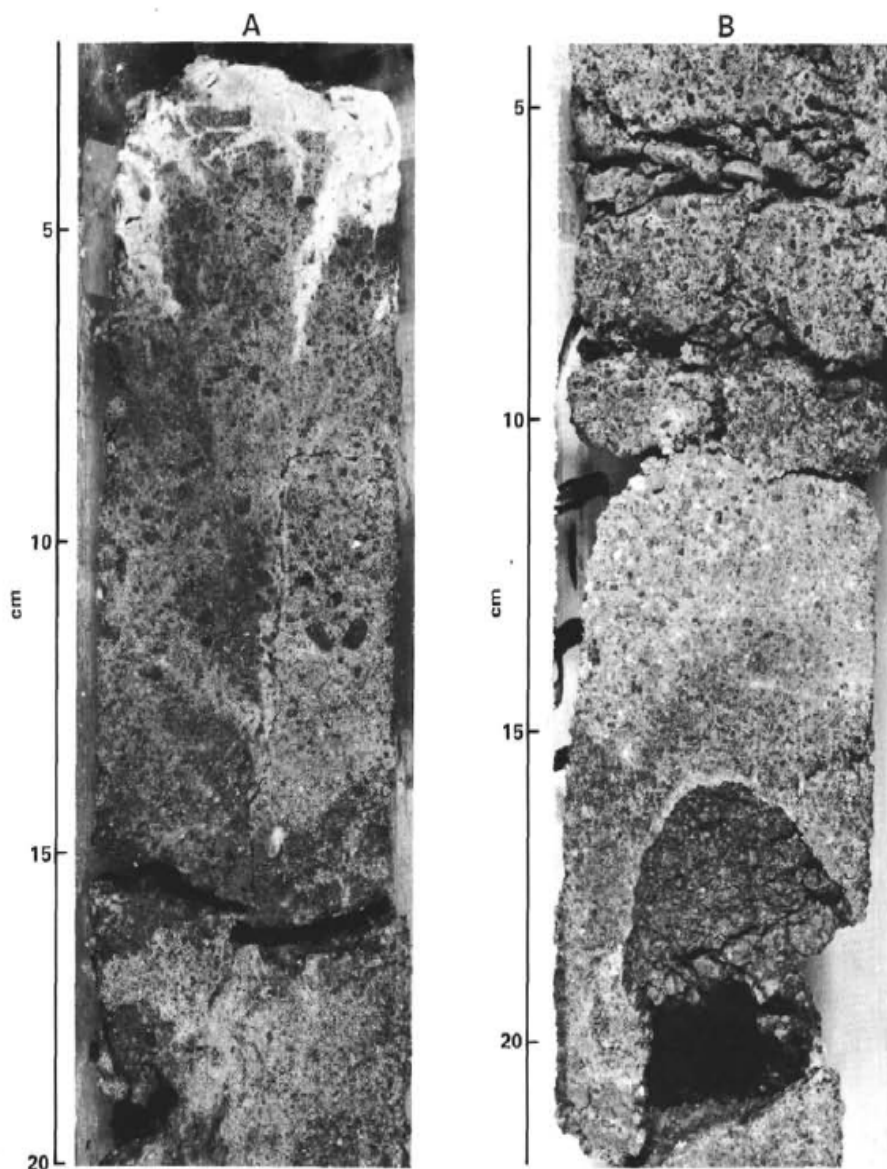


Рис. 14. А – аркозовый песчаник минерализованный (вверху-белое); В – аркозовый конгломерат. Скв. 537.

Рейс 77.

Пачка 5 – 197-216 м – кембрий – ордовик? – сложена коричневато-серыми филлитами. Трещины со светло-коричневато-серыми изменениями обычны.

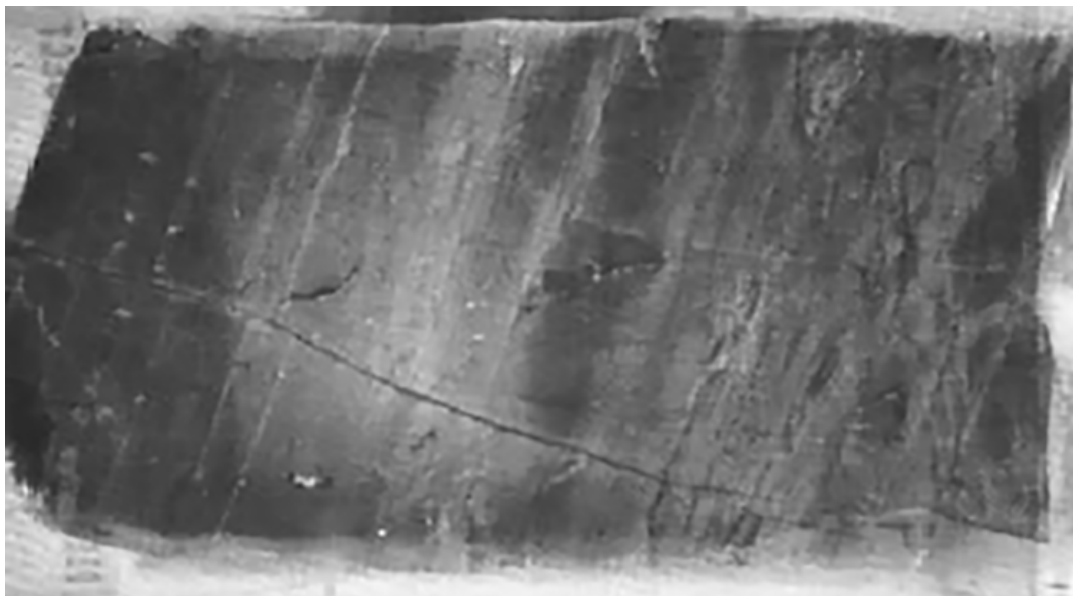


Рис. 15. Филлит пачки 5. Скв. 537. Рейс 77.

Далее приводятся краткие характеристики основания разрезов относительно южной и северной частей океана.

Северо-западная континентальная окраина Африки, пассивно-окраинная часть Марокко. Основание осадочного разреза: песок, гравий и илистая брекчия – *поздний триас – ранняя юра*. Метаморфическое основание: гнейсы (*палеозой?*). Серо-красный плохо отсортированный галечно-иловый песок, гравий и илистая брекчия. Плохая отсортированность материала, выветрелость обломков гнейса, грязевой матрикс пород свидетельствуют о том, что пачка 4с - является коллювиально-аллювиальным покровом на нижележащем гнейсовом основании. Отложения формировались в гумидных условиях равнинного рельефа, образованного в результате глубокого выветривания метаморфического основания и формирования мощной, обогащенной глиной коры выветривания.

Восточно-Гренландская окраина. Внешняя часть Восточно-Гренландского шельфа. Разрез разделен на две пачки: верхнюю – *квартер* – гляциогенных отложений и нижнюю – *нижний олигоцен – верхний эоцен* – смесь вулканокластических и кремнекластических отложений, представленных силикатными песками и илами с прослоями кремнистых песков. Предполагается, что подъем уровня воды и быстрое погружение происходили в *середине эоцена*. Осадки содержат красно-коричневые конгломераты, брекчии, песчаники, аргиллиты и туфы. Отсутствие морских фоссилий, присутствие растительных фрагментов и красных кор выветривания (не переотложенных) четко доказывает, что пачки базальтовых лав формировались вне морских, субэральных условиях. Аллювиальные осадки идентифицируются по фрагментам древесины и характеру слоистости

Северо-западное окончание террасы Кампече (северо-западнее Кубы). В средней части разреза – отложения гравитационных потоков – 56 м – *поздний палеоцен – средний сеноман* – мелководный слоистый мел и галечный мел; гальки представлены мелководными обломками известняков, эти породы

чередуются с интервалами 3-4 м слоистых песчано-конгломератовых пород, в верхней части разреза содержат материал измененных вулканитов и известняков.

В приведенных примерах меняется время формирования основания разрезов, но остаются неизменными: мелководные и гидродинамические, гравитационные, аллювиальные, коллювиально-делювиальные условия формирования осадков - продуктов разрушения пород сопредельных структур.

Плато и поднятия.

Плато и поднятия по данным глубоководного бурения могут быть подразделены на три группы. Первая группа поднятий располагается в северной и северо-западной Атлантике - плато Воринг и Рокколл, Фареро-Исландский порог и Исландское плато. Особенностью этих плато и поднятий является третичный возраст базальтов провинции Туле. В плато и поднятиях, так же, как и в пределах континентальных покровных базальтах, проявлено несогласие между базальтами и над базальтовой пачкой осадков. Покровные базальты в пределах плато и поднятий формировались в наземных условиях. Вслед за формированием базальтов, до отложения над базальтовых слоев, они подверглись процессам субаэрального выветривания.

Вторая группа поднятий - запад Атлантики: Бермудское, Рио Гранде, Сеара формировались намного раньше. В них возраст над базальтовых отложений - *ранний мел.* Эти отложения так же, как и в поднятиях северо-запада Атлантики отделены от базальтов основания несогласием и присутствием в базальных горизонтах обломочного материала, представленного базальтами, в различной степени подвергшихся процессам выветривания.

К третьей группе поднятий, расположенных на западе Атлантики в наиболее южной – при антарктической части, может быть отнесено Фольклендское плато, в пределах которого по результатам бурения не вскрыто базальтовое основание, а породы зоны каолинового выветривания *оксфорд – средняя юра* налегают на метаморфические кристаллические докембрийско-нижнепалеозойские гнейсы. Такого же типа взаимоотношения отмечены и в пределах приафриканской континентальной окраины, в уступе Эль Джадида плато Мазган. История седиментации Фольклендского плато начинается в *поздней-средней юре* осадконакоплением в условиях мелководного бассейна. *Средний-ранний альб-средний маастрихт* - седиментация в распространяющемся и в углубляющемся морском осадочном бассейне. *Ранний-средний эоцен-поздний маастрихт* - перерыв и несогласие, имеющие почти глобальное распространение. *Поздний-средний эоцен-ранний миоцен* - широкое распространение эрозионных перерывов с накоплением остаточных продуктов и интенсивной седиментацией биогенного

карбоната и кремнезема. *Неоген-квартер* - нарастающее проседание бассейна и пелагическое осадкообразование.

Принципиально важно подчеркнуть знаковость и продолжительность перерыва между базальтами и перекрывающими их отложениями. Такой перерыв занимает продолжительный промежуток времени между формированием базальтов - покровных наземных фаций базальтов и перекрывающими их отложениями - несогласие К/Т. Длительность этого перерыва охватывает как минимум *палеоцен* и в это время, скорее всего, происходят процессы также покровного наземного выветривания базальтов и только после этого - дифференциальные тектонические движения формируют «сегодняшний» рельеф подводных плато и поднятий. Важно при этом подчеркнуть относительную близость? синхронность проявления формирования плато базальтов континентальных провинции сопредельных с окраинами Атлантики - Туле, Парана, Карру. Можно с учетом этого предполагать, что окраинно континентальные провинции плато базальтов являются своеобразными «откликами» проявления на окраинах континентов формирования покровных океанических базальтов.

Рейс 38. Норвежско-Гренландский бассейн, 1974. Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, Washington (U. S. Government Printing Office), 1256 p. //doi:10. 2973/dsdp. proc. 38. 1976.

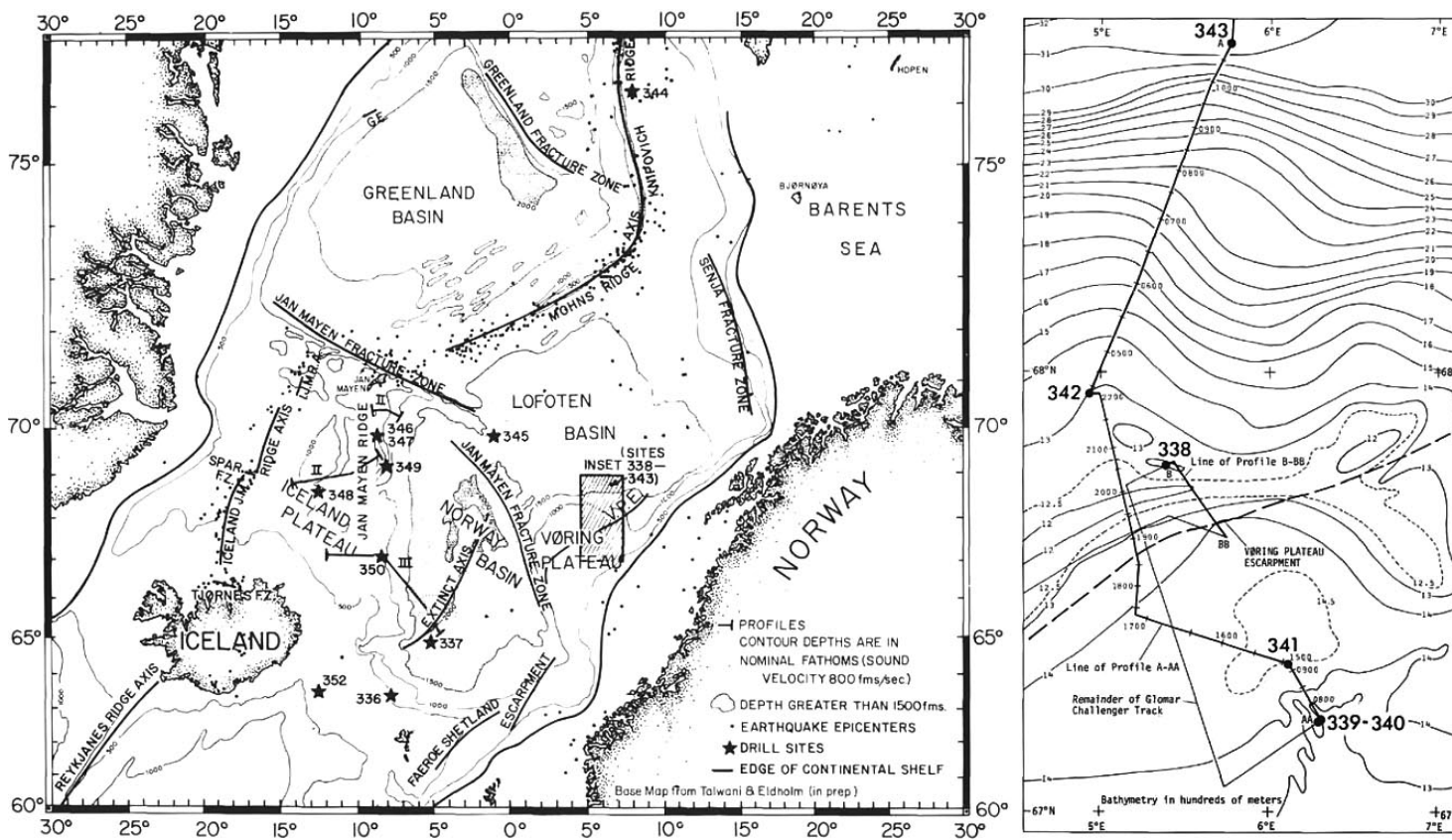


Рис. 16. Схема размещения скважин рейса 38. Условные обозначения на рис. слева (сверху вниз): профили контуров глубин; глубины, большие чем 1500 м; эпицентры землетрясений; буровые скважины; граница континентального шельфа.

Рейс 38. Скв. 343. Плато Воринг, северное подножие. Глубина – **3131 м.** Осадочные породы основания разреза: алевро-глины, чередование глауконитовых, известковистых, песчаных разновидностей – *нижний эоцен*. Вулканические породы основания разреза: базальты. Базальты очень сильно изменены. В скв. 338-343, кроме фораминифер, обнаружены остатки пелеципод, гастропод, морских ежей и рыб, а также споры, пыльца, термально измененные остатки наземных растений, свидетельствующие об эрозии верхнемеловых дельтовых или лагунных находений, возможно, содержащих угольные прослойки, имевшиеся в *эоцене* в пределах плато Воринг.

Рейс 81. Плато Роколл, 1984. Roberts, D. G., Schnitker, D., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 81: Washington (U. S. Govt. Printing Office) //doi:10. 2973/dsdp. proc. 81. 1984.

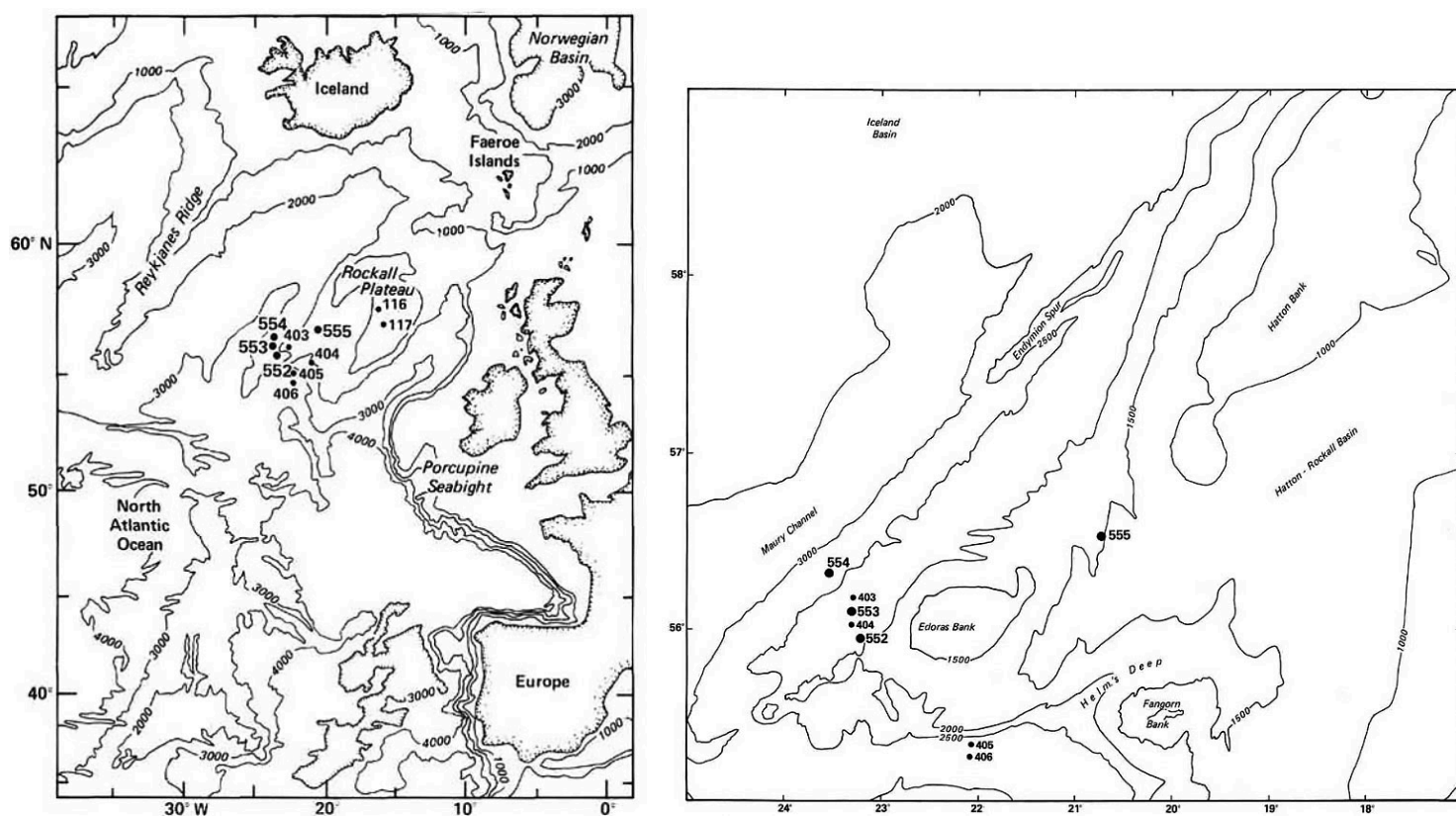


Рис. 17. Карты размещения скважин рейса 81.

Рейс 81. Скв. 554. Глубина **2584 м.** Основание осадочного разреза – *ранний эоцен* – туфоогенный мергель. Вулканическое основание: базальтовые лавы.

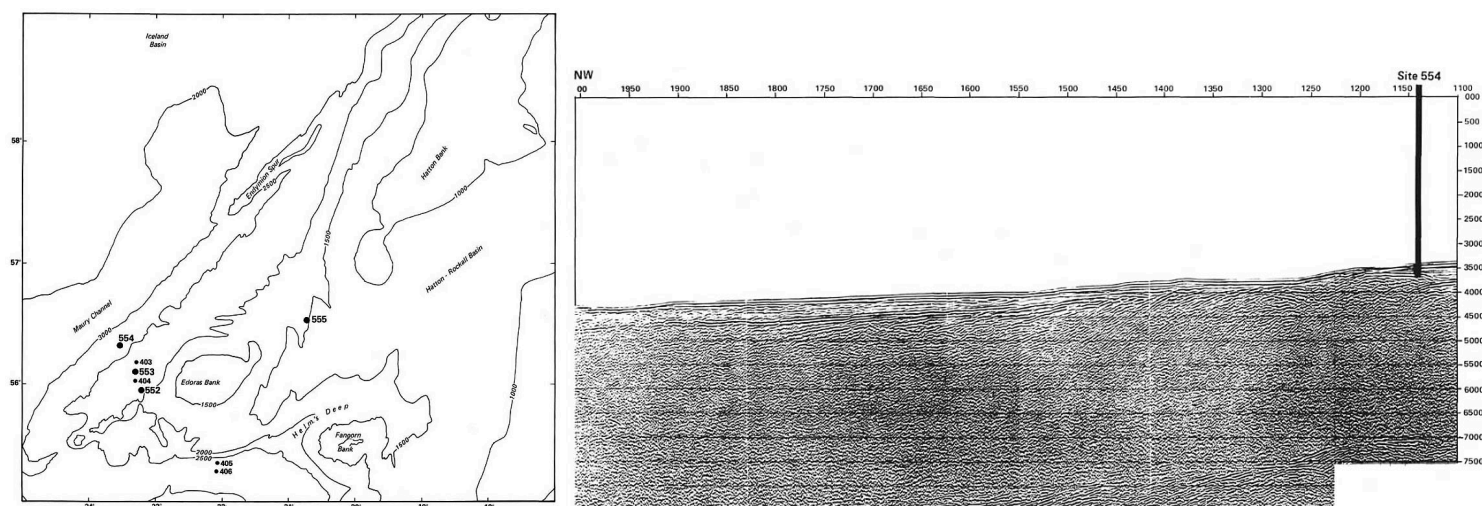


Рис. 18. Слева – батиметрия района заложения скв. 554; справа – сейсмический профиль района заложения скв. 554.

Пачка 5 – *возможно ранний эоцен* – вулканогенные конгломераты и вулканогенные песчаники, чередующиеся с потоками лав. В верхней части разреза пачки – горизонт мелко галечных конгломератов с округлыми желто-коричневыми гальками базальтов и интенсивно измененных базальтов. Контакт с подстилающими палево-коричневыми измененными базальтами резкий и считается, что он эрозионный, а конгломераты представляют собой отложения трансгрессивного прибрежного пляжа или очень мелководные морские отложения, формировавшиеся под действием морских волн. Некоторые песчаники проникают глубоко в трещины в базальтах; иногда обломки базальтов размером до 25 см присутствуют в песчаниках.

Рейс 81. Скв. 555. Глубина 1669 м. Скважина находится между банками Хаттон и Эдора, в 160 км от скв. 554.

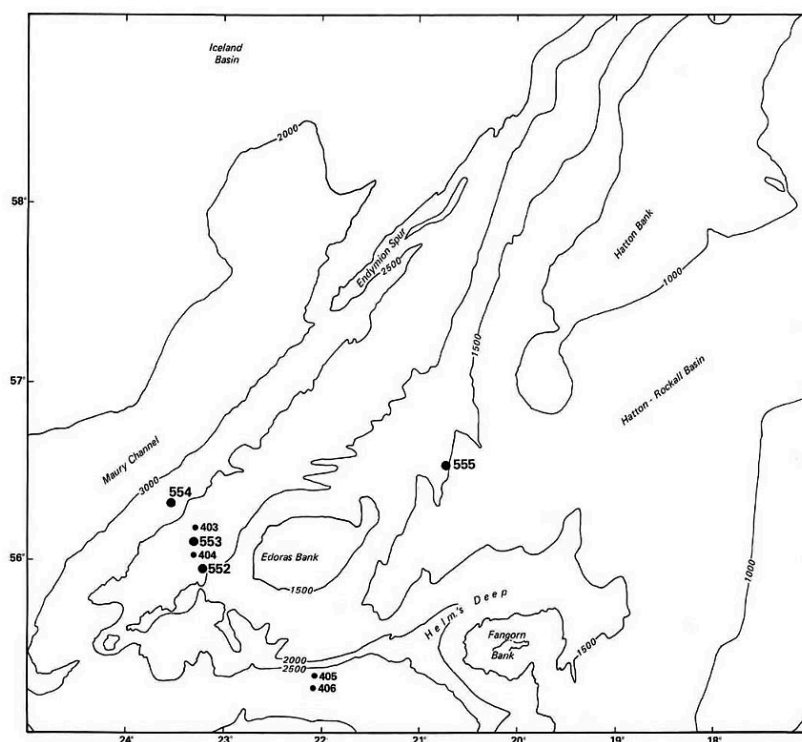


Рис. 19. Положение скв. 555 в пределах плато Роколл.

Основание осадочного разреза: – *поздний палеоцен* – слюдистые алевролиты и аргиллиты. Вулканическое основание: базальты.

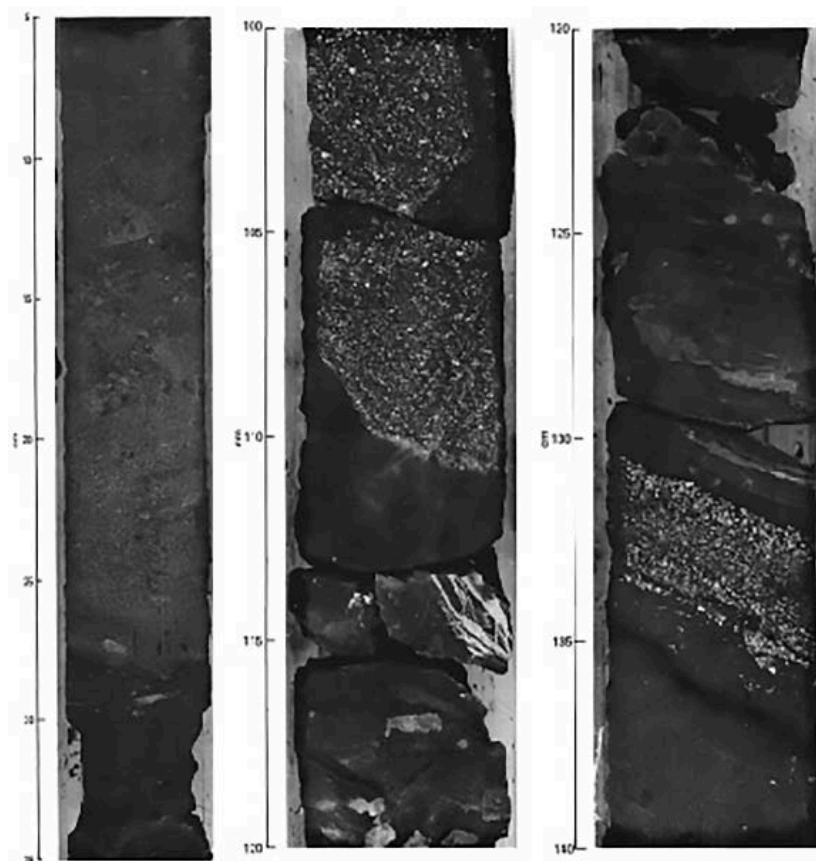


Рис. 20. Прослой вулканических песчаников в пачке 3. Рейс 81.

Пачка 4 – 672, 3-964, 0 м – *ранний эоцен – поздний палеоцен* – базальтовые потоки и гиалокластиты чередуются с прослоями вулканических и лапиллиевых туфов и делятся на части, которые различаются количеством вулканогенно-осадочных пород. В основании пачки 4 присутствуют обломки измененных базальтов. В терригенных фациях пород, различающихся широкими вариациями в размерах зерен и плохо сортированных, присутствуют кварц (20-40 %), полевой шпат и слюда (10%). В нижней части разреза присутствуют обрывки растений и раковины. Красные почвы (redbed) возможно субаэрального происхождения наблюдались в керне скв. 336 и 345. В скв. 345 они образуют вертикальную последовательность выветрелых базальтов и брекчий или обломков (rubble). В скв. 336 в пределах Исландско-Фарерского плато, они образуют 10-метровую последовательность различного состава – чередующихся интервалов выветрелых и осадочных образований. Отмечено, что образование брекчий обусловлено скорее процессами выветривания, чем процессами интрузивной минерализации. Отмечается, что секвенция красных почв (скв. 336) формировалась на месте выветривания базальтового основания и может представлять латеритную палеокору выветривания (paleosol), аналогичную тем

корам выветривания, которые и сегодня формируются на базальтах. Латеритные коры выветривания (скв. 336 и 345) формируются в *палеоцене*, хотя точное время их формирования не изучено. В Северной Атлантике при мощности 60 м такие коры обнажены в платобазальтах с возрастом 60 млн. лет на плато Антрим Северной Ирландии, где также датируются *палеоценом* или *ранним эоценом*. Таким же возрастом могут быть датированы красные гетитовые базальтовые брекчии скв. 345, как и в скв. 336.

Рейс 39. Скв. 357. Поднятие Рио Гранде. Глубина – 2086 м.

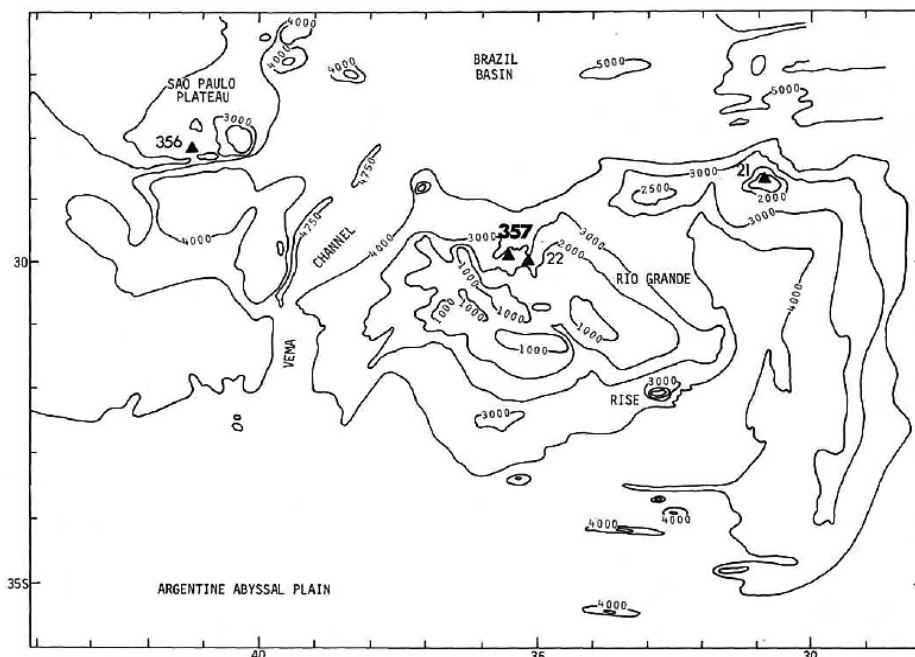


Рис. 21. Место заложения скв. 357 на поднятии Рио Гранде. Рейс 39.

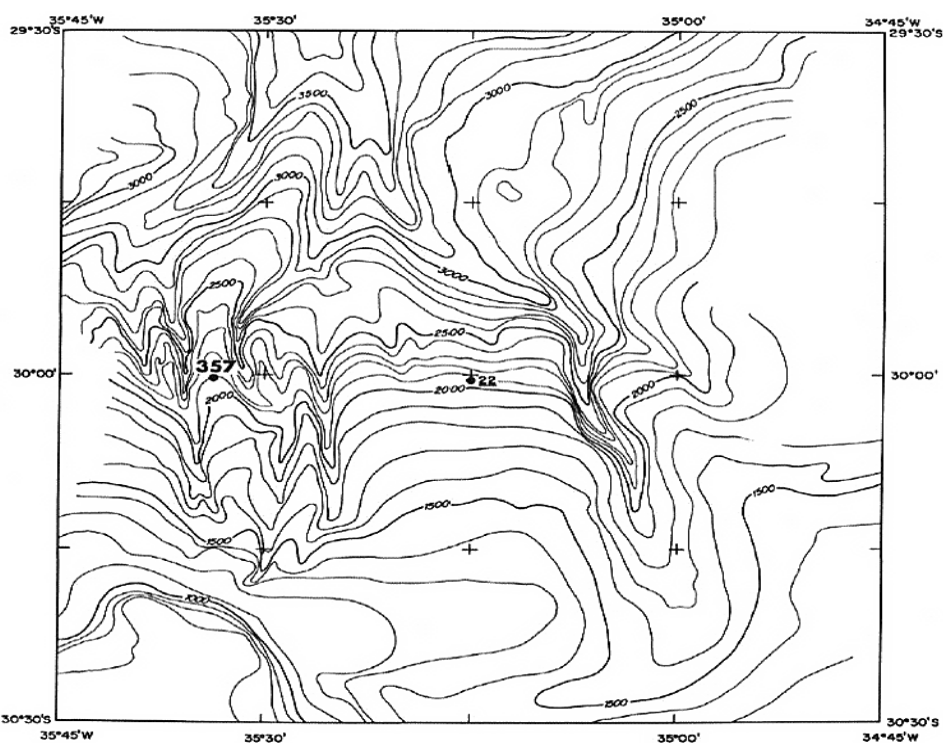


Рис. 22. Глубины и рельеф в месте заложения скв. 357. Отметить отчетливо выраженные формы рельефа с возможными элементами речных долин.

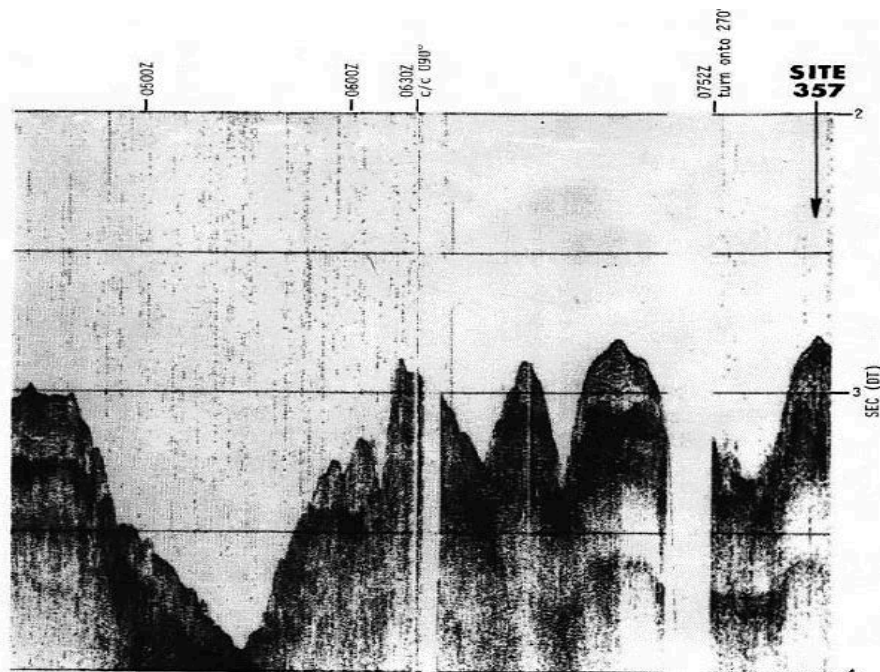


Рис. 23. Геофизический профиль в районе заложения скв. 357. Рейс 39.

Пробурено 797 м осадочного разреза в северном окончании поднятия Рио Гранде. Большую часть разреза образуют пелагические известковистые илы, мел и известняк. Силикатные компоненты преобладают только в среднем и нижнем эоцене. Терригенные компоненты редко встречаются в верхней части разреза и получают широкое распространение в *сантоне* и в верхней части *верхнего кампана* в части разреза мощностью 125 м. Характерно присутствие в разрезе 15 м аллохтонных вулканических брекчий, указывающих на мелководные условия осадконакопления в *эоцене*. Несогласия отмечены в *кампана* и по границе мел-третичные отложения. Важное несогласие включает большую часть *палеоцена* и *нижний эоцен*. В основании пачки вулканических брекчий расположен горизонт 5 см силикатных известняков с фрагментами вулканического стекла. Главными компонентами брекчий являются обломки базальтового вулканического стекла, обломки пород и фоссилий. Присутствие в цементе брекчий красных водорослей, раковин двустворок и гастропод показывает, что материал брекчий формировался в мелководных условиях вблизи источника вулканогенных компонентов. Фрагменты миндалекаменных базальтов изменены – превращены в глины.

Относительно кратко охарактеризованных плато и поднятий необходимо отметить следующее. В пределах плато Воринг и Роколл Северной Атлантики, также как и для континентальных окраин, в основании разрезов, датируемых *эоценом*, выявлены отложения, формирующиеся в мелководных и динамических условиях, наряду, с субаэральными выветрелыми базальтами. То же отмечено в основании разреза поднятия Рио-Гранде (глубина 2086 м). Время формирования в мелководных условиях, так же, как и для континентальных окраин – *верхний мел*.

Абиссальные равнины и котловины.

В пределах абиссальных равнин над базальтовые осадки датируются преимущественно ранним мелом- *маастрихт- кампан*. По данным сейсмического профилирования вулканическое основание абиссальных равнин в отличие от флангов Срединно-Атлантического хребта (САХ) полностью перекрыто пелагическими осадками. Рельеф абиссальных равнин скрытый под осадочным чехлом, как и в пределах флангов САХ, по данным сейсмического профилирования имеет характер «хребет-бассейн», но время формирования такого рельефа в отличие от САХ более раннее - *до раннемеловое*. В основании над базальтовых отложений, как и в пределах флангов САХ, вскрываются карбонатные брекчии с – обломками выветрелых базальтов. По времени становления от абиссальных равнин запада Атлантики отличается приафриканская абиссальная равнина Гамбия, в пределах которой возраст над базальтовых не карбонатных, а терригенных отложений заметно древнее - *окфорд – киммеридж*. Но и здесь, в этом случае, над базальтовая пачка пород также содержит обломочный материал нижележащих базальтов, возраст которых *до позднеюрский* и по времени проявления относительно близок к покровным базальтам формации Карру. Базальты абиссальных впадин западной Атлантики по времени проявления близки к базальтам Параны. Различия западно – и восточно-атлантических окраин подчеркивают асимметрию как строения океана, так и истории его развития. При этом общими для этих окраин являются перерыв между вулканическим основанием и перекрывающими его неритовыми и терригенными осадками, содержащими обломочный материал базальтового состава, так же, как и на флангах САХ, уже подвергшегося окислительным изменениям (выветриванию) до момента отложения обломочного базальтового материала в над базальтовые отложения. Важно подчеркнуть, что в пределах абиссальных равнин, так же, как и на флангах САХ, формирование рельефа этих структур происходило после того, как покровные базальты подверглись окислительным изменениям (выветриванию) и обломочный материал этих измененных базальтов в виде склоновых отложений – талуса - скатывался в карбонатные отложения бассейнов, которые формировались между базальтовыми хребтами.

Рейс 43. Северо-Западная Атлантика, 1975. Tucholke, B. E., Vogt, P. R., et al., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 43: Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.43.1979.

Рейс 43. Скв. 387. Глубина **5293 м**. Скважина расположена на расстоянии 220 км от окраины Бермудского поднятия.

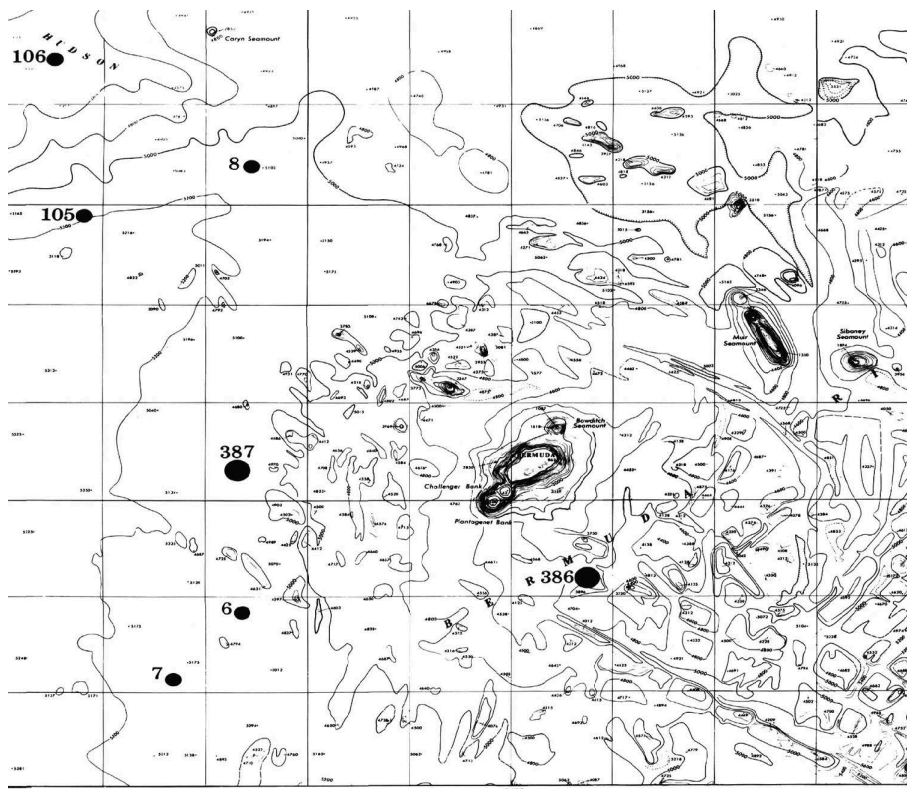


Рис. 24. Карта размещения скв. 387. Рейс 43.

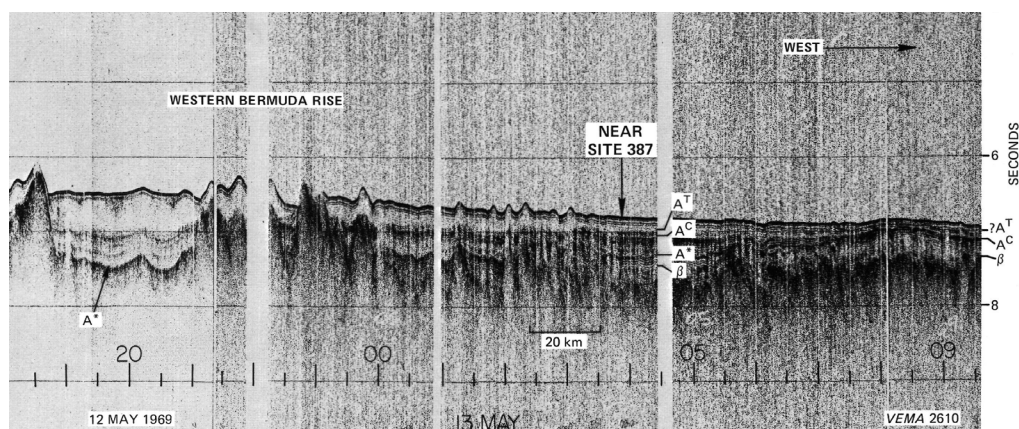


Рис. 25. Сейсмический профиль района заложения скв. 387. Рейс 43.

Пачка 7 – 190-208 м - известняки *баррем – ранний валанжин*. В основании измененные базальты с фрагментами красно-коричневого глинистого материала. Характерна брекчированная поверхность и присутствие в жилках карбонатного материала

В скважине 383, расположенной в пределах абиссальной равнины Сомы, надбазальтовая пачка 2 - биокластические известняки (202-324, 8 м) – *баррем – ранний альб, до раннего апта* – грубозернистые карбонатные илы со скелетными обломками; плохо отсортированные со сломанными и целыми окаменелостями. Присутствует разнообразная фауна и флора, включая рудисты, пелециподы,

гастроподы, морские ежи, остракоды, фораминиферы, кораллы, красные водоросли. Биокластические известняки перекрывают высоко миндалекаменные выветрелые базальты. Данные изотопии кислорода свидетельствуют о смешении морской воды с дождевой водой в периоды субаэрального обнажения.

Рейс 149. Иберийская абиссальная равнина, 1994. Sawyer, D. S., Whitmarsh, R. B., Klaus, A., et al., 1994. Proc. ODP, Init. Repts, 149: College Station, TX (Ocean Drilling Program), //doi:10. 2973/odp.proc.ir.149.1994.

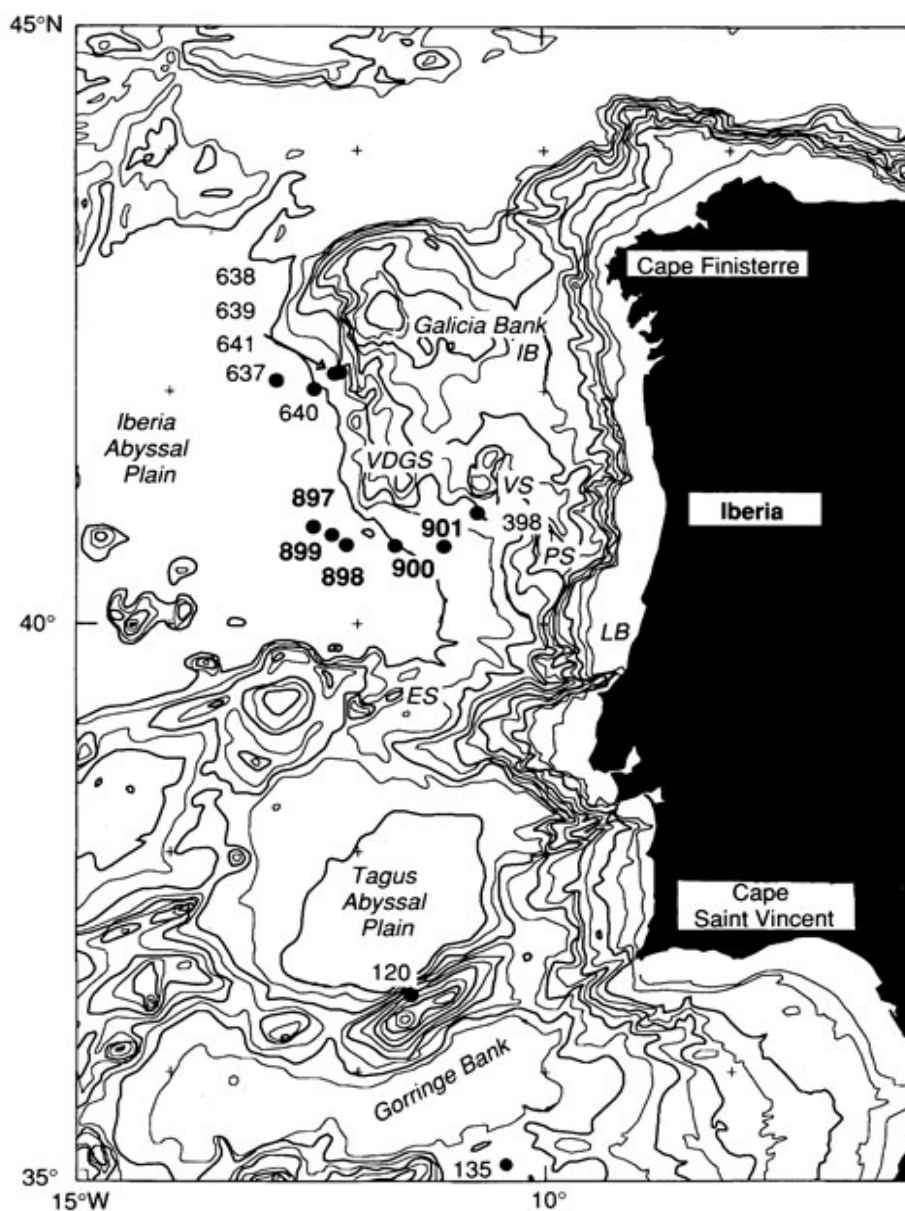


Рис. 26. Карта размещения скважин рейса 149.

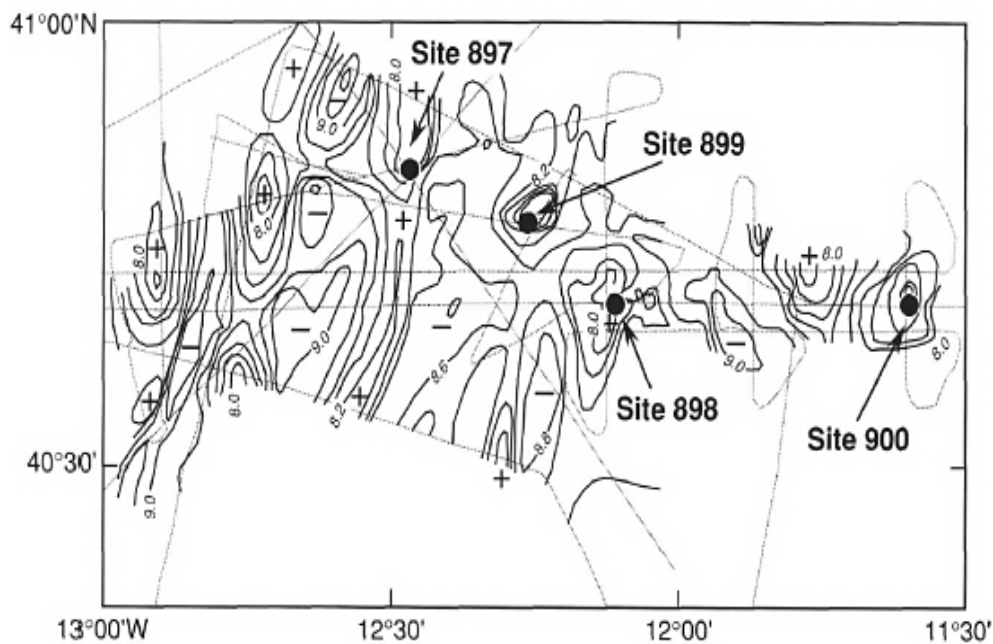


Рис. 27. Размещение скважин рейса 149 на карте батиметрии.

Рейс 149. Скв. 897. Глубина – 5320 м. Состав осадочного разреза скв. 897, вскрытого в скважинах 897А, 897С, 897Д, включает около 700 м осадков от плейстоцена до раннего мела, перекрывающих серпентинизированные перидотиты неизвестного возраста.

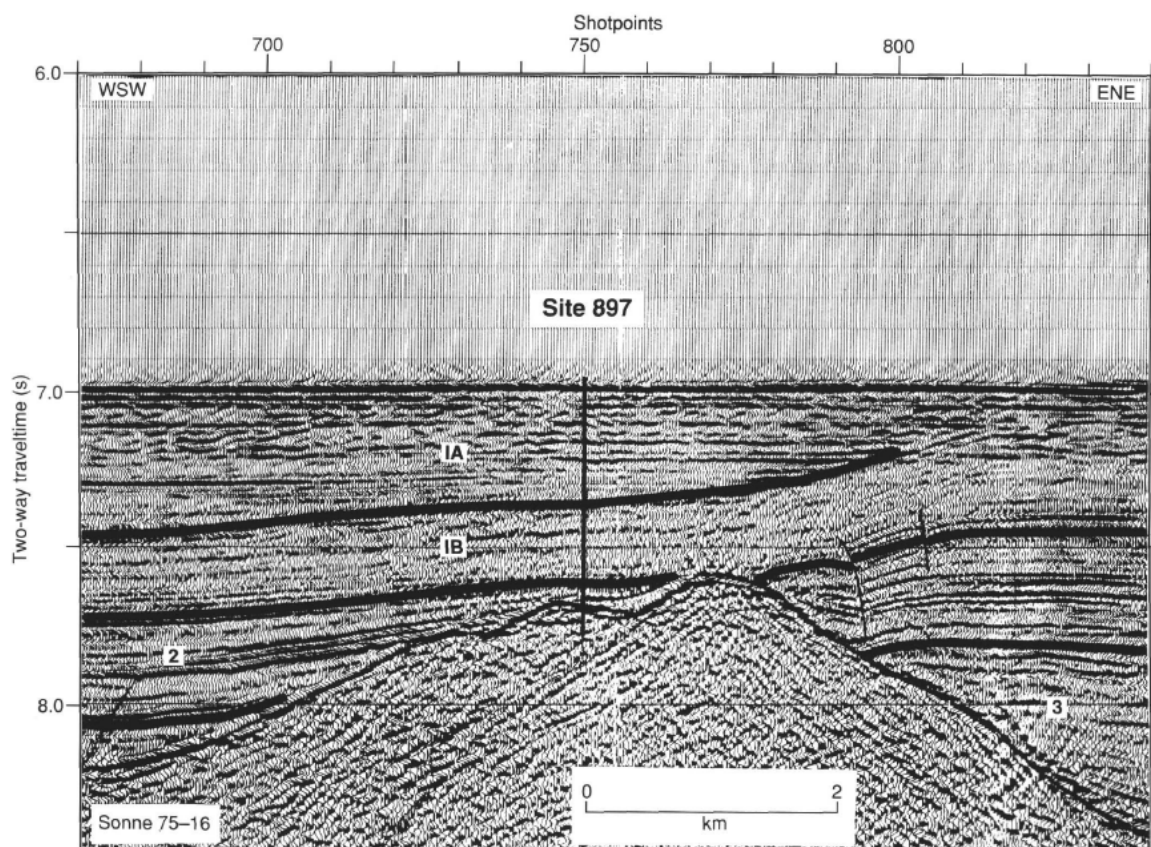


Рис. 28. Сейсмический профиль района заложения скв. 897. Рейс 149.

Пачка 2 – 292-619, 7 м – *ранний плиоцен – поздний миоцен* – нанофосильные кремнистые аргиллиты, турбидиты гемипелагического/пелагического происхождения.

Пачка 3 – 619, 7-639, 4 м – возраст *условно* принимается как *средний эоцен – поздний апт.* Подразделяется на две единицы.

За (выше перидотитов) содержит монотонную последовательность аргиллитов – темно-красно-коричневых, средне- и светло-коричневых,

Зв – песчаные аргиллиты, мелко-, средне- и грубозернистые, плохо отсортированные песчаники с базальным цементом, а также плохо отсортированные конгломераты.

Пачка 4 – 548, 7-677, 5 м – *поздний апт – готерив* – тонкослоистые аргиллиты и грубозернистые песчаники, доломиты, известняки с обломками перидотитов и мегаобломками перидотитов: тонкослоистые конгломераты (мелкогалечные) с очень грубозернистыми песчаниками – 10-110 м – очень плохо отсортированные богатые цементом конгломераты – галька (до 4 см) угловатая и субокруглая;

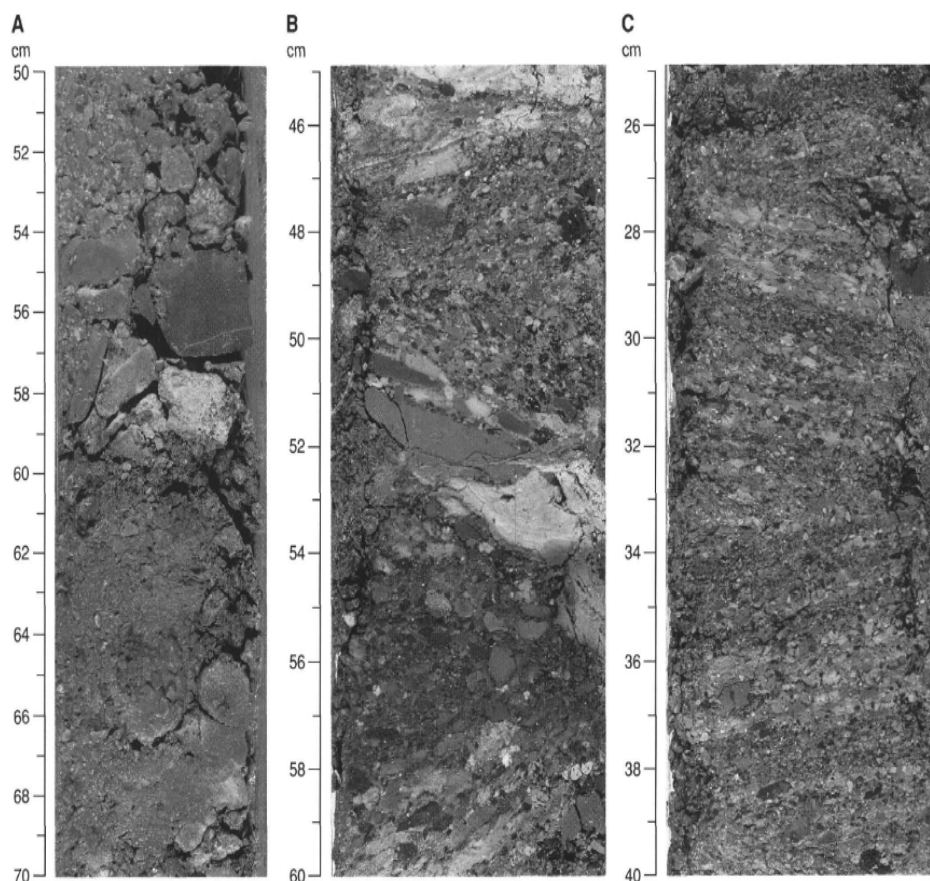


Рис. 29. Полимиктовые конгломераты основания пачки 3. **А** – очень плохо отсортированный конгломерат и грубозернистый песчаник. **В** – Гальки в грануло-песчаном матриксе. **С** – Грубозернистый песок с клиновидной слоистостью. Скв. 897. Рейс 149.

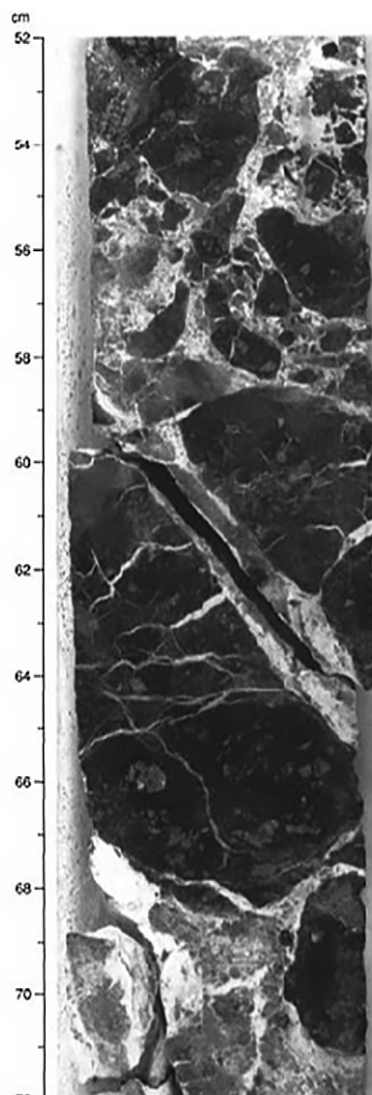


Рис. 30. Брекчия. Угловатые обломки серпентинизированного перидотита в кальцитовом или серпентинитовом матриксе. Скв. 897. Рейс 149.

Трансгрессивные отложения – около 150 м – *средний эоцен – поздний апт – поздний апт – готерив*. В основании относительно мелководные терригенно-карбонатные отложения, в том числе и конгломераты, известковистые песчаники, доломиты – около 130 м – *поздний апт – готерив*. Основание пачки 4 интерпретируется как тектонический меланж или осадочные отложения «массового потока».

Рейс 41. Приафриканская часть Северной Атлантики, 1975. Lancelot, Y., Seibold, E., et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 41: Washington (U. S. Government Printing Office), p. 1259 //doi:10. 2973/dsdp. proc. 41. 1978.

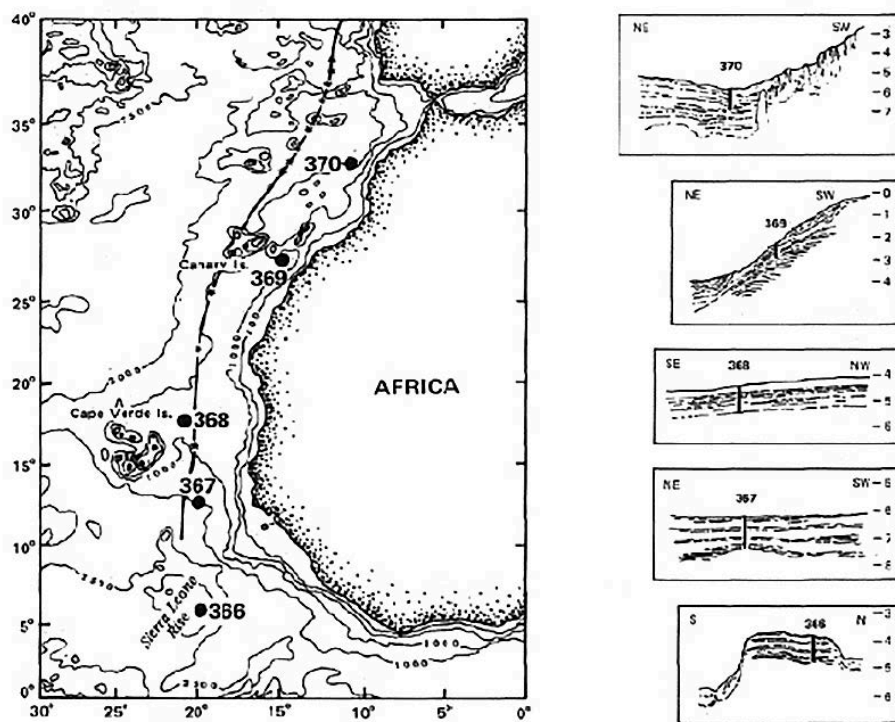


Рис. 30. Размещение скважин и схематические разрезы скважин рейса 41.

Скв. 367. Абиссальная равнина Гамбия, северо-восточная часть. Глубина – 4748 м.

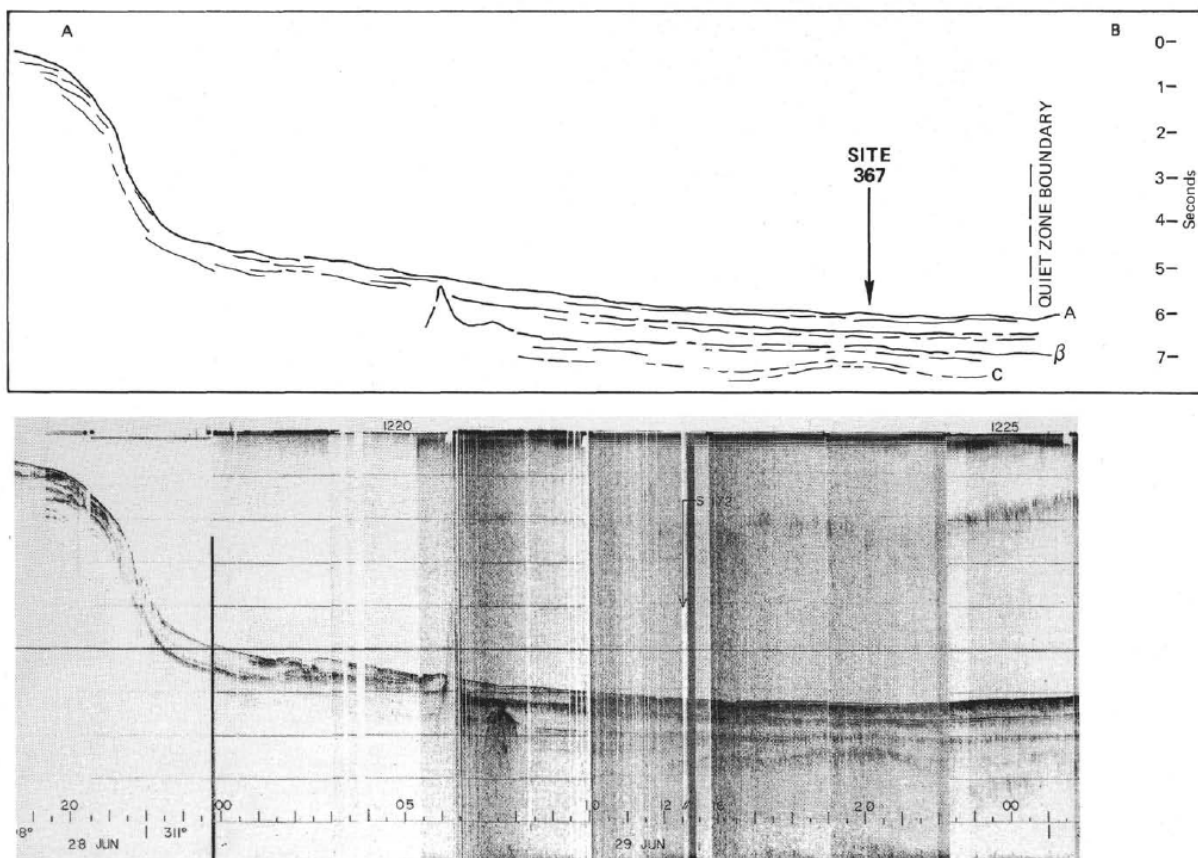


Рис. 31. Геофизический профиль места заложения скв. 367. Рейс 38.

Основание осадочного разреза: чередование красновато-коричневых глинистых известняков, мергелей, глин, кремней – *верхняя юра (киммеридж – оксфорд)*.

Вулканическое основание: базальт.

Пачка 6 – 108-1144 м – *не древнее окфорда – киммериджа* – красно-коричневые нанофоссильные известняки, глинистые известняки, кремни, глины, светло-коричнево-серые и темно-красно-коричневые. Известняки к основанию пачки становятся все более аргиллитовыми; редкие фораминиферы, спикулы губок, остатки морских ежей. Базальты черные афанитовые с жилками кальцита. Измененные угловатые обломки перекрывающих осадков, присутствуют в верхних 10 см миндалекаменных базальтов. Обломки измененных базальтов присутствуют в вышележащих осадках В базальтах стекло частично замещено палагонитом, хлоритом, селадонитом и карбонатом. Присутствие в разрезе *средней - поздней юры* тонких прослоев внутрикластических брекчий показывает, что гидродинамические условия осадконакопления были мелководными.

Срединно-Атлантический хребет (САХ) и его фланги.

Формирование САХ – процесс длительный, в котором можно выделить три стадии:

- «эмбриональную» стадию формирования хребтов, подобных северо-атлантическим хребтам-Книповича, Ян- Майен и Рейкьянес - относительно наиболее поздних в Атлантическом океане- *плейстоцен- плиоцен*;

- более зрелая стадия и еще более поздняя стадия - *голоцен-плейстоцен*- формирование в хребтах медианной – осевой долины, заполняемой так же, как и на флангах САХ обломочным материалом базальтов, а также кристаллических пород основания разреза коры океанов - габбро и перидотитами;

- завершающая стадия формирования хребтов представлена ареалами новейшего вулканизма в осевой части СОХ, с которой ассоциированы проявления гидротермальной деятельности и сульфидного оруденения. Такие участки расположены фрагментарно и характеризуются глубинами – до 4 и более км, и являются активными и сегодня.

С учетом материалов глубоководного бурения можно поставить под сомнение трактовку СОХ как рифтогенных структур еще и, в силу того обстоятельства, что они – СОХ - кардинально отличаются по составу вулканизма, строению и истории развития от континентальных рифтов, и оттого, вполне заслуживают их выделения в качестве глобальных структур, присущих исключительно современным океанам. В основании осадочного разреза абиссальных равнин, в основании разреза бассейнов, располагающихся между хребтами - находятся брекчии, сцементированные, в большинстве случаев, карбонатным неритовым цементом. В составе брекчий присутствуют как базальты, в той или иной мере подвергшиеся выветриванию, так и кристаллические породы, а также измененные габбро и серпентинизированные перидотиты. Такого рода брекчии рассматриваются, авторами описания керн,

как склоновые образования - талус. Исключительно тектонический характер брекчий определяется еще и тем, что в самих обломках пород не фиксируются какие-либо динамометаморфические, катакластические изменения. Если же обратиться к склонам медианных долин хребтов, то в большинстве пробуренных скважин на склонах и в основании ложа долин размещены те же брекчии, которые являются результатом смещения со склонов хребтов и медианных долин обломочных пород, сформированных в процессе дифференциальных и неоднократных смещений сейсмической природы. Из всего этого следует, что в процессе формирования рельефа океанического дна в пределах абиссальных равнин, осевых хребтов и медианных долин, преобладающим являются активный сейсмический режим, вызывающий процесс формирования обломочных брекчий. На сегодняшних картах сейсмичности Мира и Атлантического океана малоактивными или неактивными являются области абиссальных равнин, участки внутри и окраинно- океанических поднятий. Относительно карты сейсмичности Срединно-Атлантического хребта можно отметить, что преобладающее большинство эпицентров землетрясений в пределах хребта относительно мало - глубинны – около 20 км, что еще раз позволяет подчеркнуть отличие этого хребта от сейсмичности континентальных рифтов, так же, как и уже отмечавшуюся малоглубинность вулканизма и его толеитовый состав.

Противоположностью «срединным». хребтам океанов являются такие же линейные, но асейсмичные хребты Индийского океана (Найнтист, Брокен и др), асейсмичный Китовый хребет Атлантического океана. Из этого может следовать, что базовым признаком определения существа сейсмичных океанических хребтов является не их «срединность», а их сейсмичность. Все это позволяет по иному, трактовать природу их происхождения. Наиболее важно при этом отметить, что судя по данным бурения в пределах медианных долин, «заваленных» породами обломочного слоя «rubble layer» не происходит созидания океанической коры, а наоборот ее деструкция- тектоническое дробление и перемещение обломочного материала вниз по склонам медианной долины в ее осевую часть. То же происходит и в пределах абиссальных равнин, где в основании разреза бассейнов, формирующихся между хребтами, залегают склоновые брекчии, так же, как и СОХ образуются в результате воздействия тектонических движений, разрушающих хребты, по склонам которых происходит сползание вниз – в основании бассейнов - обломочных брекчий.

Все вышеприведенное позволяет считать, что:

- малоинформативный термин - «срединно-океанические» хребты, с учетом сведений глубоководного бурения, целесообразно в соответствии с их геодинамической сущностью определять как сейсмично - океанические хребты, являющиеся геодинамической противоположностью асейсмичных хребтам океанов;

- сейсмично- океанические хребты не являются структурами, где образуется океаническая кора; наоборот, это области тектонической деструкции – разрушения океанической коры;

- сейсмично-океанические хребты - полигенные в тектоническом отношении и полихронные во временном отношении структуры, которые в соответствии с особенностями и строения, и развития не

могут быть сопоставлены с кайнозойскими рифтами континентов ни по особенностям состава и строения, ни по особенностям тектоно-петрологическими, в частности:

а) в сейсмично-океанических хребтах проявлен исключительно мало глубинный толеитовый базальтовый вулканизм;

б) их развитие происходит в течение условно трех стадий во временном интервале *плиоцен-квартер*;

в) вначале океанический хребет формируется на относительно незначительных глубинах, затем происходит формирование медианной долины и синхронное обрушение стенок долины- формирование обломочного слоя (талус);

г) формирование на значительных глубинах (до 4 и более км.) осевой части долины с проявлением современного базальтового вулканизма центрального типа, гидротермальной деятельности и сульфидного оруденения продолжающиеся в ряде мест и сегодня.

Основным тектоническим процессом, определяющим формирование сейсмично-океанических хребтов является сейсмически активный процесс, со временем смещающийся от окраин континентов – абиссальных равнин к центральной части океана; при этом этот процесс не является конструктивным, а, наоборот, определяет долговременную деструкцию коры и мантии океанов на фоне ослабевающей со временем и все более локализованной тектонической активности.

Рейс 38. Норвежско-Гренландский бассейн, 1974. Talwani, M., Udintsev, G., et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38, Washington (U. S. Government Printing Office), 1256 p. //doi:10. 2973/dsdp. proc. 38. 1976.

Рейс 38 Скв. 344. Глубина – 2156 м, проходка – 414 м. Хр. Книповича, 16 км к востоку от оси рифтовой долины ближе к основанию восточного склона рифтовых гор, тех, что восточнее рифта и ненамного выше абиссальной равнины.

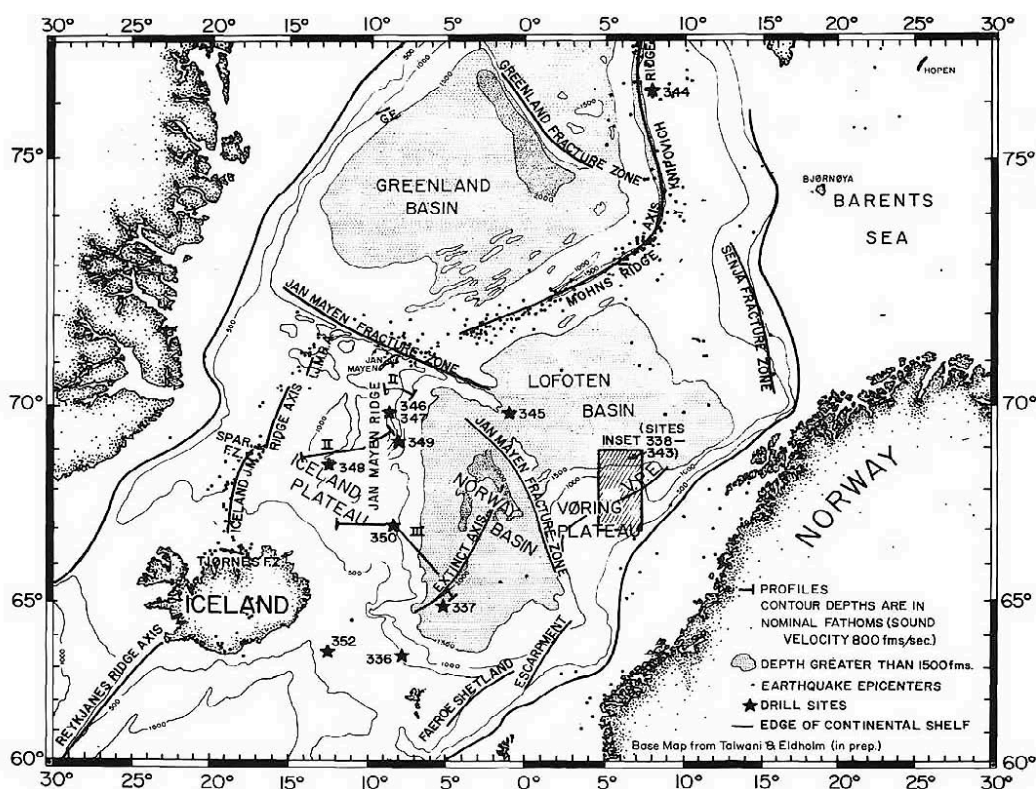


Рис. 32. Размещение скв. 344, рейс 38, хр. Книповича. (условные обозначения- см. выше рис. . 16)

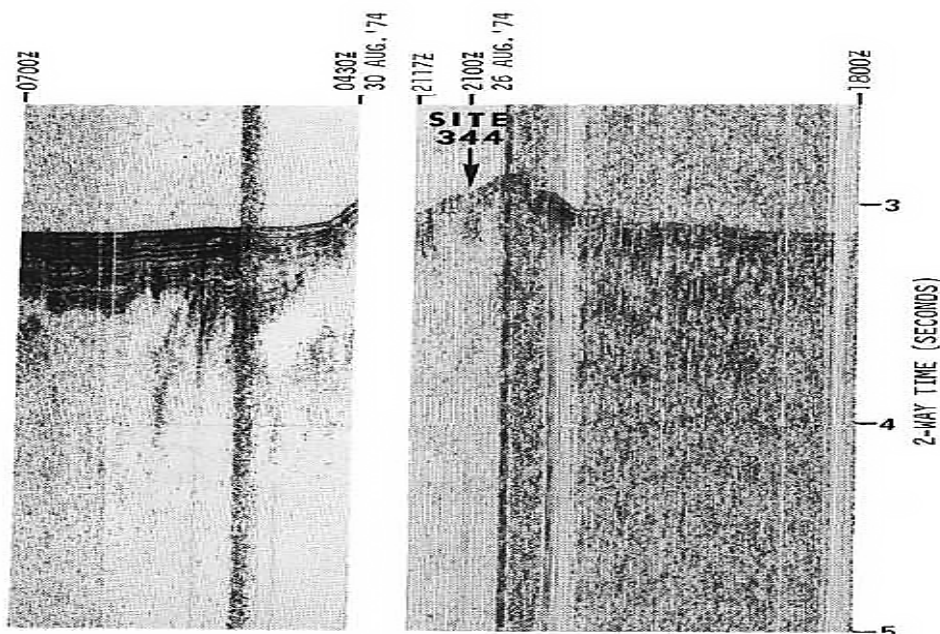


Рис. 33. Сейсмический профиль места заложения скв. 344. Рейс 38.

Осадочное основание разреза: чередование глин и песчаных алевро-глин; прослойки диамиктитов, песчаников, скопления пирита – *плиоцен – миоцен?* Вулканическое основание - габбро, габбро-диабазы и диабазы. Не исключается возможность, что вышележащие (выше габбро и диабазов) осадочные породы отлагались на эродированной поверхности диабазов. В разрезе присутствуют обломки наземных растений: обуглероженное (обугленное) вещество «tracheidal». Важно отметить присутствие в верхней части разрезов хр. Мона и Книповича гляциомаринных отложений; проявление процессов выветривания в изверженном основании хребтов с признаками перерыва и несогласия.

Рейс 82. Северная Атлантика. К юго-западу от Азорских островов, 1985. Bougault, H., Cande, S. C., et al., 19 Init. Repts. DSDP, 82: Washington (U. S. Govt. Printing Office) //doi:10. 2973/dsdp.proc. 82. 1985.

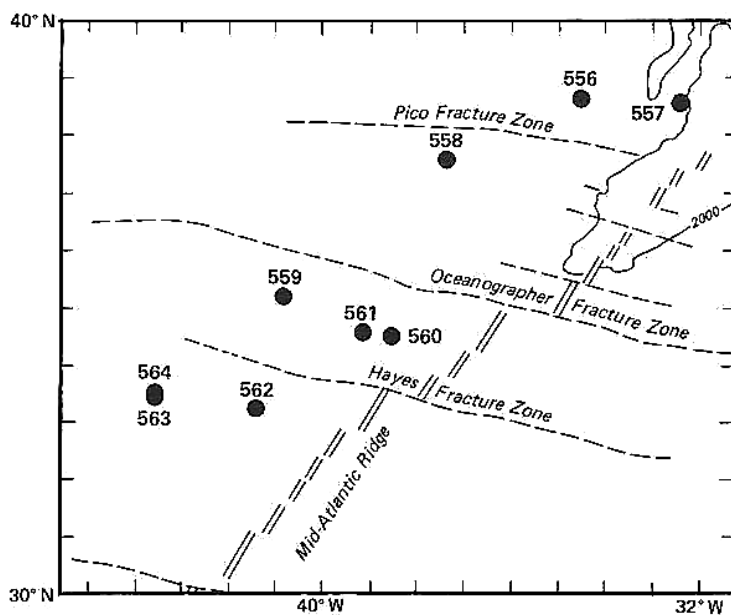


Рис. 34. Карта размещения скважин рейса 82.

Рейс 82. Скв. 560. Глубина 3453 м. Древнейшие осадочные породы: доломит – *миоцен*.
Основание: серпентинизированное габбро.

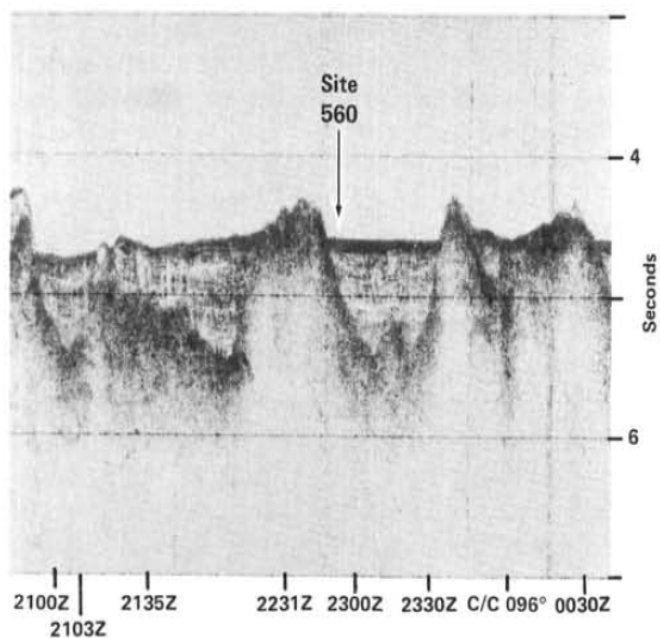


Рис. 35. Сейсмический профиль района заложения скв. 560.

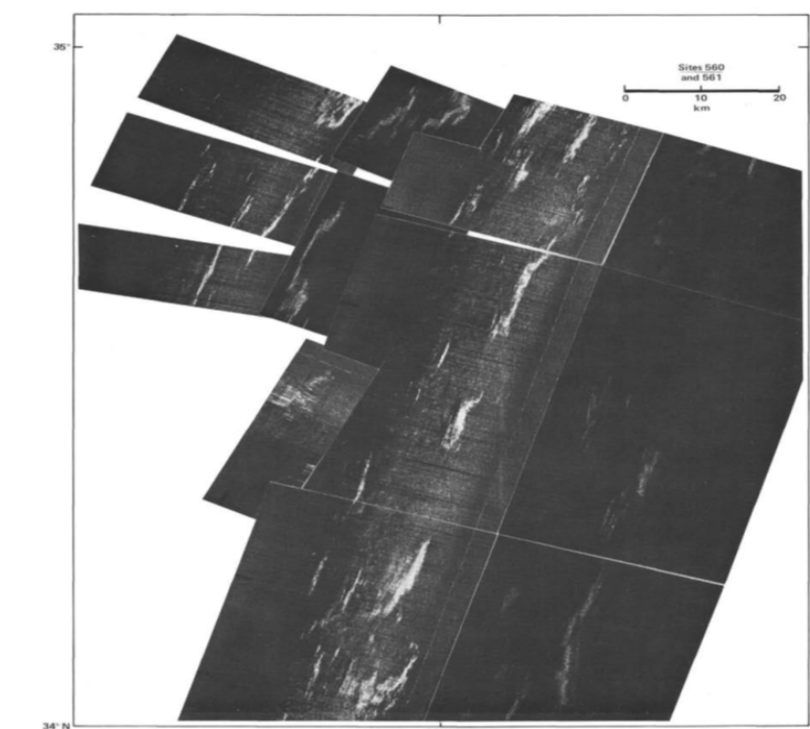


Рис. 36. Монтаж снимков подводного рельефа заложения скв. 560, 561.

«Основание» было встречено на глубине 374. 2 м, является составной частью делювия или обломочного потока, в котором присутствуют известняк, полимиктовая известняковая брекчия, серпентинизированное габбро, брекчия габбро и базальт (все они в размере валунов (boulders)). Известняки доломитистые, глинистые породы – красновато-желтые, желто-оранжевые, желто-коричневые. Полимиктовая известковистая брекчия с красно-коричневым матриксом содержит обломки (до 15 мм) базальтов, стекла, габбро и брекчии габбро, известняка и вулканокластической известковой брекчии.

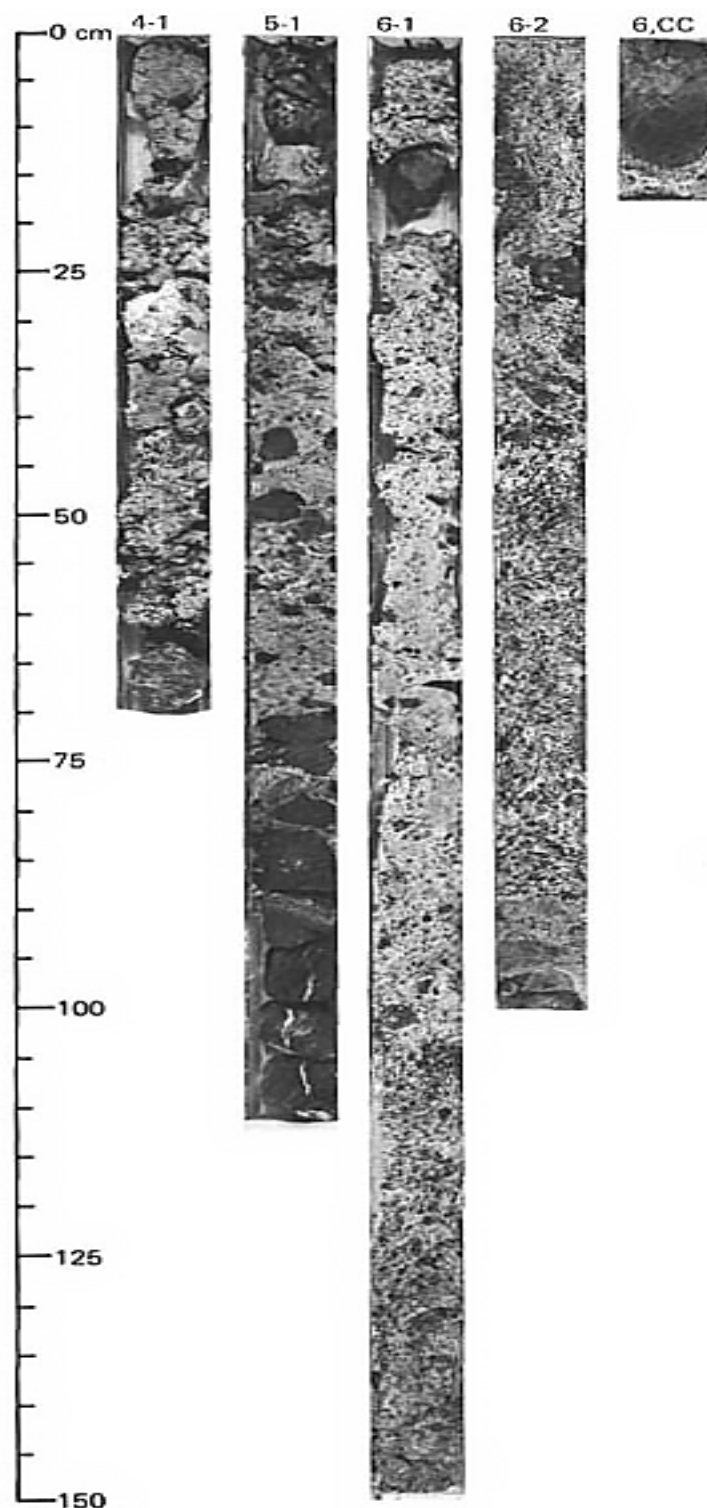


Рис. 37. Горизонт базальтовой брекчии в карбонатном цементе.

Базальты присутствуют в обломках базальт-известняковой брекчия. Серпентинитовая брекчия – обломки серпентинита в глинистом матриксе. Обломки – выветрелые коричневые в верхнем сечении и в верхней части нижнего сечения. В дальнейшем в более глубоких частях разреза обломки – свежие. Ниже 398 м голубовато-серые милониты становятся преобладающими – мягкий глинистый материал.

Асейсмичный хребет.

Рейс 39. Юго-западная Атлантика, 1974. Supko, P. R., Perch-Nielsen, K. et al., 1977. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 39: Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.39.1977.

Скв. 359. Хребет Валвис Ридж (Китовый хребет). Глубина – 1658 м. Пробурено – 107 м.

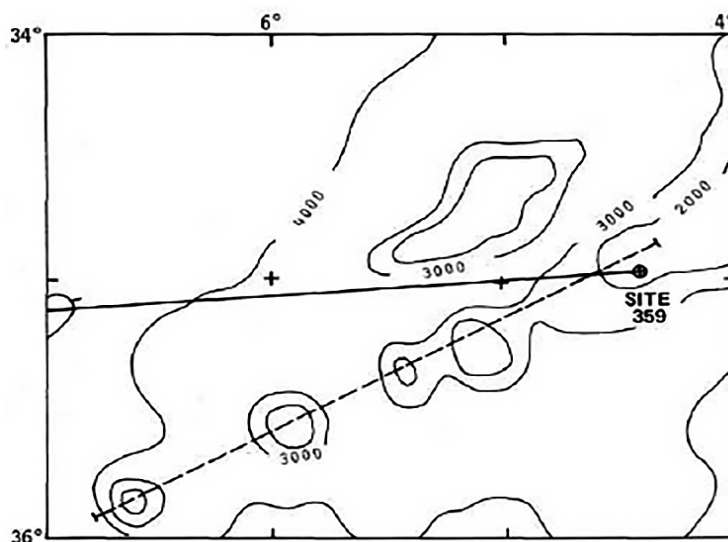


Рис. 38. Местоположение скв. 359 на Китовом хребте.

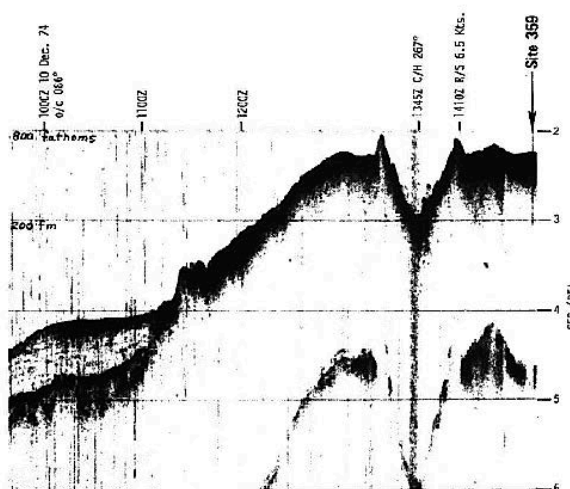


Рис. 39. Геофизический профиль района заложения скв. 359.

Скважина пробурена в осевой части хребта на вершине отдельной подводной горы. 7 метров *верхнего эоцена* и более молодых фораминиферо-нанофоссильных илов перекрывают 29 метров *верхне-эоценовых известковистых вулканических илов*. Перерыв отмечен в промежутке времени *верхний эоцен – средний миоцен*, а также в середине *верхнего миоцена*. *Верхне-эоценовые* обогащенные санидином вулканические туфы пробурены в интервале 86-107 м.



Рис. 40 Фотография фрагмента керна разреза Китового хребта. Трахитовый флюидалный туф с пепловыми лапиллями и фенокристами калиевого полевого шпата. Монета для масштаба.

Присутствие в пачке 2 вулканических илов, двустворок, брахиопод и отдельных кораллов свидетельствует о мелководных условиях. Ниже по разрезу пачка вулканических илов сменяется пепловыми туфами с многочисленными кристаллами полевого шпата, пироксена, биотита, фрагментами пемзы. Основание осадочного разреза *нижний – средний маастрихт* – базальты, чередующиеся с осадками. Над базальтовой пачка сложена светло-коричневым до палево-коричневого доломитом и пестроцветным преобладающе красноватым, коричневым до розового нанофоссильным мелом. Степень изменения миндалекаменных стекловатых афировых и порфириковых базальтов варьирует от средней – только по границам зерен, до экстремальной, в которой все зерна замещены минералами глин. Скв. 359, в которой вскрыты трахитовые флюидалные туфы – игнимбриты? пробурена в осевой части хребта на вершине отдельной подводной горы.

Присутствие в пачке 2 вулканических илов, двустворок, брахиопод и отдельных кораллов свидетельствует о мелководных условиях. Ниже по разрезу пачка вулканических илов сменяется пепловыми туфами с многочисленными кристаллами полевого шпата, пироксена, биотита, фрагментами

пемзы Характер основания не исключает возможность того, что Китовый хребет является континентальным фрагментом.

Заключение.

Рассмотрение времени и условий осадконакопления в разнотипных структурах Атлантического океана показало, что вне зависимости от типа структуры и ее местоположения основание разреза этой структуры и соседних структур сформировано в мелководных или субаэральных условиях динамического сноса обломочного материала с сопредельных поднятий. Это положение достаточно стабильно. Варьирует лишь время начала осадконакопления – от *мезозоя* на юге океана - к *кайнозю*- на севере. Во всех приведенных случаях отмечается формирование наземных кор выветривания, в субаэрально изливавшихся базальтах и кристаллических метаморфических породах основания разреза.

Раздел 2. Индийский океан.

Введение.

Предлагаемый вниманию коллег раздел является продолжением первого раздела работы, посвященной Атлантическому океану. Самая сущность этих работ применительно к обоим океанам - описание керна основания разреза конкретных скважин, пробуренных в однотипных для этих океанов структурах. Но, само строение этих океанов различно и также различны в них количество и размещение типовых структур. Например: в Атлантическом океане - выявлены один срединно-океанический хребет и один асейсмичный хребет (Китовый). В Индийском океане - выявлены три срединно-океанических хребта и несколько асейсмичных хребтов: Найнтист, Брокен Ридж, Мадагаскарский, Мозамбикский. В Индийском океане отсутствуют многочисленные поднятия и океанические плато, типичные для северной части Атлантики (Исландское, Роколл, Воринг, Фареро-Исландский порог), но присутствует и сравнительно детально изученное, глубоководным бурением, плато Кергелен, о котором речь пойдет далее. Последовательность выполнения раздела по Индийскому океану и, соответственно, размещение текста и графики приводится на основе материалов по результатам бурения в пределах типовых структур, выделенных в этом океане – континентальные окраины, – абиссальные равнины, – внутри - и окраинно-континентальные плато и поднятия, - срединно-океанические хребты и их фланги, асейсмичные хребты. Основной задачей, так же, как и по Атлантическому океану, являлась характеристика литологических и хронологических особенностей состава и строения основания разреза глубоководной скважины - начала осадконакопления и вулканизма - свидетельства самых ранних, начальных стадий становления современных океанов.

Континентальные окраины.

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида).

Dennis E. Hayes, Lawrence A. Frakes, Peter J. Barrett, Derek A. Burns, Pei-Hsin Chen, Arthur B. Ford, Ansis G. Kaneps, Elizabeth M. Kemp, David W. McCollum, David J. W. Piper, Robert E. Wall, Peter N. Web. //doi:10.2973/dsdp.proc.28.101.1975.

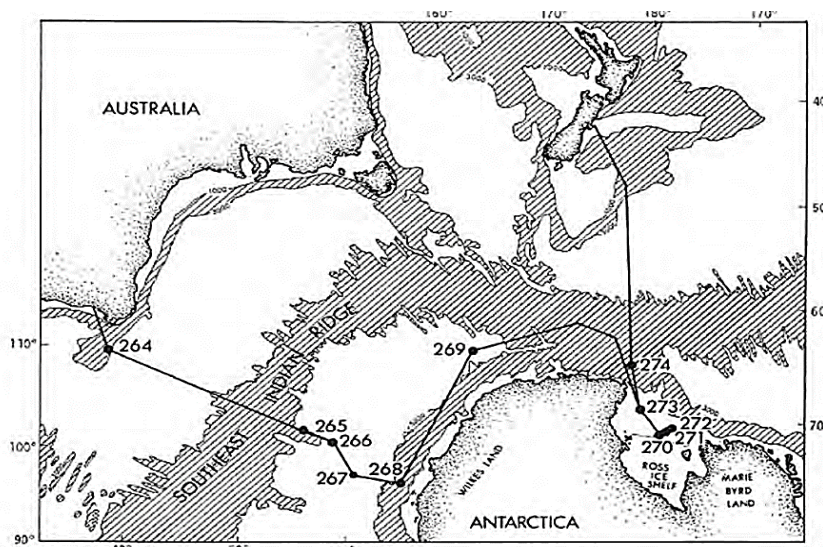


Рис 40а. Размещение скважин рейса 28

Скв. 264. Плато Натуралистов. Глубина **2873 м**. Сквжина размещена вблизи южного края плато Натуралистов. Основание осадочного разреза: – конгломераты – *сантон* или древнее. Вулканическое основание: вулканокластические породы – поздний мел – *сантон*? – обогащенный глиной наномел с примесью до 10-30% глины, спикулы губок; некарбонатный материал, измененное стекло. Пальгорскит – 41%, клиноптилолит – 41% и монтмориллонит. Ниже по разрезу – *поздний мел* или древнее – измененные сравнительно твердые вулканокластические породы, возможно, потоки или пирокластические породы присутствуют среди наномела вышележащей пачки. В основании вулканические конгломераты с субокруглыми гальками андезита и риолитового витрофира длиной до 6 см в матрике грубообломочного песка. Обломки могут представлять гипабиссальные интрузии и вулканические пачки. Большинство пород пачки интенсивно изменены с присутствием гидроокислов железа.

Рейс 122. Плато Эксмут, 1990. Наг, В. U., von Rad, U., O'Connell, S., et al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 122: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 122. 1990.

Скв. 759. Находится на юго-западном фланге плато Вомбат в пределах полуграбена, разделяющего плато Вомбат и Эксмут. Глубина – **2411 м**.

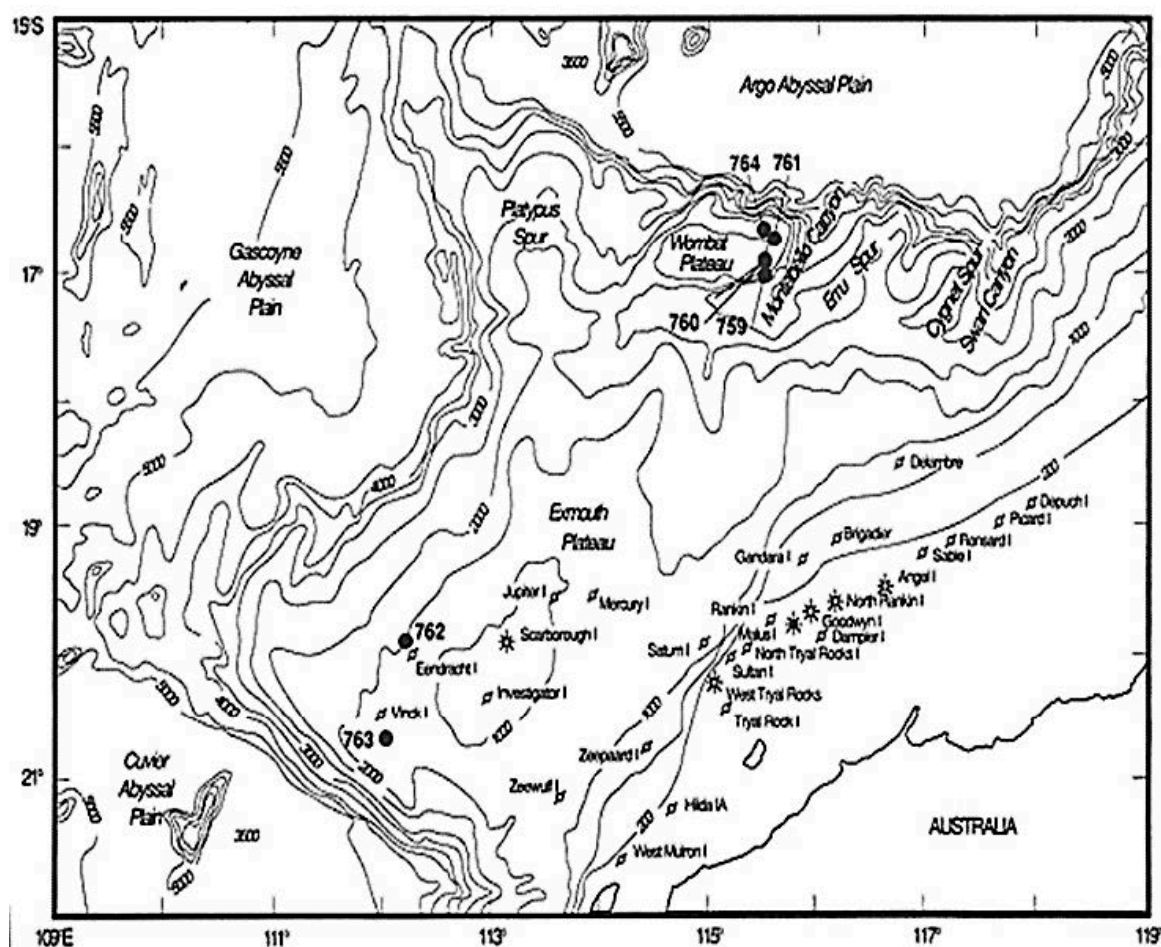


Рис. 41 Карта размещения скважин рейса 122.

Основание осадочного разреза: аргиллиты – *карнийский ярус (низы позднего триаса)*. Пачка 3 – 40, 5–135, 9 м – фоссилизированные известняки с прослоями аргиллитов *триасового возраста (норий)*, мелкозернистые песчаники. В известняках присутствуют раковины моллюсков, эхиноидеи, красные водоросли, скелетные обломки, кораллы. Доломитизированные калькарениты содержат также обломки скелетных организмов, обломки эхиноидей, водоросли, кварц, полевой шпат и фрагменты угля. В основании пачки 3 прослой, обогащенный обломками раковин – пеллеципод, гастропод и прослой, обогащенные фрагментами углефицированной древесины. В нижней части разреза аргиллиты, содержат несколько прослоев обломков углефицированных растений. Вниз по разрезу этой пачки известковистые породы исчезают и начинают преобладать терригенные обломочные породы.

Пачка 4 – 135, 9-205 м – *поздний триас (карнийский – ранненорийский ярусы)*. Состав пород преимущественно аргиллитовый, с прослоями песчаников с биокластикой (моллюски, фораминиферы); прослой углей; в нижней части фрагменты галек в песчаниках. Присутствуют прослой ракушняков с обломками раковин и единичных кораллов. Выявлены два прослоя слоистых кварцевых песчаников с кальцитовым цементом и фрагментами галечного размера в основании пачки. Основание разреза около 300 м – *позднетриасовые* дистальные дельтовые глинистые отложения. Пачки 4 и 5 – показывают появление все более грубообломочных отложений - результат проградации системы дельт. Осадки пачки 3, обогащенные углеродистым материалом, формировались в окраинно морских условиях осадконакопления прибрежной области с исчезновением речных дельт, прибрежных штормовых отложениях песчаных пляжей. Обломки угля в карбонатных отложениях означают, что близко расположенные залежи угля подвергались неоднократной эрозии. Мелководные карбонатные отложения пачки 3, перекрываемые с несогласием аргиллито-глинистыми отложениями и фиксируют главное трансгрессионное – *ранне (?) меловое несогласие*.

Рейс 122. Скв. 760В, С. В 5 км к северу от скв. 759. Плато Вомбат. Глубина – **2487 м**

Древнейшие осадочные породы: кварцевые песчаники с карбонатным цементом – *норий (А)*; аргиллиты – *карний (В)*.

Пачка 4 – 84-210, 9 м – *поздний карний и норий* – сложена аргиллитами и песчаниками, отлагавшимися в лагунных условиях с локальным субаэральным обнажением, способствовавшим появлению кор выветривания (soil profiles), ассоциированных с присутствием угля.

Пачка 5 – 210, 9-284, 9 м – *норий*. – аргиллитов и песчаников с моллюсками – формировалась в мелководных условиях (эстуарий или залив). Пресноводные условия фиксируются по присутствию водорослей. Аргиллиты и песчаники мелководные, формировавшиеся в условиях систематического аэрального обнажения.

Пачка 6 – 284, 9-464, 05 м – 178, 66 м – переслаивающихся известняков, аргиллитов, песчаников – отложения в мелководно-морских, лагунных условиях - карбонатные банка/шельф. Вблизи границы *карний – норий* – горизонт конгломератов с галькой известняков (переработанных, округлых) и галькой вулканических пород - свидетельство трансгрессии и эрозии предшествующих

мелководных карбонатов и вулканитов. Присутствуют вулканические обломки андезитового или риолитового состава, измененные вулканические породы. Уголь обнаружен в ряде кернов.

Пачка 7 – 464, 5-506, 0 м – 41, 95 м – *карний* – аргиллиты с сидеритом, песчаники без прослоев известняков. Условия осадконакопления - мелководные или лагунные.

В обоих случаях история развития окраинно – океанических плато оказывается связанной с историей развития прилегающих к плато континентальных окраин, и соответственно их развитие начинается с *триаса* – плато Эксмут – и с *позднего мела* – плато Натуралистов, но в том и другом случаях развитие этих плато наследует особенности развития прилегающих частей континента и происходит вначале либо в аэральных, либо в окраинно – континентальных условиях мелководного шельфа и формирования комплекса дельтовых, в том числе и угленосных отложений – плато Эксмут.

Плато и поднятия.

Рейс 115. Плато Маскарен. Backman, J., Duncan, R. A., et al., 1988 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, Vol. 115//doi:10. 2973/odp. proc. ir. 115. 1988

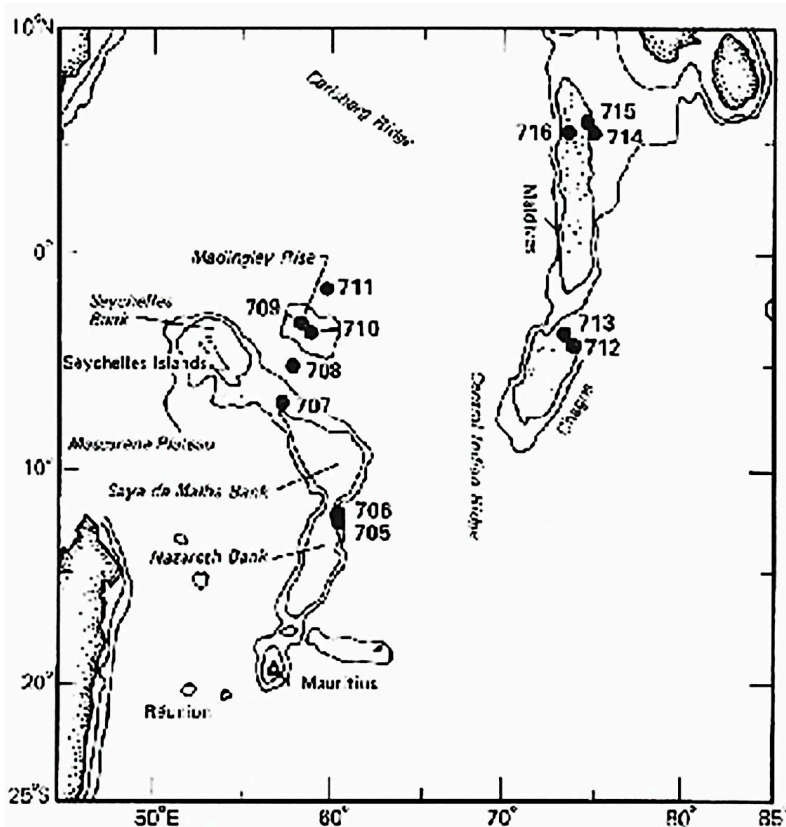


Рис. 42. Карта размещения скважин рейса 115. Плато Маскарен

н.

Скв. 707 С. Глубина – 1551, 9 м. Размещена в северо-западной части плато Маскарен. На вершине плато мощность осадков меняется от 200 до 400 м.

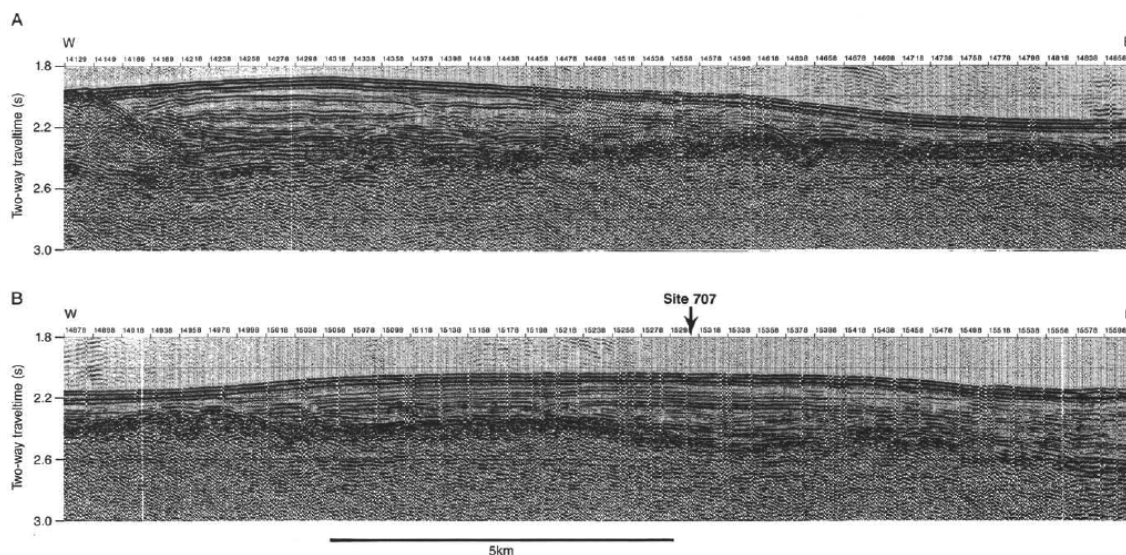


Рис. 43. Сейсмические профили. В – района заложения скв. 707. Районы сочленения Сейшельской банки и плато Маскарен. Рейс 115.

Вулканическое основание: базальт – *ранний (?) палеоцен*. Пачка 5 – 358. 2-375. 6 м *ранний палеоцен* – доломитизированные раковинные известняки, аргиллиты и песчаники мелководного образования. Вблизи основания два потока массивных базальтов. Мелководные макрофоссилии (рифовые) включают: двустворки, гастроподы, брахиоподы, водоросли. В основании обнаружено 5 потоков миндалекаменных базальтов, чередующихся с мелководными раковинными известняками – *средний палеоцен* – выше и ниже потока 4. Границы потоков определяются по миндалекаменности и измененной поверхности верхней части нижележащих потоков. Базальты формировались в субаэральных или в очень мелководных условиях.

Рейс 120. Центральная часть плато Кергелен, 1989. Schlich, R., Wise, S. W., Jr., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 120: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 120. 1989.

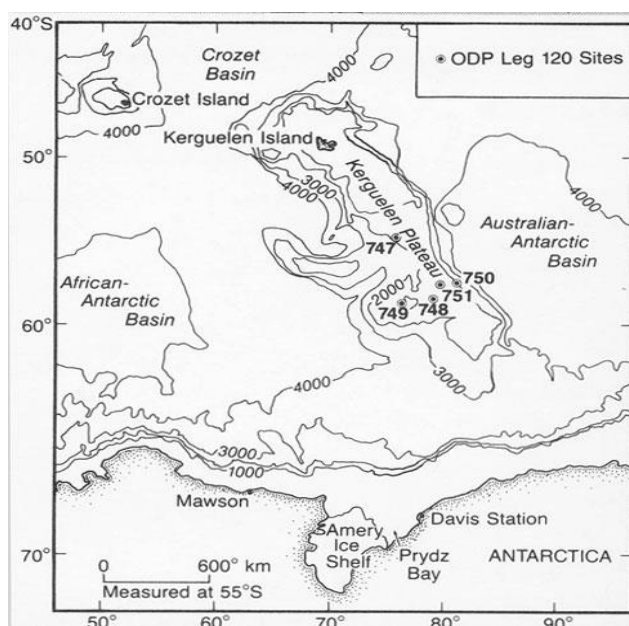


Рис. 43 Размещение скважин в пределах плато Кергелен. Рейс 120

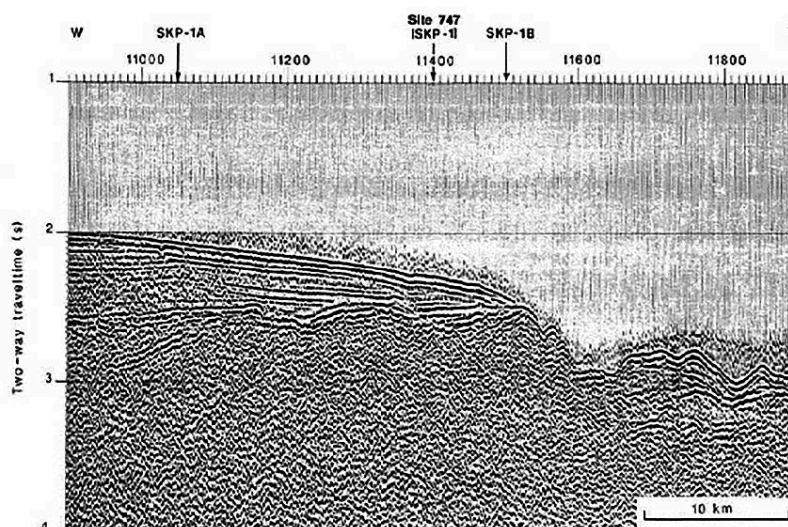


Рис 44. Сейсмический профиль района заложения скв. 747. Рейс 120

Рейс 120. Скв. 747С. Глубина – 2056. 2 м;

Осадочные породы основания: нанофоссильный мел – *сантон*. Вулканическое основание: базальт.

Пачка 2-170. 5-181. 9 м – нанофоссильный мел с присутствием мелководных фоссилий – фрагменты двустворок, крупные бентические фораминиферы

Пачка 3 – 181. 9-189. 5 м - *нижний палеоцен - верхний маастрихт* - пестрый вулканокластический полигенный песок, брекчии и булыжники, чередуются с прослоями мела

Пачка 4 – 189. 5- 295. 1 м – *верхний маастрихт - нижний сантон*- нанофоссильный мел и тонкие прослои нодулярных кремней, нанофоссильный мел с редкими фораминиферами, нодули и полосчатые слои кремней; слои измененных в глину пеплов. Фрагменты изверженных пород в белом мелу окружены коричневым гало. Внизу пачки присутствуют биокласты: фрагменты иноцерамид, криноидей и моллюски. Контакт с базальтами представлен слоем 10 м базальтового гравелита, внутри которого имеются прослои биокластического мелкозернистого известняка.

Пачка 5 – 296-350. 5 м – базальтовые потоки. Базальты основания представлены слабо и сильно измененными массивными и брекчированными разновидностями. Присутствие верхних окисленных частей потоков свидетельствует об их субаэральном образовании. При этом предполагается известный разрыв во времени между окислением потока и излиянием следующего потока. Окислительные изменения базальтов сопоставляются с таковыми для покровных базальтов Исландии. Базальты изливались в мелководных и субаэральных условиях до начала проседания плато и формирования морских осадков в *раннем сантоне*.

Рейс 120. Скв. 750В. Глубина 2030 м; Основание осадочного разреза: железистый аргиллит – *альб*. Вулканическое основание: базальт.

Пачка 3-594. 6- 623. 5 м – *ранний сантон – поздний турон* – мел с глинистыми прослоями, пиритизированные фрагменты древесины, двустворки и присутствие глауконита.

Пачка 4 – 623. 5-675. 5 м – *альб* – красные и темно-серо - коричневые аргиллиты с древесным

углем и прослоями конгломератов. Многочисленны обуглероженные фрагменты древесины наземных растений. Красно-коричневые аргиллиты содержат каолинит. Присутствуют прослои конгломератов слоистых иногда с косою слоистостью. В конгломератах присутствуют округлые обломки – 0. 5-3 мм железистых аргиллитов и многочисленные крупные (сантиметровые) куски обуглероженной древесины.

Пачка 5 – 675. 5- 709. 7 м – базальтовые потоки, сложенные средне и сильно измененными базальтами. Вскрыты потоки, покрытые высоко измененными вулканитами. Вторичные минералы – смектит, гейландит-клинопилолит, кальцит. Базальты извергались в мелководных или субаэральных условиях. Образование наиболее верхних базальтов происходило в *альбе* и вулканические постройки подвергались интенсивному выветриванию в условиях субтропического климата, что явно контрастирует с условиями сегодняшнего дня. Дождевые воды способствовали каолинизации базальтов. Каолиниты накапливались в обогащенных растительностью или залесенных субаквальных, или субаэральных условиях, особенно, в условиях маршевых обогащенных растительностью равнин. Мелкие гальки конгломератов, возможно, отвечают аллювиальным условиям. Многочисленные крупные куски обуглероженной древесины (до 5 см) и высокое содержание органического углерода – до 7% свидетельствуют в пользу наземных условий. Базальты извергались в мелководных или субаэральных условиях.

Рейс 183. Плато Кергелен – хребет Брокен: Большие изверженные провинции, 1999.

Coffin, M. F., Frey, F. A., Wallace, P. J., et al., 2000. Proc. ODP, Init. Repts., 183: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 183. 2000.

Скв. 1137. Плато Кергелен. Глубина 1016 м. Сквжина расположена на западном фланге плато в пределах банки Элан.

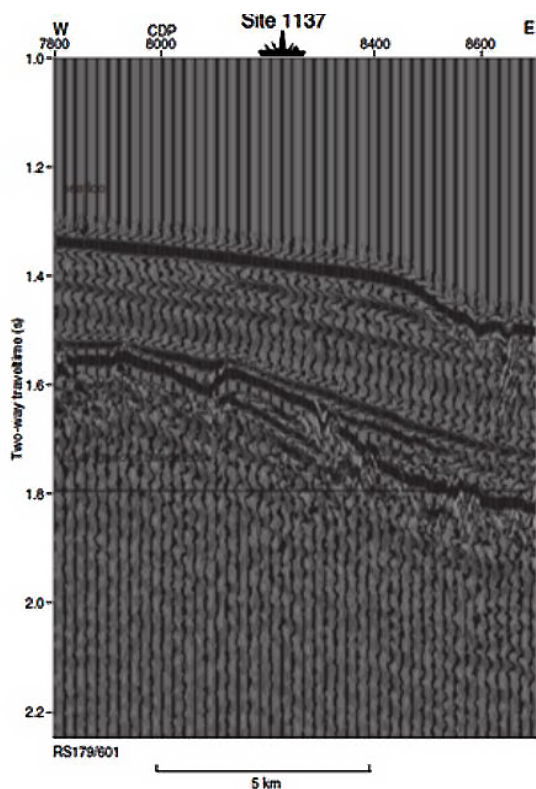


Рис. 45 Сейсмический профиль района заложения скв 1137. Рейс 183.

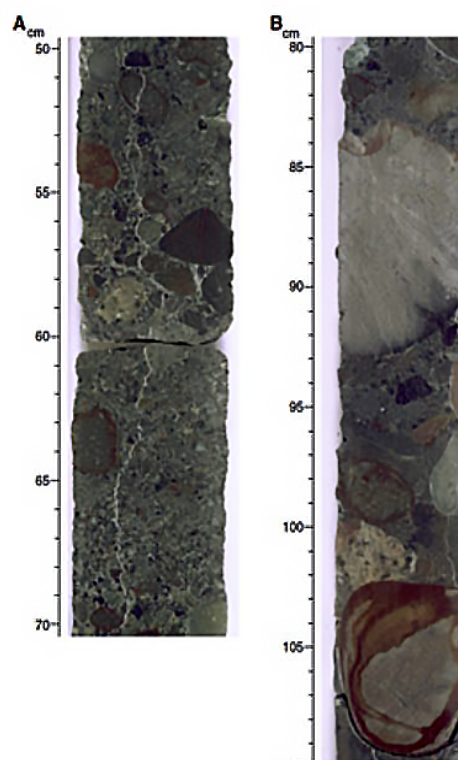


Рис. 46. Примеры конгломератов основания пачки. скв 1137. Рейс 183.

В разрезе скважины три пачки – верхние 219. 5 м, располагаются несогласно на пачке 4 – вулканического основания.

Пачка 3 – 199-219. 5 м – *кампан* – 20 м мощности – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*. Массивный коричневый цеолитовый известковистый глинистый песок (пачка 4). Субокруглая галька базальта. Ниже песка – кусок коричневой мафической брекчии с брекчированными обломками.

Пачка 4 – 219. 61-370. 17 м – *кампан или древнее* – меловые базальты и вулканокластические осадки - семь лавовых потоков мощностью ~ 90 м и три разделяющие их осадочные пачки. Потоки формировались в субаэральных условиях; их мощность от 7 до 27 м. Поверхность потоков (лавы паеое) и брекчии базальтов интенсивно выветрелые (окисленные) в результате субаэрального становления и субаэрального выветривания. Вулканокластические породы – аргиллиты, песчаники и конгломераты с хорошо округлыми обломками и небольшими валунами. Условия отложения – аллювиальные – в руслах меандрирующих рек. В обломках породы наблюдаются отсутствующие в разрезе скважины – трахиты, флюидалные риолиты и округлые гальки гранат-биотитовых гнейсов и гранитоидов, а также обломки измененных выветриванием граната и калиевого полевого шпата.

Пачка 5 – 286-72 – чередование темно зеленовато серых кристаллолитических вулканокластических аргиллитов и песчаников. Обломки в конгломератах представлены, главным образом, вулканическими породами. Но редко включают гранитоиды и гнейсы. Многие гальки и булыжники имеют концентрические каймы выветривания.

Пачка 9 основания – 344. 03-360. 67 – кристалловитрические туфы, сложенные угловатыми обломками (1-2 мм) белого санидина и темно-зеленого матрикса; обломки имеют состав базальтового и фельзического материала. Присутствуют обломки пемзы и гранат-биотитовых гнейсов (1x2 см) в основании туфовой пачки В пачке 9 крупные гальки, диспергированные в матриксе, свидетельствуют о том, что отложения происходили в условиях гравитационно контролируемых процессов и осадки отлагались в виде пластических ламинарных потоков, таких как песчаные обломочные потоки. Конгломераты пачки 6 образовывались в условиях расчлененного горного рельефа. Отсутствие морской фауны и присутствие обломков угля в основании пачки 5 и окисленные поверхности базальтовых лав отчетливо свидетельствует о не морских условиях. Осадки пачки 5 формировались в условиях аллювиальных потоков. Базальтовый вулканизм и субаэральная эрозия сменились в *позднем кампане* мелководными морскими условиями. Главное несогласие и перерыв фиксируется от *позднего мела до позднего эоцена*.

Рейс 183. Скв. 1139. Скважина расположена в пределах банки Скифф (поднятие Леклера) в западной части плато в ~ 350 км запад-юго-западнее архипелага Кергелен. Пробурено 223 м изверженного основания, перекрытого *раннеолигоценowymi* мелководными осадками (461 м) и представленного интенсивно выветрелыми, окисленными породами кислого, среднего и основного

состава. Пачки 1-5 – осадочные породы (*плейстоцен-эоцен*; основание *эоцен или древнее*) – песчаники и гравелиты, иногда с косою слоистостью; пачки 4-5 – формировались в мало глубинных неритовых условиях. Пачка 6 – 461. 70-694. 20 – *эоцен или древнее* - вулканическое основание, в котором выделяется ряд образований (единиц):

1) (мощность 57 м; керн ~ 5. 3 м) – кислые вулканические и вулканокластические породы, интенсивно замещенные глинистым веществом;

2) (мощность 10. 5 м, керн 1. 35 м) – темно-красные окисленные риолиты и спекшиеся туфы;

3) (мощность 9. 7, керн 4. 6 м) – интенсивно измененные кристаллокластические породы;

4) (30. 1 м, керн 5. 9 м) – массивные, брекчированные темно-красные (окисленные) риолиты (подобные горизонту 2);

5) (17. 4 м, керн 4. 2 м) интенсивно измененные трахиты.

Единицы 6-17 (65. 7 м, керн 41. 4 м) – афировые трахибазальты и трахиандезиты – лавовые потоки с брекчированными верхними частями и возрастающей кверху миндалекаменностью. Мощность потоков – от 1. 8 до 19. 8 м (в среднем ~ 6 м). Характерно, что брекчии поверхностей лавовых потоков интенсивно изменены, окислены и почти нацело замещены минералами глин.

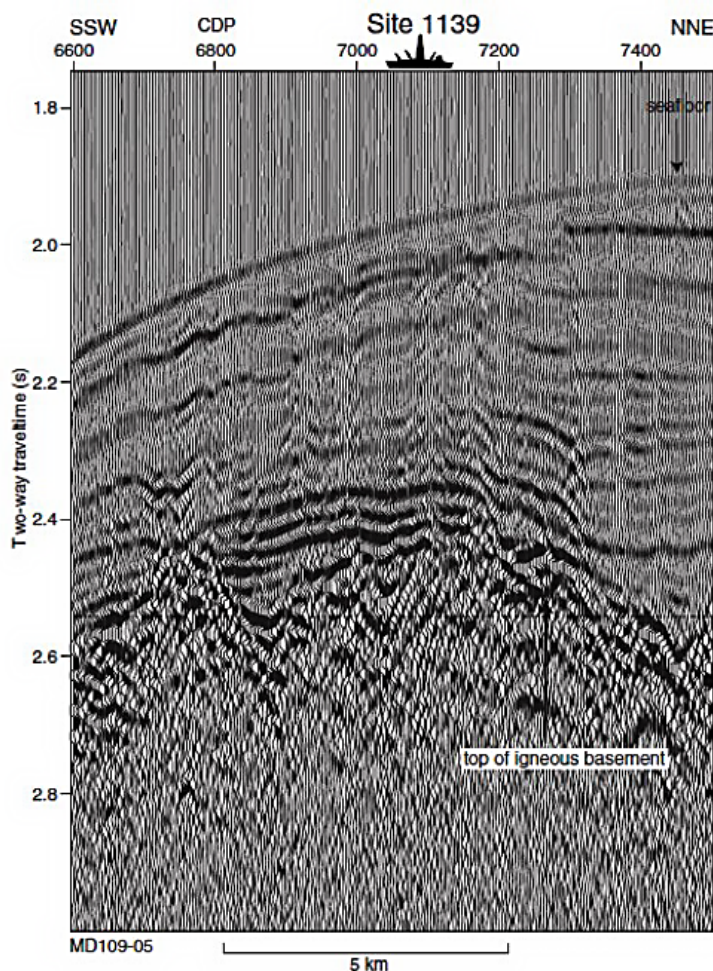


Рис. 47. Сейсмический профиль района заложения скв. 1139. Рейс 183.

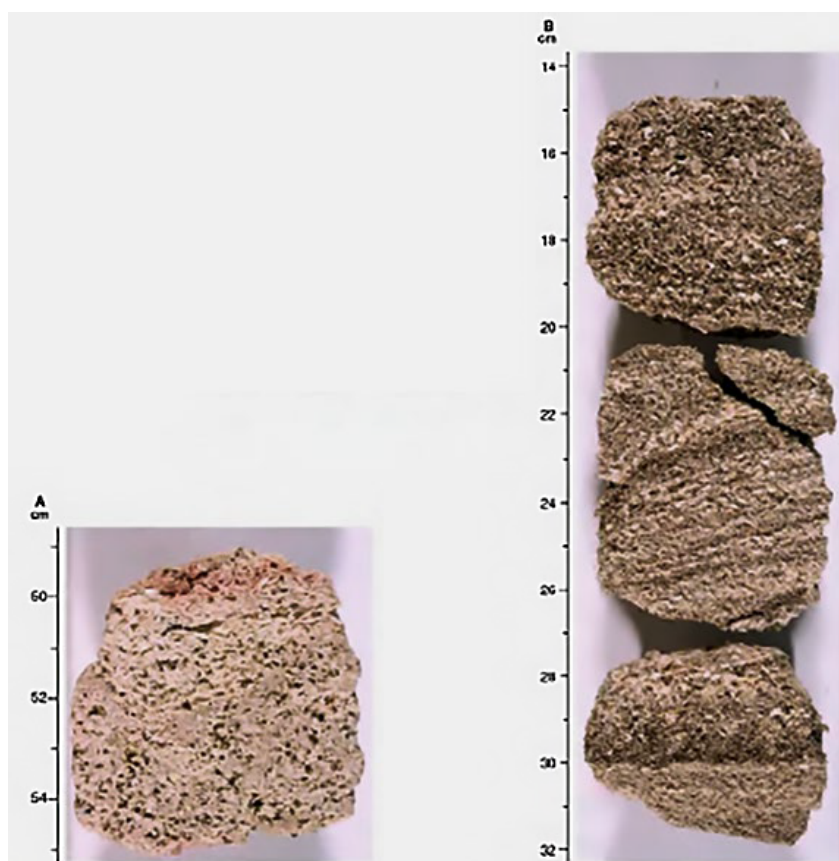


Рис. 48. Песчаники пачки 5. А – В – песчаник с элементами косой слоистости. Рейс 183.

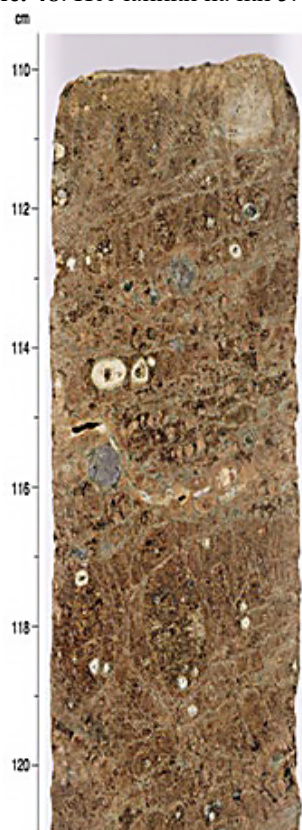


Рис. 49. Измененное перлитовое стекло кислого состава. Рейс 183.

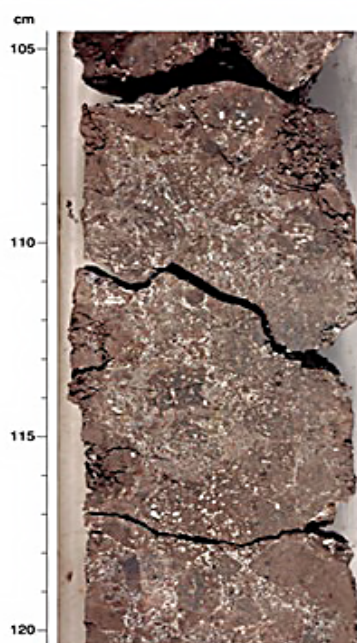


Рис. 50. Красная вулканическая брекчия – верхняя часть потока 6 основания. Обломки превращены в глину – красную и темно-коричневую – и цементируются кальцитом и цеолитом. Рейс 183.

Внутриокеанические плато Маскарен и Кергелен имеют достаточно много общего – в особенности плато Маскарен – с асейсмическими – хребтами – Мальдивским и Найнтист. Это прежде всего относится к поверхности акустического фундамента, которая имеет плоский, не нарушенный тектогенезом характер. Так же, как и в асейсмических хребтах, заложение плато – формирование над базальтовых отложений – в плато Маскарен- началось позднее по отношению к соседним абиссальным равнинам. В основании разреза скв. 707 обнаружено 5 потоков миндалекаменных базальтов, чередующихся с мелководными раковинными известняками – *средний палеоцен* – выше и ниже потока 4. Границы потоков определяются по миндалекаменности и измененной поверхности верхней части нижележащих потоков. Изменения в базальтах – кальцит и коричневая глина (смектит), количество – до 50%. В другой скв. 706В выше базальтов залегает горизонт карбонатных пород с гальками известняков, кремней и базальтов, вулканических песков с пиритом в цементе. Все базальты изменены – от 10 до 50%. Вторичные минералы – глины, гидроокислы железа. Между базальтами обнаружены прослой карбонатных пород с микрофоссилиями. Несколько по-иному построен разрез в пределах плато Кергелен, в отличие от плато Маскарен окруженного абиссальными равнинами, в которых заложение и формирование базальтового основания началось позднее – *в мелу*. В разрезе скважины 1137 выделены три пачки – две верхние располагаются несогласно на пачке вулканического основания. Верхние пачки: *плейстоцен* – фораминиферсодержащие илы; *миоцен* – *верхний эоцен* – нанофоссильные илы. Основание – *кампан* – плотные пески с многочисленными обломками раковин, отлагавшиеся в неритовых условиях и содержащие в основании фораминиферы *позднего кампана*. Основание – *кампан* или древнее – меловые базальты и вулканокластические осадки – семь лавовых потоков мощностью ~ 90 м и три разделяющие их осадочные пачки. Потоки формировались в субаэральных условиях. Поверхность потоков (лавы паехое) и брекчии базальтов интенсивно выветрелые (окисленные) в результате субаэрального становления и субаэрального выветривания. Вулканокластические породы – аргиллиты, песчаники и конгломераты с хорошо округлыми обломками и небольшими валунами. Условия отложения – аллювиальные – в руслах меандрирующих рек в соответствии с характеристикой авторов проекта. В обломках пород наблюдаются отсутствующие в разрезе скважины – трахиты, флюидалные риолиты и округлые гальки гранат-биотитовых гнейсов и гранитоидов, а также обломки измененных выветриванием граната и калиевого полевого шпата. Следовательно, формирование внутриокеанических плато происходило позднее формирования сопредельных с ними структур – асейсмичных хребтов (Маскарен) или абиссальных равнин (Кергелен). На стадии заложения такие структуры представляли собой острова с условиями наземного формирования вулканических структур и их наземного выветривания с началом проседания и формирования неритовых фаций в позднем *кампане* или в *турон-сеномане* – в *позднем мелу*, а затем их формирование сменилось гемипелагическим осадконакоплением в *эоцен-миоцене* после значительного перерыва между *мелом* и *эоценом*. Из разреза выпадает *палеоцен*. В отличие от Кергелена, в пределах плато Маскарен вулканическое основание – *палеоцен*, выше которого залегают неритовые карбонатные отложения, а затем нанофоссильные пелагические (?) илы. Таким образом, и здесь происходит известная синхронизация событий

становления внутриокеанических плато с их соседними структурами. Во многом своеобразии процессов вулканизма в таких поднятиях определяется, как в пределах Кергелена, присутствием в их основании компонентов континентальной коры (гальки гнейсов в конгломератах). Именно этим и может быть объяснено проявление в пределах этого плато процессов риолитового вулканизма с игнимбритами, так же, как трахиандезитов.

Абиссальные равнины.

Рейс 22. Северо-восточная часть Индийского океана, 1972. С. С. von der Borch, J. G. Sclater, S. Gartner, Jr., R. Hekinian, D. A. Johnson, B. McGowran, A. C. Pimm, R. W. Thompson, J. J. Veevers, and L. S. Waterman. // doi:10.2973/dsdp.proc.22.101.1974.

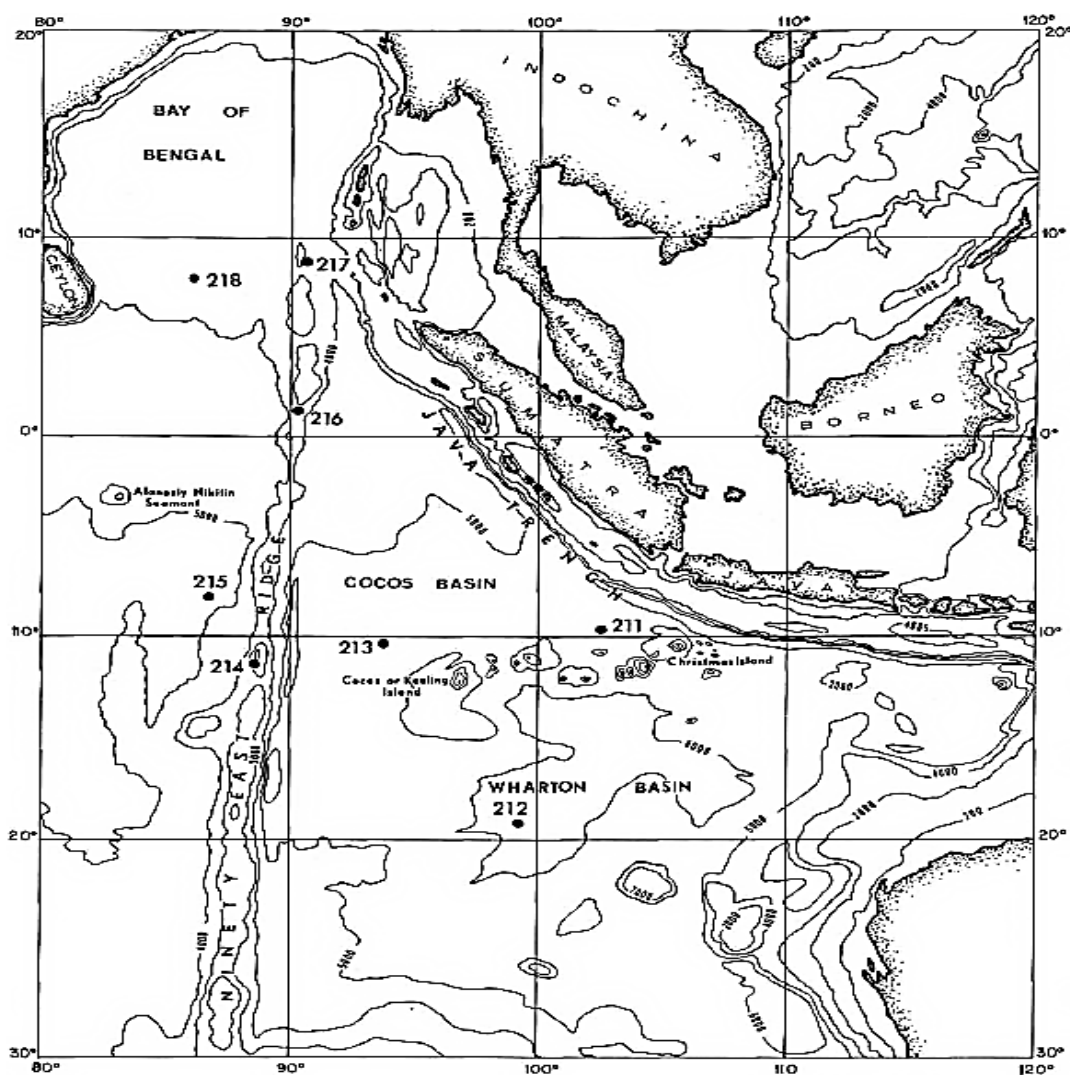


Рис. 51. Карта размещения скважин рейса 22.

Рейс 22. Скв. 211. Абиссальная равнина к югу от Яванского желоба. Глубина – 5535 м. Основание осадочного разреза: чередование пестроцветных глин и илов – *верхний мел* (*нижний маастрихт – нижний кампан*).

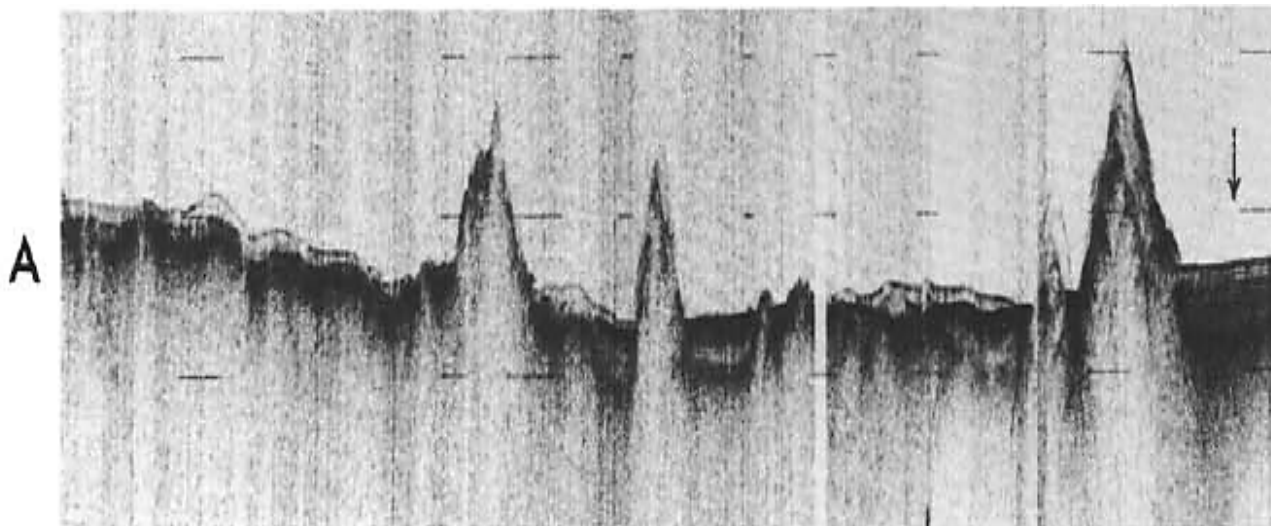


Рис. 52. Сейсмический профиль района заложения скв. 211 (стрелка). Рейс 22.

Пачка 6 – 411-428 м – *базальный маастрихт – базальный кампан* – содержит нанофоссильные глины и илы, после подъема керна быстро изменившие свой цвет на красный, кремовый. Непосредственно ниже диабазового силла все осадки пыльно красные. Присутствуют несколько прослоев пеплов, обогащенных железом и содержащих сильно измененное стекло, замещенное гидрооксидами железа, палагонитом, гетитом, лимонитом.

Пачка 7. Сильно выветрелые амфиболсодержащие базальты. Выветрелые зоны фанеритовых базальтов сменяются афанитовыми базальтами 12 раз на протяжении 8 м керна. Все базальты миндалекаменные с выветрелым матриксом.

Рейс 22. Скв. 213, 213А. Абиссальная равнина к востоку от Восточно-Индийского хребта. Глубина **5611 м**. Основание осадочного разреза: – *наноилы*, в основании 5-метровый слой железомарганцевой массы – *ранний эоцен – поздний палеоцен*.

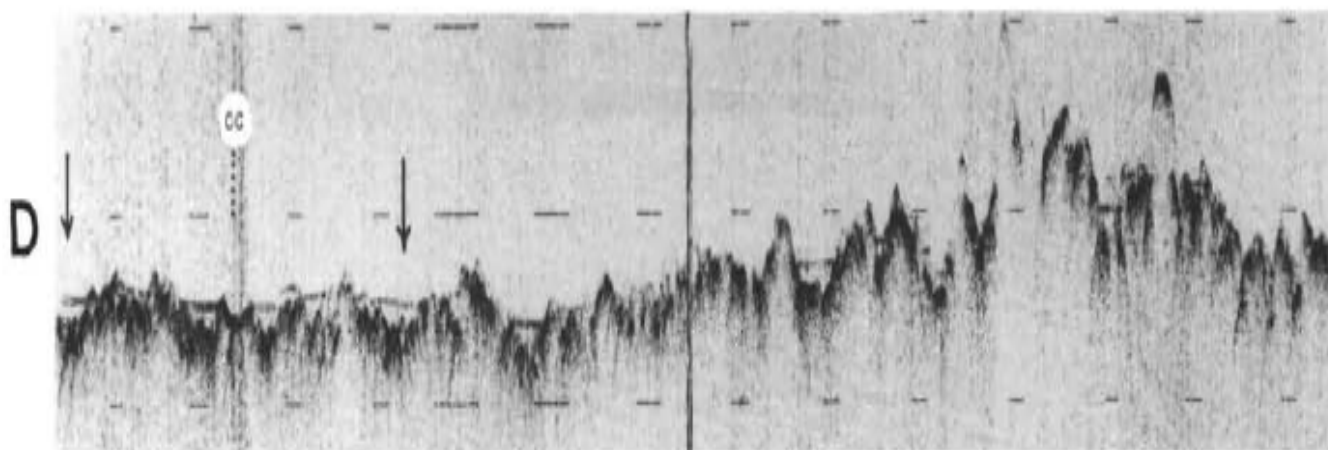


Рис. 53 Сейсмический профиль района заложения скв. 213 (стрелка). Рейс 22.

Основание: выветрелый базальт.

Пачка 4 – 147-152 м – оксидная железомарганцевая фация.

Пачка 5 – 154-172 м – выветрелый базальт представлен 11 потоками базальтов; в каждом потоке выделяются три фации: 1 – стекловатая палагонитизированная; 2 – выветрелая базальтовая зона; 3 – более кристаллическая и менее выветрелая зона.

Рейс 25. Западная часть Индийского океана, 1972. Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al, 1974, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 25, Washington (U. S. Government Printing Office). // doi:doi:10. 2973/dsdp. proc. 25. 1974.

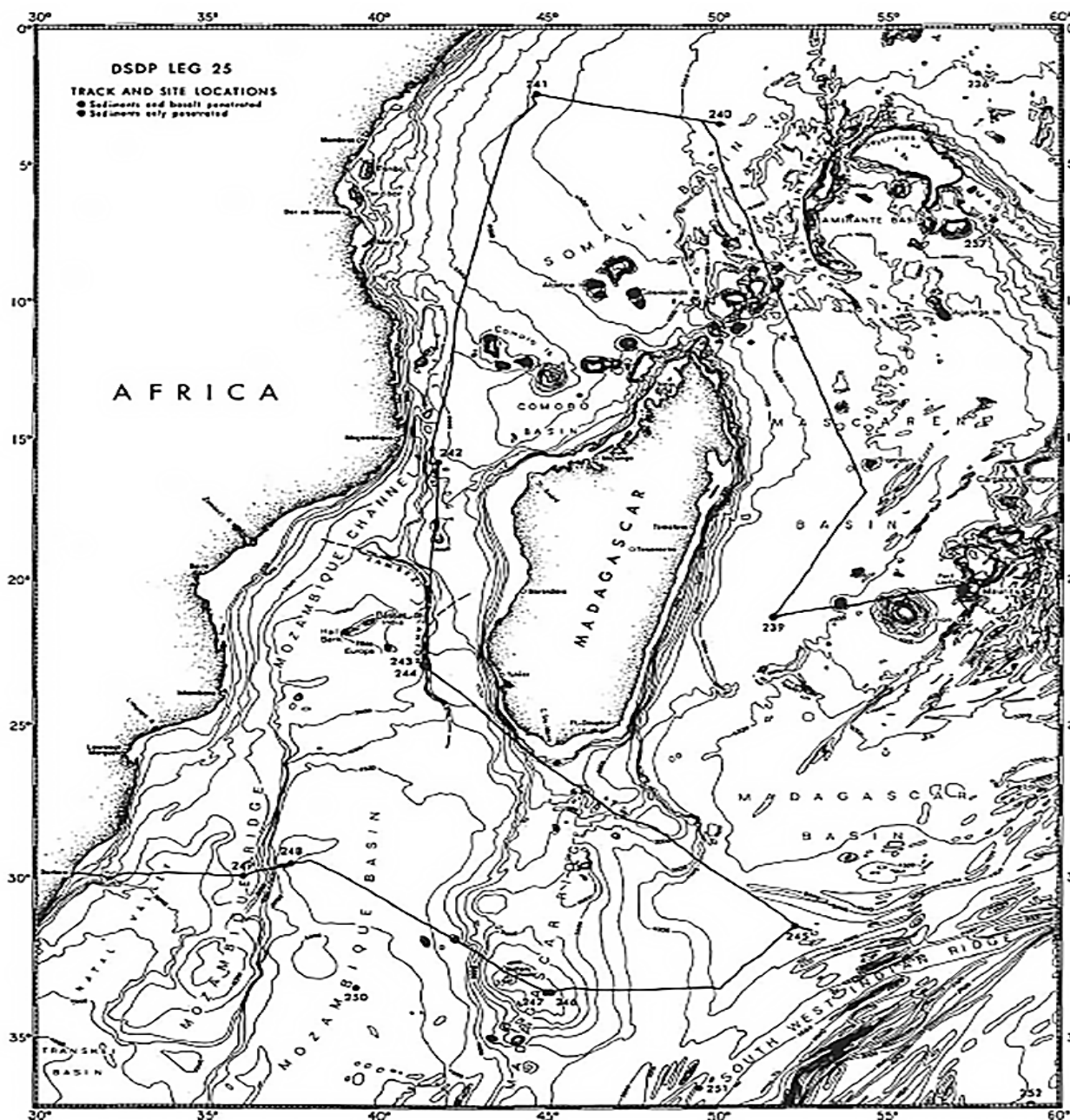


Рис. 54. Карта размещения скважин рейса 25.

Рейс 25. Скв. 239. Глубина – 4971 м Расположена на глубоководной абиссальной равнине Маскаренского бассейна, в его южной части. Сейсмический профиль показывает, что Маскаренская абиссальная равнина глубиной 5000 м подстилается отчетливо стратифицированными осадками.

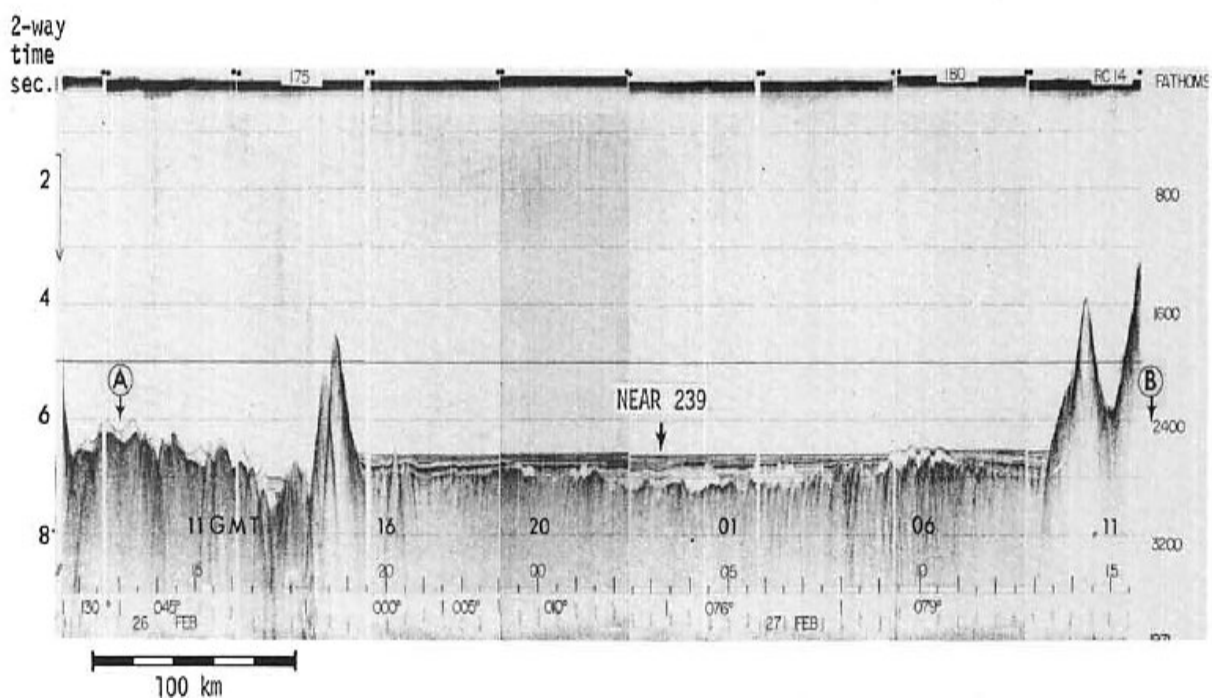


Рис. 55 Сейсмический профиль района заложения скв. 239. Рейс 25.

Основание осадочного разреза: коричневые глины и алевроитовые глины – *средний миоцен* – *верхний мел (кампан?)*. Основание: базальт.

Пачка 1 – 0-158 м – *средний миоцен* – *плейстоцен* – алевроитистые глины и глинистые наноилы.

Пачка 2 – 158–320 м – *ранний миоцен* – *ранний палеоцен* – *поздний мел* – коричневые глины, глинистые наноилы; многочисленные нанофоссилии. Значительный вклад вулканического материала в состав глин подтверждается присутствием монтмориллонита в глинистой фракции. Прослои коричневого цвета в основании пачки могут представлять девитрифицированное вулканическое стекло (*поздний мел, кампан*). Присутствие терригенного материала, состав которого свидетельствует об его происхождении из магматических и метаморфических пород Мадагаскара. Тонкие прослои известняков, обогащенных гипсом.

Пачка 3 – 320-326 м – базальты. Контакт вышележащих пород и базальтов – не вскрыт. Красно-коричневые зоны – окисление железа – подводное выветривание – заполняют трещины, пересекающие базальты. Подобные неправильные по форме трещины заполнены также железистым карбонатом и кремнем.

Рейс 26. Трансиндоокеанский профиль в полосе 25–35° ю. ш., 1972. Bruce P. Luyendyk and Thomas A. Davies. // doi:10. 2973/dsdp. proc. 26. 101. 1974.

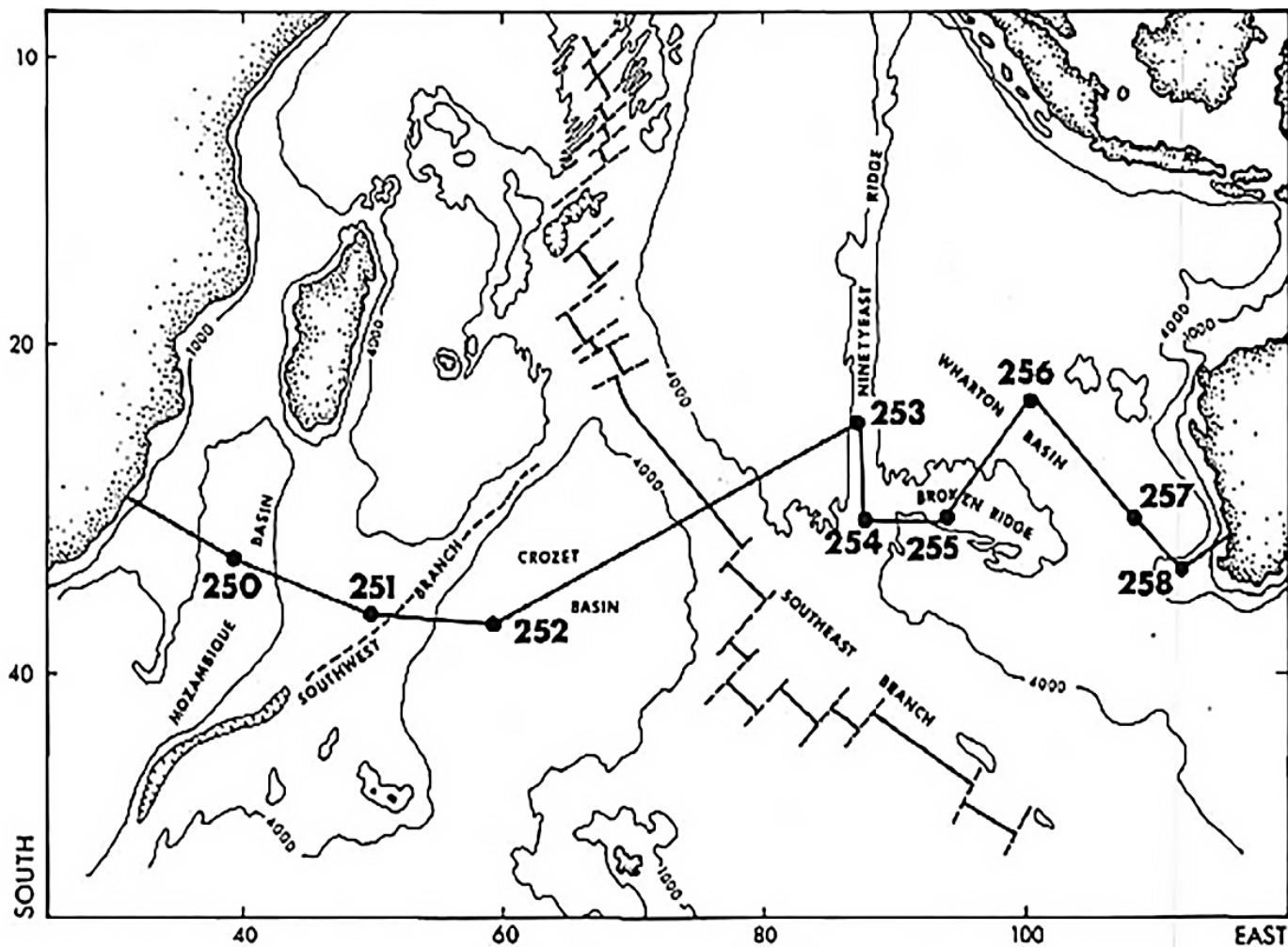


Рис. 56. Схема размещения скважин рейса 26.

Скв. 250. Юго-восточный край Мозамбикской котловины. Глубина – 5119 м. Принципиальный результат: основание оливиновых базальтов перекрыто 22 метрами детритовых глин (коньяк).

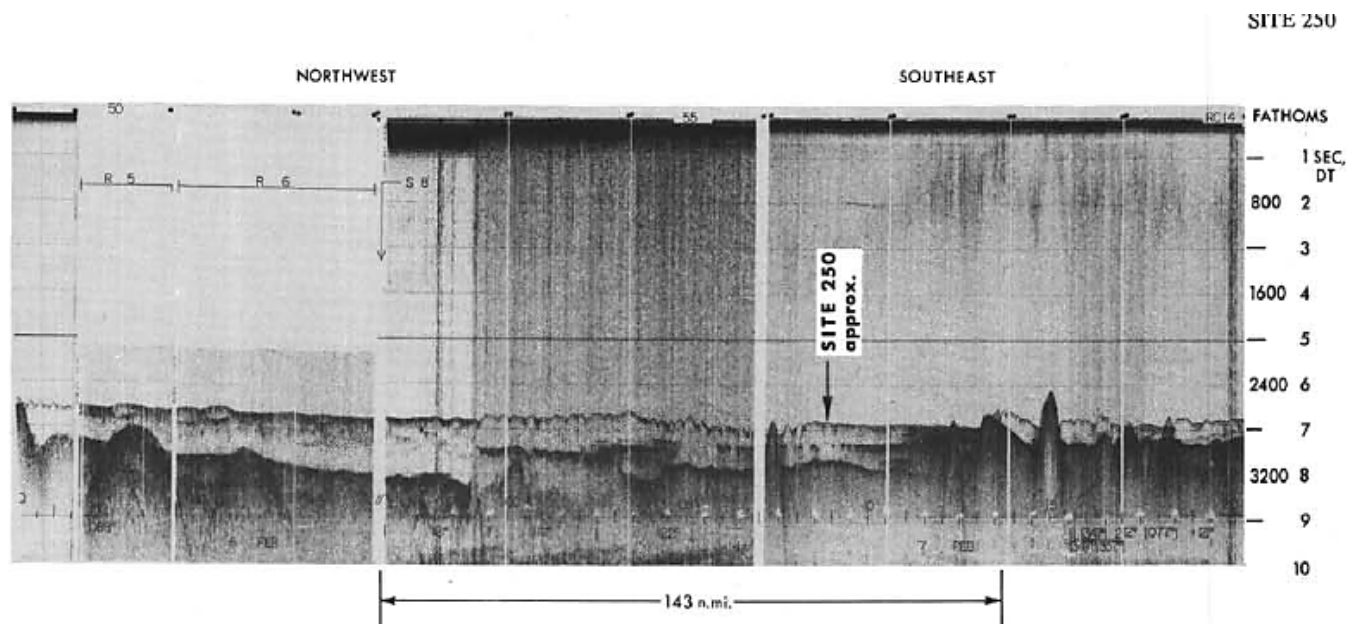


Рис. 57. Сейсмический профиль района заложения скв. 250. Рейс 26.

Пачка 5 – полулитифицированные серые глины. Возраст не известен, но в вышележащей пачке 4 установлены *верхнемеловые* окаменелости (*поздний мел – коньяк*). Примесь минералов в глинах: кварц, полевой шпат, слюда (до 1%). Тяжелые минералы: гранат, апатит, рутил, анатаз.

Пачка 6 – нет оснований не считать контакт глин и базальтов не несогласным. Действительный контакт не вскрыт, но неметаморфизованные глины заполняют две полости в наиболее верхних базальтах и подобны детритовым глинам пачки 5. Базальты демонстрируют среднюю степень выветривания или изменения до глубины 734 м. Верхние 4 м базальтов пронизаны большим количеством кальцитовых и серпентиновых (?) жил и трещин, их количество уменьшается до глубины 728 м. Изучен шлиф: 725, 3 м – выветренное первичное стекло базальта – красно-коричневое; девитрифицированный субвариолитовый красно-коричневый матрикс; оливин нацело замещен агрегатом идингсита – боулингита. Миндалины заполнены селадонитом.

Рейс 123. Абиссальная равнина Арго, плато Эксмут, 1990. Ludden, J. N., Gradstein, F. M., et al., 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 123: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp.proc.ir.123.1990.

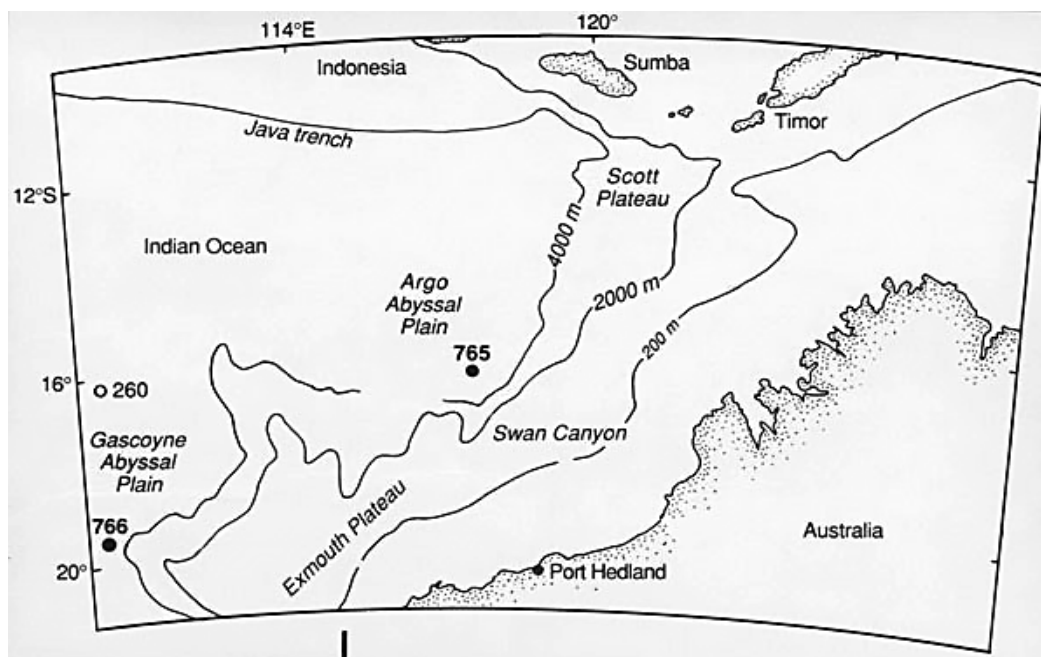


Рис. 58. Карта размещения скважин рейса 123.

Рейс 123. Скв. 765С, Д. Глубина 5723 м. Абиссальная равнина Арго исключительно плоская, расположена на глубине 5.7 км, размещена севернее плато Эксмут и западнее плато Скотта и на севере ограничена трогом Ява и подстилается наиболее древней корой в Индийском океане. Древнейшие осадочные породы: Скв. 765С – темно-коричневые аргиллиты с марганцевыми включениями – *поздний баррем – валанжин*. Пачка 6 – 859. 2-892. 2 – *валанжин – готерив* – нанофоссильный мел Над базальтовая пачка 6 – *валанжин – готерив* – характеризуется присутствием многочисленных

интервалов известковистых с нанофоссилиями аргиллитов и известковистых смешанных осадков. Известковистые осадки преобладают в составе пачки 6 и не обнаружены в пачках 5 и 7. Известковистые осадки красно-коричневые, коричнево-серые, розовато-серые; менее обычны зелено-серые и серые. Эти осадки содержат обломки двустворок (иноцерамиды), микронодули родохрозита, обломки фосфатов, кварцевый песок, радиолярии. Красно-коричневые аргиллиты слагают 1/3 разреза пачки 6, а также слои измененного пепла (5%).

Пачка 7 – 892. 9-931. 2 м – *берриас* – *валанжин* – коричнево-красные и красновато-коричневые до зеленоватых аргиллитов; базальный контакт между аргиллитами и базальтами выражен несколькими сантиметрами базальтовых гиалоклатитов, замещенных селадонитом и плавающим в матриксе красных аргиллитов и кальцита. Измененные слои пепла присутствуют выше в разрезе пачки 6. Пачка 7 – *баррем* – *валанжин*; верхняя часть пачки 7 является нижней частью карбонатной пачки 6, а в ее основании размещается контакт между аргиллитами и базальтами. Аргиллиты основания – красно-коричневые. Среди пород пачки 7, кроме радиолярий, встречены фораминиферы, нанофоссилии, двустворчатые моллюски и фрагменты белемнитов, обнаруженные только в верхней части пачки 7. Основанием нижней части пачки 7 является контакт осадки/базальт. Эта часть разреза содержит однообразные аргиллиты, часто обогащенные раковинами двустворок, количество которых достигает 30–50%. Черные нодулы MnO рассеяны в основной массе аргиллитов. Нижняя часть пачки 7 представлена коричневыми некарбонатными аргиллитами. Контакт между ними и базальтами представлен несколькими сантиметрами базальтовых гиалокластитов, превращенных в селадонит. Измененные гиалокластиты плавают в матриксе красных аргиллитов.

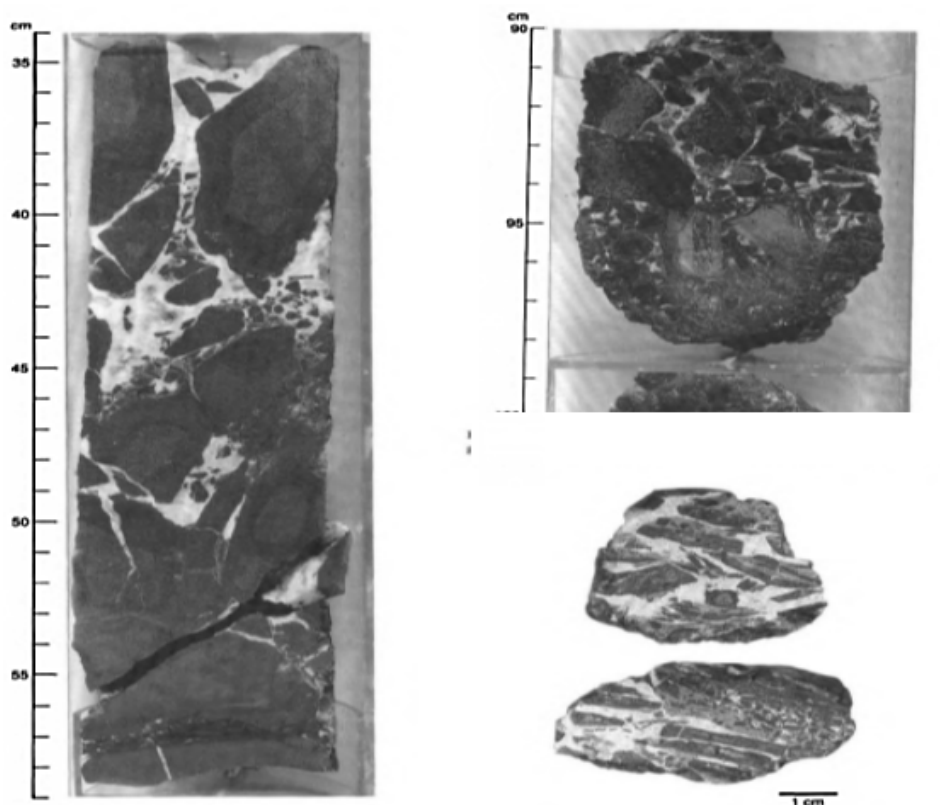


Рис. 59. Брекчии гиалокластитов – девитрифицированное стекло в карбонатном цементе. Рейс 123.

Вулканический разрез **скв. 756С** сложен подушечными лавами (54%), массивными базальтами (25%), брекчированными пиллоу-базальтами (8%), автокластическими брекчиями (6%) и диабазами (4%). Верх разреза сложен пиллоу-лавами; подобные, но более измененные и брекчированные базальты выявлены в середине разреза или вблизи его основания. Базальты всего разреза характеризуются красно-коричневыми и зелено-желтыми изменениями, проявленными в виде фронтов, распространяющихся вдоль трещин, по периферии которых распространены: кальцит, селадонит, гидроокислы железа. Контакт с осадочными породами вскрыт в керне скв. 756С. Здесь подушечные лавы перекрываются пачкой красно-коричневых известковистых и обогащенных Mn аргиллитов, описанных выше в составе основания пачки 7. Эти осадки залегают на фрагментах гиалокластитов, цементируемых кальцитом. Красный аргиллит заполняет пространство между фрагментами гиалокластитов. Аргиллит датируется поздним *барремом* и *валанжином*. «Подушки» лав трещиноваты и трещины заполнены кальцитом, селадонитом, коричневыми или красными гидроокислами железа. Концентрация зон изменения трассируется из жил в окружающие породы (гало) на 3-4 см от их контакта в базальты. Степень изменений в единице 3, меньше, чем в верхних единицах 1, 2. Ниже по разрезу к его основанию исчезают красные гидроокислы железа. Особо выделяются округлые гальки андезибазальтов размером от 2-3 до 14 см, присутствующие в верхней части разреза основания среди песчаников. Их положение определяется как *in situ* в отложениях, возраст которых варьирует от *позднего мела до плиоцена*. Такие гальки есть и в нижней части разреза скв. 765С и вверху 765D. Значительное их число перемещено или в условиях субаэральных рек, либо в условиях субмаринных турбидитовых потоков. Гальки вулканитов при этом ассоциируются с гальками песчаников, часто железистых глинистых железистых пород. Макроскопически гальки желто-коричневые или красно-коричневые. Эти гальки окружены (особенно округлые) коркой выветривания, толщиной около 5 мм – более красного цвета. При микроскопическом описании следы сильного выветривания, или изменения обнаружены во всех изученных на корабле (27) шлифах.

В интерпретации авторов описания разреза, более половины осадочного разреза представлены преимущественно известковистыми турбидитами, формирующимися в каньонах секущих край глубокого окраинного плато., в то время как в нижней половине разреза преобладают гемипелагические глины и аргиллиты. Начиная с *раннего мела* около 1000 м глинистых осадков накопилось в абиссальных условиях. Учитывая возраст – *берриас* (142 млн лет) основания и современную глубину (здесь **5728 м.**) район скважины 765 в *берриасе* просел на 5 км в *среднем мелу*, а после *среднемеловое* проседание составило около 700 м. В абиссальной равнине Арго *нижнемеловые* аргиллиты залегают непосредственно на базальтах, примерно, того же возраста. Аргиллиты - преобладающая разновидность пород в *раннем мелу*, хотя и присутствуют в определенных интервалах известковистые и смешанного состава турбидиты. Постоянно присутствуют осадки, обогащенные родохрозитом, радиоляритами и бентонититами. Относительное значение известковистых осадков и турбидитов возрастает вверх по разрезу в *среднем* и *позднем апте*. Они же продолжают в палеогене и неогене. Турбидиты остаются доминирующими и в настоящее время. Содержащие обломочные раковинные слои турбидиты *берриаса*

могут представлять собой дистальный фан или дельтовые отложения. Глубоководными считаются отложения *раннего мела*.

Рейс 123. Скв. 766А. Находится в основании западного уступа плато Эксмут, в краевой части абиссальной равнины Гаскойн. Глубина – **3997.5 м**.

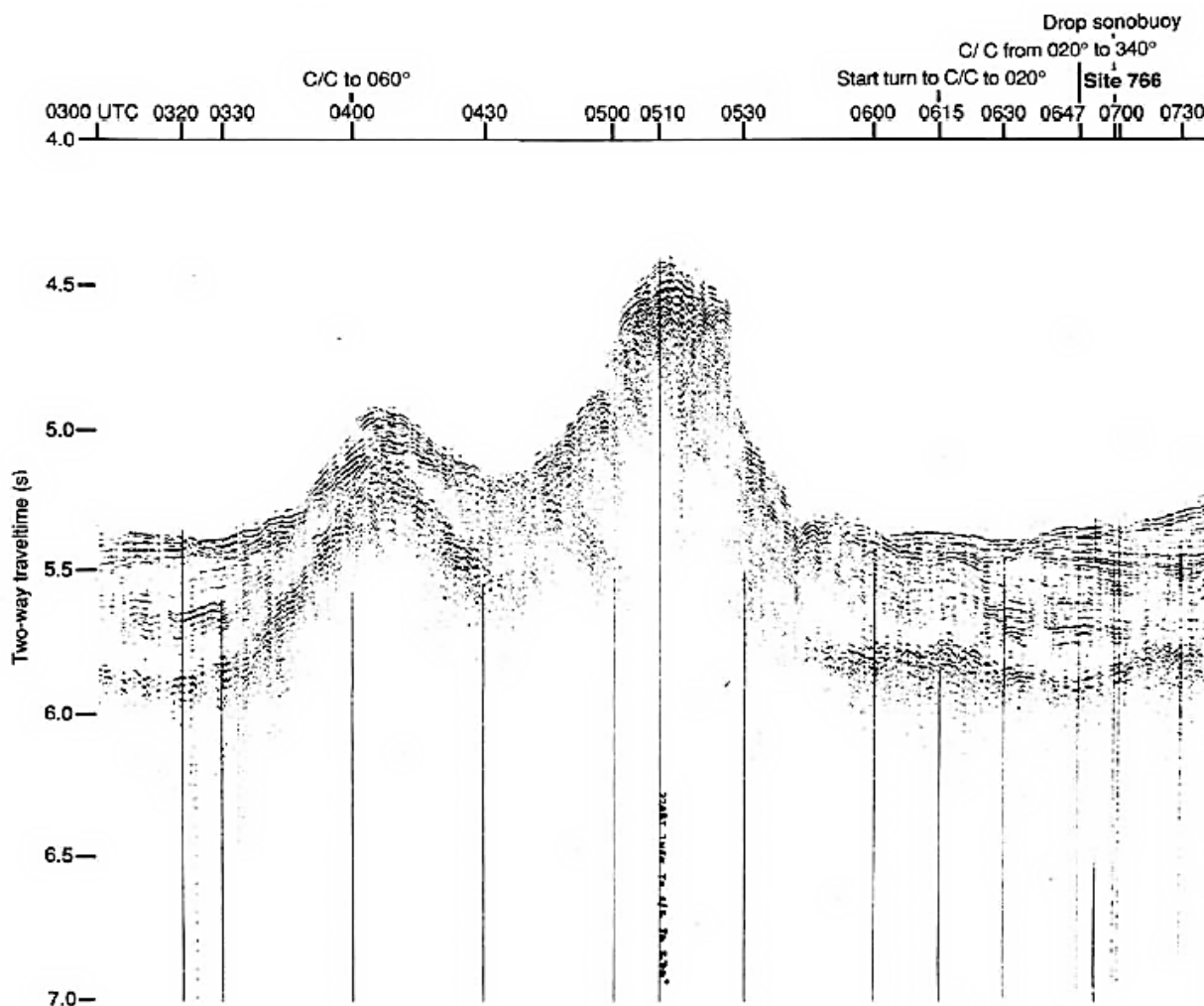


Рис. 60. Сейсмический профиль района заложения скв. 766. Рейс 123.

Древнейшие осадочные породы: песчаники и аргиллиты – *поздний валанжун* – *поздний – готерив*. Основание: базальт. Над базальтовая пачка 3в – в верхней части представлена двумя разновидностями темных желтовато-серых песчаников и аргиллитов. Первая разновидность – мелкозернистые не известковистые песчаники аналоги пачки 3а – с кварцем и измененным вулканическим стеклом. Вторая разновидность песчаников – плохо отсортированные с биокластами: фрагменты эхинодерм, пелиципод, иноцерамид, брахиопод, красных водорослей, кораллов, фораминифер, бриозоа. Обломки – биокласты крупнее, чем другие зерна. Встречаются обломки угля. В нижней части серые аргиллиты и песчанистые аргиллиты чередуются с изверженными породами. Контакт обычно разрушен бурением, но породы интрузивные и не могут рассматриваться как основание.

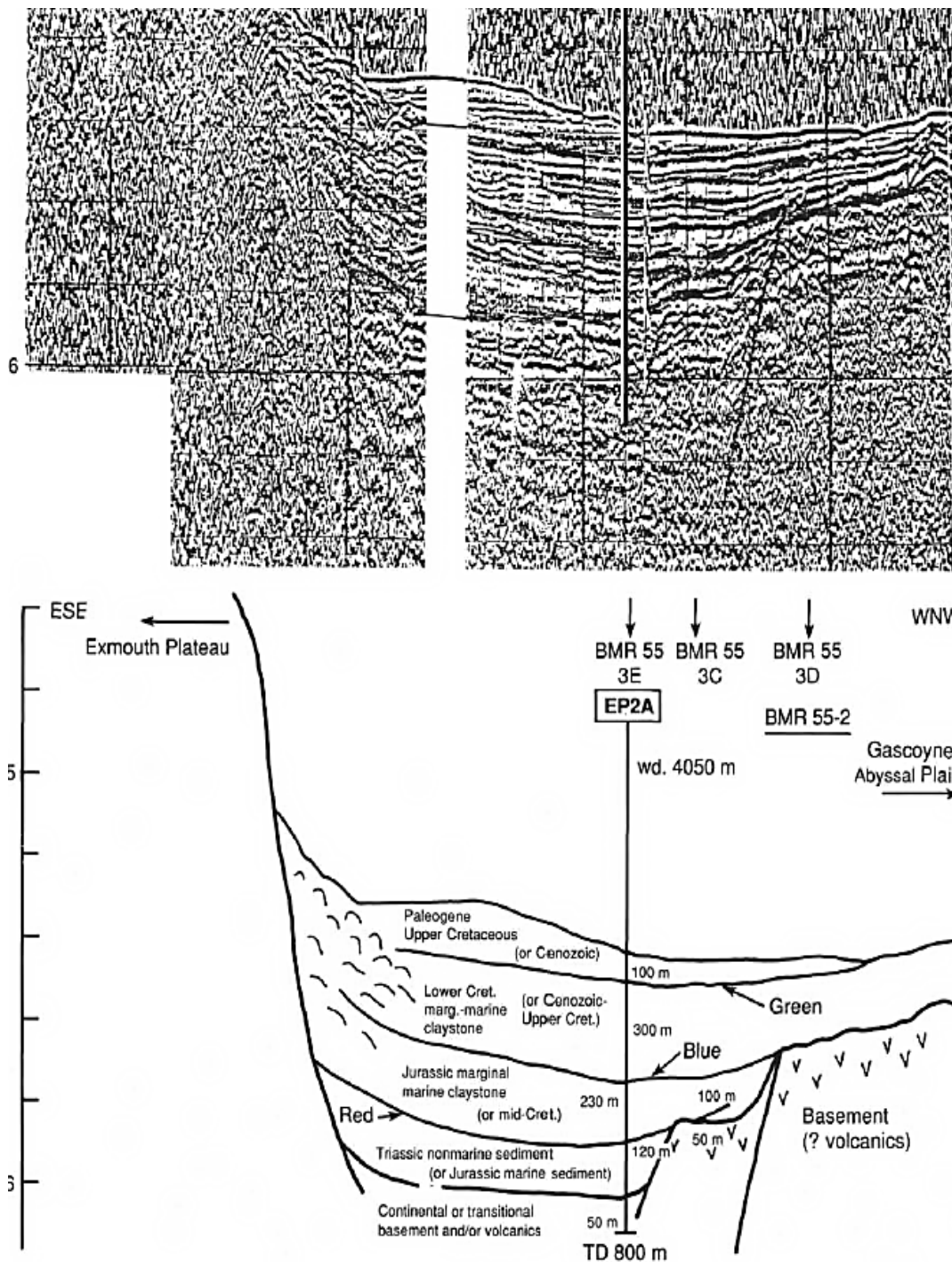


Рис. 61. Схематизированный разрез – запад-восток – района заложения скв. 766 от уступа Эксмут, мористее к вулканическому основанию, которое воздымается на 1 км выше уровня абиссальной равнины Гаскойн. Рейс 123.

Наиболее древние осадки, вскрытые скв. 766 являются аргиллиты *позднего валанжина* чередующиеся с базальтами. Проградационный клин *готерива* и *верхнего валанжина* сложен, преимущественно, вулканокластическими и мелководно-морскими компонентами, такими как эхинодермы и бризоа, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Обломочный материал происходит, возможно, из плато Эксмут. Аргиллиты *баррема* с многочисленными радиоляриями ассоциированы с высоким стоянием уровня моря и включают многочисленные проградационные клинья. Короткое несогласие (перерыв) в *раннем апте* означает качественное изменение седиментации – от ювенильного к зрелому океану. Осадки стадии зрелого океана представлены нанофоссильными

илами и мелом. *Палеоцен – ранний апт* – гетерогенен и представлен кремнистыми осадками в *апте*, пестроцветно-полосчатыми глинами, мелом и илами в *туроне и сеномане*. Многочисленные цеолитовые осадки фиксируют высокое стояние уровня моря в *туроне и сеномане*. *Плейстоцен и голоцен* представлены гомогенными нанофоссильными илами, фиксируя пелагическую седиментацию. Весьма характерно описание галек базальтов, встреченных в осадочных породах от *палеоцена до позднего мела*. Все они светло-желтые, палево-коричневые и представлены сильно измененными базальтами. Отмечено, что низкотемпературные изменения, включая прожилкование, интенсивно проявлены в потоках 1-4 и в наиболее измененной верхней части потока 5. Степень изменений «драматически» уменьшается в середине и нижней части потока 5.

Асейсмичные хребты.

Одной из характеристик Индийского океана, в отличие от Атлантического и Тихого океанов, является присутствие многочисленных асейсмичных, сравнительно мелководных, плосковершинных, часто покрытых осадками, пологосклонных хребтов или плато. Некоторые из микроконтинентов (Сейшельская банка, плато Маскарен) несут свидетельства присутствия гранитов. Мадагаскарский и Мозамбикский хребты, расположенные на глубинах 1000 и 2000 м, разделенные Мозамбикским бассейном глубиной 5000 м и шириной 300 км.

Рейс 115. Плато Маскарен, 1988. Backman, J., Duncan, R. A., et al., 1988. Proc. ODP, Init. Repts., 115: College Station, TX (Ocean Drilling Program). // doi:10.2973/odp.proc.ir.115.1988.

Скв. 715. Размещена в восточной окраине Мальдивского хребта на глубине **2272. 8 м**. Древнейшие осадочные породы: мелководные рифовые известняки – *ранний эоцен*. Основание: базальты – *ранний эоцен*.

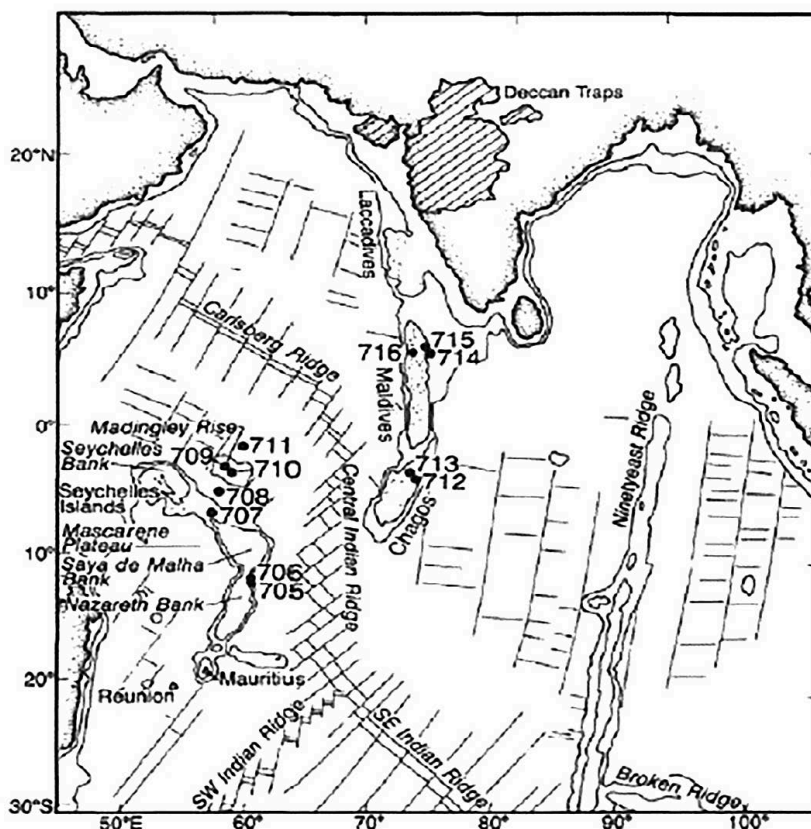


Рис. 62. Карта размещения скважин рейса 115.

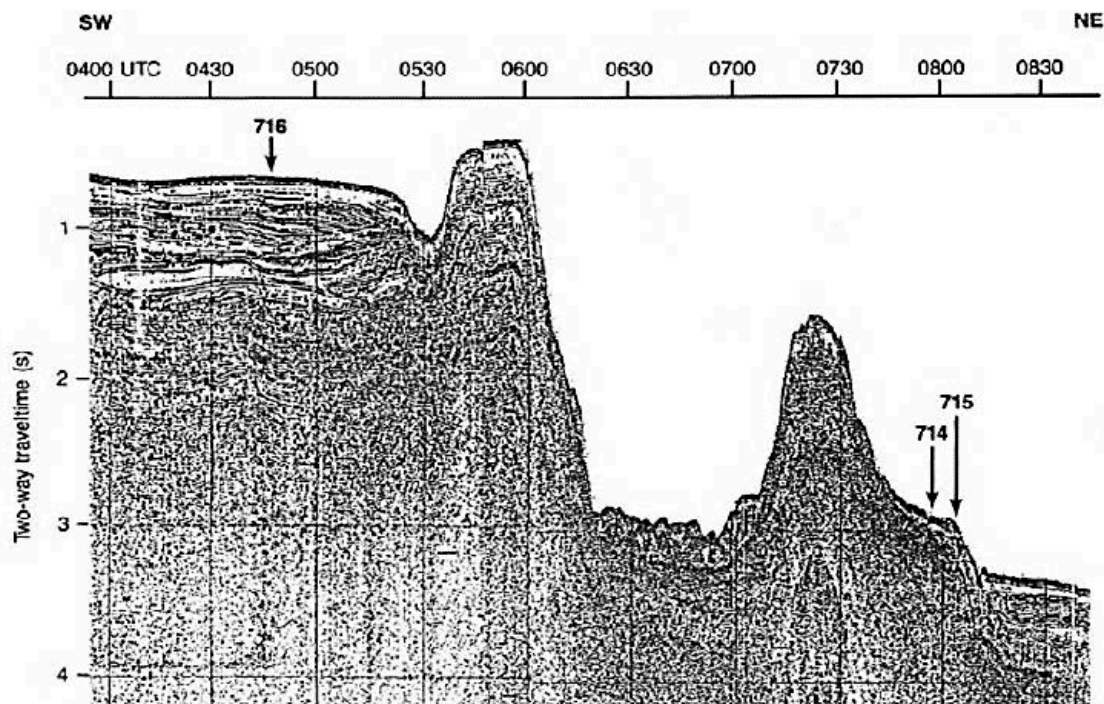


Рис. 63. Сейсмический профиль района заложения скв. 715. Рейс 115.

Пачка 2 – 104, 6-211, 3 м – *эоцен*- мелководные карбонатные породы с бентическими фораминиферами, обломками двустворок, брахиопод, пелеципод, колониальных кораллов бриоза, указывающих на мелководные условия накопления.

Пачка 3 – 211, 3-287, 8 м – *эоцен* – субаэрально извергавшиеся лавовые потоки оливинных базальтов, слабо и сильноизмененные; перекрываются грубообломочными песчаниками с угловатыми и округлыми обломками в карбонатном цементе, интерпретируются как пляжные отложения. Потоки 1-5 м с прослоем известняка рифовых фаций (0, 5 м) и несколькими латеритными контактами, перекрываются очень мелководными рифовыми отложениями *эоцена*. Отмечено, что отдельные базальтовые потоки отделяются друг от друга окисленной и выветрелой их верхней частью. Литифицированные субаэральные отложения – известковые брекчии с выветрелыми красновато-коричневыми обломками базальтов – зернами, обломками и валунами (булыжниками) перекрываются и чередуются с потоками базальтов. Процессы окисления, выветривания проявлены во всех 21 выделенных потоках общей мощностью около 76, 6 м.

Рейс 22. Северо-восточная часть Индийского океана, 1972. С. С. von der Borch, J. G. Sclater, S. Gartner, Jr., R. Hekinian, D. A. Johnson, B. McGowran, A. C. Pimm, R. W. Thompson, J. J. Veevers, and L. S. Waterman. // doi:10. 2973/dsdp. proc. 22. 101. 1974.

Скв. 214. Скважина пробурена в осевой части хребта Найнтист. Глубина **1665 м.**

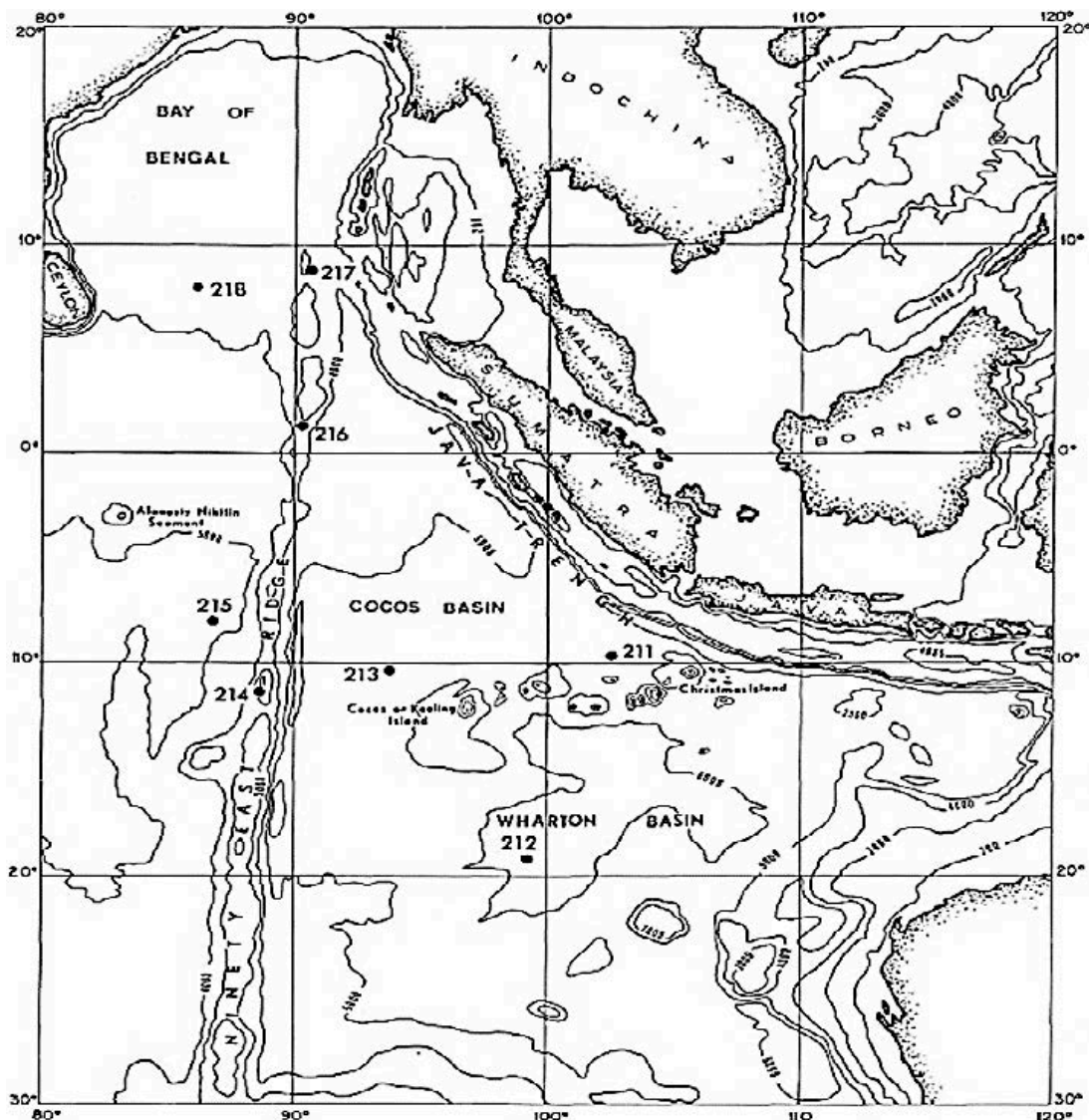


Рис. 64. Карта размещения скважин рейса 22.

Скважина пробурена в осевой части хребта там, где мощность осадков до фундамента достигает 500 м. Верхние 330 м пробурены в не консолидированных и полу консолидированных фораминиферо-нанофоссильных илах. Пробурены также 53 м глауконитового мела и 62 м лагунных осадков и лигнитов до покровов базальтов на глубине 445 м. Далее пробурены 27 м, после которых вскрыты вулканокластические породы, перекрывающие миндалекаменные базальты. В разрезе скважины вскрыты 5 пачек.

Пачка 2-366-390 м – *палеоцен* – раковинные карбонатные глинистые известняки с примесью вулканокластического материала.

Пачка 3 – 390-490 м –? – лигниты, вулканические глины, туфы и лапиллиевые туфы, чередующиеся с породами пачки 4, лигниты зеленовато-серые, коричневые или черные мощностью около 80 см. Прослой 20-23 см вулканических конгломератов, вулканических туфов.

Пачка 4 – 440-468 м –? – дифференцированные породы с трахитовой структурой.

Пачка 5 – 490-500 м –? – частично выветрелые базальты миндалекаменные (1-10 мм. Условия лагун и речные. Данные по вулканическим и осадочным породам и палеонтологические материалы свидетельствуют о том, что хребет погрузился под уровень моря в *палеоцене*, а до того представлял собой цепь вулканических островов. Короткая история мелководного шельфа закончилась в *раннем эоцене*.

Рейс 25. Западная часть Индийского океана, 1972. Simpson, E. S. W., Schlich, R., et al, 1974, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 25, Washington (U. S. Government Printing Office).
 // doi:doi:10. 2973/dsdp. proc. 25. 1974.

Скв. 246. Хребет Мадагаскар. Глубина 1030 м (246) и 944 м (247).

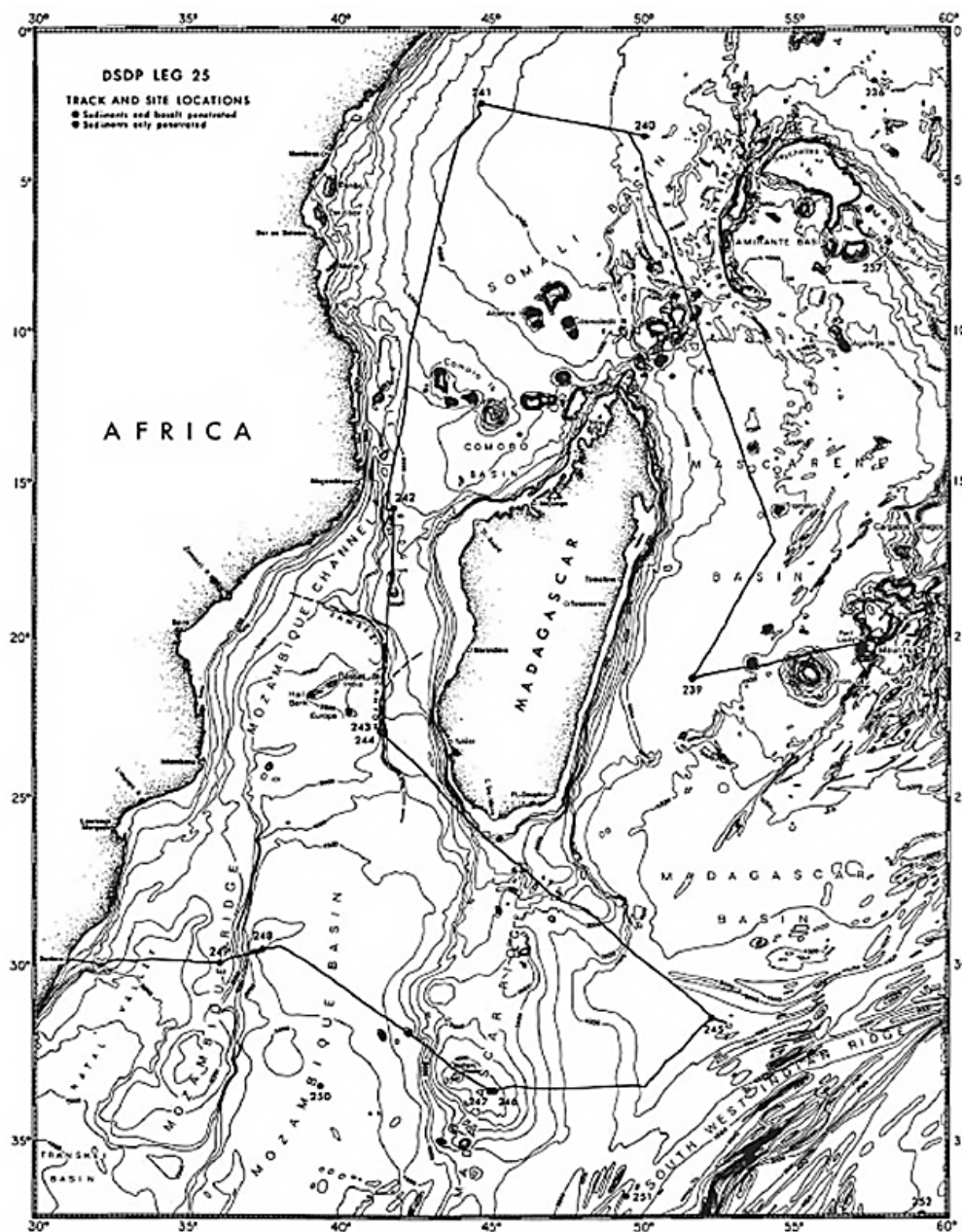


Рис. 65. Карта размещения скважин рейса 25.

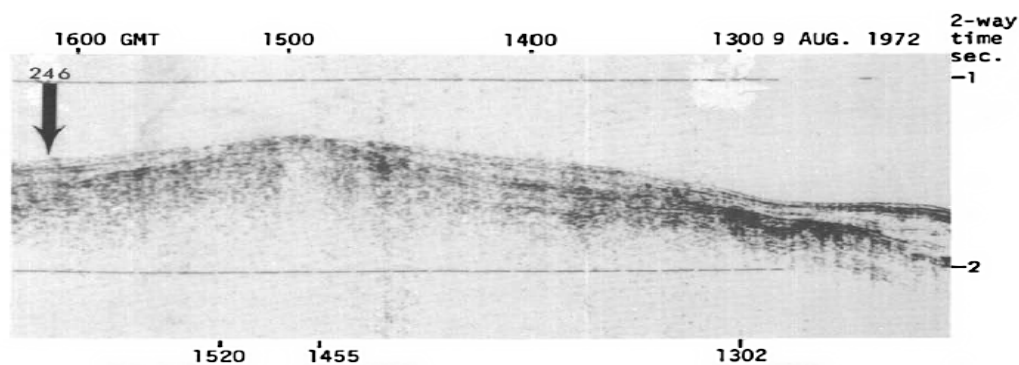


Рис. 66. Сейсмический профиль района заложения скв. 246. Рейс 25.

В разрезе скважины выделены три пачки.

Пачка 2 – 51 м – *эоцен – олигоцен* – раковинные карбонатные пески. Граница между пачками 1 и 2 устанавливается по горизонту высоко литифицированных галечных известковистых песчаников, ниже которого также литифицированные слои обогащенных раковинами песчаников с глауконитом. В обломках также 20% калиевого полевого шпата. Песчаники содержат *раннемиоценовую* и переработанную *эоценовую* фауну.

Пачка 3 – 18 м *палеоцен?* – глауконитсодержащие пески, вулканические пески и вулканические брекчии, алевритистые глины и известняки. В песчаниках иногда наблюдается косая слоистость. Вулканические обломки бесцветны, иногда желтоватые и красноватые. Много палагонита. Крупные мелководные пелициподы, косослоистые пески и глауконит свидетельствуют о мелководных условиях формирования пачек 1 и 2 с периодическим поступлением вулканического материала. В течение *раннего миоцена* дно просело от 300 м до современной глубины около 1000.

Рейс 121. Хребты Брокен Ридж и Найнтист, 1989. Peirce, J., Weissel, J., et al., 1989. Proc. ODP, Init. Repts., 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.121.1989.

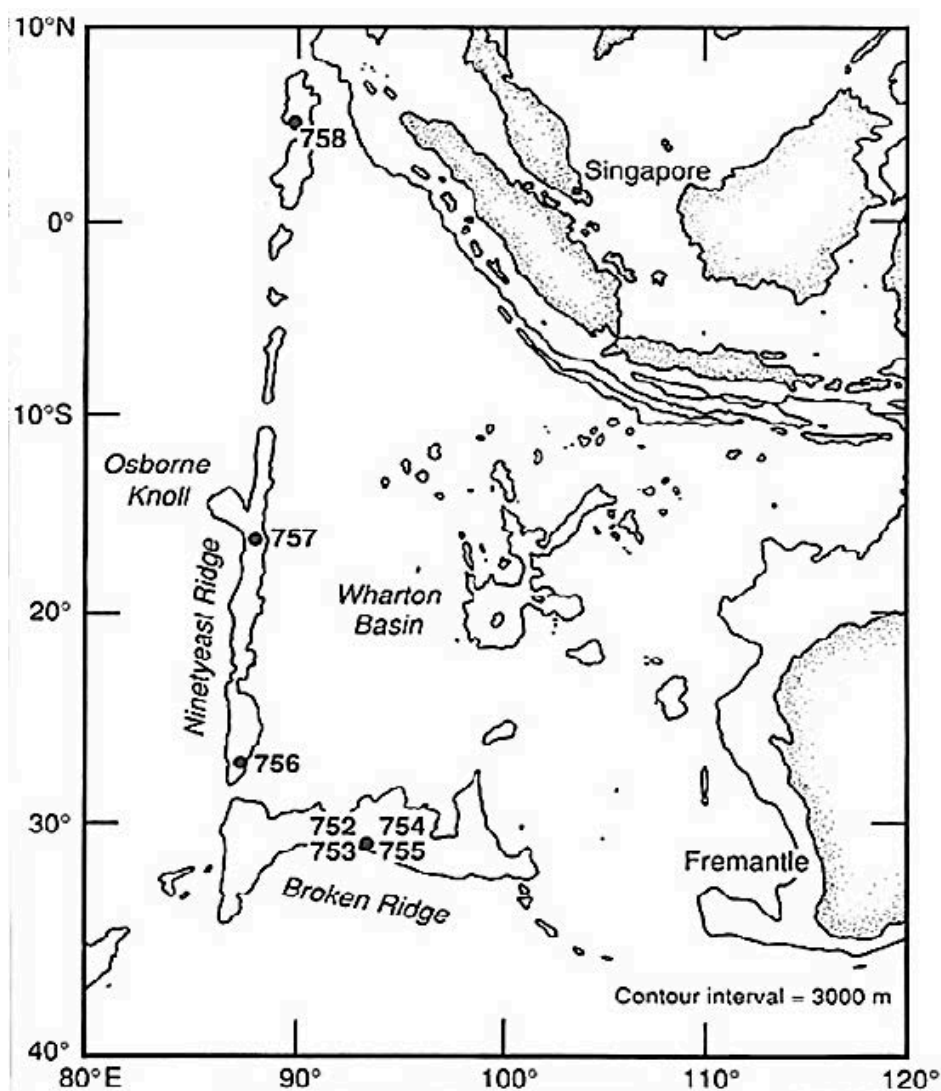


Рис. 67. Карта размещения скважин рейса 121.

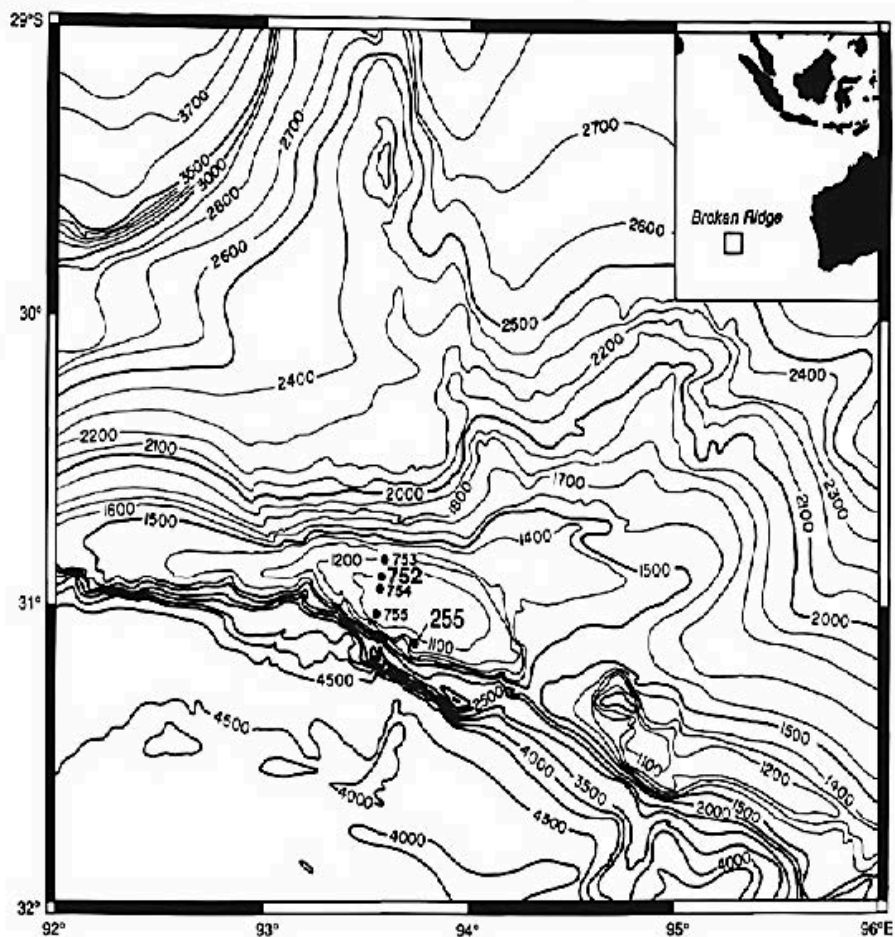


Рис. 68. Батиметрическая карта района хр. Брокен Ридж с показом размещения скважин рейса 121.

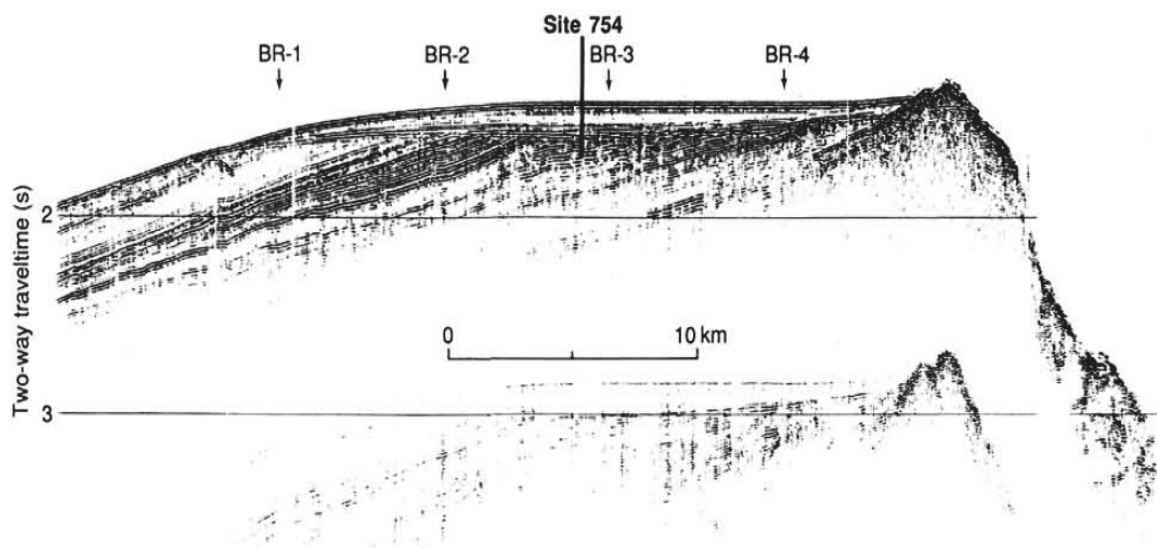


Рис. 69. Сейсмический профиль района заложения скв. 754. Рейс 121.

Скв. 756 располагается в южной части хребта Найнтист. Глубина скважин, вскрывших базальтовое основание: 756С – 1685, 7 м; 756D – 1685, 7 м.

Основание осадочного разреза: фораминиферовые известняки – *поздний эоцен* (756С). Вулканическое основание: потоки базальтов (756С, Д).

Пачка 1 – 0-139 м – *плейстоцен – верхний эоцен* – палево-коричневые и темно-желто-коричневые

фораминиферовые известняки.

Пачка 2 – 139-221 м – миндалекаменные базальты, потоки – субаэральные с систематически проявленными изменениями. Фрагменты базальтов обнаружены в вышележащих известняках. Наблюдается брекчия известняков и базальтов, в которой присутствуют обломки раковин. Базальты извергались субаэрально, и затем погружены под мелководные отложения с накоплением известняков субпачки 2в. Такая интерпретация подкрепляется данными о присутствии раковин в брекчии базальтов и известняков, а также выветриванием базальтов и последующей их импрегнацией в известняки. Базальты сложены серией субаэральных дискретных потоков с брекчированными верхними частями потоков.

Асейсмичные хребты широко распространены в пределах Индийского океана и, напротив, представлены единственным - Китовым хребтом в Атлантическом океане

В восточной окраине Мальдивского хребта в скв. 715 – поздний *плейстоцен* – *ранний миоцен* – содержащие глину, фораминифер, нанофоссильные илы, которые отделяются перерывом продолжительностью от *мела раннего миоцена*. Перерыв около 14 млн. лет между *плейстоценом* и *средним миоцен-эоценом*; мелководные карбонатные породы *эоцена* с бентическими фораминиферами, обломками двустворок, брахиопод, пелелипод, колониальных кораллов бриозоа, указывают на очень мелководные условия накопления. В основании – *эоцен* – субаэрально извергавшиеся лавовые потоки оливиновых базальтов, слабо и сильно измененные; перекрываются грубообломочными песчаниками с угловатыми и округлыми обломками базальтов в карбонатном цементе, интерпретируются как пляжные отложения. Потоки 1-5 м с прослоем известняка рифовых фаций (0, 5 м) и несколькими латеритными контактами, перекрываются очень мелководными рифовыми отложениями *эоцена*. Отмечено, что отдельные базальтовые потоки отделяются друг от друга окисленной и выветрелой их верхней частью. Литифицированные субаэральные отложения – известковые брекчии с выветрелыми красновато-коричневыми обломками базальтов – зернами, обломками и валунами (булыжниками) перекрываются и чередуются с потоками базальтов. Процессы окисления, выветривания проявлены во всех 21 выделенных потоках общей мощностью около 76, 6 м.

Скважина 214 пробурена в осевой части хребта Найнтист в осевой части хребта там, где мощность осадков до фундамента достигает 500 м. Верхние 330 м пробурены в не консолидированных и полу консолидированных фораминиферо-нанофоссильных илах *плейстоцен* – *поздний олигоцен*. Пробурены также 53 м глауконитового мела - *ранний эоцен*- и 62 м лагунных осадков и лигнитов до покровов базальтов на глубине 445 м – *палеоцен*. Далее пробурены 27 м, после которых вскрыты вулканокластические породы, перекрывающие миндалекаменные базальты.

В хребте Мадагаскар (скв. 246) - верхняя часть разреза – *миоцен-плиоцен* – фораминиферовые и нанофоссильные илы. Илы содержат 20% обломочного алеврита, морские желуди (усоногие рачки), фораминиферы, формировались в условиях верхнего шельфа. Осадки аллохтонные; ниже по разрезу – *эоцен-олигоцен* – раковинные карбонатные пески. Граница между пачками 1 и 2 устанавливается по горизонту высоко литифицированных галечных известковистых песчаников, ниже которогорасполагаются также литифицированные слои, обогащенные обломками песчаников с

глауконитом. В обломках также 20% калиевого полевого шпата. Песчаники содержат *раннемиоценовую* и переработанную *эоценовую* фауну; *эоцен-олигоцен* – раковинные карбонатные пески. В течение *раннего миоцена* дно просело от 300 м до современной глубины около 1000 м. Скв. 1141 и 1142 расположены вблизи осевой части хребта Брокен. В скважинах вскрыты: – *плейстоцен* – поздний или средний *эоцен* – представлена исключительно светло-коричневым нанофоссильным илом, содержащим фораминиферы и обломки раковин. Основание пачки 1 сложено песчаным известняком – *позднего эоцена*, который содержит немногочисленные гальки измененного базальта. В известняке, кроме фораминифер, присутствуют криноидеи, бриоза, фрагменты раковин, остракоды. В скв. 1142 обнаружены обломки двустворок (*олигоцен-эоцен*). Здесь же в песчаниках – гальки базальтов с окисленной поверхностью, в составе которой имеются и фрагменты коричневого известковистого песчаника; – *поздний эоцен* или древнее. Основание разреза сложено высоко измененными базальтами, которые разделены на 6 потоков. Галечные конгломераты непосредственно перекрывают базальтовое основание.

В итоге рассмотрения материалов по истории геологического развития Атлантического и Индийского океанов напрашиваются следующие выводы, имеющие предварительный характер, но тем не менее имеющие по мнению автора вполне актуальный характер. Прежде всего следует пояснить, что использованный материал по глубинному бурению имеет безусловно фактографический характер, что свойственно естественным наукам, которым относится геология. Важно также заметить, что в этом, так же, как и в предыдущих разделах работы, практически отсутствуют теоретические построения, а отдельные выводы, которые присутствуют в тексте носят характер прямых интерпретаций материала данных наблюдаемых в керне скважин и между этим материалом и вытекающими из них построениями. В большинстве случаев между ними отсутствует «посредник» концептуальных модельных построений. Исключением может являться интерпретация условий осадконакопления – мелководных или пелагических, а также интерпретация условия проявления вулканизма – наземного или нет – и условий изменения – выветривания вулканитов. Но подобного рода заключения аргументированы и обоснованы многолетним накопленным опытом полевых литологических и петрографических наблюдений и в большинстве своем не вызывают отрицательного к ним отношения. Приведенные выше замечания имеют по мнению автора предупредительный для читателя характер и подчеркивают прямой «концептуально независимый» характер следующих далее авторских выводов из проанализированного материала глубоководного бурения. Выводы эти носят предварительный характер оттого, что более или менее «окончательными» они могут стать только после завершения анализа материалов глубоководного бурения по Тихому океану, аналогично проведенному анализу для Атлантического и Индийского океанов.

Заключение.

Рассмотрение времени и условий осадконакопления в разнотипных структурах Индийского, так же, как и ранее рассмотренного в разделе 1 Атлантического океана, показало, что вне зависимости от типа структуры и ее месторасположения основание разреза в обоих океанах сформировано в

мелководных или субаэральных условиях динамического сноса обломочного материала с сопредельных структур. Такого рода динамическое мелководное осадконакопление сочетается пространственно и во времени с проявлением субаэрального базальтового вулканизма. Это положение выдерживается для обоих океанов. В Атлантическом океане закономерно и направленно варьирует время начала осадконакопления – *от мезозоя* на юге океана - к *кайнозою* - на севере. В Индийском океане такой закономерности не выявляется, возможно, по причине ограниченного количества данных. Здесь в пределах крупных плато (Эксмут, Кергелен) начало процессов мелководного осадконакопления меняется в различных участках этих структур *от триаса до раннего мела*. В пределах абиссальных плато время формирования мелководных отложений меняется *от эоцена-палеоцена до раннего мела*. В конечном счете вопрос начала времени процессов близко одновременного мелководного осадконакопления и вулканизма требует дополнительного анализа. Во всех приведенных случаях отмечается присутствие наземных кор выветривания, в субаэрально изливавшихся базальтах. По сведениям авторов описания скважин в Индийском океане, возможно, существование до океанических форм рельефа: гористого с системой меандрирующих водотоков (Кергелен) и хребтов с проявлениями наземного вулканизма (асейсмичный хребет Найнтист). Приведенные результаты еще раз свидетельствуют о необходимости коррекции, существующих сегодня, тектонических построений.

Раздел 3. Тихий океан.

Введение

Рассмотрение материалов раздела по Тихому океану начинается со структур, наиболее распространенных в Тихом океане – абиссалий. Карта размещения скважин, пробуренных в Мировом океане по завершённым и ныне действующим программам глубоководного бурения размещена на сайте: <http://www-odp.tamu.edu/publications>. Краткое ознакомление с этой картой показывает, что наиболее изучена бурением западная часть Тихого океана и северная часть Атлантического океана. Основные материалы этой работы заимствованы из ранее опубликованной автором работы «История геологического развития Тихого океана по материалам международных программ глубоководного бурения [Электронный ресурс] / Блюман Б. А.; Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб: ВСЕГЕИ, 2020».

Абиссали.

Рейс 35 Юго-восток Тихого океана. Hollister, C. D., Craddock, C, et al., 1976. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 35, Washington (U. S. Government Printing Office), 930 p. //doi:10.2973/dsdp.proc.35.1976 Publication date: May 2007

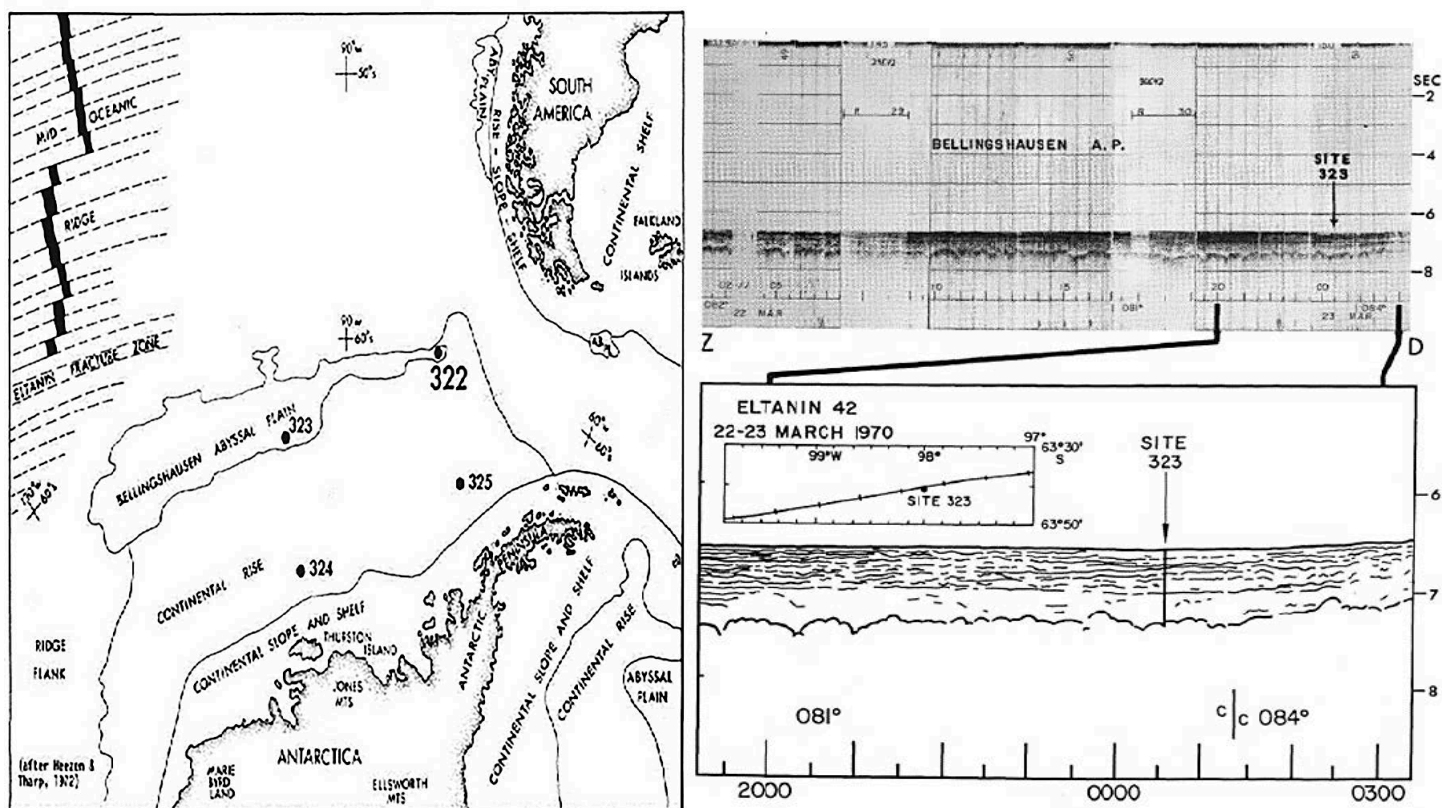


Рис 70. Слева. Размещение скважин рейса 35 в юго-восточной части Тихого океана. Справа. Сейсмические профили района заложения скв. 323

Основание осадочного разреза – коричневая глина – *поздний мел*. Вулканическое основание – базальт. Нет перерыва между основанием *палеоцена* и верхами разреза *позднего мела*.

Пачка 5 - (интервал 665, 5-701 м) – *маастрихт* – коричневые цеолитовые аргиллиты залегают непосредственно выше базальтов. Отсутствуют следы контактового воздействия. Эти аргиллиты сопоставляются с формаций островов Лайн экваториальной части Тихого океана. В основании пачки 5 присутствуют бентические ассоциации фораминифер хорошей сохранности (*даний*) и нанопланктон, которые свидетельствуют о мелководных условиях осадконакопления

Рейс 61. Марианская котловина, бассейн Науру, 1978. Larson, R. L., Schlanger, S. O., et al., 1981. Init. Repts. DSDP, 61: Washington (U. S. Govt. Printing Office).

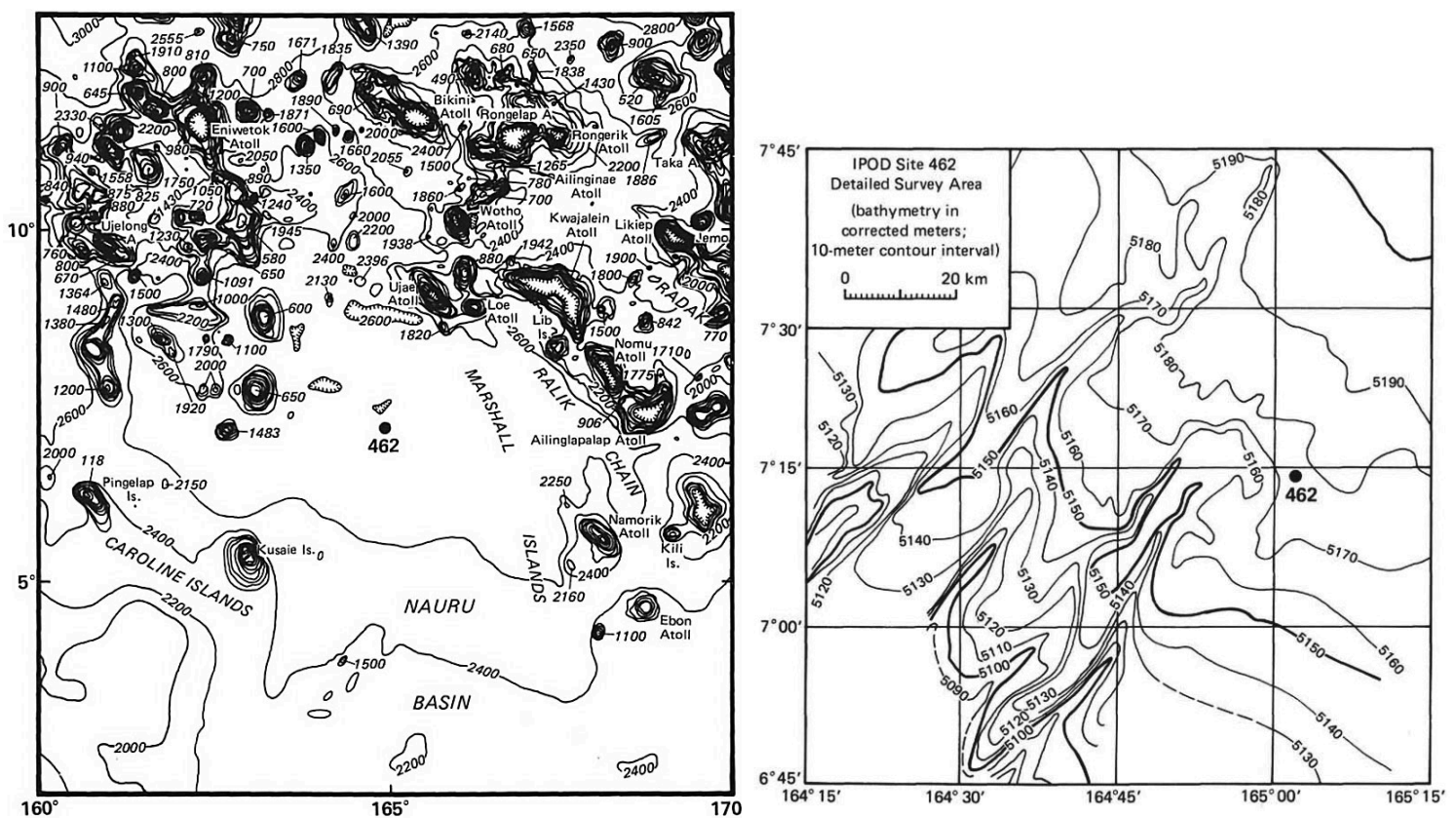


Рис. 72. Слева. Батиметрическая карта и расположение скважин 462 и 462 А. Справа. Батиметрическая карта района заложения скв. 462.

Скв. 462А. Глубина 5187 м. Пачка 3 – (интервал около 450 м до изверженных пород пачки).

В основании осадочного разреза вскрыты пестроцветные аргиллиты. Галечные конгломераты присутствуют на различных уровнях. Обломки угловатые от 5 до 8 мм с редкими гальками базальтов. Один прослой содержит радиолярии *баррема*, обломки рыб и агглютинированные фораминиферы. Важной особенностью этих отложений является присутствие многочисленных растительных остатков (*ант – альб*)

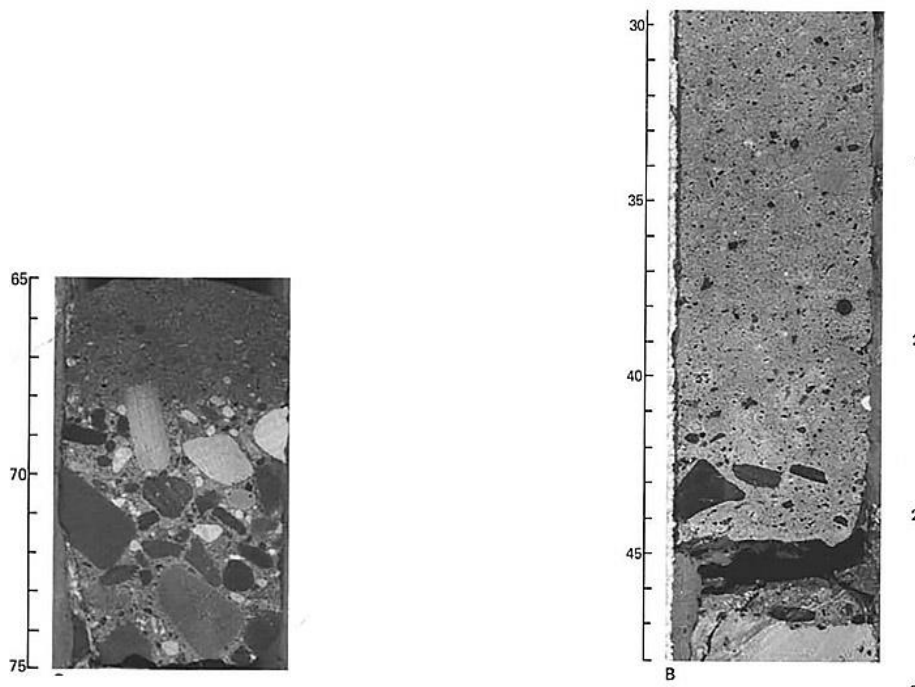


Рис. 74. Слева. Внутрiformационная брекчия гиалокластитов и известняков с некоторым количеством обломков базальтов. Справа. Конгломерат в основании градационного слоя. Возраст *поздний кампан*.

Поздний кампан – ранний маастрихт и сеноман отличается от вышележащих отложений – *эоцен-маастрихт* – присутствием кремнистых пород, мела, известняков – и появлением вулканокластического материала. Присутствуют косослоистые галечные конгломераты с обломками аргиллита размером до 2 см. С вулканокластическими прослоями ассоциируют различные мелководные скелетные организмы, крупные бентические фораминиферы, обломки раковин моллюсков, сегменты эхиноидов и редкие бризоа с признаками переотложения. Эти мелководные окаменелости – возраста *поздний кампан –маастрихт* – показывают, что банки в фотической зоне существовали в *позднем меле*.

Рейс 129. Древняя кора Тихого океана, 1990. Lancelot, Y., Larson, R., et al. 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 129: College Station, TX (Ocean Drilling program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 129. 1990.

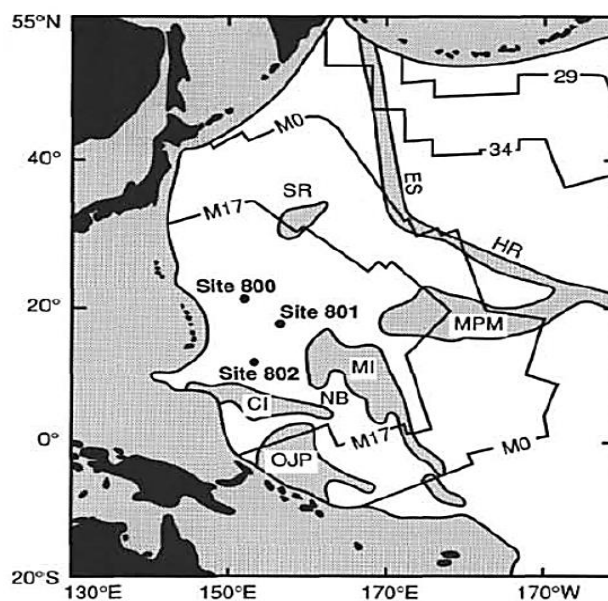


Рис. 75. Карта размещения скважин рейса 129. Аббревиатуры: CI – Каролиновы острова, OJP- плато Онтонг-Джава, MI-Маршалловы острова, NB-Бассейн Науру, MPM-горы Мид-Пасифик, SR – Поднятия Шатского, HR - Гавайский хребет, ES-Императорские горы.

Скв. 800. Расположена на севере бассейна Пигафетта. Глубина – **6241 м**; В разрезе скв. 800 пелагические осадки вскрыты скважиной до *альба*. Переотложение вулканокластических отложения *анта* связывается с недалеко расположенным симаунта Химу. Эти мелководные отложения могли быть также снесены с гайотов, расположенных в 100 милях к юго- и северо-востоку от места бурения скв. 800. Пелагические осадки вновь появились в разрезе нижнего мела.

Скв. 802 Глубина – **5969 м**; Скважина расположена в центре Марианского бассейна. Вулканокластические осадки, как *меловые*, так и *миоценовые*, содержат обломки мелководных карбонатов и фрагменты древесины, показывающие, что подводные горы (симаунты) временно находились выше уровня моря. В основании разреза скв. 802 доминирует переотложенный материал. В пачке 9 присутствие спор и фрагментов дерева в аргиллитах позволяет считать, что симаунты тогда формировали острова. В пачке 5 мелководные карбонатные обломочные породы и красные водоросли – свидетельства нахождения вблизи или выше поверхности моря. В пачке 2а – в основании мелководные карбонатные обломочные породы и фрагменты древесины показывают, что источник находился выше уровня моря.

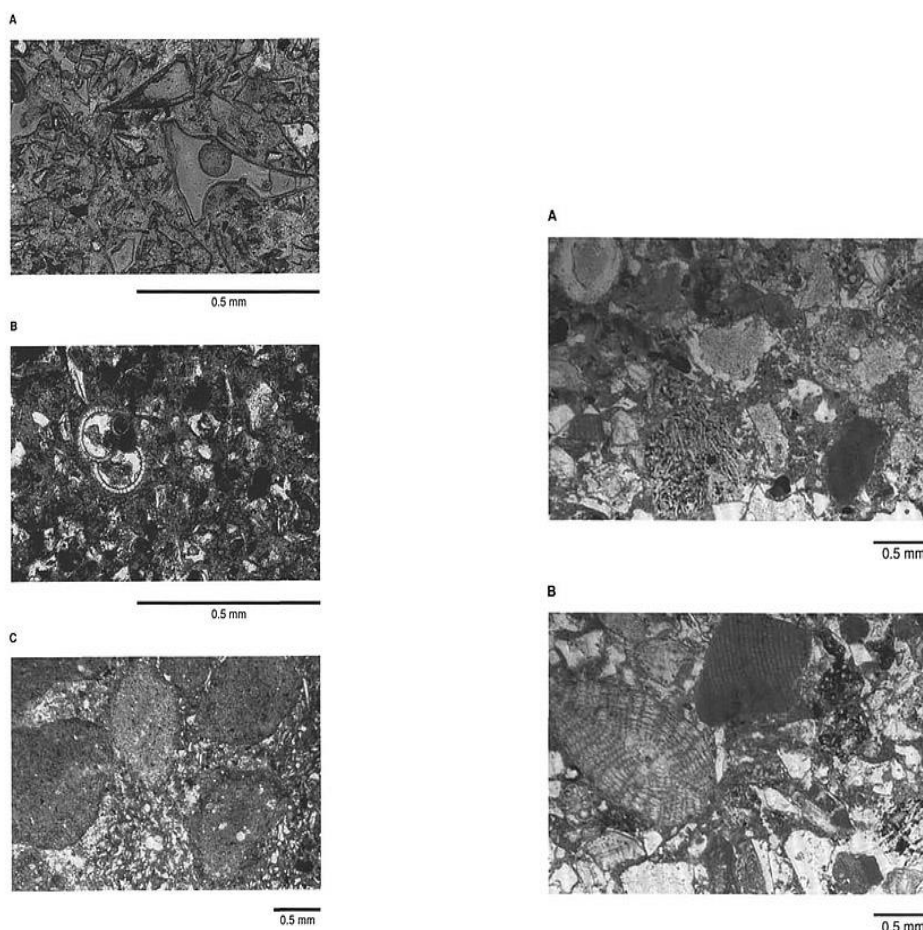


Рис. 76. Слева. Тонкие сечения пород субпачки 2. **А.** обрывки стекла, **В.** – *миоценовые* фораминиферы и вулканическое стекло. **С.** – округлые лапилли в туфе. Справа. Микрофотографии пород основания разреза пачки 26. **А.** - фрагменты изверженных пород и обломков мелководных карбонатных пород, включая красные водоросли, эхинодермы; **В.** – фото бризоза, фораминиферы и другие мелководные карбонатные породы.

Скв. 801. Скважина расположена в центральной части бассейна Пигафетта. Глубина – 5685 м. Принципиально важно, что верхняя существенно *меловая* и нижняя существенно *юрская* части разреза скв. 801 различны по составу и строению. Верхняя пачка в значительном временном интервале *третичных и меловых* отложений, насыщена турбидитами, несущими признаки мелководных условий осадконакопления. Источниками материала в турбидитах считаются, расположенные севернее, ныне подводные горы и гайоты. Эти образования являются отложениями обломочных потоков (*debris flow*), формирование которых связано с воздыманием задуговых хребтов и сопряженных с этим процессом воздымания ареальных шлейфов (*аргон*) обломочных потоков, далеко распространяющихся от воздымающихся хребтов. Здесь важно выделить определяющую роль в этом случае сопряженных процессов воздымания вулканических поднятий и погружения абиссальных равнин.

Обобщая характеристику результатов бурения в рейсе 129, и в особенности в скв. 801, следует, прежде всего, отметить здесь единственное в Тихом океане вскрытие *средне- и позднеюрских* отложений в пределах впадины Пигафетта. Скважина 801 заложена на глубине 5685 м. Здесь важно подчеркнуть, что в разрезе скважины выделены две крупные литостратиграфические единицы: верхняя – *меловая* с элементом *верхней юры* в основании этой пачки и нижняя – существенно *средне – позднеюрская – батон-келловей*. Общемировое несогласие между морскими осадками *оксфорда* и *келловей* обычно представлено несогласием с отсутствием или редуцированностью *верхнего келловей* или *нижнего оксфорда*. Присутствие несогласия между *келловей- батоном* и *оксфордом* в скв. 801 может отражать проявление здесь глобального события, маркирующего границу *средней – поздней юры*, что не отражает локального тектонического события.

Принципиально важно, что верхняя, существенно, *меловая* и нижняя, существенно, *юрская* части разреза скв. 801 различны по составу и строению. Нижняя – *юрская* – преобладающе красноцветные кремни и аргиллиты, в основании которых расположены потоки лав базальтов в значительной степени, измененных, окисленных. Эти базальты являются источниками базовых гидроокислов железа осадочной юрской толщи и в том числе ее частей, чередующихся с лавовыми потоками. Верхняя пачка в значительном временном интервале *третичных и меловых* отложений, насыщена турбидитами, несущими признаки мелководных условий становления по источнику материала в турбидитах, которыми считаются ныне подводные горы и гайоты. Таким образом, здесь происходит, в известном смысле, двухстадийное становление абиссальной котловины с *юрскими* базальтами в ее основании. Без особых нарушений такое развитие впадины можно трактовать как двухстадийное и насыщенное тектоническими событиями и в верхней, и в нижней частях разреза впадины. Следует также особо отметить, что случай скв. 801 уникальный не только в пределах Тихого океана, но и в других океанах. Остается во многом неясным, какими же были причины резкой смены истории – двухстадийной – этой глубоководной впадины, и является ли эта впадина уникальным объектом, или же, возможно, в случае бурения – глубокого – ниже *меловых* отложений, вскрытие фрагментов *юрских* образований. *Среднеюрские* базальтовые лавы, вскрытые скв. 801 в бассейне

Пигафетта представляют океанскую кору древнейшего сегмента Тихого океана. 131 метровый разрез показывает, что его основание сложено серией щелочных базальтов (около 157 млн лет) с химическими особенностями базальтов океанических островов, а нижние толеитовые базальты (около 167 млн лет), представлены базальтами срединно-океанических хребтов. Базальтовые последовательности – секвенции- разделены кварц сцементированными желтыми гетитовыми гидротермальными образованиями. Большинство базальтов изменены и показывают смектит-селадонит- пирит-карбонат-цеолитовые ассоциации. Окислительные изменения более поздние. Толеитовые базальты характеризуются деплетированием несопоставимых элементов и по этим показателям близки к базальтам ВТП. Щелочные базальты океанических островов обогащены несопоставимыми элементами. Рассматривая геохимические характеристики базальтов верхов и низов разреза скв. 801 можно отметить, что различия в составе базальтов, в известной мере, коррелируются с различиями в строении разрезов нижней и верхней частей. Следовательно, начало формирования базальтовых толеитовых серий в *средней юре* ассоциировано, видимо, с начальным плавлением мантии на неглубоких уровнях и, затем с течением времени плавление смещается на более глубокие уровни мантии и сопровождается формированием щелочно-базальтовых серий, которые типичны в *мелу* в пределах поднятий, хребтов и гайотов – в районе, ограниченном асейсмичными хребтами – Императорским и Гавайским - на востоке и островодужными системами – на западе. При этом, щелочные серии формируются в пределах абиссальных равнин и не всегда причина этого остается ясной. Остается не до конца ясным вопрос происхождения вулканокластических турбидитов в верхней *над юрской* части разреза скв 801 и принадлежность этих мелководных образований к, собственно, турбидитам. Являются ли они действительно аллохтонными – образованиями или они имеют автохтонную природу и отражают существование на месте условий мелководного осадконакопления? Или же эти образования являются, как было рассмотрено на примере глубоководной впадины Науру (рейс 61), отложениями обломочных потоков (debris flow), формирование которых связано с воздыманием задуговых хребтов и сопряженных с этим процессом воздымания ареальных шлейфов (apron) обломочных потоков, далеко распространяющихся от воздымающихся хребтов. То же, по-видимому, происходит и в бассейне Пигафетта в связи с формированием сопредельных поднятий и вулканических построек Маршалловых островов. Здесь важно выделить определяющую роль, в этом случае, сопряженных процессов воздымания вулканических поднятий и погружения абиссальных равнин. Все эти события, так или иначе, инициируются глубинными процессами формирования базальтовых расплавов – процессами базальтового вулканизма.

Рейс 329 D'Hondt, S., Inagaki, F., Alvarez Zarikian, C. A., and the Expedition 329

Scientists. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Volume 329 //doi:10. 2204/iodp.sp. 329. 2010.

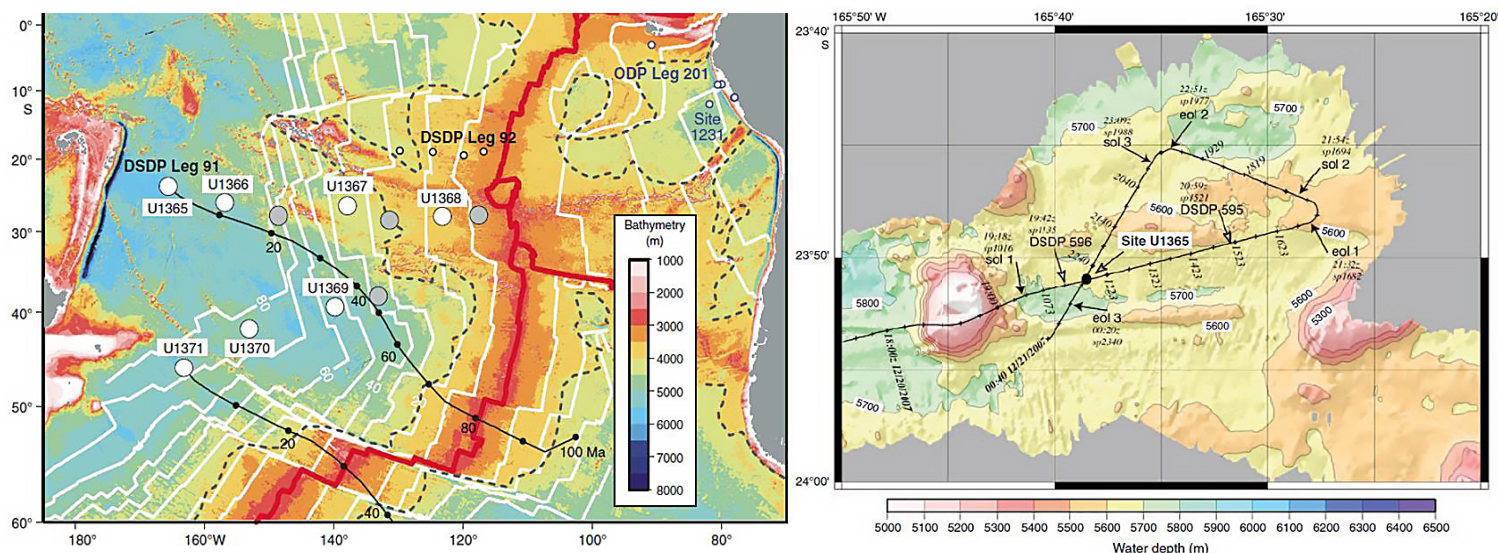


Рис. 77. Слева. Размещение скважины U1365 на карте размещения скважин рейса 329. Справа. Батиметрия района заложения скв. U1365. Глубина 5685 м

Скв. U1365 Глубина **5685 м**. Расположена в западной части Южно-Тихоокеанской абиссальной впадины в районе абиссальных холмов, грубо ориентированных в широтном направлении. Рельеф, меняется по высоте от 150 до 200м. Контакт – осадки - базальт вскрыт и представлен смесью фрагментов базальтов и черной глины. Базальты представлены потоками порфировых и афировых базальтов. Один образец лавы показал паехое - веревочную текстуру, что, по мнению авторов описания ядра, свидетельствует о том, что этот образец принадлежит к поверхности потока. Наибольшие изменения проявлены по границе потоков. Большинство таких потоков практически нацело изменены.

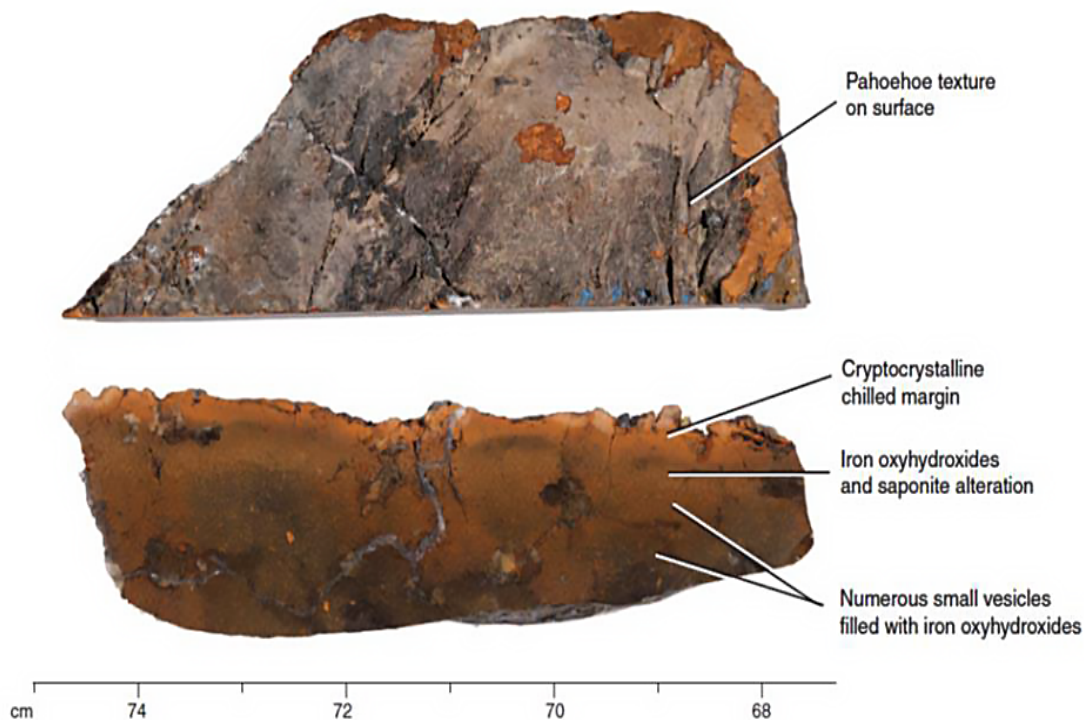


Рис 78. . Образец лавы с текстурой паехое из лавового потока пачки 7. Надписи сверху вниз:Текстура паехое на поверхности. Скрытокристаллическая закаленная кайма. Гидроокислы железа и сапонитовые изменения. Многочисленные мелкие поры, заполненные гидроокислами.

Рейс 329 проведен в южно-тихоокеанской абиссальной впадине. В рейсе скважины расположены на последовательном удалении от сопредельной с запада окраиной островной дуги Тонга-Кермадек. Наиболее близкой к дуге является скважины U1365 и U1371 и удаленной скв. U1369. В отличие от ранее рассмотренных абиссальных равнин центральной и северной частей Тихого океана, здесь, в условиях практически тех же глубин – **5600 м**, по данным бурения, отмечено иное строение разреза. Топография основания этой впадины – невысокие абиссальные холмы и отдельные конические симаунты также незначительной высоты, отдельно стоящие. Кардинальным отличием от других абиссальных впадин является крайне незначительная мощность осадочного чехла – десятки метров – и другой состав отложений чехла, имеющих отчетливо выраженный коричневый и красно-коричневый цвет и представленных, преимущественно, красными глинами и редко прослоями нанофоссильных илов. Базальтовое основание представлено, практически нацело измененными, красными глинами с фрагментами структур или такие вообще отсутствуют. Важной особенностью этих базальтов является сохранность в ряде скважин текстур пахое – свидетельство их излияния в наземных условиях. Отмечено присутствие микрометеоритов и иридиевой аномалии на границе *мел-палеоген*. Радиолярии в глинах и порцелланитах датируются *поздним мелом*.

Важно отметить присутствие в разрезе керна, наряду с красными глинами, прослоев иногда нанофоссильных илов, иногда тех же глин, вмещающих, наряду с ихтиофауной, планктонные и бентические фораминиферы. Последние часто агглютинированы, что свидетельствует о переотложенном характере, как фораминифер, так и в целом таких прослоев, которые впервые в этом рейсе, авторами его описания, названы как *flow-in* – потоки втекания. Этот термин становится более определенным, чем ранее использовавшиеся термины – *mass flow*, *debris flow*. Термин *flow-in* более отчетливо показывает аллохтонную природу таких прослоев, ассоциированных с воздыманием сопредельных структур и погружением частей абиссальных впадин. Только подавляющее преобладание в разрезе Южно-Тихоокеанской впадины красных, металлизированных глин – продуктов изменения базальтов основания разреза, несущих признаки наземного излияния, отличает эту впадину от других абиссальных впадин Тихого океана. Пожалуй, самое важное то, что, несмотря на такие различия, и здесь в неявной форме выражено сочетание в разрезе автохтонных осадков и переслаивающихся с ними аллохтонных потоков втекания – *flow-in*. Следует добавить, к вышесказанному, дополнительные особенности, различающие строение и время заложения абиссальных равнин Тихого и Атлантического океанов. В Атлантическом океане абиссальные равнины располагаются в непосредственной близости от окраин континентов. Время их заложения варьирует от *позднего мела* до *третичного периода* – с юга на север, но все они по сейсмическим данным состоят из вулканического основания, имеющего вид хребтов, сложенных базальтами и разделяющих хребты бассейнов, сложенных существенно карбонатными неритовыми фациями. В основании таких бассейнов располагаются брекчии выветрелых базальтов, цементированные карбонатным материалом. Выше по разрезу в большинстве впадин располагаются пелагические отложения – нанофоссильные илы – преимущественно. В пределах абиссальных впадин Тихого океана в их основании также размещены ареальные базальты, но выше них

залегают массивные металлизированные красные и красно-черные глины с фрагментами нацело измененных - выветрелых базальтов, а еще выше по разрезу – чередование красных и коричневых глин с прослоями характерных отложений, вмещающих «смешанные» пелагические и бентические фораминиферы и ихтиолиты различного возраста. Такие отложения авторы описания разрезов, называют по-разному – наиболее удачным является их определения или как debris flow, или flow-in – «потoki втекания». Все это может рассматриваться как признак формирования над базальтовых отложений в условиях дифференцированного «пульсационного» прогибания, сочетающегося, возможно, с такого же рода движениями в сопредельных с абиссальными впадинами динамически активных структурах – таких как асейсмичные хребты, островные дуги и внутри океанские системы гайотов и поднятий.

Такого рода динамически активные структуры отсутствуют в сопредельных с абиссальными впадинами пассивных окраин континентов, как в Атлантическом океане, что возможно и определяет различия в заложении и развитии абиссальных впадин в этих океанах, но при том, что в них общим для всех океанов началом – триггером заложения и развития абиссальных впадин - являются ареальные проявления базальтового вулканизма.

Асейсмичные хребты

Рейс 55. Северо-западная часть Тихого океана (Императорские горы), 1977 Jackson, E. D. and Koisumi, I., et al., 1980. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 55: Washington (U. S. Government Printing Office). // doi:10. 2973/dsdp. proc. 55. 1980

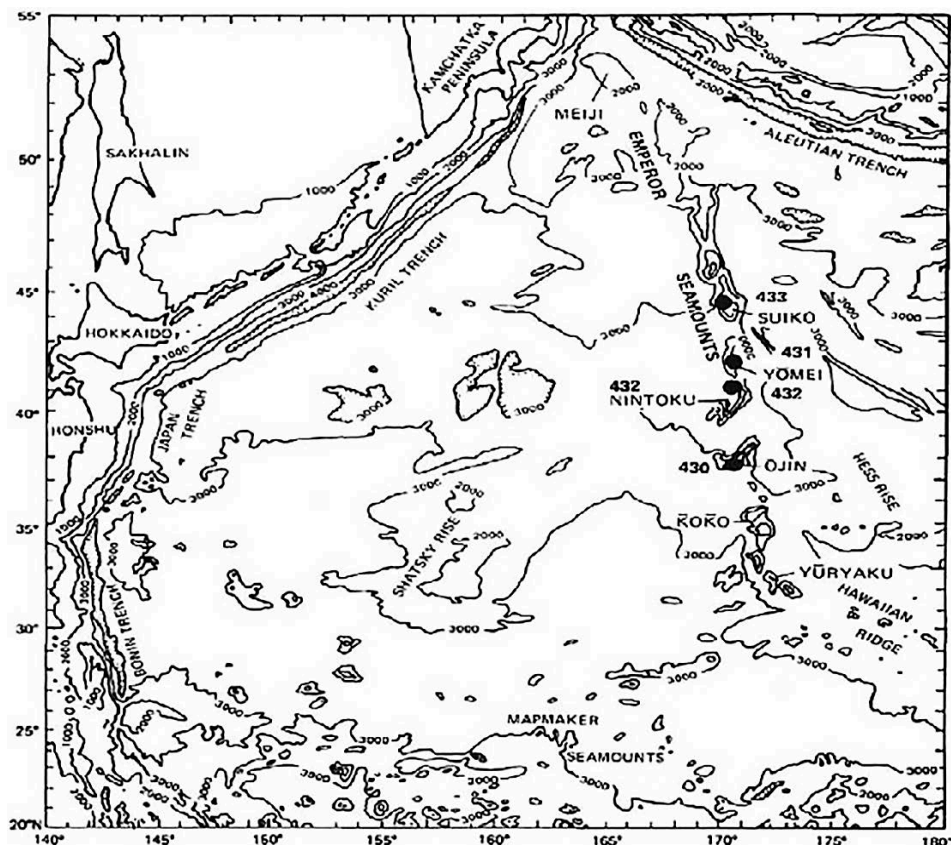


Рис. 79. Схема расположения скважин рейса 55.

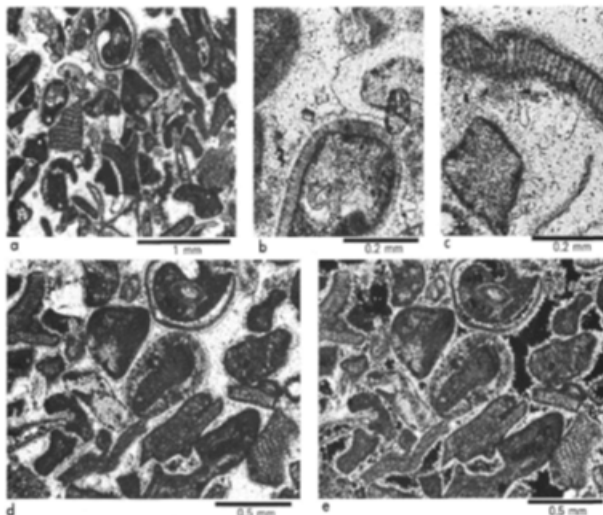


Рис. 80 Мелководные известняки верхнего *палеоцена-среднего эоцена*. Гора Оджин.

Скв. 430А. Подводная гора Оджин. Глубина – **1485 м** Пачка 2 (интервал 57 – 59, 3 м). Осадок, залегающий на базальтах – базальтово-кремнисто-песчаный (60% – песок; 20% – ил и 20% – глина). Выше залегают сломанные фрагменты калькаренитов, состоящих из обломков окаменелостей и оолитов, сцементированных кальцитом. Мелководные калькарениты со скелетными фрагментами кораллиновых водорослей, раковин моллюсков, ооидов. В ядрах ооидов фрагменты скелетных водорослей и редкие вулканические фрагменты. Базальты извергались субаэрально, но их проседание ниже уровня моря (в скв. 430А) должно было происходить после извержения последнего потока. Поток 1 – афировых базальтов – перекрыт вулканокластическим песчаником. В песчаниках, в самом верху, – раковины пелеципод. Верхняя часть потока изменена. В керне 6-3 – обнаружен измененный базальт с красноватой корой выветривания (soil) – палеопочвой, горизонт которой, возможно, разделял потоки и находился над расположенным ниже потоком.

Скв. 433. Подводная гора Сейко. Глубина **1874 м**.

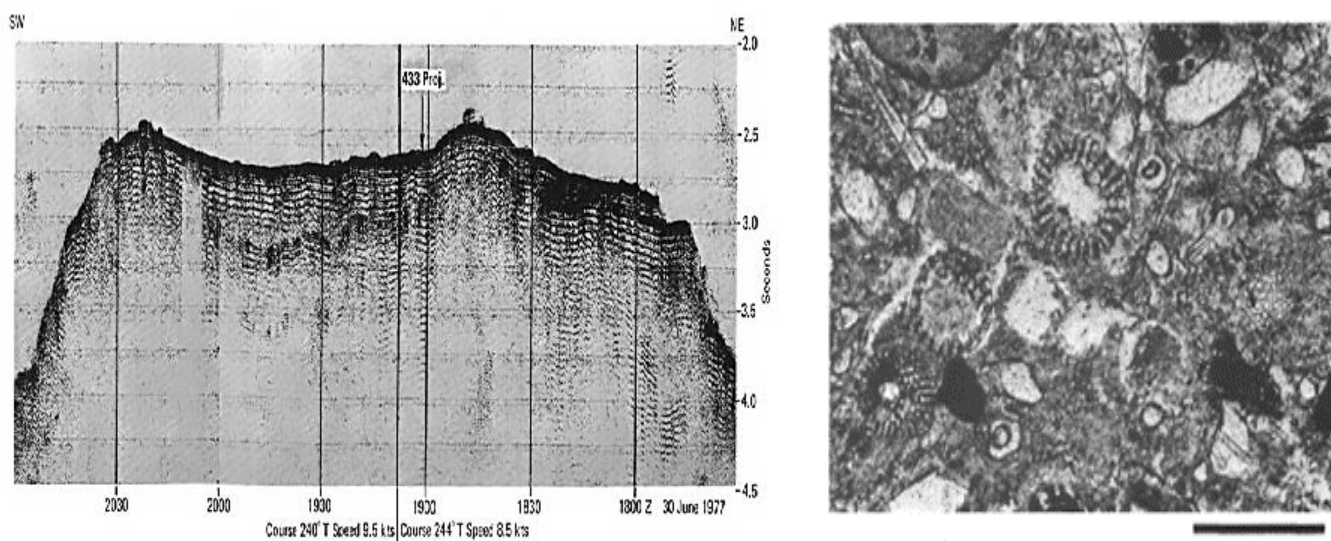


Рис 81. Слева. Сейсмический профиль района заложения скв. 433.

Справа. Вулканический ил, обогащенный базальтовыми фрагментами, палагонитом, вулканическим стеклом, кварцем, полевым шпатом, радиоляриями и спиклами губок. Эта литология в зоне несогласия между средним и верхним *палеоценом* мелководных карбонатных отложений и перекрывающими *нижне миоценовыми* диатом-нанофоссильными илами

Основание разреза представлено рифовым карбонатным песком, песчанистым илом с нодулями водорослей и рифовыми калькаренитами. Осадки, которые отлагались в течение этого периода, содержат биоту тепловодную, малоглубинную; бентосные фораминиферы, кораллиновые водоросли, бриоза и остракоды. Этот рифовый материал залегает непосредственно на эродированной поверхности щелочных базальтов. Скважиной 433 вскрыто 113 возможных лавовых потоков. Вскрыты хорошо отсортированные карбонатные и базальтовые пляжные пески между лавовыми потоками и пемзовые лапиллиевые туфы.

Базальты представлены щелочными базальтами, пикритами и толеитовыми базальтами. Многие подводные горы, когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологиях подводного мира показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Подводная гора Нинтоку - Nintoku и подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны и эти горы существовали как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Суйко и Северный Суйко представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки. Происходило их относительно медленное погружение.

История опускания подводных гор южной цепи вулканов Императорского хребта, по материалам рейса в соответствии с представлениями авторов проекта бурения такова. Многие подводные горы, когда-то находились над уровнем моря как острова и медленно погружались под воду. Тонкие различия в морфологии подводного мира показывают, что скорости опускания варьируют между подводными горами. Все, кроме двух подводных гор (Удмей и безымянная подводная гора) прошли полную волновую эрозию, и все гайоты, когда-то, являлись мелководными карбонатными банками или атоллами. Многие этапы развития атолла представлены в южной и центральной частях Императорского хребта. Эти геоморфологические этапы варьируются от молодых до зрелых стадий развития, и отражают скорость погружения или продолжительность нахождения в мелководных условиях. Ряд подводных гор совсем не находились в субэральных или мелководных условиях. Гора Иомей –Удмей представляет стадию от молодого до промежуточного атолла с вулканическим островом, окруженным лагуной и окаймляющими рифами. Подводная гора Нинтоку – Nintoku и подводная гора «В» также представляют собой промежуточную стадию атолла, но здесь, по-видимому, не развивались лагуны и эти горы существовали как мелководные карбонатные банки или рифы, которые испытывали относительно медленное погружение. Подводные горы Коку, Оджин, Сейко и Северный Сейко представляют собой зрелую стадию атолла: все они имеют хорошо развитые лагуны, обрамление карбонатных банок и рифы или карбонатные банки. Происходило их относительно медленное погружение. История осадконакопления горы Сейко состоит из трех главных периодов проседания:

1-рифовый период, в течение которого известковистые лагунные образования диагенетически эволюционировали, закончился в *верхнем палеоцене*. Условия включали: 1 – мелко- и тепловодные;

2 – отложения детритовых вулканических песков смешивались с кремнистым биогенным материалом.

3 – пелагическая седиментация сопровождалась охлаждением, начавшимся в *позднем миоцене*. Осадки были переработаны в *верхнем плиоцене*. Ряды щелочных и толеитовых базальтов подводных гор Императорского хребта: Оджин, Нинтоку и Сейко очень похожи по составу главных микроэлементов LIL (крупноионный литофильный) на щелочные и толеитовые базальты островов Гавайи. Базальты характеризуются высоким общим содержанием щелочей, высоким содержанием TiO_2 и «FeO», низким содержанием Al_2O_3 и низким $Mg / (Mg + Fe^{2+})$, по сравнению с базальтами MORB. Содержание элементов LIL в одном толеите горы Оджин имеют фактор от 5 до 10 относительно MORB. Модели РЗЭ (редкоземельных элементов) во всех образцах сильно фракционированы; тяжелые редкоземельные элементы (HREE) сильно различаются. Это может согласовываться с появлением реститового граната в исходном субстрате. Варианты элементов LIL базальтов подводных гор позволяют предполагать меняющиеся степени частичного плавления исходного субстрата. Между базальтами подводных гор и Гавайев нет систематических различий, которые могут быть связаны с временной эволюцией одного источника горячих точек. Пробуренная последовательность вулканических пород скв. 430 вскрыла 28 м только толеитовых базальтов. Трудно определить такую последовательность в гавайских вулканах. В той же скважине четыре потока гавайитов перекрывают толеиты, на основании химии пироксена и полевых шпатов установлено, что гавайиты принадлежат к посткальдерному заполнению скорее, чем к постэрозионной стадии. Материалы бурения рейса 55 возможно, обобщить следующим образом. Во-первых, авторы описания и изучения материалов бурения рейса 55, подчеркивают относительную автономность развития отдельных гор южной части Императорского хребта. Это подчеркивается литостратиграфическими особенностями строения разрезов и вытекающими отсюда особенностями динамического развития отдельных гор. Эти различия заключаются во времени прохождения разных, в целом, сходных стадий их развития. Отдельные горы, как отмечалось ранее, не проходили вообще развития по стадиям. Другое различие заключается в специфике проявления базальтового вулканизма по составу вулканитов и их петро- и геохимическим особенностям. Это, так же, как и литостратиграфия, подчеркивает относительную автономность развития отдельных гор – как стратиграфическую, так и петрологическую. Можно предположить, что эта относительная автономность обусловлена динамикой глубинного плавления отдельных мантийных участков цепи подводных гор – масштабами и относительными различиями глубины зарождения расплавов, и условиями их перемещения к поверхности, которые – эти условия – во многом могли определять и геодинамику, литогеодинамику становления на различных стадиях отдельных гор. Итого – горы нанизаны на систему глубинной – мантийной проницаемости, которая неоднородна, фрагментарна на своем протяжении, и именно эта фиксированная фрагментарность может определять стратиграфическую и петрологическую и, в общем, геодинамическую фрагментарность, южной части Императорского хребта.

Рейс 330, Хребет Луисвилль, 2011. Koppers, A. A. P., Yamazaki, T., and Geldmacher, J., 2010. Louisville Seamount Trail: implications for geodynamic mantle flow models and the geochemical evolution of primary hotspots. IODP Sci. Prosp., 330. // doi:10.2204/iodp.sp.330.2010

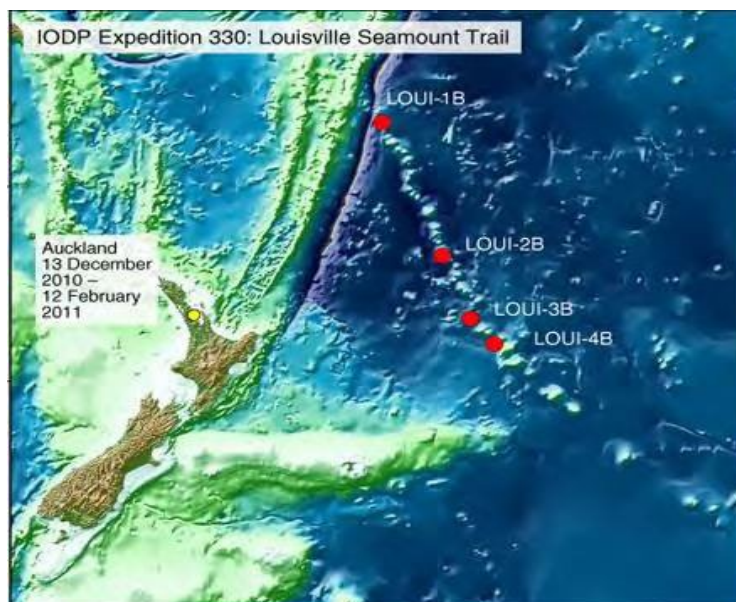


Рис 82. Карта рейса 330.

Цепь подводных гор Луисвилль протяженностью около 4300 км, имеет возраст 80 млн. лет и по ряду особенностей сходна с цепью подводных гор Императорского – Гавайского хребтов. Лавы представлены преимущественно щелочными базальтами, в основном, щитовой стадии, контрастирующей с массивными толщами щитовой стадии Гавайских вулканов. В двух случаях скважины пробурены на крупных симаунтах вблизи их флангов и еще в трех случаях бурение проведено в центре не крупных построек. В ряде скважин верхняя часть керна представлена илами мощностью от 6.6 до 13.5 м; в других скважинах (U1373, U1376) пелагические илы отсутствуют и керн сначала представлен валунным («твердым») комплексом осадков. Во всех скважинах основная масса осадочного покрова представлена последовательностью вулканических песчаников, различных типов базальтовых брекчий или базальтовых конгломератов, чередующихся с лавовыми потоками базальтов, тефрой, включая автобрекчированные потоки или пепериты. Пробурено также несколько интервалов известняков с присутствием прослоя рифовых водорослевых известняков мощностью 15 м. в скв. U1276 на гайоте Бартон. Кроме того, несколько плотных пелагических известковых пачек были вскрыты бурением на других симаунтах, но там их мощность не превышала 30 см. В некоторых скважинах хребта Луисвилль разрезы показывали переход от субэаральных условий в верхних частях вулканического основания в субмаринные условия извержений; или же бурение вулканического основания сразу же вскрывало субмаринную вулканическую последовательность (скв. U1376, U1377 на гайотах Бартон и Гардар).

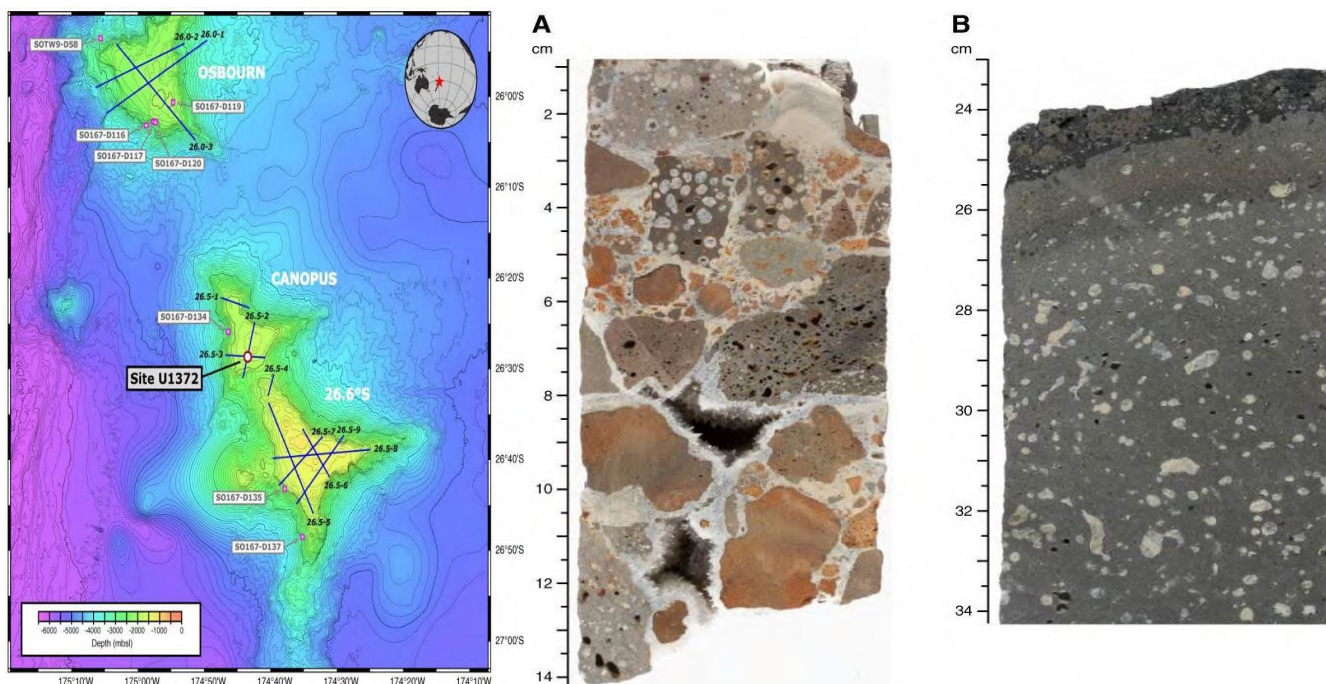


Рис. 83. Слева. Детальная батиметрическая карта размещения скв. U1372 на гайотах Канопус и Осборн. Места драгирования предыдущих рейсов показаны квадратами. Голубым – показана трасса мультисканального сейсмического профиля.

Справа. Фото представительных образцов скв. U1372. А – мультицветная базальтовая брекчия (330-U1372 – 4R-2, 1-14 см.; В – контакт обломка базальта и лавы (330-U1372 – 28 R-1, 24-34см.)

Скв. U1372. Глубина – 1957, 6 м; Вскрытая бурением последовательность вулканических и осадочных пород, покрывающая верхнюю часть конструктивной фазы симаунта скв. U1372 – короткая субаэральная фаза, сменяющаяся последующим проседанием ниже уровня моря. Снизу – вверх эта последовательность начинается гиалокластитами, свидетельствующими о субмаринном эксплозивном вулканизме щелочно-базальтового состава. Со временем вулканизм сменяется мелководно-морским и субаэральным, свидетельством чего являются окисленные красно-коричневые верхние части лавовых потоков, в большинстве лавовых потоков вверху вулканического основания. Эрозионное несогласие обнаружено в верхней части вулканической постройки и выражено горизонтом базальтовых конгломератов, предположительно сформированных в прибрежной части вулканического острова, воздымавшегося в мелу над водной поверхностью. Этот осадочный покров (над вулканическим основанием) преобладающе сложен базальтовой брекчией и содержит горизонты фораминиферового известняка (*поздний кампан – ранний маастрихт*). Тонкий осадочный покров, который ныне залегает на этих вулканах первоначально демонстрирует последовательность от мелководных до более глубоких, субмаринных вулканических образований. Вулканы Луисвилля, таким образом, представляются небольшими островами или архипелагами островов.

Обобщая рассмотрение материалов рейса 330, следует вначале систематизировать сведения, по этому рейсу, приведенные в статье, опубликованной несколько позднее завершения работ по этому

рейсу (Anthony A. P. Poppers, Toshitsugu Yamazaki, Jürg Geldmacher, and the IODP Expedition 330 //Scientific Party Scientific Drilling, No. 15, March 2013 //doi:10. 2204/iodp. sd. 15. 02. 2013).

Автор считает вполне оправданным привести перевод нескольких заключительных положений этой статьи. «В конечном счете, результаты бурения рейса обеспечивают следующий шаг в тестировании «фиксированной» гипотезы «горячих точек» и лучшего понимания крупномасштабных движений в мантии, которые происходят в течение продолжительных геологических интервалов развития Земли. Многие вопросы, по-прежнему, требуют ответа, и для этого потребуются «горы» бурения для понимания истории развития долгоживущих систем горячих точек (например, Китовый хребет, расположенный в юго-восточной Атлантике). Такие более широкие наборы данных позволят рассмотреть возможность «истинного полярного блуждания», которые все еще часто противоречивы, и представляют собой в значительной степени непроверенную научную гипотезу».

Пробуренные скважины: U1372 (Canopus Guyot), U1373 и U1374 (Rigil Guyot) и U1376 (Burton Guyot) представлены в упрощенном виде, чтобы подчеркнуть общую литологическую конструкцию подводных гор хребта Луисвилль. Выделены четыре литологические группы от ранних к более древним; (I) недавний пелагический ил; (II) более ранний осадочный чехол; (III) верхняя вулканическая последовательность, в которой преобладают массивные лавовые потоки и прослойки с вулканическими свойствами; и (IV) более ранняя вулканическая последовательность, характеризующаяся преимущественно вулканическими потоками и гиалокластитами, редкими лавовыми потоками и субвертикальными дайками. Большая часть вулканитов в этих последовательностях отличает симаунты хребта Луисвилль от подводных гор Императорского хребта (Koppers et al, 2013). Комментируя приведенный рисунок, необходимо отметить, что сопоставление разрезов по различным скважинам (гайотам) показывает, что не все они развивались одинаково, если сопоставлять разные стадии развития отдельных гайотов. Это вытекает из сопоставления выделяемых литологических групп, часть которых или редуцирована, или вовсе выпадает из разреза по скважинам. Это, в конечном счете, позволяет полагать, что здесь, так же, как и в ранее пробуренных скважинах рейса 55, важное значение приобретают особенности вертикальных тектонических движений, регулирующих процессы осадконакопления, и динамику тектонических движений воздымания и погружения в процессе становления отдельных гайотов, нанизанных на линейную структуру глубинного заложения. При этом специфика развития состава вулканитов отдельных гайотов во многом определена динамикой – петрогеодинамикой, плавления мантийного субстрата, которое происходит дифференцированно в каждой отдельной «точке – гайоте» этой линейной цепи асейсмичного хребта. Дифференцированный характер состава вулканитов отдельных гайотов хорошо виден на представленных, теми же авторами, петрохимических диаграммах. Смещение петрохимических составов базальтов в отдельных гайотах, подчеркивает относительную независимость их становления – ранее отмеченную по своеобразию их литостратиграфии - состава и строения разрезов. И здесь, так же, как и в предыдущих рейсах, достаточно

отчетливо проявляется первенство не столько горизонтальных перемещений «плиты» над горячей фиксированной точкой, сколько латеральное и временное своеобразие развития отдельных фрагментов асейсмичных хребтов, развитие которых, с учетом специфики их отдельных фрагментов, может определяться динамикой плавления, по-разному проявленного в отдельных звеньях этой цепи. И, соответственно, на основании анализа материалов глубинного бурения, проведенного как по концептуально независимой программе (рейс 55), так и по концептуально зависимым программам (рейсы 145 и 330), представляется возможным по-иному интерпретировать результаты этих работ, полагая, что базовым элементом развития асейсмичных хребтов может быть петрогеодинамический механизм, который включает дифференциацию процессов плавления и миграции расплавов из глубин. И этот же процесс определяет пространственно-временные особенности осадконакопления, в свою очередь, определяемую плавлением мантийного субстрата и миграцией расплавов к поверхности. Таким образом, в соответствии с этими представлениями, триггерной для формирования линейной зоны проницаемости в океанической мантии является, возможно, существование латеральных неоднородностей, в среде которых происходит дифференцированное плавление мантийного субстрата. Это плавление, в свою очередь, может определять своеобразие тектонического режима осадконакопления, вулканизма, а также дифференцированное в пространстве и во времени локальное становление отдельных структур этой цепи. Все, основанное на материалах глубинного бурения, позволяет иначе рассматривать процесс зарождения и становления асейсмичных хребтов не в режиме геодинамического взаимодействия горячей точки и движущейся над ней плиты, а в петрогеодинамическом режиме, в котором ведущим является процесс глубинного магмаобразования – дифференцированного плавления мантийного субстрата и определяющего влияния масштаба плавления и динамики перемещения расплавов на динамику – литогеодинамику процессов осадконакопления и связанную с ней динамику вертикальных тектонических движений – воздымания и погружения - проседания. Следует также отметить, что в рейсах, ориентированных на обоснование движения плиты над горячей точкой, в качестве одного из определяющих фактов принимается радиологическая датировка вулканических пород, несмотря на то, что эти породы практически повсеместно подверглись экстенсивным изменениям – наземному, в большинстве случаев, выветриванию, которое кардинально меняет и в том числе результаты радиологических датировок. От чего-то в концептуально ориентированных рейсах очень слабо используются палеонтологические датировки, что выгодно отличает материалы рейса 55 от последующих концептуально ориентированных рейсов.

Аналогами хребта Луисвилль в восточной части Тихого океана могут быть линейные асейсмичные хребты и наиболее протяженный из них – около 1000 км- хребет Пука-Пука. Опубликовано значительное количество работ, касающихся проблем их происхождения. Для первоначального представления этой проблемы рассмотрим иллюстрированную аннотацию одной из

таких работ. Статья Дональда Форсайта и др. (2006) «Распределение современного вулканизма и морфология симаунтов и хребтов в области изучения GLIMPSE и применение для гипотезы литосферного растрескивания и для образования внутриплитных и «не горячих точек вулканических цепей». Авторами этой статьи, литосферное растрескивание (lithospheric cracking) рассматривается, как результат приложения удаленных напряжений или термоупругих напряжений в качестве механизма, ответственного за формирование внутриплитных вулканических хребтов в Тихом океане, которые явно не образуются над неподвижными горячими точками. Как часть проекта «Gravity Lineations Intraplate Melting Petrology and Seismic Expedition (GLIMPSE)» исследования проведены на примере двух вулканических цепей к западу от Восточного Тихоокеанского поднятия, используя многолучевое эхосканирование и гидролокатора со сканированием. Сонар с боковым сканированием показывает строение морского дна и указывает на недавние без осадочного покрова потоки лавы. В вулканическом комплексе Хоту Матуа, последние потоки и вулканические постройки распределены в области протяженностью 450 км и до 65 км шириной, с явным, нерегулярным возрастанием возраста вулканитов от более старых потоков на западе до более молодых на востоке. 550 километровой протяженности система: симаунт Саут Кросс – Сожурн хребет – Браун хребет – активна только недавно в восточной части вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия, Третий район недавних лавовых потоков расположен в 120 км севернее симаунта Саут Кросс в пределах океанского дна, условно датируемого в 9 млн лет. Не имеется свидетельств расширения литосферы в форме разломов или грабенов, параллельных простиранию вулканических цепей; обнаружено лишь распространение недавних лавовых потоков именно в этих местах. Термоэластическое растрескивание может быть фактором в образовании нескольких небольших, очень узких вулканических хребтов, но большая часть вулканической активности широко распространена в широких полосах без свидетельств образования вдоль узких трещин. Представляется, что формирование вулканических цепей Сожурн и Браун начинаются с распределения зон небольших симаунтов, которые впоследствии развиваются в сегментированные хребты, возможно под влиянием мембранных напряжений от самозагрузки. Авторы предполагают, что линейные вулканические цепи создаются движущимися аномалиями плавления в астеносфере, и что литосферное растрескивание играет, в большинстве случаев, не последнюю роль.

Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП).

Восточно-Тихоокеанское поднятие – подводный срединно-океанический хребет в Тихом океане. Активная сейсмическая зона. Именуется поднятием (а не хребтом) из-за большой ширины и протяженности склона. Имеет вид широкого вала с узкой приподнятой гребневой зоной. Длина поднятия около 7600 км, ширина 850 км. Наивысшая точка остров Пасхи – 539 метров над уровнем океана. Глубины у подножия поднятия 3500 – 4000 метров.

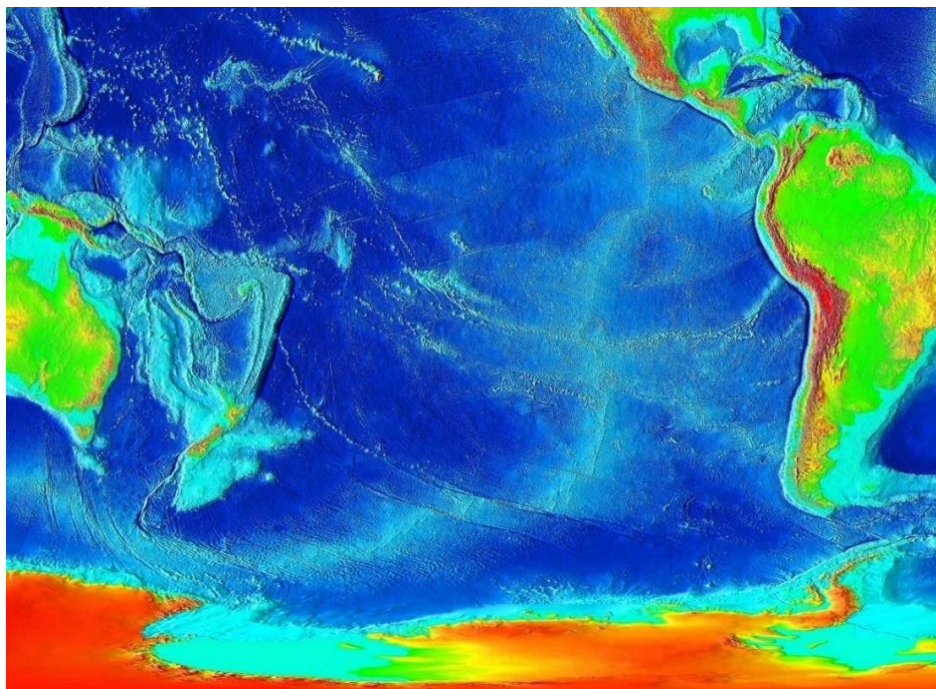


Рис. 84. Восточно-Тихоокеанское поднятие на батиметрической карте Тихого океана (Википедия).

Минимальная глубина над гребнем – 732 метра. Отличается слабовыраженными рифтовыми долинами при участии в формировании рельефа зон поперечных разломов.

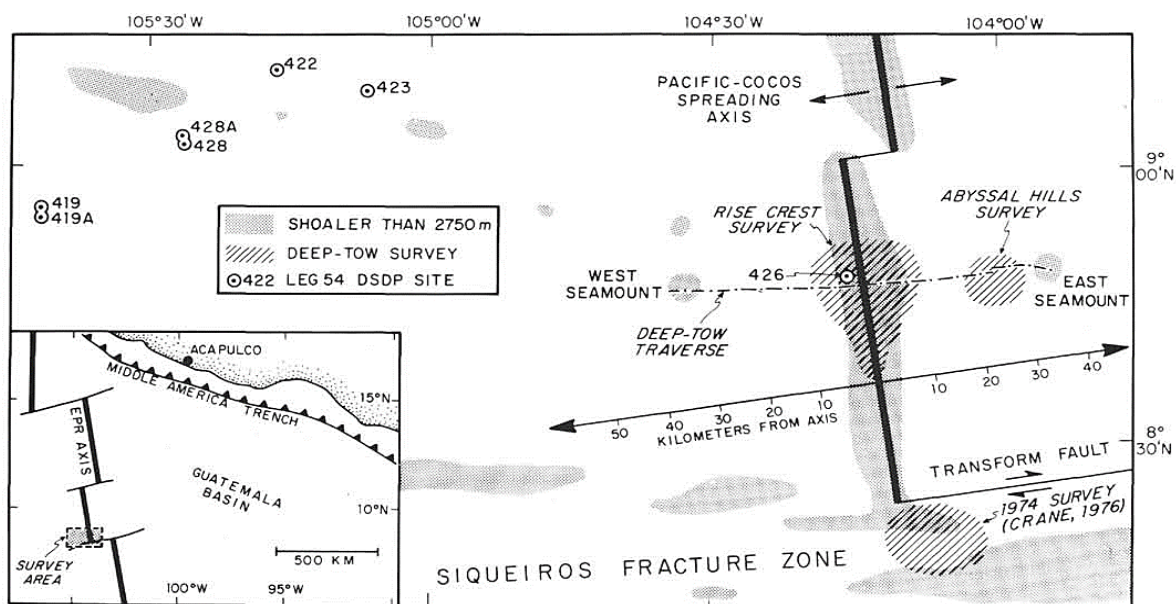


Рис. 85. Размещение скважин рейса 54 и областей глубоководной фотосъемки (косая штриховка). Контур глубины 2750 м осевой части ВТП, хребтов вдоль разлома Сикейрос и гор на флангах ВТП (серое). Положение изученной площади на врезке внизу слева.

Рейс 54. Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), 1977 Rosendahl, B. R., Hekinian, R., et al., 1980. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 54: Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10.2973/dsdp.proc.54. 1980 Publication date: May 2007.

Скв. 429. Глубина – 3426 м; Древнейшие осадочные породы: мергелистые илы, прослой известковых глин – *плейстоцен – верхний плиоцен*. В скважинах рейса 54 осадки представлены не сплошным покровом, заполняют локальные депрессии (топографические) среди обнажений изверженных пород. Осадки образуются путем локальной эрозии вулканогенного основания и плохо коррелируются между собой в силу различия скоростей и направлений течения. Накопление осадков происходило в осадочных бассейнах путем переотложения из окружающих поднятий в топографических депрессиях - в тех участках, где небольшие осадочные бассейны расположены на удалении от хребтов и осадки, должно быть, были охвачены течениями из соседних, низкоуровневых, практически голых, обнаженных пород.

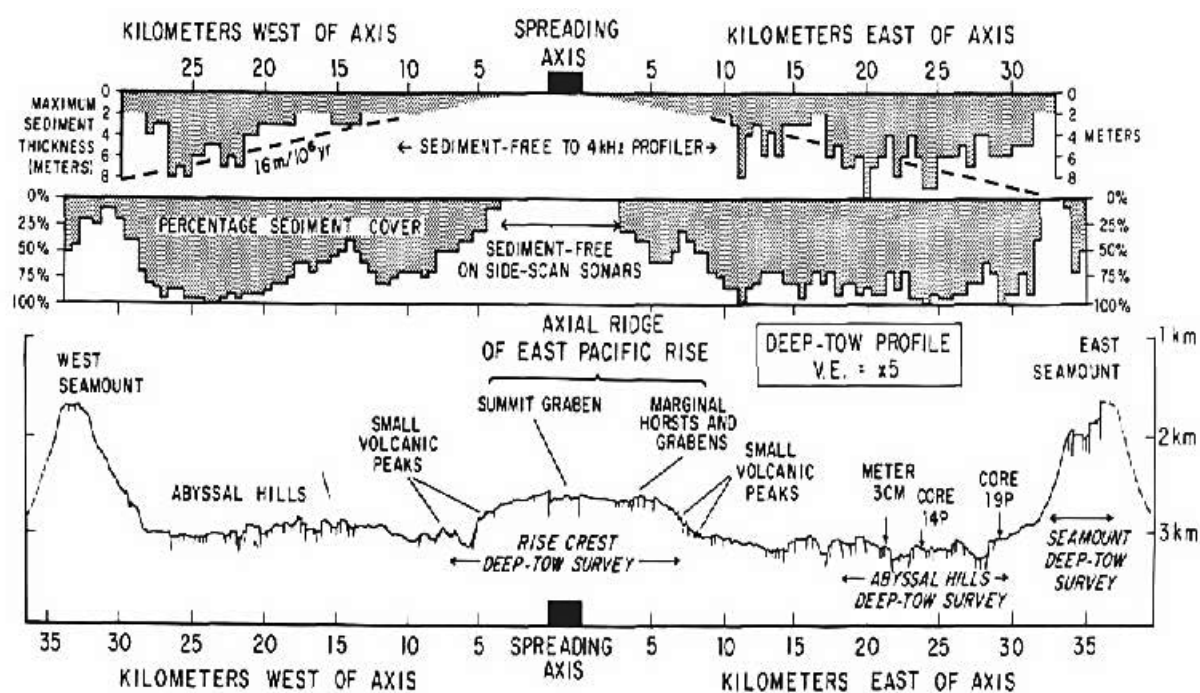


Рис. 85. Поперечный профиль ВТП около 8°45' N основанный на около донных акустических данных. Верхняя панель показывает максимум мощности осадков (мощность на каждые 500 м пересечения), за исключением осадков менее 2 м мощности. Процент морского дна, порытого осадками установлен по записи сонара бокового обзора. (side-scan sonar records).

Придонными наблюдениями в Восточно-Тихоокеанском поднятии, в полосе протяженностью 24 км вблизи скважин рейса 54 установлен осевой хребет шириной от 12 до 15 км, представляющий собой лавовое плато, ограниченное пологими склонами высотой около 300 м, осложненными местами крупными, обращенными к внешней стороне плато, разломными обнажениями. Плато рассечено

асимметричной шириной 1-2 км осевой рифтовой зоной с грабенами, подушечными стенами и осевыми пиками с дайковыми инъекциями и трещинными излияниями. Около 900 участков придонных фотос прилегающих частей плато показали, что верхи океанической коры сложены несколькими типами подушечных и канатных лав. Канатные лавы более многочисленны в этом осевом поднятии чем в других низко- и высоко спрединговых хребтах. В скв. 425 значительное количество фрагментов базальтов характеризуется наличием следов выветривания на их поверхности. Поверхности выветривания покрыты тонкой неровной коркой коричневых аморфных окислов. Каймы выветривания различимы на поверхностях раскола. Миндалины, присутствующие в каймах, заполнены аморфными оксидами, карбонатом и цеолитом. Изучению подверглись минералогические и геохимические изменения, происходившие на ранней стадии выветривания в двух сериях базальтов из ВТП и из области распространения гидротермальной грязи вблизи Галапагосского спредингового центра. Наблюдалось две различные по составу группы смектитов: разности, обогащенные FeO и K₂O; типы, обогащенные MgO, тесно связанные с сапонитом, а также промежуточные разновидности. Другие вторичные минералы представлены карбонатом, обогащенным марганцем, гидроокислами железа и, изредка, пиритом. Геохимическое сопоставление выветрелых кайм и свежей части индивидуальных образцов показывает увеличение содержания K₂O и Rb, и величины отношения Fe₂O₃/FeO и слабое уменьшение содержания CaO в выветрелых каймах несмотря на то, что содержание воды в них часто менее 1%. Похожие процессы выветривания проявлены в обеих сериях пород. Подчеркивается, что гидротермальные изменения охватывают только незначительную часть океанической коры, в то время как низкотемпературные реакции изменяют значительные объемы базальтов, и гидротермальные процессы могут маскировать низкотемпературные изменения. Главный тип изменений базальтов рейса 54 – образование смектитов. Не приводятся сведения о температуре их образования, но отсутствие цеолитов и хлоритов позволяет считать, что эти изменения происходили в условиях низких температур и в окислительных условиях. Если эти смектиты типичны для ранних стадий низкотемпературного выветривания базальтов, это может показывать, что химические вариации состава базальтов изначально не важны. Свежие стекловатые пикритовые базальты были драгированы в трансформном разломе Сикейрос вблизи его пересечения с ВТП. Анализ свежего стекла из периферии подушечной лавы показывает, что базальты являются наиболее примитивными среди базальтов восточной Пацифики. Содержание MgO в стекле составляет 11.3 %. Вариации состава пикритов обусловлены содержаниями оливина (Fe 89-86) и шпинели. Оливиновые сферулиты многочисленны в краевых частях стекловатых кайм. Ортопироксен (бронзит) и плагиоклаз в виде кристаллитов и сферулитов также растут вблизи краевых частей подушек. Фенокристы включают стекло более примитивное, чем базальты. Фракционирование оливина и шпинели может производить менее примитивные, оливин содержащие, толеиты, обнаруженные в этой области, которые могут обуславливать переходы к многочисленным ферробазальтам, посредством кристаллизационной дифференциации.

Рейс 92. Юго-восточная часть Тихого океана, 1986. Leinen, M., Rea, D. K., et al., Init.

Repts. DSDP, 92: Washington (U. S. Govt. Printing Office). //doi:10. 2973/dsdp. proc. 92. 1986.

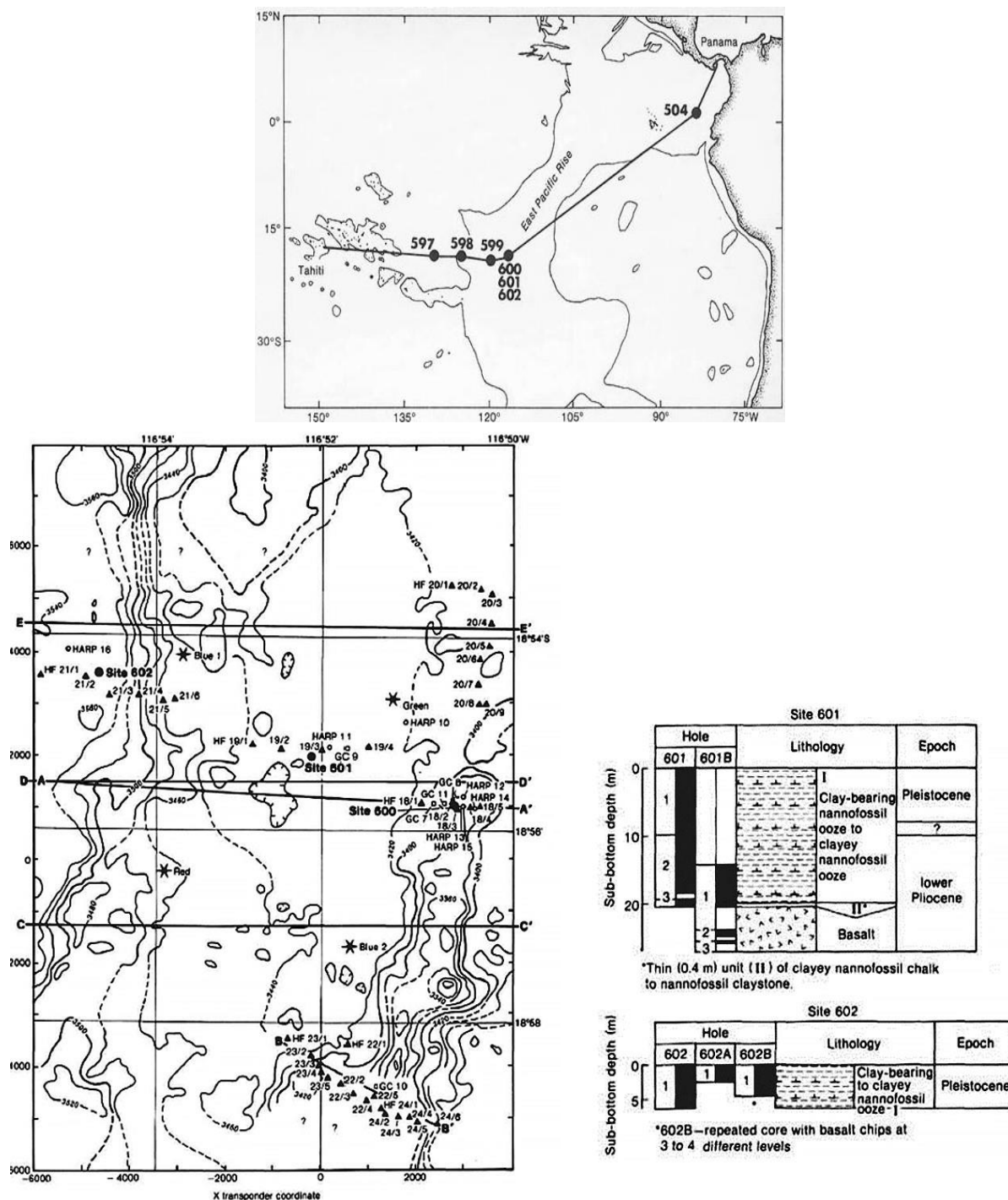


Рис. 86. Вверху. Карта размещения скважин рейса 92. Внизу. Батиметрическая схема района заложения скв. 600, 601 и 602, линии А-А, В-В и С-С соответствуют трансектам на следующем сейсмическом профиле разрезы по скважинам.

Скв. 600, 601. Скв. 601. Глубина – 3433 м. Древнейшие осадочные породы: глина с фораминиферами и нанофоссилиями. Пачка 2 (скв. 601В) содержит глинистый нанофоссильный мел и нанофоссильный аргиллит. По составу и строению породы пачки похожи на ранее описанные разрезы **скв. 599**. В скважине на уровне *позднего плиоцена* – несогласие. Основание вскрыто только в **скв. 601В** и пройдено по нему около 3 м – получено 0,75 м керна в виде фрагментов базальтов. Все фрагменты имеют слабо округлую форму и сравнительно свежую внутреннюю часть и окружены каймой 1-2 см окислительных изменений. Миндалины присутствуют в количестве до 10%, некоторые заполнены желтой, коричневой или зеленой глиной. Внешние поверхности обломков окружены гидроокислами железа и марганца, голубой, зеленой, желтой и коричневой глиной и (иногда) кальцитом или цеолитом. В измененных каймах обломков желтое стекло изменено в оранжевый и красный палагонит.

Рейс 329. Микробиология Южно-Тихоокеанской абиссальной впадины (South Pacific Gyre) D’Hondt, S., Inagaki, F., and Alvarez Zarikian, C., 2010. South Pacific Gyre Microbiology. IODP Sci. Prosp., 329. doi:10.2204/iodp.sp.329.2010

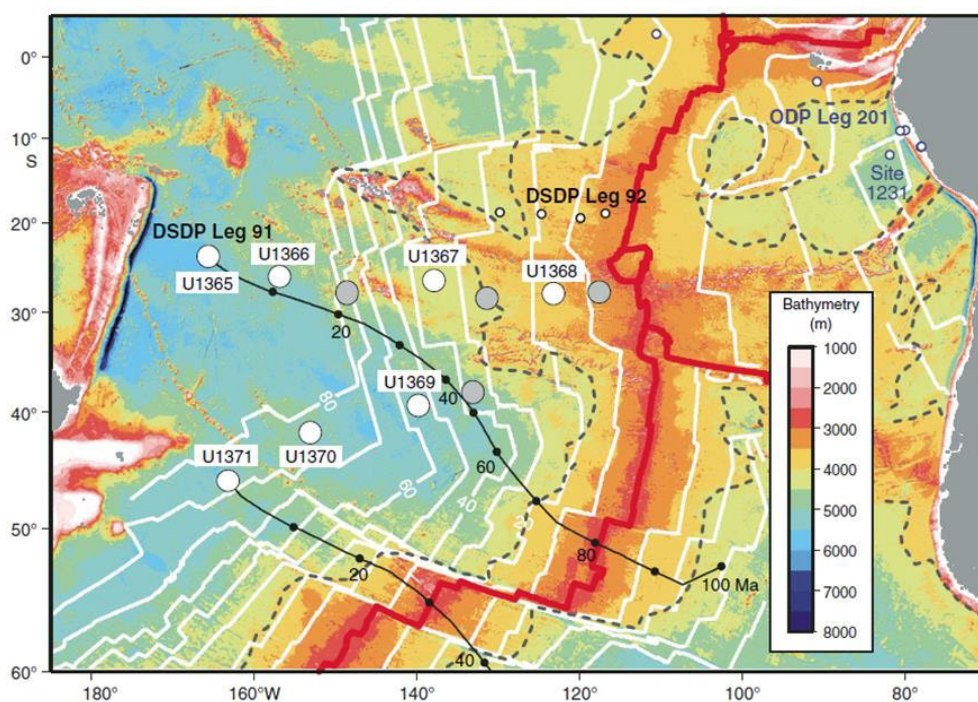


Рис. 87. Размещение скважин рейса 329.

Наибольший интерес представляет разрез скважины U1368, расположенной на наименьшем расстоянии от осевой части ВТП.

Скв. U1368 (~ 3740 метров ниже уровня моря) находится в южной части Тихого океана, в пределах фланга ВТП, сложенного абиссальными холмами, простирающимися с севера на юг.

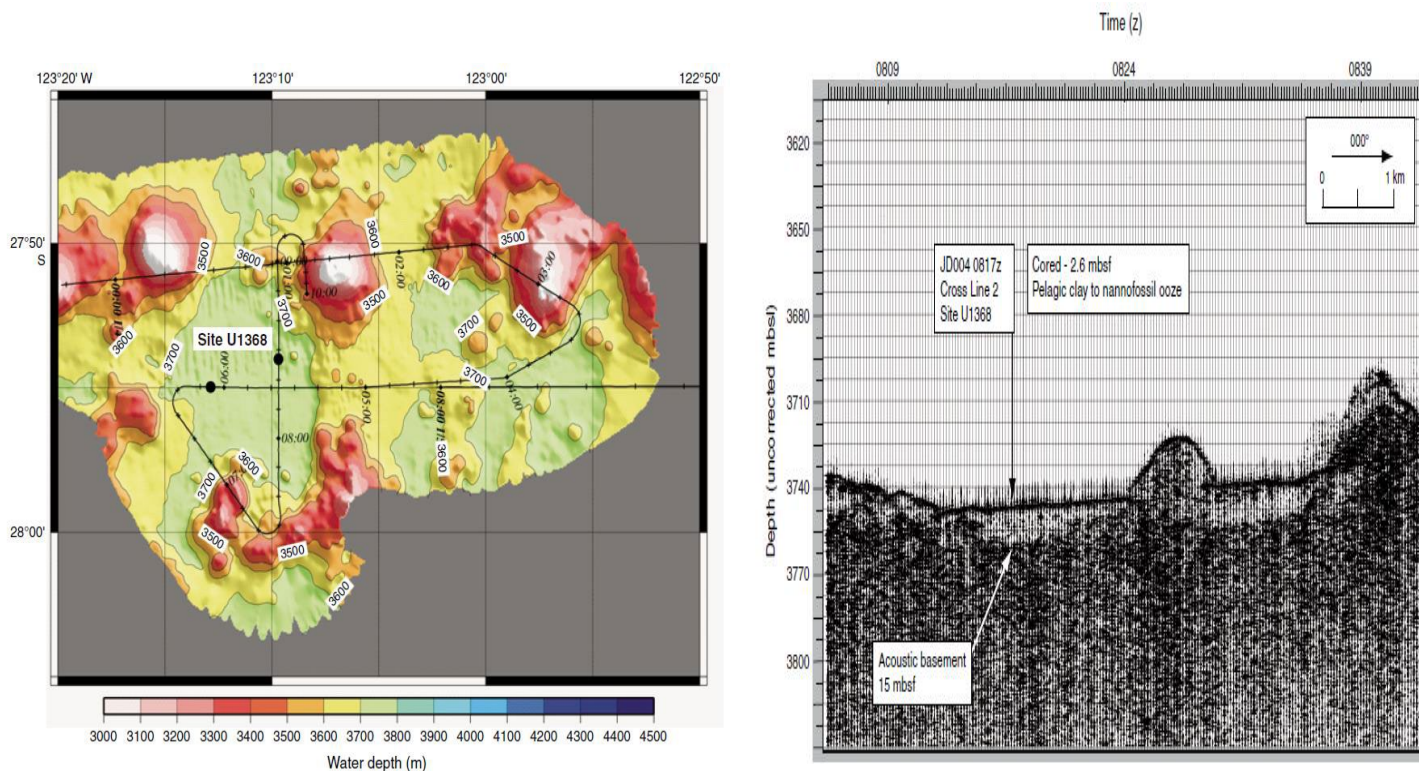


Рис. 88. Слева. Батиметрическая карта района заложения скв. U1368. Справа. Сейсмические профили района заложения скв. 1368.

Участок заложения скважины ограничен с востока и запада подводными горами 500 м в высоту, 6 км в ширину, возвышающимися над сопредельными холмами. Осадки на участке заложения скважины U1368 имеют мощность 15-16 м и состоят из известкового ила, пелагической глины и песка. Еще 1 м представлен вулканокластической брекчией в интервале между базальтовыми потоками, 80 м ниже границы осадки - базальт. Вулканокластическая брекчия содержит измененные обломки пород и стекла базальтов. Разрез скв. U1368 делится на три литологические пачки. Пачка III включает три интервала песков, разделенных мощными (20 см) слоями гематитовой нанофоссильной глины. Песчаные интервалы содержат отличный минеральный набор, включающий компоненты базальтов (плагиоклаз и авгит), а также анкерит, хлорит и титаномagnetит. Мощность пачки I, например, уменьшается на ~ 2 м на 40-метровом поперечном расстоянии, которое отделяет скважины U1368В и U1368Е. Тем не менее, каждая скважина содержит аналогичные иловые, мергельные и песчаные интервалы. Пачка III содержит от одного до трех песчаных интервалов и один богатый глиной интервал. Все три песчаные интервалы встречаются в самой нижней части керна U1368В. Пески нижнего прослоя содержат обломки минералов выветрелых до состояния глины. Очевидна непрерывность трех песчаных интервалов от скважины к скважине. Все три прослоя песка являются обломочными породными, но каждый обладает особым набором минералов. Верхний (темно-серый) песок содержит многочисленные зерна плагиоклаза. Верхний песок другой скважины богат авгитом. Средний (зеленый) песок также

содержит альбит-анортит и авгит, а также хлорит. Самый нижний (черный) песок содержит обильные известковые илы и магнитен.

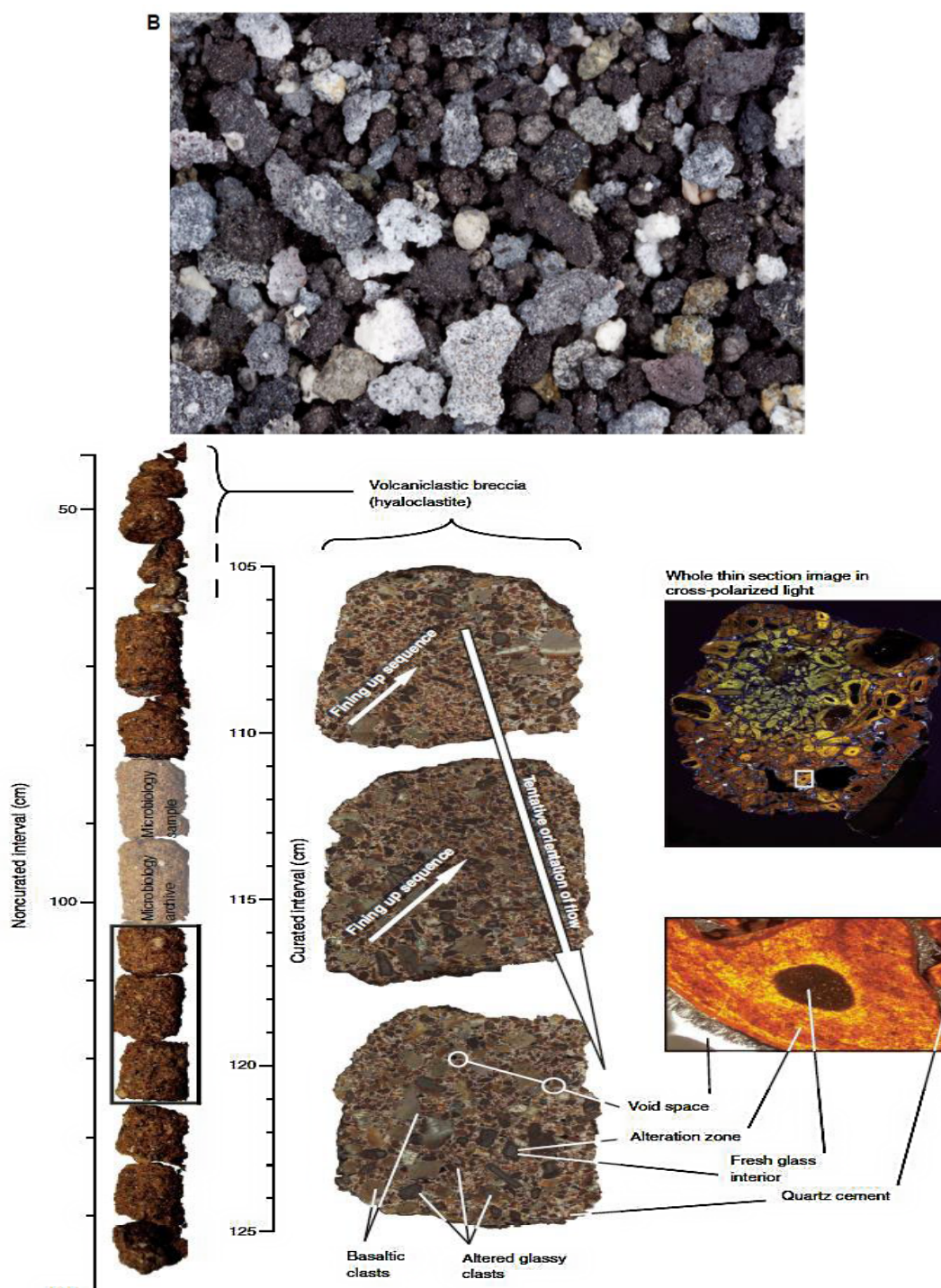


Рис. 89. Вверху. Фото черного литического песка, отобранного выше базальтового основания, показывающего перекристаллизованные планктонные фораминиферы.

Внизу. Фотография керна вулканокластической брекчии. Внизу фото шлифов в проходящем свете.

Контакты между соседними литотипами являются резкими. В скв. 1368 вскрыто 16 м разреза пелагических глин, нанофоссильных илов с фораминиферами, и литических песков, залегающих выше

базальтового основания. Грубообломочная фракция, в изученных образцах из известковистых илов, представлена планктонными фораминиферами с меньшим количеством бентических фораминифер и остракод. Более 17 видов бентических фораминифер были обнаружены в четырех образцах, исследованных в керне скв. U1368. Семь остракод изучены в керне скв. U1368.

Возвращаясь к характеристике в целом ВТП, следует отметить, что таковая вряд ли возможна в связи с фрагментарностью данных бурения. Можно лишь отметить, что осадочный комплекс здесь представлен двумя литостратиграфическими комплексами – верхним – пелагическим и нижним (граница *поздний миоцен*) комплексом металлизированных илов, непосредственно налегающих на фрагментированные и устойчиво окисленные базальты, что, в целом, близко к ранее рассмотренным результатам бурения в пределах абиссальных впадин. Можно лишь отметить, что здесь в пределах ВТП, менее отчетливо выражено, характерное для абиссали, присутствие чередования пелагических осадков с прослоями пород – дебритов, гравитационных обломочных потоков, характерной особенностью которых является присутствие в красных глинах ихтиолитов и других обломков, которые подтверждают снос осадков из сопредельных поднятий, в качестве которых могут в ВТП выступать изолированные холмы, скорее всего вулканогенного происхождения. Это может подтверждаться и значительным сокращением мощности осадочного покрова в скважинах, пробуренных на вершинах таких холмов.

Островные дуги

Рейс 21. Глубоководное бурение на юго-западе Тихого океана. Burns, R. E., Andrews, J. E., et al, 1973, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 21, Washington (U. S. Government Printing Office) + pp. // doi:10. 2973/dsdp. proc. 21. 1973

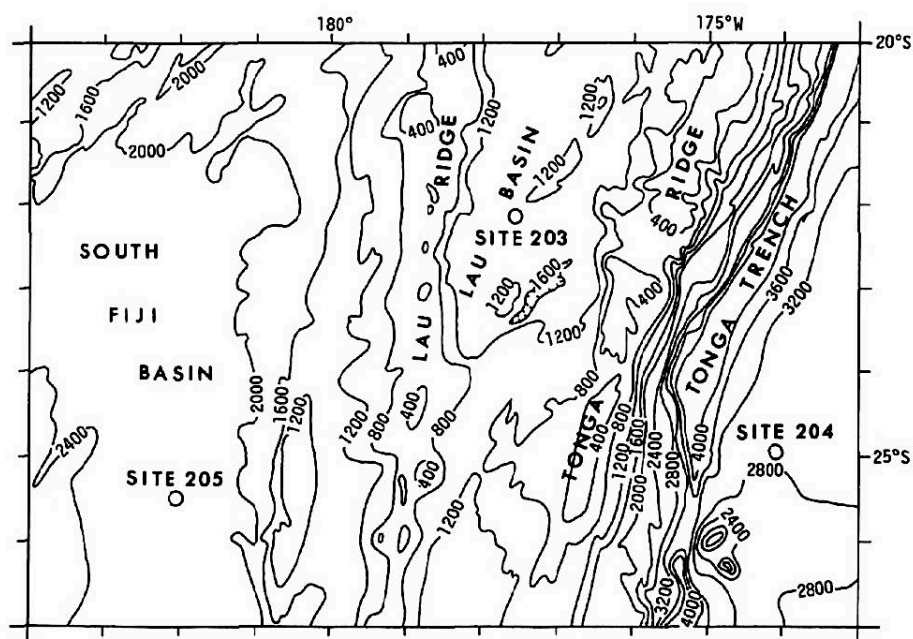


Рис. 90. Расположение скв. 203 в бассейне Лау.

Скв. 203. Глубина 2720 м. Скважина расположена в пределах западной части бассейна Лау. Вулканиды хребта Тонга - андезибазальты, андезиты и дациты; базальты отсутствуют. В керне 5 – (интервал 400-409 м) – *ранний-средний плиоцен* – усиливается эффект вулканизма: пепловых слоев больше, чем наноилов. В верхней части керна – неконсолидированный черный песок – обломки стекла, плагиоклаза и пироксена. Внутри пеплового прослоя два булыжника округлых высоко миндалекаменного базальта. Округлость – результат абразии, свидетельство близкой вулканической активности в мелководных условиях. Базальты сильно изменены.

Скв. 207. Глубина 1389 м. Скважина расположена в южной части поднятия Лорд Хауи. Пачка 4 – (интервал 357-433 м) – *верхний мел* – риолиты пемзовые, лапиллиевые туфы и потоки витрофировых риолитов. Фрагменты пород – автобрекчированные потоки. Основная масса – перлитовая. Фенокристы кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обычна флюидальность. Пачка 5 – *верхний мел* или древнее – потоки витрофировых риолитов, частично, фрагментированных. Состав и строение толщ свидетельствуют об их субаэральном образовании. Некоторые породы пачки 4 могут быть определены как игнимбриты. Строение толщи свидетельствует об эксплозивном характере вулканизма.

Рейс 31. Тестирование различных предположений образования Западно-Филиппинского бассейна и бассейна Японского моря. JaKarig, D. E., Ingle, J. C., Jr., et al., 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 31, Washington (U. S. Government Printing Office)// doi:10. 2973/dsdp. proc. 31. 1975.

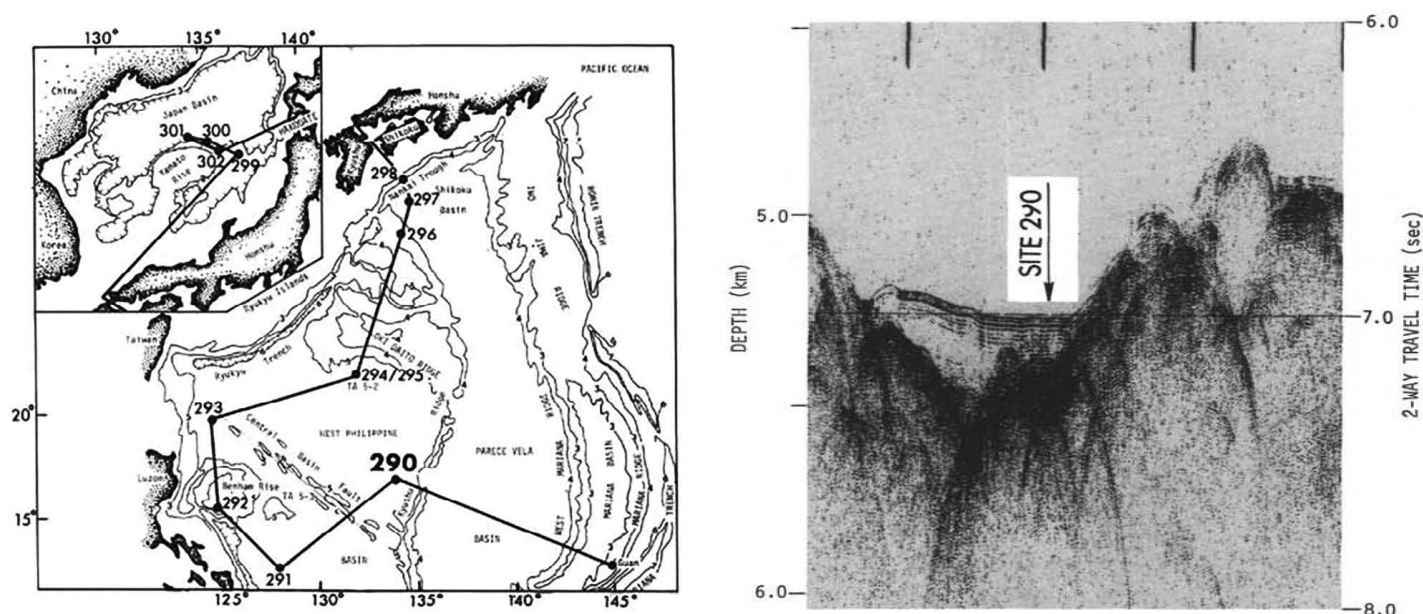


Рис. 91. Слева. Размещение скв. 290. Справа. Сейсмический профиль района заложения скв. 290.

Скв. 290. Глубина 6071 м. Скважина расположена в пределах Западно-Филиппинского бассейна в дистальном окончании осадочного шлейфа, вдоль западного фланга хребта Кюсю – Палау. Пачка 4 – (интервал 222-251 м) – *ранний олигоцен (?)* вулканический конгломерат. Макроскопически угловатые и

субокруглые обломки представлены диабазом, выветрелыми или измененными вулканитами, палагонитом, стеклом и мелом. Многие обломки имеют каймы выветривания. Считается, что хребет в районе скважины в *плиоцене* существовал в мелководных условиях. Обломки базальта с бурой палагонитовой каймой – каймой выветривания. Физическая природа вулканического конгломерата – отложение из субмаринного гравитационного потока – обломочного потока.

Скв. 296. Глубина **2920 м.** Скважина расположена на северо-западе уступа террасы хребта Палау Кюсю, поблизости от трога Нанкай. Пачка 2 – (интервал 453-1087 м) – основание разреза-*ранний?* - *поздний олигоцен* – вулканические туфы, лапиллиевые туфы, вулканические песчаники и аргиллиты. Вулканические туфы, лапиллиевые туфы плохо и средне отсортированы; угловатые и субугловатые обломки являются свидетельством отложения вблизи источника извержения. Мелководные фораминиферы и водоросли в карбонатной массе свидетельствуют о мелководных условиях во время эруптивного периода. Все это свидетельство того, что в *позднем олигоцене* хребет Палау Кюсю располагался вблизи уровня моря.

Рассматривая происхождение конгломератов и песчаных отложений, пробуренных в Филиппинском море в **рейсе 31**, авторы интерпретируют их как «debrites-deposits of debris flows» – дебриты – отложения обломочных потоков. Материалы рейса 31 позволяют предположить, что значительная часть запада Филиппинского бассейна, преимущественно в *олигоцене*, являлась областью формирования осадочных шлейфов – апронов - областей сноса материала с уже сформированных в *палеоцене* и, возможно, в *позднем мелу*, вулканических хребтов – поднятий. Возможно, в некоторых местах поднятия представляли карбонатные платформы по присутствию карбонатных отложений с бентическими фораминиферами. Смена мелководных отложений, преимущественно мелкообломочных, за редким исключением конгломератов и песчаников, мелкообломочными гемами - и пелагическими отложениями, происходила в *миоцене* и позднее, но накопление таких отложений сопровождалось появлением в них значительных количеств пеплового материала, что может свидетельствовать о том, что завершение процессов субаэрального вулканизма происходило здесь не синхронно. Важно отметить, что отложения основания всех пробуренных скважин характеризуются обилием измененных выветрелых обломков базальтов и стекла, что может быть свидетельством того, что перед началом разрушения вулканических хребтов они занимали субаэральное положение и могли подвергаться процессам наземного выветривания, продукты которого, в заметных количествах, присутствуют в основании разрезов всех пробуренных здесь скважин. Характерно, что в скв. 297, пробуренной южнее трога Нанкай в основании разреза в отложения дистальных турбидитов присутствуют обломки растений - свидетельство близости континентального источника материала.

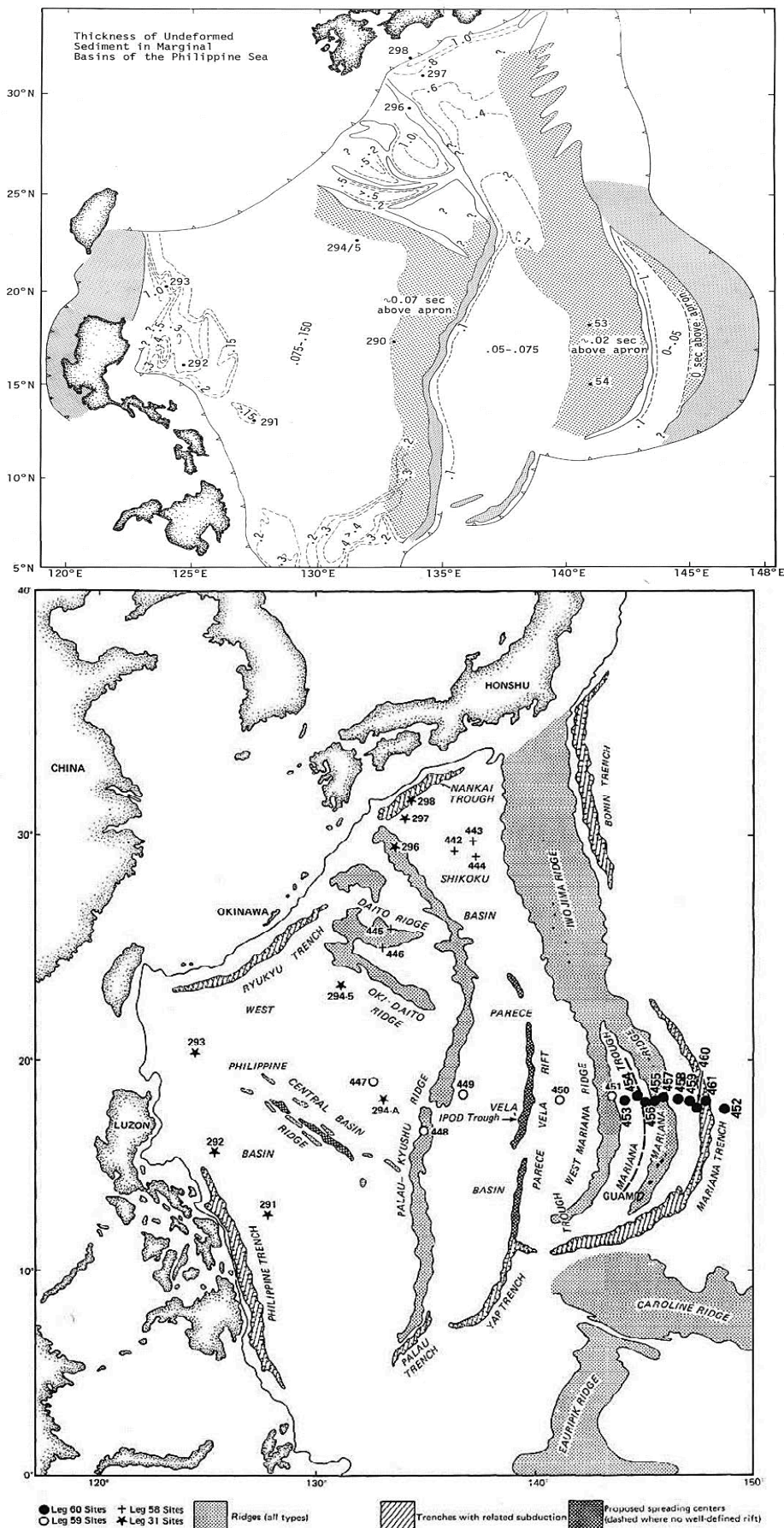


Рис. 92. Вверху. Мощность деформированных осадков Филиппинского моря. Плотно заштрихованные области – крупные вулканокластические шлейфы, мощность которых может достигать нескольких километров. Средняя мощность осадков показана цифрой. (Daniel E. Karig).

Внизу. Схема расположения скважин рейсов 31, 58, 59 и 60. Условные обозначения: слева направо: хребты (все типы), желоба в связи с субдукцией, предполагаемые спрединговые центры (заштриховано там, где недостаточно хорошо определены рифты).

Применительно к этим островным дугам, вначале рассмотрим материалы бурения рейсов 59 и 60, которые представляют собой трансекты, состоящие из скважин, расположенных в крест простирания Марианской островодужной системы. В состав трансекта рейса 59 входят – с запада на восток - Западно-Филиппинский бассейн (скв. 447), далее хребет Кюсю Палау (скв. 448), западная окраина бассейна Паресе-Вела (скв. 449), восточная окраина того же бассейна (скв. 450), восточная часть Западно-Марианского хребта (скв. 451). Продолжение этого трансекта проведено в рейсе 60 – в западной части Тихого океана, системы Марианского желоба. В пределах Филиппинского моря сосуществуют два типичных тектонических, геоморфологических объекта – хребты и разделяющие их бассейны. Причем, оба этих объекта, по данным сейсмического профилирования, обладают особенностями, присущими абиссальным впадинам и флангам срединно океанических хребтов Атлантического и Индийского океанов. В этих структурах сочетаются, на сейсмических профилях, линейные хребты и разделяющие их бассейны. Но, в отличие от Атлантического и Индийского океанов, здесь заполнение бассейнов не представлено карбонатными неритовыми отложениями с обломками выветрелых базальтов, карбонатных брекчий в основании. Здесь, в Тихом океане, осадки представлены обломочными потоками – шлейфами от сопредельных хребтов.

Balshaw, K. M., 1980. Cenozoic clay-mineral stratigraphy in the South Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 59. In Kroenke, L., Scott, R., et al., Init. Repts. DSDP, 59: Washington (U. S. Govt. Printing Office), 597-602.

Типичным примером строения разреза бассейна является скв. 447. Глубина – 6022 м. Скважина размещена в восточной части Западно-Филиппинского бассейна между хребтом Центрального бассейна и хребтом Палау Кюсю.

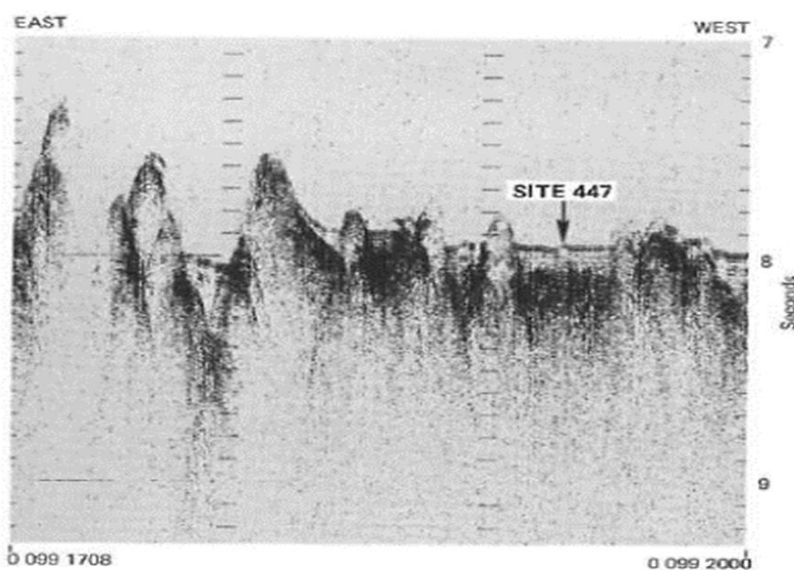


Рис. 93. Сейсмический профиль района заложения скв. 447. Рейс 59.

Скв. 447 является осадочным шлейфом запада хребта Кюсю-Палау; туфы нижних 47 м *средне олигоценовые* формировались из этого источника. Вблизи скважины 447 на западе Филиппинского бассейна в 100 км к западу от хр. Кюсю-Палау, расположена **скв. 1201**. Глубина **5711 м** Базальные отложения (20-30 м) представлены переслаивающимися турбидитами и красноватыми и шоколадно-коричневыми аргиллитами. Турбидиты в интервале 53-462 м имеют возраст – *поздний эоцен-ранний олигоцен*. Нижележащие 25 м – красных аргиллитов – *поздний олигоцен-поздний эоцен*. Пачка до базального прослоя мощностью 2. 5 м сложена вулканокластическими песчаниками, алевролитами и брекчиями. Базальная пачка – красные алевролиты. Основание (2. 5 м) красно-коричневые аргиллиты. Такие же прослои присутствуют внутри базальтового основания. В базальном прослое обломки мелководных известняков с бриоза и известковистыми водорослями, обломки миндалекаменных вулканитов и вулканического стекла, порфиоров, дацитов. Имеются свидетельства субаквального и субаэрального вулканизма.

Скв. 448 заложена на западной окраине хребта Кюсю Палау. Глубина **3483 м**. Типичный эксплозионный вулканизм (даже мелководный фреатический или субаэральный), высокая миндалекаменность экструзивных единиц, широкое распространение в фенокристах и в основной массе гиперстена, присутствие пижонита, и обломки андезита (?) и роговообманкового диорита в вулканокластической брекчии – все это указывает на островодужные толеитовые особенности хребта Палау Кюсю и указывает на то, что хребет являлся остаточной дугой в *середине олигоцена*. Здесь вполне уместно отметить, что близко расположенные скважины в бассейне, вблизи хребта и в самом хребте, показывают практически синхронное развитие, но отчетливо различаются литогеодиническими особенностями. В бассейне формируются обломочные гравитационные потоки, материал которых сносится с хребта. В то же время, в самом хребте формируются пелагические илы, карбонатные неритовые отложения с обломками базальтов в основании, и сами базальты, подвергшиеся выветриванию, отличаются от толеитовых базальтов бассейна, и представлены андезибазальтами, а сам вулканизм происходил в мелководных или субаэральных фреатических условиях. Показательные различия в составе разреза скв. 451 – (*верхний миоцен*) – вулканокластические осадки, витрические и витрическо-литические туфы, брекчии и конгломераты, и фрагменты мелководных раковин, фрагменты лигнита. Базальтовые обломки в брекчии высокоминдалекаменные. Присутствуют также обломки андезитов; вулканические породы сильно изменены, замещены гидроксидами железа и минералами глин. Обломки крупных фораминифер и кораллов – *верхний миоцен*. Обломки нередко высоко округлые и предполагается, что их переотложение могло происходить в субаэральных условиях. Фрагменты лигнита в туфах представлены многочисленными изолированными линзами, часто около 1 см в диаметре. Считается, что они не образованы на месте, а переотложены из наземных построек, расположенных вблизи. Таким образом, здесь в скважинах, ассоциированных структурах бассейн – хребет, в бассейне в *миоцене* формируются, чередующиеся пелагические и обломочные слои и туфы. В то же время (*миоцен*), в хребте формирование обломочных пород происходило в субаэральных условиях, что подтверждается присутствием в разрезе фрагментов лигнита. Можно предположить, что в пределах линейных хребтов, в *миоцене* существовали цепочки вулканических островов, возможно,

подобно другим асейсмичным хребтам не только Тихого океана, но и Индийского океана (хребет Найнтист).

Скв. 458 первая из серии скважин, включающих скважины 460 и 461, располагающихся между осью желоба и активной вулканической дугой, на островодужной стороне трога. Древнейшие осадки – *ранний олигоцен*. Основание: подушечные и массивные вулканические потоки лав. Верхний тип – (интервал 256-380 м) – афировые двупироксеновые высокомагнезиальные андезиты. Эти лавы включают стекловатые породы бонинитовой серии с магнезиальным ортопироксеном, бронзитом, клинопироксеном и без плагиоклазовые. Нижний тип (интервал 380-465, 5 м) - высокотрещиноватые и измененные авгит - плагиоклазовые базальты. Выше бронзитовых андезитов и базальтов пробурено 256 м осадков. Седиментация прерывалась одним главным несогласием в *позднем миоцене и раннем плиоцене* и тремя менее значимыми несогласиями.

Скв. 460 заложена в пределах небольшого осадочного бассейна, ограниченного разломами, шириной 1 км, расположенного на внутренней островодужной стенке Марианского желоба в 23 км от оси желоба. Скважина на 2200 м выше по глубине от оси желоба. Поверхность осадков слабо наклонена к западу по направлению к островной дуге. Скважины 460 и 460 А находятся на расстоянии менее чем 300 м друг от друга, но, тем не менее, имеют различную историю осадконакопления. В разрезе скв. 460 (*эоцен-олигоцен*) – известковистый и витрический ил, чередующийся с галечными прослоями, гравий и песок. Обломки в гравии субокруглые размером до 2 см. Литифицированные осадки – аргиллиты, песчаники, фрагменты вулканических пород, измененного стекла и кристаллов). Некоторые фрагменты представлены кремнями и известняками (*calpionellids*) возраста *титон-баррем*. Отложения талуса – обломочные породы скважин 460 и 460А представлены 8 типами пород.

Заключая рассмотрение результатов бурения в трансекте **рейсов 59-60**, следует отметить устойчивые различия в составе и строении разрезов хребтов и бассейнов. В хребтах достаточно устойчиво вскрыты карбонатные фации неритовых отложений, часто непосредственно залегающие на базальтах основания. В бассейнах карбонатные отложения отсутствуют и представлены, преимущественно, вулканокластическими и терригенными отложениями, которые являются шлейфом обломочных потоков, распространяющиеся на значительные расстояния от хребтов – источников сноса. Такого рода литолого-фациальные взаимоотношения присутствуют не только в пределах задуговой части Марианской дуги, но и рассматривались ранее при характеристике строения разрезов абиссальных впадин. Все это свидетельства взаимообусловленных процессов воздымания хребтов и синхронного погружения основания сопредельных бассейнов.

Важная, для понимания сущности геодинамики, особенность строения разрезов **рейсов 59-60**, заключается в том, что устанавливаются результатами бурения различия в строении разрезов сопредельных хребтов и бассейнов – пары скв. 447-448 и 450-451– в последнем примере – бассейна Паресе-Вела и Западно-Марианском хребте. В обоих случаях в бассейнах разрез, существенно сложенный гравитационными обломочными потоками, а вулканическое основание представлено

толеитовыми базальтами. В обоих хребтах в основании разреза присутствуют карбонатные мелководные фации осадков, а вулканическое основание представлено преобладающими андезитами, в том числе двупироксеновыми андезитами. Это позволяет считать, что основание у этих соседствующих структур не одинаковое и появление андезитов в разрезе хребтов, возможно, свидетельство присутствия в их основании фрагментов континентальной коры. Это в свою очередь, может определять относительно устойчивую тенденцию к воздыманию и соответственно погружению и заполнению осадками сопредельных бассейнов. Важно, также, ассоциировать перерыв в осадконакоплении в хребтах в промежуток времени – *миоцен-олигоцен* с режимом активного накопления осадков гравитационными обломочными образованиями – дебритами в сопредельных с хребтами бассейнах. Все это свидетельства возможного влияния на режимы осадконакопления и на сам процесс формирования и перемещения осадков в шлейфы с дифференциальными вертикальными перемещениями, соседствующих хребтов и бассейнов.

Продолжим рассмотрение этих тенденций на примере Западно-Филиппинского бассейна, расположенного к северо-западу от хребта Кюсю Палау, в **рейсе 31** «Тестирование различных предложений образования Западно-Филиппинского бассейна и бассейна Японского моря».

Рейс 31. Тестирование различных предложений образования Западно-Филиппинского бассейна и бассейна Японского моря. JaKarig, D. E., Ingle, J. C., Jr., et al., 1975. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 31, Washington (U. S. Government Printing Office)// doi:10. 2973/dsdp. proc. 31. 1975

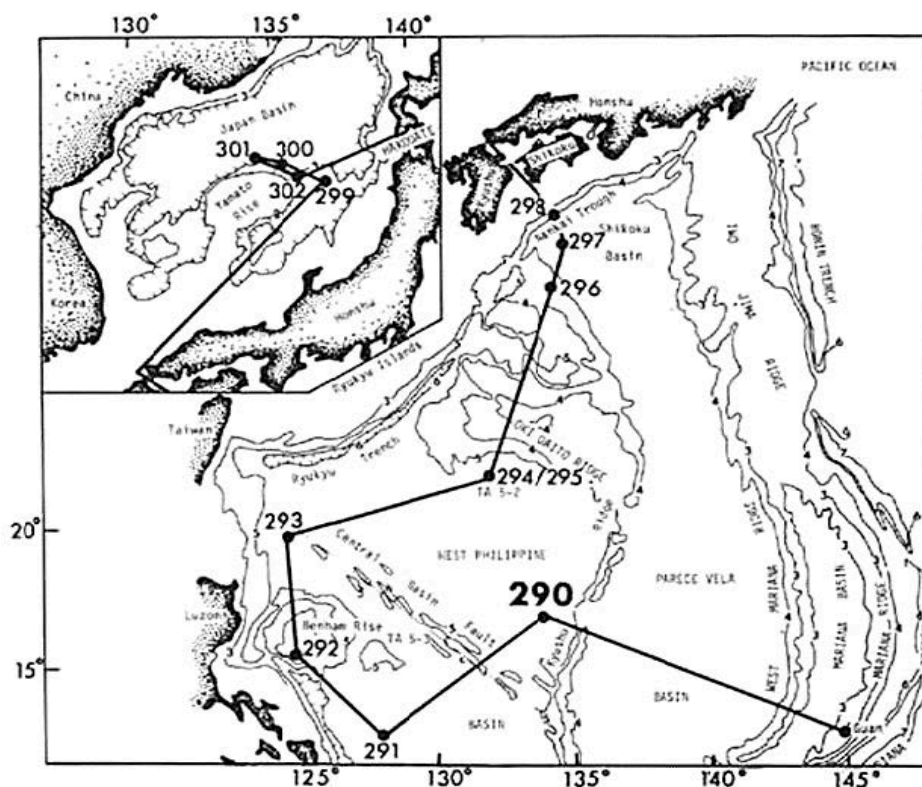


Рис. 94. Размещение скважин рейса 31.

Скв. 290 расположена в пределах Западно-Филиппинского бассейна в дистальном окончании осадочного шлейфа вдоль западного фланга хребта Кюсю-Палау. В скважине вскрыты 90 м – *квартер-поздний олигоцен* – коричневые алевритовые глины, перекрывающие (49 м) *позднеолигоценовые* нанофоссильные илы. Этот переход датирует проседание этой части Западно-Филиппинского бассейна. Ниже этих пачек лежат более чем 80 м – *ранне олигоценовых* или *поздне эоценовых* алевритов, формирующих дистальный клин крупного осадочного шлейфа, располагающегося к западу от хребта Кюсю-Палау. Шлейф, возможно, формировался в *раннем олигоцене* и *позднем эоцене*. Базальная пачка – *поздний эоцен* или *очень ранний олигоцен* – вулканическая брекчия более 30 м мощности, формирующая оползень от локального топографического поднятия. Считается, что хребет в районе скважины в *плиоцене* существовал в мелководных условиях. Обломки базальта с бурой палагонитовой каймой, каймой выветривания или марганцевой коркой. Физическая природа вулканического конгломерата – отложение из субмаринного гравитационного потока – обломочного потока. Рассматривая существо конгломератов и песчанистых отложений, пробуренных в Филиппинском море в рейсе 31, авторы интерпретируют их как «debrites—deposits of debris flows». – дебриты – отложения обломочных потоков. Анализ материалов рейса 31 позволяет предположить, что значительная часть запада Филиппинского бассейна, преимущественно в *олигоцене*, являлась областью формирования осадочных шлейфов – апронов – областей сноса материала, с уже сформированных в *палеоцене* и, возможно, в *позднем мелу*, вулканических хребтов – поднятий, возможно, в некоторых местах, представлявших собой карбонатные платформы – присутствие карбонатных отложений с бентическими фораминиферами. Важно отметить, что отложения основания всех пробуренных скважин характеризуются обилием измененных выветрелых обломков стекла, что может быть свидетельством того, что перед началом разрушения вулканических хребтов, они занимали субаэральное положение и могли подвергаться процессам наземного выветривания, продукты которого в заметных количествах присутствуют в основании разрезов всех пробуренных здесь скважин. Характерно, что в **скв. 297**, пробуренной южнее трога Нанкай, в основании разреза в отложениях дистальных турбидитов присутствуют обломки растений – свидетельство близости континентального источника материала.

Заключая рассмотрение результатов бурения в трансекте рейсов 59-60, следует отметить устойчивые различия в составе и строении разрезов хребтов и бассейнов. В хребтах достаточно устойчиво вскрыты карбонатные фации неритовых отложений, часто непосредственно залегающие на базальтах основания. В бассейнах карбонатные отложения отсутствуют и представлены, преимущественно, вулканокластическими и терригенными отложениями, которые, по мнению авторов описания керна, являются шлейфом обломочных потоков, распространяющиеся на значительные расстояния от хребтов – источников сноса. Такого рода литолого- фациальные взаимоотношения присутствуют не только в пределах задуговой части Марианской дуги, но и рассматривались ранее при характеристике строения разрезов абиссальных впадин. Все это свидетельства взаимообусловленных процессов воздымания хребтов и синхронного погружения основания сопредельных бассейнов. Основные события и вулканизма, и осадконакопления развиваются в Марианской дуге в *эоцене* - *миоцене* и завершаются синхронным погружением в *квартере* – *плейстоцен-голоцене* – перекрытием осадочных обломочных и вулканомиктовых отложения пелагическими илами. Важная, для понимания сущности геодинамики, особенность строения разрезов рейсов 59-60, заключается в том, что

устанавливаются результатами бурения различия в строении разрезов сопредельных хребтов и бассейнов – пары скв. 447-448 и 450-451 – в последнем примере – бассейна Паресе-Вела и Западно-Марианский хребет. В обоих случаях в бассейнах разрез, существенно сложенный гравитационными обломочными потоками, а вулканическое основание представлено толеитовыми базальтами. В обоих хребтах в основании разреза присутствуют карбонатные мелководные фации осадков, а вулканическое основание представлено преобладающими андезитами, в том числе дупироксеновыми андезитами. Это позволяет считать, что основание у этих соседствующих структур не одинаковое и появление андезитов в разрезе хребтов, возможно, свидетельство присутствия в их основании фрагментов континентальной коры. Это в свою очередь, может определять относительно устойчивую тенденцию к воздыманию и соответственно погружению и заполнению осадками сопредельных бассейнов. Важно, также, ассоциировать перерыв в осадконакоплении в хребтах в промежуток времени – *миоцен-олигоцен* с режимом активного накопления осадков гравитационными обломочными образованиями – *дебритами* в сопредельных с хребтами бассейнах.

Коникал симаунт. Геодинамически и петрологически представляются более чем интересными сведения, полученные в процессе бурения серии скважин в преддуговой части Идзу-Бонинской дуги, в системе конических симаунтов, сложенных серпентинитовой, пелитовой массой, иногда называемой «грязью».

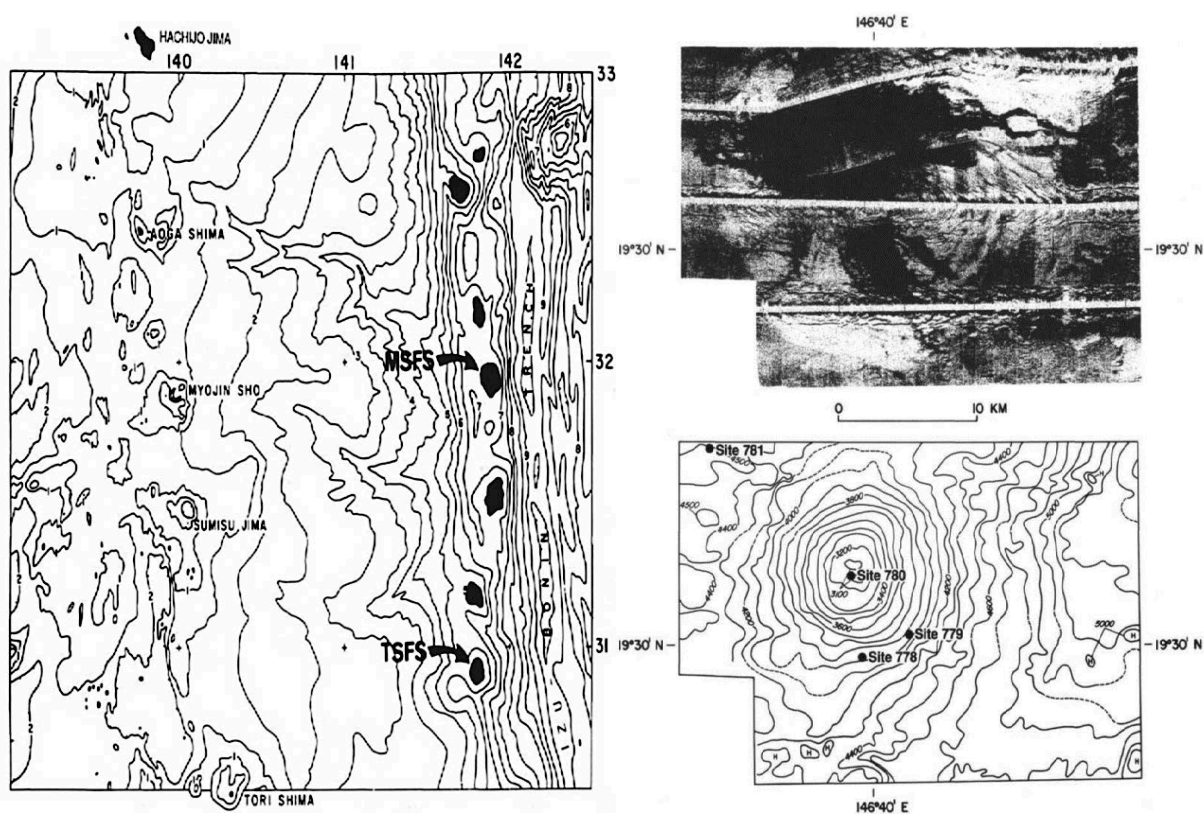


Рис. 95. Слева. Батиметрическая карта Nachijojima and Torishima регионов, с показом нескольких конических поднятий или преддуговых симаунтов TSFS = Torishima Forearc Seamount and MSFS = Myojin-Sho Forearc Seamount.

Справа. Батиметрическая схема подводной горы Conical Seamount в преддуговой Марианской части с размещением скв. 778-782 и прилегающим распространением поверхностных потоков путем бокового сканирования. Батиметрия в метрах.



Рис. 96. Придонная фотография области обнаженного серпентинитового потока с многочисленными обломками метаморфизованных пород, внедренных в поток.

Conical Seamount – крупная подводная гора, сформированная протрузией холодного не консолидированного серпентинитового грязевого и обломочного потока, сформированного вертикальной тектонической активностью. Подводная съемка и батиметрия Конической горы показали форму извилистых потоков, образованных на флангах горы. Коническая гора имеет концентрические хребты и радиальные трещины. Подводное изучение с обитаемого аппарата Алвин показало, что потоки сложены серпентинитовой грязью, вмещающей обломки серпентинизированных ультрамафитов и метаморфизованных мафических пород, аутигенных карбонатов и силикатных минералов. Вблизи вершины одной из таких гор сформированы структуры, подобные каминам с возрастом менее 150 лет и сложенные карбонатом и силикатом, опробованных Алвином. В процессе опробования силикатного камина холодные флюиды просачивались из многочисленных ответвлений камина. Сейсмические профили показывают, что Коникал Симаунт размещен на пересечении двух разломных зон. Формирование таких разломов связывают с процессами растяжения. Драгированные образцы из стенки Коникал симаунта включают различные мафические породы, островодужные толеиты, бониниты, щелочные базальты и базальты MORB. Восходящие циркулирующие флюиды могут быть объяснены дегидратацией погружающегося слэба и перемещением больших объемов флюидов через метаморфические толщи преддугового региона. Стронциевые изотопные отношения интерстициальных вод из неконсолидированных серпентинитов варьируют от 0, 70912 до 0, 70525 с трендом к сравнительно менее радиогенным составам с увеличением субдонных глубин. Эти стронциевые

отношения зависят от двух источников - от морской воды и изверженных пород. Стронциевые тренды, возможно, результат диффузного транспорта из изверженного источника на глубине внутри литосферы, который может быть контаминирован субдуцируемыми осадками.

Рейс 135. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, . Shipboard Scientific Party² Parson, L., Hawkins, J., Allan, J., et al., 1992

Островная дуга (ОД) Тонга-Кермадек.

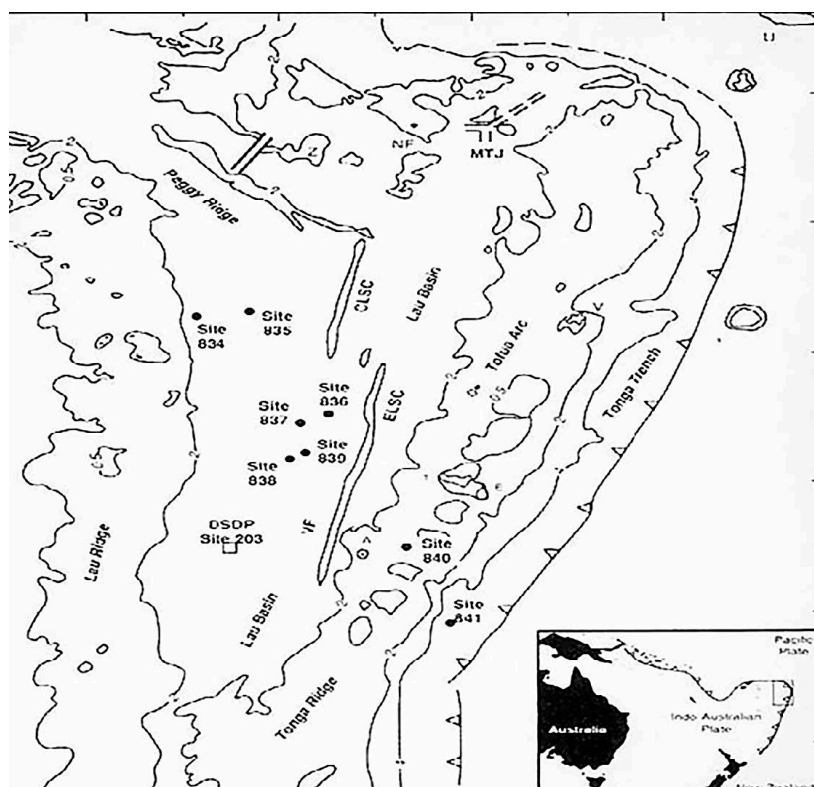


Рис. 97. Схема расположения скважин рейса 135.

Принципиальным отличием ОД Тонга-Кермадек, от ранее рассмотренных ОД, является присутствие в структурах ОД вулканитов кислого состава. Рассмотрим далее материалы бурения по типовым структурам ОД. **Скв. 840.** Глубина **745, 5 м.** Скважина расположена на юге Центральной платформы, которая располагается в осевой части хребта Тонга. Хребет Тонга существует с *эоцена*. Осадочные отложения, вскрытые скв. 840, датированы от *голоцена* до *позднего миоцена*. Основание разреза – *ранний-средний плиоцен* – усиливается эффект вулканизма: пепловых слоев больше, чем наноилов. В верхней части керна – неконсолидированный черный песок, обломки стекла, плагиоклаза и пироксена. Внутри пеплового прослоя два булыжника округлых высоко миндалекаменных базальтов. Округлость – результат абразии, свидетельство близкой вулканической активности в мелководных условиях. Базальты высоко изменены. **Скв. 841** размещена в верхней части склона желоба – западной части желоба Тонга на глубине **4810 м**, Скважина расположена на середине островодужного склона на небольшом куполообразном поднятии, вытянутом в меридиональном направлении, согласным с простираем желоба. Этот небольшой купол – один из нескольких куполов, расположенных на склоне

в виде терассоподобных уступов, которые характеризуют внутреннюю западную стенку желоба. По данным бурения, седиментация началась в позднем *эоцене-раннем олигоцене* с накопления карбонатов в мелководных условиях, на изверженном субстрате, представленном низкокалиевыми риолитовыми вулканическими породами. С *раннего олигодена* до начала *среднего миоцена* был перерыв в седиментации, после которого последовала фаза проседания (погружения). Это сопровождалось формированием вулканокластических конгломератов и песчаников в процессе формирования обломочных потоков и турбидитовых течений. Основание разреза – *ранний олигоцен - поздний эоцен* – известковистые вулканические песчаники с фораминиферами перекрывают риолитовые лавы и пирокластические образования, включающие игнимбриты и спекшиеся туфы. До *раннемеловые* риолитовые потоки и туфы были обнаружены в **скв. 207**. Подобные низкокалиевые риолиты также найдены в Марианской дуге на острове Сайпан. Риолитовые породы перекрыты *верхнеэоценовыми* мелководными известковистыми вулканическими песчаниками. Риолитовые извержения важны в нескольких аспектах. Их азральное образование показывает, что эта часть островной дуги располагалась выше уровня моря, когда извергались риолиты и впоследствии погрузилась более чем на 5000 м. Возраст вулканизма неизвестен, но древнейшие осадки, перекрывающие риолитовые вулканиты – *верхний эоцен*. *Позднейший эоцен* - наиболее приемлемый минимальный возраст риолитового вулканического комплекса. Кислые эруптивные комплексы необычны для внутриокеанических островных дуг. Такие породы выявлены в Марианском преддуговом бассейне на острове Сайпан, но они более дацитовые и не содержат истинных игнимбритов. Такие породы могут быть представлены риолитовыми комплексами северо-восточной Австралии и на поднятии Лорд Хауи и в Тасмановом море. В **скв. 207** поднятия Лорд Хауи 140 м верхнемеловых (93. 7 млн. лет) риолитовых лав были вскрыты бурением и их образование интерпретировалось, как субазральное или мелководное. Основание риолитовой серии не было достигнуто бурением, но она перекрывалась аргиллитами *маастрихта*, отлагавшимися в мелководных условиях. Меловые риолиты известны также в Новой Каледонии.

Плато, поднятия, гайоты

Рейс 33. Геологическая история подводных хребтов и островных цепей. Западная часть Тихого океана, 1976. Schlanger, S. O., Jackson, E. D., et al., 1976. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Volume 33, Washington (U. S. Government Printing Office) //doi:10. 2973/dsdp. proc. 33. 1976.

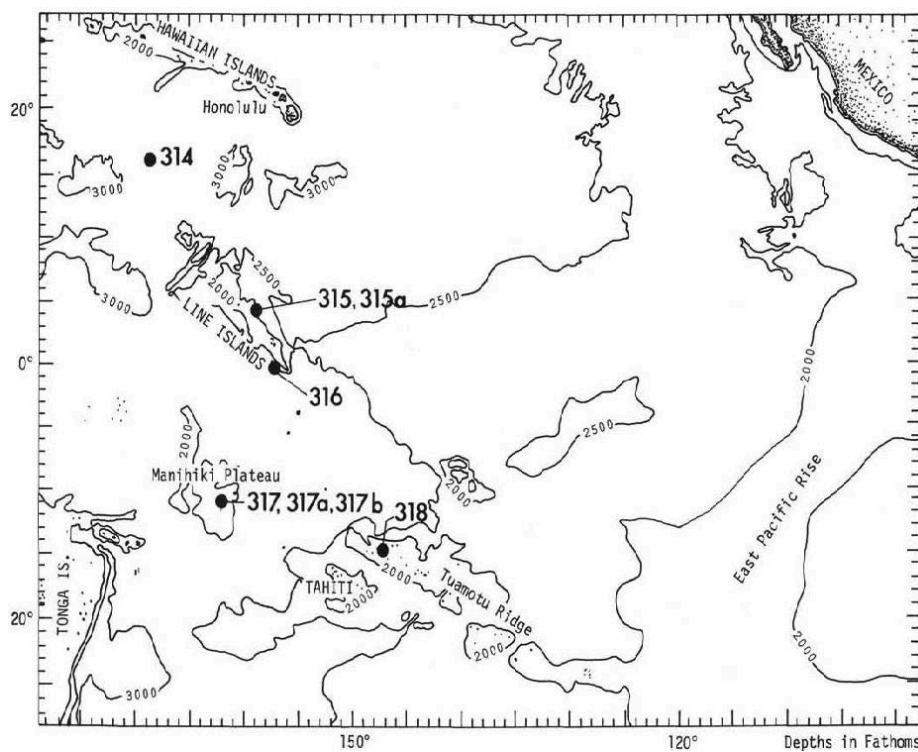


Рис. 98. Расположение скважин рейса 33.

Скв. 315. Глубина **4162 м** Пачка 5 (интервал 911-996, 3 м) – *кампан-сантон* – базальные аргиллиты и вулканокластические осадки. На глубине 996 м они подстилаются базальтами. Пески возраста, возможно, *сантон* или древнее фиксируют время эрозии вулканических построек острова Фаннинг. Переотложенные скелетные мелководные обломки включают крупные фораминиферы, бриозоа, рудисты, известковистые водоросли, возможно, позднемелового возраста из чего следует, что рост рифовых банок на вулканических постройках острова Фаннинг происходил после прекращения вулканизма. Осадки, вскрытые скважиной, имеют переотложенный характер. Базальты имеют четкий контакт с перекрывающими красными косослоистыми аргиллитами. Эти железистые аргиллиты содержат продукты выветривания базальтов. Потоки, возможно, щелочных базальтов имеют афанитовые, высоко измененные зоны мощностью 1-15 см, разделяющие отдельные потоки. Базальты миндалекаменные (1-10% миндалин). Эти базальты по составу и строению аналогичны базальтам вулканокластических песчаников. **Скв. 317.** Плато Манихики. Глубина – **2598 м** История развития поднятия Манихики авторами рейса рассматривается следующим образом:

1. Извержение толеитовых базальтов, возможно, в мелководных условиях.
2. Возможное изостатическое поднятие вулканического плато с последующим извержением главной части вулканических масс.
3. Формирование вулканических построек с образованием пеплов и эрозийных обломочных масс, частично перекрывающих ранние базальты до времени *ант-баррем*. Обломочные потоки свидетельствуют о склоновых образованиях и содержат типы моллюсков, указывающих на средние глубины.
4. Проседание плато Манихики, сопровождающееся эрозией.
5. Отложение средней мощности пелагических осадков последние 60 млн. лет.

Возраст базальтового основания древнее, чем в более северных поднятиях Магеллана и Шатского и чем, в расположенных южнее, поднятии Онтонг-Джава. Вулканические породы, драгированные с вершин симаунтов цепи островов Лайн и из скважин, пробуренных по их флангам, показывают, что рассматриваемый регион характеризуется исключительным петрологическим разнообразием. Толиты и щелочные базальты были обнаружены в драгированном материале широким сектором щелочных дифференциатов, включающим кварцевые трахиты и фонолиты. Четыре места драгирования на симаунтах обнаружили калиевые нефелиниты не похожие на другие вулканыты, обнаруженные в океанских бассейнах. Эти породы включают амфиболовые и биотит содержащие разновидности, некоторые из которых лейцит - нормативны. Такие лавы подобны калиевым мафическим лавам западных африканских рифтов. Они характеризуются высокими отношениями K_2O/Na_2O , чем типичные постэрозийные лавы цепей Гавайев и Самоа. Они также содержат амфибол-авгит и биотит-авгитовые ксенолиты, подобные включениям, обнаруженным в африканских лавах.

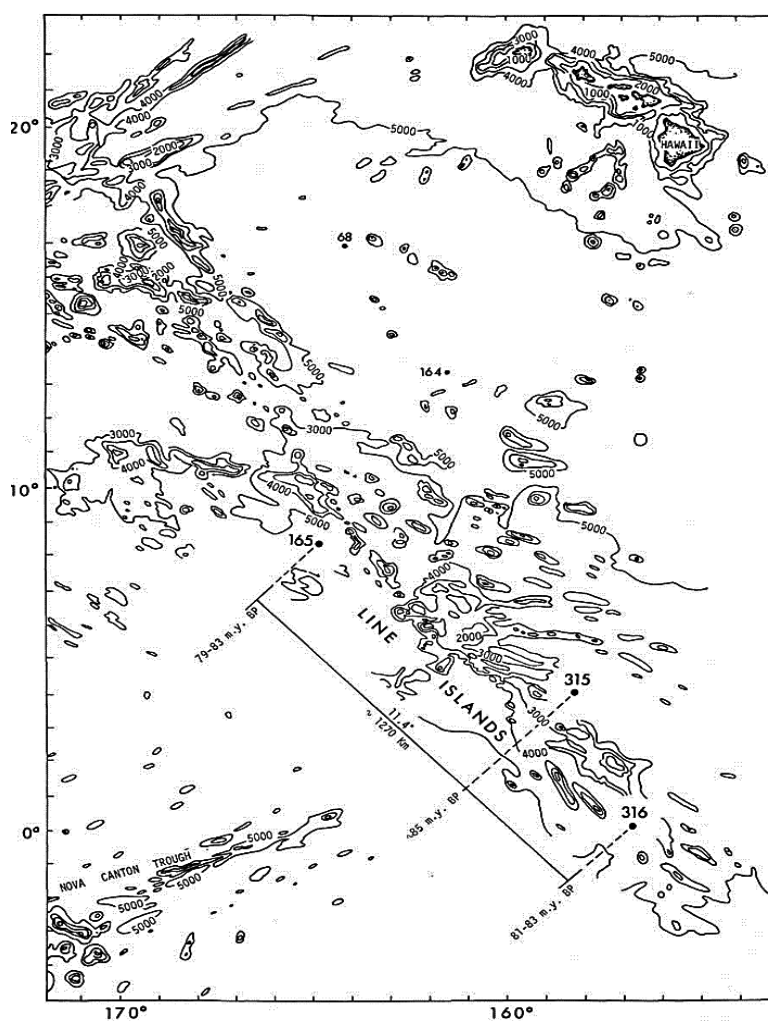


Рис. 99. Карта, показывающая возможный возраст наиболее верхних в разрезе базальтов вдоль цепи островов Лайн, по данным бурения скважин 165, 315 и 316.

Выделены два тектонических тренда доминирующих в островной цепи Лайн – серия хребтов север, северо-запад, отвечающая главному направлению цепи Лайн и широкий пояс тренда запад, северо-запад. Эти кросстренды присутствуют в западной и северной частях Центрально-Тихоокеанского бассейна. Калиевые мафические лавы, подобные открытым в цепи Лайн, драгированы из гайотов симаунита Вейк. Два участка в цепи Лайн, из которых были драгированы калиевые нефелиниты являются частью кросстренда. Присутствие калиевых нефелинитов на Вейке и

возвышенностях Лайн позволяет считать, что они являются частью провинции структурно ограниченной кросстрендом. Вулканизм внутри областей кросстренда в основном щелочной и это не согласуется с существованием спредингового центра, и это предпочтительно связать с существованием мозаики сквозь коровых трещин. Более похоже на то, что увеличение площади регионального коробления, растрескивания и вулканизма невозможно сконструировать с помощью горячей точки и более предпочтительна версия рифтовой зоны Восточной Африки

Рейс 62. Центральная часть Тихого океана (поднятие Хесса и Мид-Пасифик),

1978. Thiede, J., Valuer, T. L., et al. 1981. Init. Repts. DSDP, 62: Washington (U. S. Govt. Printing Office)//doi:10. 2973/dsdp. proc. 62. 1981Publication date: May 2007

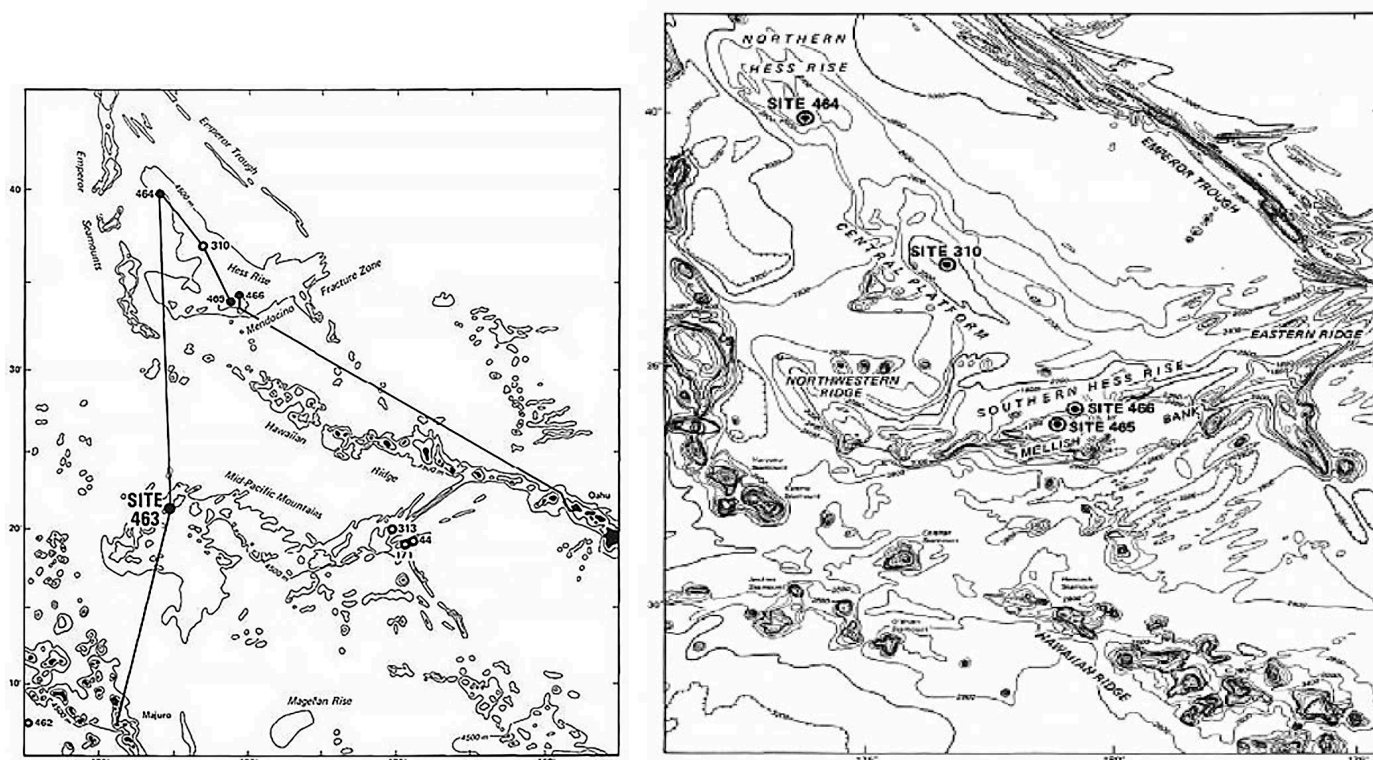


Рис. 100. Слева. Размещение скважин в центре северной части Тихого океана-поднятия Хесса и Мид-Пасифик. Справа). Схема расположения скважин рейса 62.

Скв. 463. Западная часть гор Мид-Пасифик. Глубина **2525 м**. В позднем *барреме* район располагался вблизи океанических вулканических островов, ассоциированных с мелководными карбонатными банками. Существование мелководных условий подтверждается присутствием строматолитов, оолитов, фрагментов эхинодерм и крупных моллюсков в обломочных известняках. После того, как вулканическое основание просело, мелководные осадки переместились на промежуточные глубины, образуя кластические известняки, чередующиеся с известняками *баррема-раннего анта*. Известняки и отсутствие бентической моллюсковой фауны позволяет считать, что глубина была большей, чем основание волн – около 200 м. Вскоре после отложения последних кластических известняков *раннего анта* осадочная последовательность, в **скв. 463**, обогатилась примесью крупных объемов вулканического пепла. Наиболее поздние меловые осадки представлены нанофоссильными илами и мелом, с хорошо сохранившимися микрофоссилиями. Высокая скорость осадконакопления отмечена в *раннем маастрихте*. *Кайнозойское* осадконакопление редуцировано по отношению к *меловому* с отчетливо проявленным несогласием между *мелом* и *ранним эоценом*. **Скв.**

465. Поднятие Хесса, южная часть. Глубина – **2161 м** Древнейшие осадочные породы: чередование известняков и мела, прослой пиритоносной глины – *нижний мел (верхний альб)*. Основание пачки 2 (65-110 см) характеризуется значительными литологическими вариациями. Первые несколько слоев массивных обломочных известняков наблюдались в интервале от 110 до 115 см. Многие обломки в кластическом известняке являются измененными трахитами. Трахиты в брекчии вблизи верхней части пачки 3 отчетливо хорошо округлены и обычно плавают в карбонатном цементе. Глубоко выветрелый трахит и трахитовая брекчия, цементируемая кальцитом, подстилают осадочную пачку **скв. 465**. Трахитовая брекчия составляет верхние 17 м, остальные 47 м – трахиты. Трахиты – миндалекаменные. Предполагается мелководное субаэральной остывание трахитов, отложение пепла временными течениям, высокое содержание органического материала, многочисленные обломки моллюсков. Седиментация в *альбе* происходила в мелководных условиях. Несомненно, часть поднятия Хесса была выше уровня моря в течение ранней стадии его роста и являлась «земной массой» (*landmasses*) значительного размера или, наконец, большим архипелагом перед началом седиментации *позднего альба*. Горы Мид-Пасифик являются одним из крупнейших асейсмических поднятий в центральной северной части Тихого океана. Палеореконструкции этого региона по данным бурения **скв. 463** позволяют считать, что в *меловое* время крупные тропические вулканические острова были покрыты растительностью и их породы питали эрозионные отложения, формировавшиеся на прилегающих островных склонах. Неритовые фоссилии в отложениях *маастрихта* документируют существование прибрежных областей до конца мезозоя. Далее эти острова погрузились на их современные глубины. Мелководные известковистые фоссилии в **скв. 463** содержатся в мелах, известняках и кремнях.

Рейс 143. Гайоты и атоллы северо-запада Тихого океана, Горы Мид-Пасифик. 1993 Sager, W. W., Winterer, E. L., Firth, J. V., et al., 1993. Proc. ODP, Init. Repts., 143: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 143. 1993.

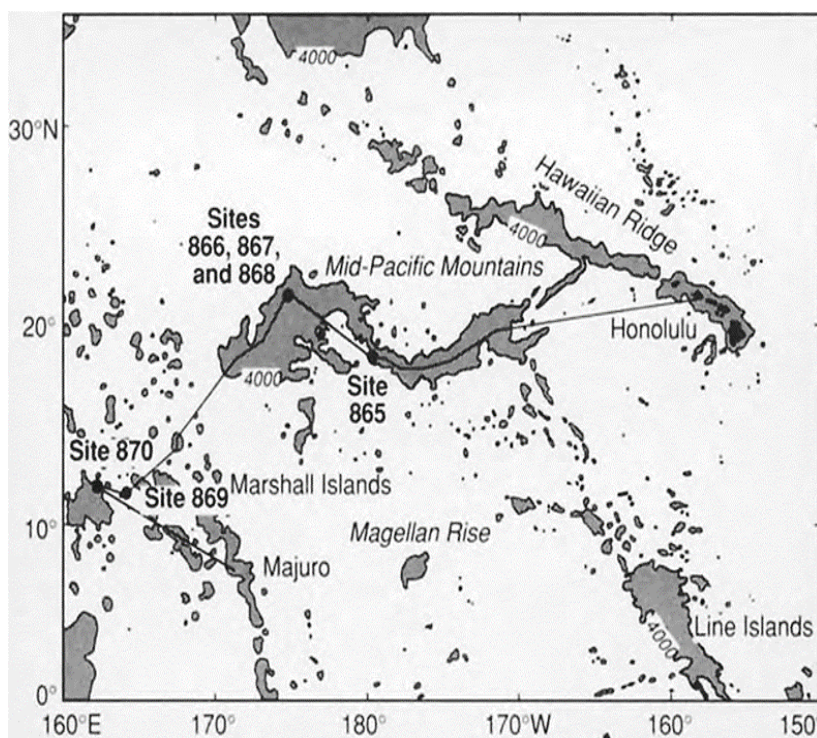


Рис101. Карта расположения скважин рейса 143.

Скв. 865. Скважина расположена на вершине гайота Ааллисон в горах Мид-Пасифик. Глубина **1528 м**. Пачка 3 – (интервал 207, 3-621, 9 м) – *поздний альб* – белые известняки с ракушняками с арагонитизированными моллюсками; гастроподы, двустворки, губки, бентические фораминиферы, остракоды, водоросли. Рудисты и кораллы в некоторых прослоях. Эпизодические субаэральные обнажения фиксируются присутствием эрозионных поверхностей, красных налетов и брекчированных ракушняков. Пачка 4 – (интервал 621, 9 м-870, 9 м) – *поздний альб* – ракушняки с уменьшением вверх по разрезу глин и органического материала. В известняках различные биота-бентические фораминиферы, остракоды, двустворки, одиночные кораллы, губки и красные водоросли. Обычные фрагменты обуглероженных наземных растений.

Скв. 866 пробурена на северном окончании гайота Резолюшн в поднятии Мид-Пасифик. **Скв. 866В.** Глубина – **1474, 5 м**; Пачка 3 (интервал 19, 6-434, 5 м) – *ант-альб* – обломочные известняки с фрагментами двустворок, гастропод, бентических фораминифер, эхиноидов, остракод, губок и водорослей. Редкие компоненты – кораллы, серпулиды, и бриозоа. Пачка 4 (интервал 434, 5-791, 8 м) – *ант-альб* – циклические обломочные ракушняковые известняки с прослоями глин, обогащенных органическим веществом. Обломочные известняки с гастроподами и фораминиферами, фрагментами двустворчатых раковин, гастропод и водорослей, фрагментами лигнита, крупными вертикально ориентированными углефицированными фрагментами растений – фоссилизированная кора. Пачка 5 (интервал 676, 6-791, 8 м) – *ант* – 115 м массивных оолитовых зернистых известняков коричневого цвета, локально косослоистых, хорошо отсортированных; обломки раковин, фораминиферы, водоросли, кораллы, гастроподы, крупные фоссилии, пелоиды, онкоиды, обломки двустворок, кораллов и гастропод. Пачка 6 (интервал 791, 8-1203, 4 м) – *ант* – 412 м – циклические обломочные известняки с прослоями водорослей и глинисто-органическими прослоями, обогащенными органикой. Основание пачки – коричневые доломитизированные известняки. Пачка 7 (интервал 1203, 4-1399, 7 м) – *баррем* – циклические доломитизированные оолитовые, пелоидальные зернистые известняки, песчаники, глины, насыщенные органическим материалом в отдельных интервалах. Пачка 8 (интервал 1399, 7-1620, 0 м) – *баррем* – коричневые доломитовые известняки с гастроподами, зеленые водоросли, обломки двустворок, кораллы, морские ежи. Нижние 15 м – оолитовые известняки с небольшими зернами измененного базальта и фауна, аналогичная описанной в пачке 7. Изверженное основание представлено последовательностью субаэральных потоков, разделенных обломочными и глинистыми интервалами. Контакт с вышележащими породами выражен появлением обломочного материала измененных базальтов в карбонатных породах (обломки ~ 2 см). Этот горизонт подстилается обломочным (rubbly) горизонтом, состоящим из полностью измененных базальтов, смешанных с красной глиной. Вулканическое основание представлено 125 м лавовых потоков внутри базальтовых обломочных интервалов. Мощность потоков – от 4 до 26 м. Меж базальтовые горизонты представляют собой породы, сформировавшиеся в периоды обнажения и выветривания. Коры выветривания (soil) могут развиваться на поверхности потоков в виде красных глин – такие поверхности относятся к болам (boles). Органический материал может присутствовать в них, но, в случаях его отсутствия, выветривание может представлять собой латеритной корой выветривания. Глубокие скважины, пробуренные в древних лагунах Аллисон (**скв. 865А**) и Резолюшн (**скв. 866А**), вскрыли мощные мелководные известняковые платформы, которые фиксируют историю гайотов от погружения вулканического пьедестала через

финальное погружение карбонатной платформы. Их формирование, несмотря на различия, были обусловлены сложными вертикальными траекториями. Карбонатная платформа сформирована в *барреме*, в условиях быстрого проседания и накопления 1620 м осадков в *альбе*. Напротив, мощность мелководного известняка, покрывающий Allison Guyot, составляет 731-м, накопленный во время его быстрого опускания в период позднего *альба*. Несмотря на быстрое оседание, лагунные фации на обоих гайотах указывают на очень мелководные условия осадконакопления во время формирования большей части истории карбонатных платформ. В скв. **869** была зафиксирована совершенно другая история, на пьедестале, примыкающем к паре атолл-гайот- Пикинни и Водеджебато. На этом участке было обнаружено удивительно небольшое мелководье. Вместо этого обилие вулканических веществ было связано с мутьевыми течениями, с позднего *сеномана до маастрихта*. Особенно большие притоки такого материала в *сеномане и кампане* могут означать вулканические эпизоды на близлежащем вулканическом сооружении. Немного мелководные фрагменты и кусочки остатков угольных растений в *сеноманских* слоях предполагают существование близлежащей земли и мелкой карбонатной отмели в то время. Во время *кайнозоя* вулканизм прекратился, и преобладали пелагические осадки.

Рейс 144. Атоллы и гайоты северо-запада Тихого океана, 1992. Premoli Silva, I., Haggerty, J., Rack, F., et al., 1993. Proc. ODP, Init. Repts., 144: College. Station, TX(Ocean. Drilling. Program). //doi:10. 2973/odp. proc. ir. 144. 1993.

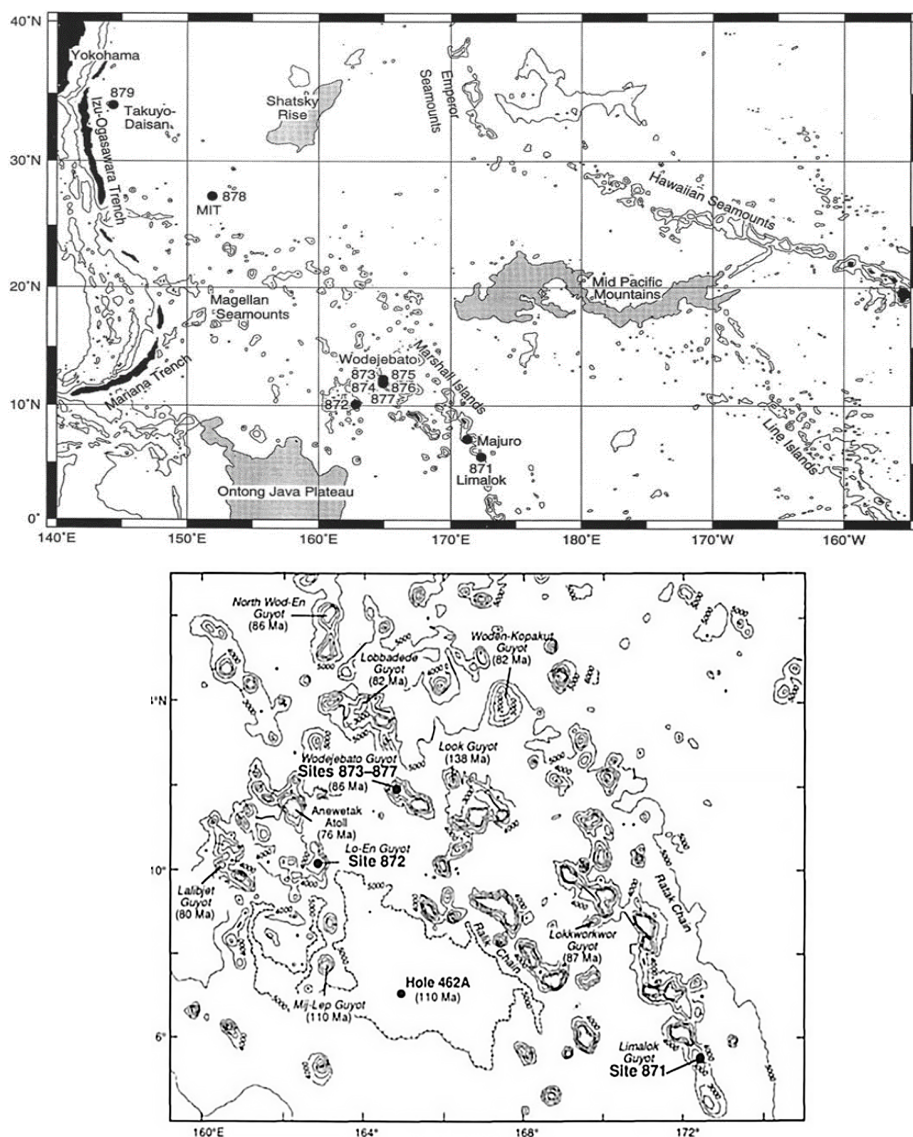


Рис. 102. Вверху. Размещение гайотов и скважин рейса 144. Внизу. Карта расположения скважин рейса 144.

В ходе программы ODP были пробурены скважины от 871-877, расположенные на гайотах северо-западной части Тихого океана. Рассматриваются разрезы скважин, особое внимание авторов – участников рейса, обращено на базальты основания разреза скважин, перекрывающие их глины и вышележащие отложения «карбонатной платформы». Основные результаты бурения:

- базальты в основании разреза изменены, подверглись субаэральному выветриванию в тропических условиях;

- глины, перекрывающие базальты – красноватые, буро-коричневые, являются продуктами выветривания базальтов и содержат в ряде случаев реликты (скелетные) базальтов, в преобладающем большинстве миндалекаменных, формировавшихся в субаэральных условиях;

- выше глин располагаются карбонатные илы, фиксирующие резкую смену субаэральных условий осадконакопления – морскими мелководными и далее пелагическими кремнистыми илами, формировавшимися в глубоководных, пелагических условиях.

Скв. 874 пробурена в северном окончании гайота Воджейбато. Глубина – **1374, 9 м**. Выветрелые базальты перекрываются глинами и аргиллитами, мощностью 14, 9 м. В аргиллитах сохраняются реликты базальтов с миндалекаменной текстурой. В нижней части разреза горизонта красных и бурых аргиллитов также присутствуют реликты подстилающих базальтов. Авторы считают, что пачка глин и аргиллитов – отчетливо проявленный мощный горизонт наземного профиля выветривания, сформированного на базальтах. **Скв. 877** пробурена в пределах того же гайота. Глубина – **1354, 8 м**. Разрез по **скв. 877** мало чем отличается от разреза предыдущей скважины. Над базальтовая пачка 3 – (интервал 183-186 м) – *поздний кампан* – глинистые известняки, красно-коричневые глины, аргиллитовая брекчия. Аргиллитовые известняки содержат фрагменты тонко раковинных моллюсков, бентических фораминифер и известковистых нанофоссилий *поздне кампанского* возраста в ассоциации с переработанной *сеноманской* фауной. Черные глины богаты остатками наземных растений. Обломки базальтов присутствуют в нижней части пачки. Скважиной вскрыты 76 см базальтовой брекчии (выветрелые базальты), выше которых залегает горизонт (пачка) – 4, 3 м аргиллитов с отчетливыми реликтами базальтов подстилающей брекчии. Аргиллиты сформированы *in-situ* в условиях субаэрального выветривания, развитого по субстрату базальтовой брекчии. **Скв. 878** пробурена на глубине **1323 м** на гайоте Массачусетского Технологического института (МТИ). Пачка 5 (интервал 604, 3-722, 5 м) – *ранний апт* – палево-коричневые карбонатные ракушняки с обломками устриц и кораллов. Пачка разделена на две субпачки: нижняя содержит фораминиферы, гастроподы, устрицы, кораллы; верхняя – моллюски, небольшие гастроподы, красные водоросли, фрагменты губок. Большинство обломков верхней субпачки округлы и имеют микритовую оболочку толщиной до 200 мм. Пачка 6 (интервал 722, 5-908, 7 м) – потоки щелочных базальтов и брекчий верхних частей потоков *древнее, чем ранний апт*. Выделены 24 отдельных лавовых потока, три пачки вулканокластических пород и два горизонта выветривания.

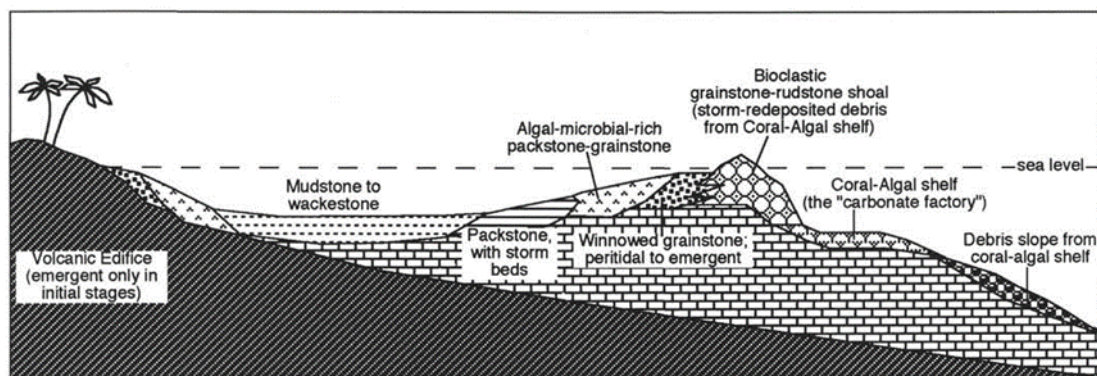


Рис103. Идеализированная модель карбонатных фаций через гайотовую платформу.

Поднятие Шатского, Экспедиция 324, 2009. Sager, W. W., Sano, T., and Geldmacher, J., 2009. Testing plume and plate models of ocean plateau formation at Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean. IODP Sci. Prosp., 324. //doi:10. 2204 /iodp. sp. 324. 2009.

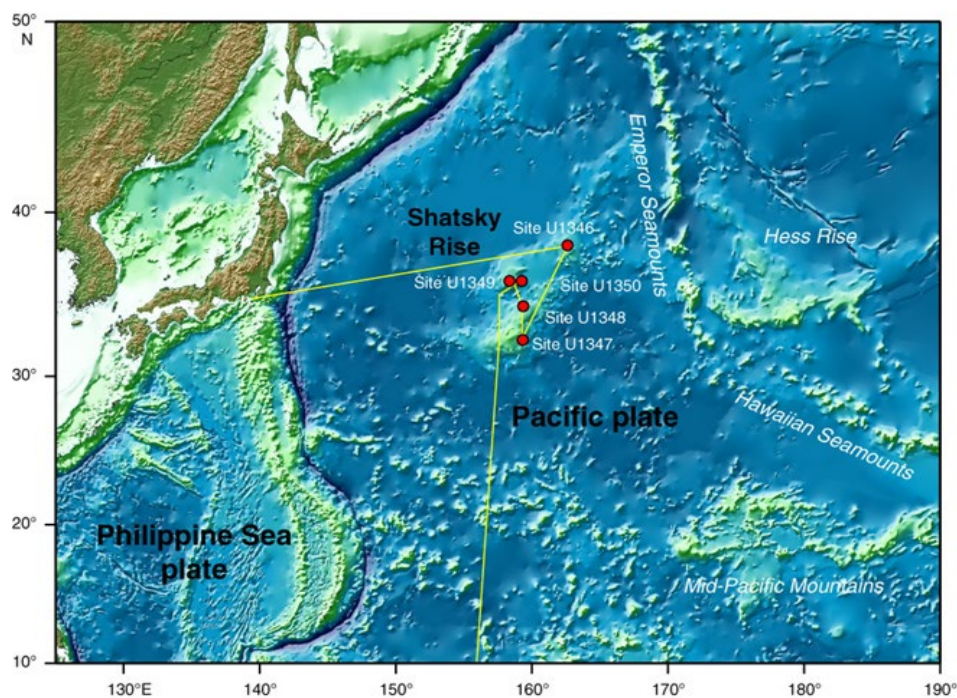


Рис. 104. Размещение поднятия Шатского на северо-западе Тихого океана. Красные кружки - места скважин рейса 324; желтые линии – путь «Джойдес Резолюшн» Экспедиция 324.

Поднятие Шатского расположено в северо-западной части Тихого океана и является одним из наиболее крупных океанических поднятий. Массив Таму расположен в южной части поднятия Шатского и является древнейшей частью цепи поднятий. **Скв. U1347A.** Глубина – **3450 м;**

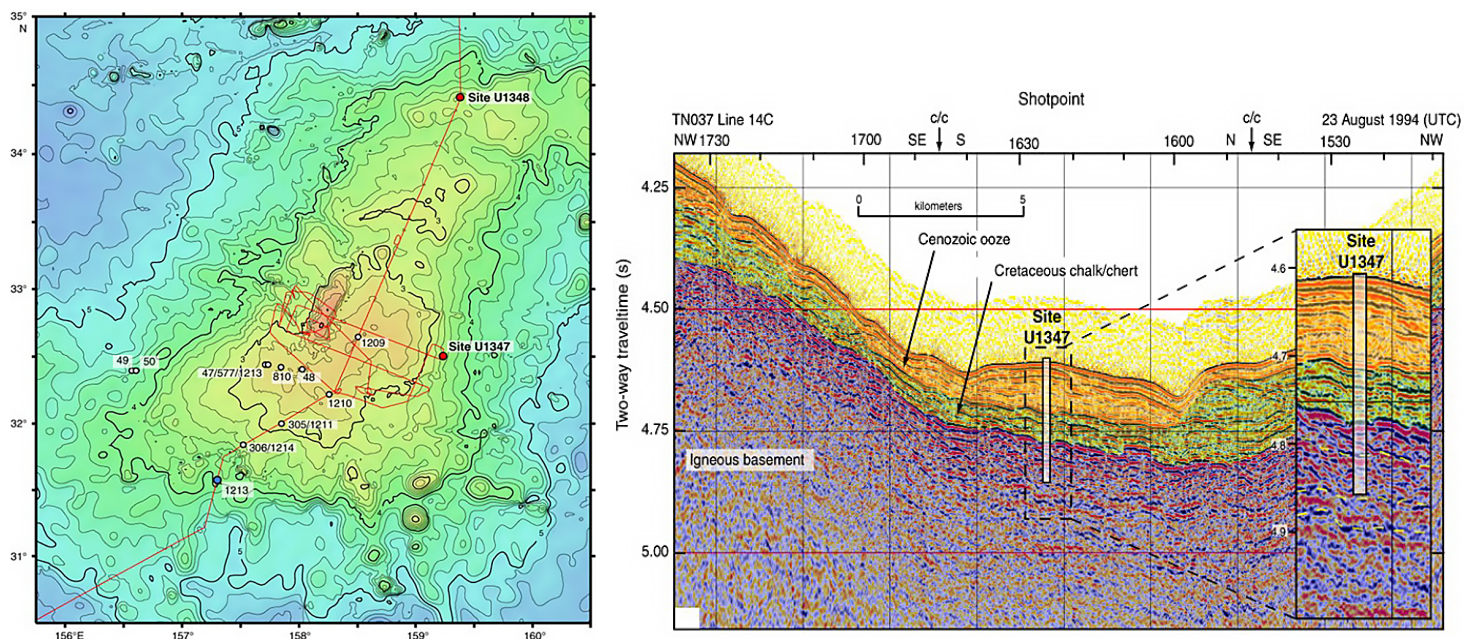


Рис. 105 Слева. Батиметрия массива Таму и размещение скважин U1347 и U1348. Контуры и цвета показывают батиметрические глубины, определенные по данным спутниковой альтиметрии (Smith, Sun Well, 1997). Контуры проведены через интервал 200 м. Красная линия – маршрут рейса TND37 обеспечение мест бурения скважин; открытые кружки – места ранее пробуренных скважин; синий кружок – скв. 1213. Справа. Сейсмический профиль и интерпретация скв. U1347.

Скв. U1347А вскрыты отложения раннего мела (*берриас-поздний валанжин*), перекрывающие вулканическое основание. Осадки (60 м) – слоистые и полосчатые песчано-аргиллитовые содержат фрагменты аммонитов. Осадочный материал мелкозернистый, возможно вулканогенный, слоистость указывает на турбидитовые течения. Глауконитовые радиоляриты и силифицированные известняки перекрывают эти аргиллиты и содержат хорошо сохранившиеся радиолярии, замещенные, во многих

случаях, глауконитом. Присутствие косой слоистости указывает на очень мелководные морские условия, или условия выше уровня волн и тенденцию к обмелению, предшествовавшую последующему проседанию и отложению пелагических, обогащенных кремнистым материалом, фаций. **Скв. U1346.** Глубина – **3619 м**. Скв. U1346 размещена в северной части массива Ширшова на севере поднятия Шатского там, где акустическое основание почти плоское и представляет собой субаэрально эродированную вершину платформы. Незначительные по мощности литифицированные осадки включают в себя чередование базальтов и известняков неопределенного происхождения, интерпретируемых как обломочный поток (пачка II). В этой пачке деформации мягких осадков присутствуют вокруг крупных вулканических обломков, свидетельствуя о том, что обломки ударялись

в осадки или, катясь, крутились по склону от источника извержения или же являлись продуктами постэруптивной эрозии вулканической постройки. Нижележащая пачка IV сложена снизу-вверх – глинами с известняками, известковистыми глинами с обломками раковин и других биогенных

компонентов. В глинах присутствуют глауконит и измененные вулканокластиты. Все они вместе взятые представляют собой мелководно морские образования, формировавшиеся вблизи источника вулканизма. Возраст образцов *берриас-готерив*. Кроме фораминифер, присутствуют остракоды, эхиноиды, спикулы губок, бриоза и углеродистое вещество. Верхняя осадочная часть разреза – обычная кремнисто-меловая, сменяющая вниз по разрезу вулканокластическим материалом с фрагментами базальтов. Ниже вулканокластитов вскрыты выветрелые вулканогенные конгломераты, залегающие непосредственно на красно-коричневых базальтовых потоках. Эти лавы имеют исключительно высокую миндалекаменность, многие – интенсивно красные и возможно сформировались в процессе субаэрального выветривания, чередуются с тонкими прослоями оолитовых известняков, указывающих на периодические морские инкурсии. Непосредственно выше основания, вскрыты мелководные биогенные известняки, состоящие из карбонатного материала, вмещающего многочисленные обломки раковин, фораминиферы, радиолярии, эхиноиды и аутигенный глауконит. Окисленные фрагменты вулканического материала, так же, как и многочисленные мелкие (миллиметровые) фрагменты древесины в этих известняках, позволяют предполагать, что они формировались вблизи участков суши. Открытие мелководных, и даже субаэральных отложений во многих скважинах, пробуренных на поднятии Шатского, позволяет считать, что это поднятие в *раннем-среднем мелу*, являлось, скорее, полупогруженным архипелагом, чем исключительно подводным образованием. Литологические и биологические данные указывают на мелководные морские условия, включая карбонатные осадки, мелководные ассоциации фауны, присутствие остатков древесины, глауконита и структурные свидетельства мелководного осадконакопления. В **рейсе 324** базальтовые лавы основания вскрыты в скважинах верхних (вершинных) частей массивов (**скв. U1346 и U1349**) и в пределах двух флангов (**скв. U1347 и U1350**). Лавовые потоки в обеих вершинных скважинах характеризуются высокой (более 40%) миндалекаменностью, свидетельствующей о мелководных субмаринных или субаэральных условиях их излияния. Субаэральные условия наиболее выразительны в **скв. U 1349** по стилю выветривания лав, присутствию сильно окисленных горизонтов, которые рассматриваются как наземные коры выветривания (*paleosol*), распространенные непосредственно выше высокопористых (миндалекаменных) лав. Бурение **рейса 324** подтверждают мелководно-морскую или субаэральную природу вулканизма поднятия Шатского.

Континентальные окраины

Рейс 28. Трансект плато Натуралистов (Австралия) – море Росса (Антарктида).

Dennis E. Hayes, Lawrence A. Frakes, Peter J. Barrett, Derek A. Burns, Pei-Hsin Chen, Arthur B. Ford, Ansis G. Kaneps, Elizabeth M. Kemp, David W. McCollum, David J. W. Piper, Robert E. Wall, Peter N. Web.
 //doi:10. 2973/ dsdp. proc. 28. 101. 1975.

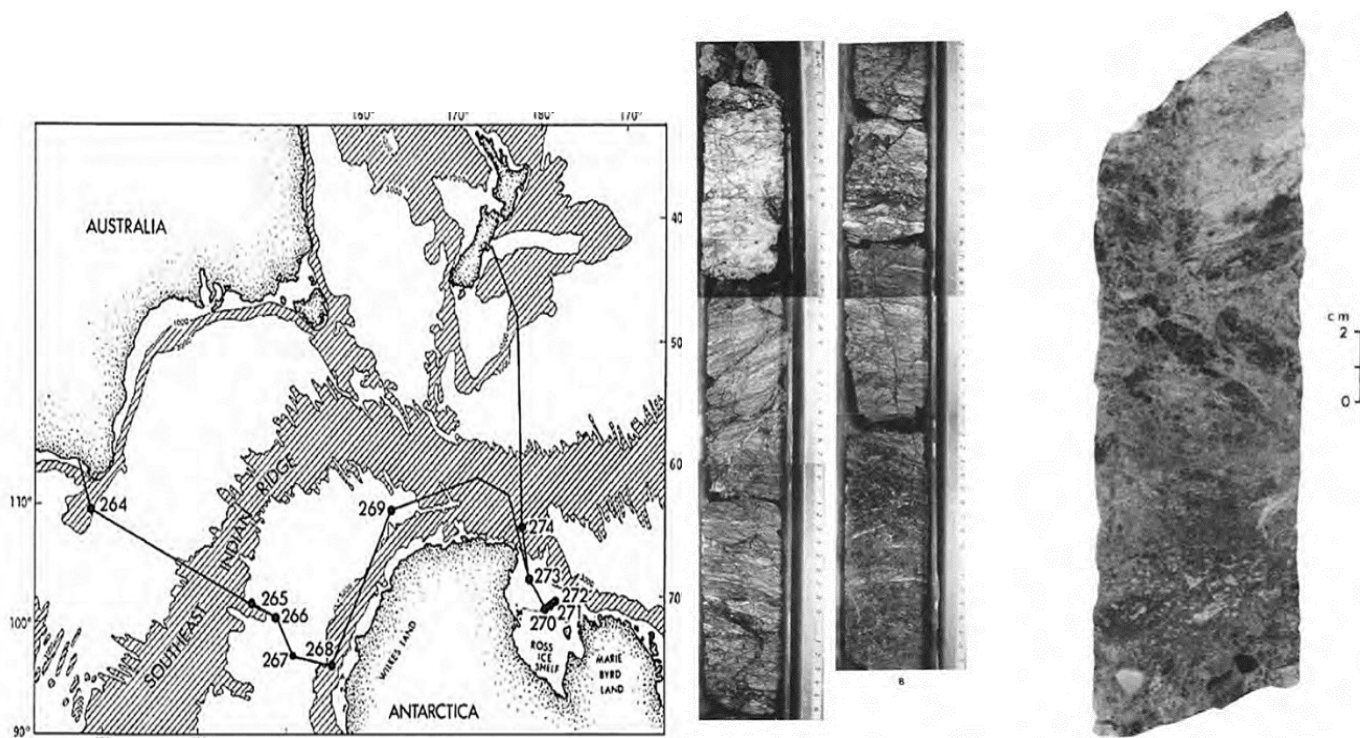


Рис. 106. Слева. Карта размещения скважин рейса 28.

Справа. Слоистый мрамор в верхней части пачки основания. Большой обломок белой породы вблизи верхней части А – измененный гранит в брекчии ниже контакта с породами основания. Разрез В на 6 см перекрывает А. Крайний справа. Плохо отсортированная брекчия, видно локальное удлинение крупных обломков в песчаном матриксе.

Скв. 270. Глубина **639. 5м.** Основание осадочного разреза: - брекчия - *олигоцен*. Основание: мрамор – кальцит – силикатные гнейсы – *ранний палеозой?* **Скв. 270** пройдено 412 м осадков и 10, 5 м, в основании, представленном полосчатыми мраморами, возможно, *раннепалеозойского* возраста. Пять пачек перекрывают основание. Пачки 1, 2 – морские гляциальные, пачки 3 и 4 мелководные морские или близкие к береговой линии образования, не показывающие следов гляциального воздействия. Пачка 5 – осадочная брекчия пород основания. Пачка 4 – (интервал 386-387, 5 м) – *поздний олигоцен* – карбонатные песчаники, алевритистый песок с тонкими глинистыми прослоями. Некоторые поверхности слоистости содержат коричнево-серые или коричнево- черные пленки, которые содержат микроскопические обломки древесины. Пачка 5 – (интервал 387, 8-413, 3 м) – *олигоцен* – осадочная брекчия с хорошо выраженным реголитом, верхние 3 м которого интенсивно изменены и сменяются вниз неизменной брекчией, которая интерпретируется как реголит. Обломки: биотитовые и роговообманковые лейкограниты, гранатовые лейкогнейсы и жильный кварц. Изменения – древнее выветривание. Интенсивность изменений увеличивается вверх и верхний 1 м сохраняет только тени полосчатости обломков. Метаморфическое основание перекрывается осадочной брекчией мощностью 25 м, сложенной плохо отсортированными обломками гранитных и метаморфических пород. Эти породы накапливались в отложениях талуса в процессе солифлюкции из близлежащего поднятия фундамента. Источник материала похож на породы основания разреза Земли Виктории. Кальцит – известковистые породы похожи на *раннепалеозойские* (?) породы группы Скелетон, обнажающиеся

вблизи пролива Мак-Мердо. Результаты бурения скв. 270 показывают, что регион не был грабеновой депрессией, заполненной осадками Векон и не являлся рифтовой депрессией, заполненной вулканическим материалом (реголит), сформированным на осадочной брекчии. Это позволяет считать его субэаральным, а также предположить сравнительный подъем уровня моря или формирование коровой депрессии (1000 м), что могло происходить в *раннетретичное* время.

Рейс 133. Северо-Австралийская окраина. Davies, P. J., McKenzie, J. A., Palmer-Julson, A., et al., 1991. Proc. ODP, Init. Repts., 133: College Station, TX (Ocean Drilling Program). //doi:10.2973/odp.proc.ir.133.1991

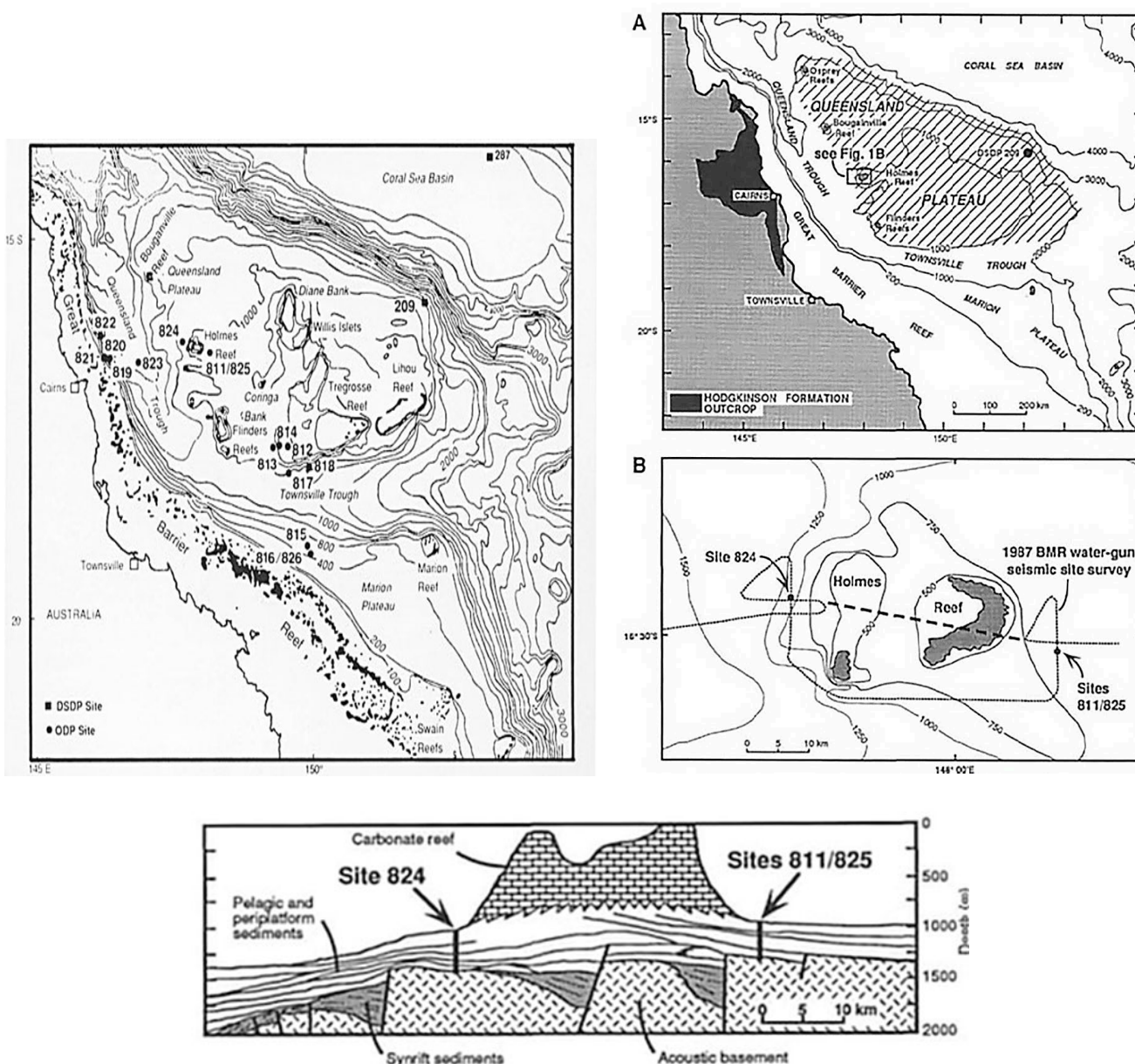


Рис. 107. Вверху слева. Карта размещения скважин рейса 133. Вверху справа. Карта главных физиографических элементов северо- западной Австралийской окраины. На рис. А. черным цветом показано размещение формации Ходжкинсон на континенте. В. риф Холмс в западной части плато Квинсленд с размещением скважин 824 и 825. Штриховой линией показана линия разреза на след рис. Внизу. Схематический разрез, показывающий скв. 824 и 825.

История развития этой окраины начитывает около 50 млн. лет назад и в течение всего этого времени, здесь, сохранялись относительно устойчивые и климатические, (тропический климат), и литологические (устойчиво карбонатное осадконакопление) особенности, проявленные в целом в условиях направленного во времени погружения бассейнов осадконакопления. Пелагические – батинальные условия проявлялись в относительно короткий период – накопление нанофоссильных илов – в *голоцене-плейстоцене* и частично в *плиоцене*. В дальнейшем *от плиоцена до олигоцена* условия осадконакопления, несмотря на погружение, были мелководными с рифовым осадконакоплением карбонатных пород и биокластических ракушняков. Динамика дифференцированного погружения фиксируется, часто отмечаемым формированием обломочных потоков и конседиментационных оползневых структур. Важно при этом подчеркнуть, что в пробуренных скважинах не вскрыты отложения *палеоцена и эоцена*. Их отсутствие в разрезах пробуренных скважин может фиксировать значимый по продолжительности перерыв в осадконакоплении – несогласие продолжительностью почти 30 млн. лет. Это несогласие подтверждается вскрытием в **скв. 824 и 825** континентального основания палеозойских (*ордовик-девон*) сланцев формации Ходжкинсон. В верхней части разреза этих сланцев бурением вскрыта континентальная кора выветривания – реголит, продукты разрушения которой отмечаются в вышележащих мелководных карбонатных отложениях. Все это свидетельство того, что рассматриваемые структуры северо-запада Австралии закладывались на континентальном *палеозойском* основании, границы которого далеко простирались от современных границ континента. Характерно, что в этой континентальной окраине практически не проявлен покровный базальтовый вулканизм и причина заложения и распространения к востоку осадочных бассейнов, в данном случае, остается не ясной.

Периконтинентальные моря.

Периконтинентальные моря, рассматриваемые далее, занимают промежуточное положение между континентом и океаном. Далее рассматриваются эти моря по результатам немногочисленных скважин глубоководного бурения, которые отчетливо показывают их несхожесть с окраинными морями, расположенными в островодужных системах.

Рейс 124. Моря Целебес и Сулу, 1990 Rangin, C., Silver, E. A., von Breymann, M. T., et al, 1990. Proc. ODP, Init. Repts., 124: College Station, TX (Ocean Drilling Program). doi:10. 2973/odp. proc. ir. 124. 1990

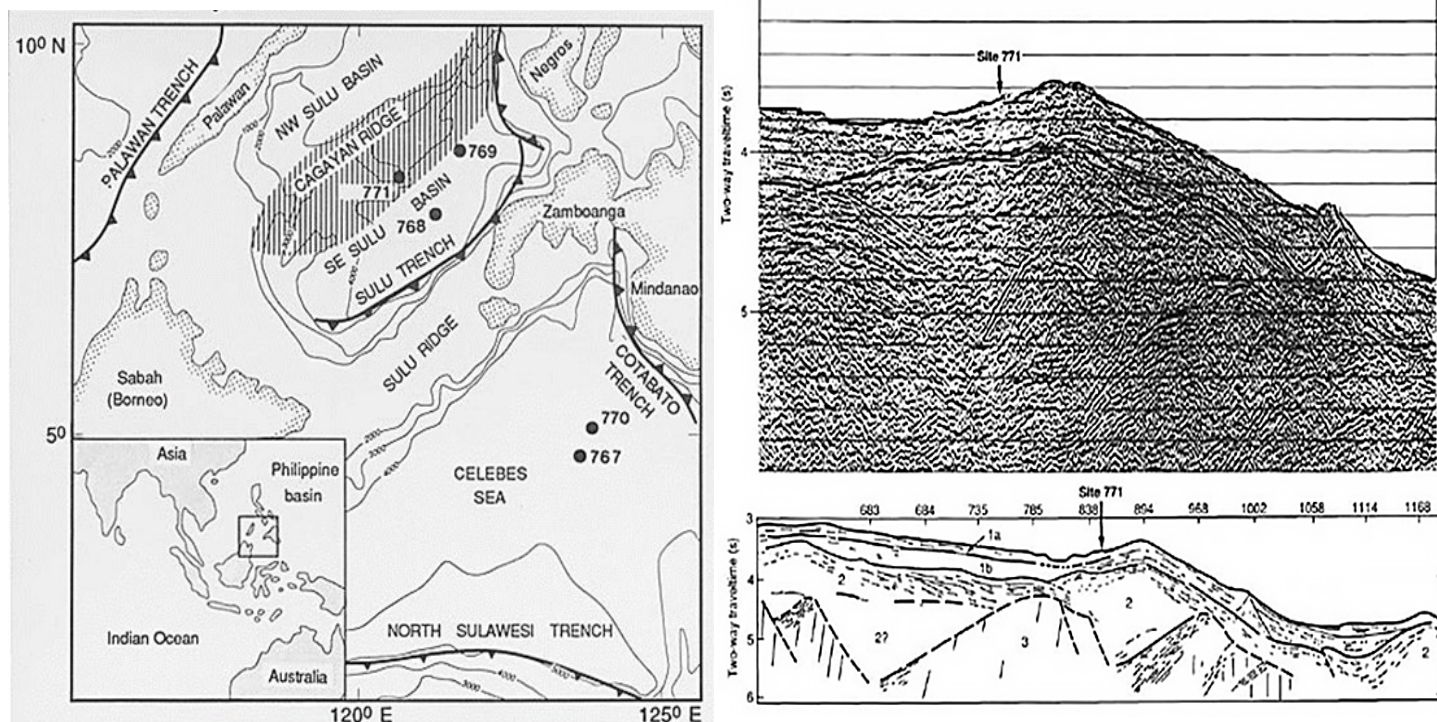


Рис. 108. Слева. Схема расположения скважин **рейса 124**. Справа. Сейсмический профиль района заложения скв. 771 (вверху); внизу - интерпретация сейсмического профиля.

Скв. 771А расположена в подводном хребте Садауап. Глубина – **3174 м** Пачка 2 (интервал 233, 9-303, 05 м) – *начало среднего - конец раннего миоцена*; сложена вулканокластическими слоями, подстилающими и перекрывающими потоки базальтовых лав. Известковистые аргиллиты рассматриваются как часть осадочного слоя, отлагавшегося в верхней части горизонта лапиллиевых пород. Около 1, 5 м миндалекаменных базальтов вскрыто в верхней части пачки 2. Ниже базальтов (поток лавовый) залегают грубо тонкозернистые туфы. Ниже, вновь залегают лапиллиевые породы, с обломками пород (включая и андезиты) размером до 11 см; присутствуют экзотические обломки метаморфических пород. Породы пачки 2 интенсивно трещиноваты. Отмечено, что в туфах и лапиллиевых породах обломки пород нацело изменены – замещены желто-зеленым смектитом, оливин замещен оранжево-зеленым идингситом. Верхний поток базальтовой лавы (1, 5 м) нацело замещен коричнево-зеленым смектитом. Образование вулканокластических пород – субаэрально или субмаринно – сопровождалось образованием осадков – потоков вулканического и вулканокластического материала, отлагавшегося со склонов вулкана.

4. Заключение

Системный анализ материалов глубоководного бурения в современных океанах ориентирован на извлечение сведений об основании разрезов глубоководных скважин. Именно эта часть разреза свидетельствует о процессах осадконакопления и вулканизма, происходивших в начале формирования современных океанов. Итоги проведенного изучения могут быть разделены на эмпирические, фактические, в значительной мере основанные на прямом использовании сведений, содержащихся в описании состава и строения основания разрезов конкретных скважин. Другим результатом изучения разрезов являются материалы, позволяющие сформулировать ряд гипотетических историко-геологических и геодинамических положений, не противоречащих эмпирическим фактическим материалам о составе и строении керна таких скважин.

Фактические положения.

Наиболее принципиальным является фактическое, эмпирическое положение о том, что в основании разреза пробуренных скважин в разнотипных структурах трех океанов (Атлантический, Индийский, Тихий) вскрыты мелководные осадочные и вулканокластические осадки и субаэральные вулканиты.

Не менее важным, является положение о повсеместном проявлении перерыва и формирования наземных кор выветривания между мелководными отложениями различного возраста и литологического состава и подстилающими эти отложения породами основания разреза. Основание разреза океанов представлено вулканическими, метаморфическими и осадочными породами различного возраста - *палеозойского и мезозойского*. Основание осадочного разреза различно в разных океанах: *триасовое* - в Атлантическом и Индийском и *среднеюрское* – в Тихом океанах. Время заложения основания океанов направленно эволюционирует: в Атлантическом океане с юга на север, в Тихом океане с запада-на восток. В Индийском океане такая тенденция не выявлена.

Судя по сведениям о строении океанов, существуют различия в их строении - по количеству в них таких структур как сейсмичные (срединно-океанические), асейсмичные хребты, островодужные системы, плато и поднятия, глубоководные впадины (абиссали).

Гипотетические положения.

В площади, занятой современными океанами, наземные коры выветривания отделяют основание океанического разреза от осадочного чехла. До начала осадконакопления в площадях, ныне занятых современными океанами, существовал тектонически расчлененный рельеф, представленный кристаллическими метаморфическими, осадочными комплексами, предположительно палеозойского возраста. Такого рода комплексы преимущественно распространены в океанских окраинах континентов. Гигантские площади до океанических вулканитов, часть которых синхронна с ареалами континентального покровного базальтового вулканизма, в ряде мест, связана с ними взаимопереходами.

До океанические линейные структуры - цепи вулканических островов - представлены асейсмичными хребтами и островодужными системами.

Современные океаны могут быть разделены на «ранние»-Атлантический и Индийский и «поздний» - Тихий океан. В континентальном обрамлении Тихого океана – Евразийском и Американском ареально проявлены тектоно-магматические и металлогенические процессы, синхронные внутриокеаническим процессам. Такого рода металлогенически продуктивные процессы в континентальном тихоокеанском обрамлении выделены академиком РАН А. Д. Щегловым, как тектоно-магматическая активизация. В обрамлении «ранних» океанов такие процессы не проявлены. Соответственно можно предполагать, что формирование «позднего» Тихого океана и его континентального обрамления могли быть инициированы аномально глубинными и глобальными процессами взаимодействия сверхглубинной мантии, континентальной и океанической (тихоокеанской) литосферы, азиатской и американской литосфер. Существование этого процесса сегодня не может быть понято.

Литература

История геологического развития Атлантического и Индийского океанов по материалам международных программ глубоководного бурения [Электронный ресурс] / Блюман Б. А.; Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2018. –

История геологического развития Тихого океана по материалам международных программ глубоководного бурения [Электронный ресурс] / Б. А. Блюман; Роснедра, ВСЕГЕИ. – Электрон. данные. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. –70 кб. –

Литостратиграфия Атлантического, Индийского и Тихого океанов: материалы глубоководного бурения. Составитель Блюман Б. А.; редакторы Супруненко О. И., Рябчук Д. В. [Электронный ресурс] / Роснедра, ВСЕГЕИ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

Рудич Е. М. Движущиеся материи и эволюция океанического ложа / - Москва: Недра, 1983. - 271 с.

Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы / - Москва: Недра, 1984. - 251 с.: ил.

Рудич Е. М. Мелководные фации Мирового океана/ сб. Сб. научн. статей. - «Океанизация Земли- альтернатива неомобилизма». Отв. ред. Орленок В. В. -Калининград. Изд-во КГУ. 2004. 268 с.

Anthony A. P. Poppers, Toshitsugu Yamazaki, Jürg Geldmacher, and the IODP Expedition 330 //Scientific PartyScientific Drilling, No. 15, March 2013 //doi:10. 2204/iodp. sd. 15. 02. 2013

Forsyth, D. W., N. Harmon, D. S. Scheirer, and R. A. Duncan (2006), Distribution of recent volcanism and the morphology of seamounts and ridges in the GLIMPSE study area: implications for the lithospheric cracking hypothesis for the origin of intraplate, non – hot spot volcanic chains, J. Geophys. Res., 111, B11407, //doi:10. 1029/2005JB004075