


МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М. В.
ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ



На правах рукописи

Агранов Григорий Дмитриевич

**Формирование микроконтинентов и краевых плато
(физическое моделирование)**

Специальность 1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и
геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Дубинин Евгений Павлович

Москва-2024

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика эталонных примеров различных типов микроконтинентов и краевых плато.	9
1.1 Модели растяжения и раскола континентальной литосферы	18
1.2 Микроконтиненты	22
1.2.1 Микроконтиненты удлинённой формы, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия рифтовых осей и отделившиеся от континента после перескока оси спрединга под влиянием аномальной горячей точки в пределах пассивной континентальной окраины (Тип №1).....	23
1.2.2 Фрагменты континентальной коры, отколовшиеся от основного блока после серии незначительных перескоков оси растяжения в результате эволюции демаркационных разломов (Тип №2).....	40
1.2.3 Микроконтиненты, сформировавшиеся в условиях крупного перескока оси спрединга в результате деятельности горячей точки (Тип №3)	48
1.3 Краевые плато	53
1.3.1 Краевые плато изометричной формы, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия двух рифтовых трещин (тип №1).	54
1.3.2 Хребты, сформировавшиеся в условиях крупного перескока оси спрединга в результате деятельности горячей точки (Тип №2)	69
1.3.3 Система сопряжённых краевых плато, сформировавшиеся в результате раскола континентального выступа (Тип №3)	71
1.3.4 Система бассейнов и плато, сформировавшиеся в результате развития детачмента (Тип №4)	77
Глава 2 Методика физического моделирования.....	81
2.1 Обзор методик экспериментального моделирования	81
2.2 Методика моделирования	90
Глава 3 Физическое моделирование структурообразующих деформаций при формировании микроконтинентов и краевых плато	93

3.1 Серия №1. Моделирование формирования двух сопряженных краевых плато при наличии неровности границы континент-океан на примере плато Ермак и Моррис-Джесуп.	97
3.2 Серия №2. Моделирование формирования двух сопряженных краевых плато при наличии неровной границы континент-океан и действия горячей точки на примере раскола Австралии и Антарктиды.....	100
3.3 Серия №3. Выявление условий формирования краевых плато и микроконтинентов при пропагетинге двух рифтовых трещин и формировании зоны перекрытия (плато Воринг и Эксмут, банка Филла и др./микроконтинент Ян-Майен, плато Кергелен, банка Галиция и др.).....	104
3.4 Серия №4. Влияние рифтогенной структурной неоднородности Маханади-Ламберта с более прочной литосферой на особенности структурообразования.....	109
3.5 Серия №5. Изучение влияния действия горячей точки на формирование микроконтинента.	111
3.6 Серия №6. Формирование микроконтинента при первоначальном наличии двух рифтовых трещин и введение локального источника нагрева после образования зоны перекрытия (микроконтинент Ян-Майен, континентальный блок под о. Исландия, банка Элан, Мадагаскарский хр., и др.).	112
3.7 Серия №7. Моделирование образования серии зон перекрытия при встречном продвижении рифтовых трещин и воздействием горячей точки (ЛИН) (Группа Ян-Майен и плато Воринг или Ян-Майен и о. Исландия, серия блоков Зенит, Валлаби, Гольден Драак).....	115
3.8 Серия №8. Моделирование формирования вытянутых континентальных блоков в результате перескока оси спрединга в сторону локального источника нагрева (Мозамбийский хр., хр. Лакшми и др.).....	118
Заключение.....	122
Список литературы.....	125

Введение

Актуальность.

В пределах океанической литосферы и переходных зон существует большое количество микроконтинентов, которые являются полностью отторженными от материка континентальными блоками, со всех сторон окруженные океанической корой (хребет Ян-Майен, поднятие Ховгард, Восточно-Гренландский хребет, банка Элан, банка Гольден Драак, поднятие Батавия, плато Зенит и др.) [Muller et al., 2001; Gaina et al., 2003, 2009; Пущаровский 2013; 2014; Whittaker et al., 2016; Дубинин, 2018], и не полностью отторженных краевых плато (плато Ермак, плато Морис Джесуп, плато Воринг, плато Флэмиш Кэп, плато Роколл, плато Натуралист, плато Эксмут, плато Валлаби, и др.) [Gibbons et al., 2012; Дубинин и др., 2018, Peron-Penvidic et al., 2013] и оставшихся не погруженными островов (Шри Ланка, Тасмания, Сокотра). Все эти структуры ограничены пассивными окраинами рифтогенного, или сдвигового типа [Gillard et al., 2016; Peron-Pinvidic et al., 2013]. Рифтогенные континентальные окраины, включающие области шельфа, континентального склона и континентального подножья являются перспективными нефтегазоносными районами и в этой связи их изучению уделяется повышенное внимание [Gillard et al., 2016; Dore et al., 1996; Misra et al., 2015; Bradshaw et al., 2005]. Краевые плато являются естественным продолжением шельфа, и, как правило, отделены от материнского континента отмершими рифтогенными структурами – авлакогенами. Условия формирования и эволюция микроконтинентов и погруженных плато в структуре континентальных окраин определяются особенностями перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу и расширяют известный диапазон типов рифтогенных бассейнов [Keen, De Voog, 1988; Koehn et al., 2008; Carlos et al., 1980; Gernigon et al., 2012; Kimbell et al., 2010]. Однако механизмы и условия формирования микроконтинентов и погруженных краевых плато пока еще плохо изучены и остаются актуальной проблемой тектоники и геодинамики океанов.

Степень разработанности темы исследования.

В настоящее время существует большое количество работ, посвященных изучению отдельных микроконтинентов и краевых плато, не много работ по исследованию отдельных регионов или схожих структур по условиям формирования и практически отсутствуют работы по типизации изучаемых структур по геолого-геофизическим параметрам.

Цель работы.

Выявление геодинамических обстановок и условий формирования микроконтинентов и краевых плато при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

Для достижения поставленной цели решались **следующие задачи:**

1. Обобщение и анализ опубликованных геолого-геофизических материалов по строению микроконтинентов и краевых плато.
2. Выявление закономерностей географического распределения, особенностей тектонического строения и эволюции микроконтинентов и краевых плато.
3. Типизация микроконтинентов и краевых плато на основе анализа геолого-геофизических данных и геодинамических обстановок их образования.
4. Разработка методических приемов физического моделирования процессов образования и эволюции микроконтинентов и краевых плато.
5. Использование физического моделирования для изучения условий формирования и эволюции микроконтинентов и краевых плато в разных геодинамических обстановках рифтогенеза.

Объект и предмет исследования.

Объектом исследований являются микроконтиненты и краевые плато в Мировом океане. Предмет исследования представляет собой механизмы формирования изучаемых структур в условиях перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Основными регионами исследования были Северная Атлантика, Южная Атлантика и Индийский океан.

Фактический материал и методы исследования.

В исследовании использованы: цифровые модели батиметрических данных Глобальной батиметрии (Global Predicted Bathymetry) [Sandwell et al., 2014], GEBCO [Weatherall et al., 2015, <https://www.gebco.net/>]; аномалии силы тяжести в свободном воздухе модель Д.Сандвелла [Sandwell, 2014] и модель WGM2012 [Balmino, 2012]; модели аномального магнитного поля EMAG2 [Maus et al., 2009], EMAG2v3 [Meyer et al., 2017]; данные о возрасте дна океанов [Muller et al., 2008].

В работе применялся комплексный подход к исследованию перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, объединяющий анализ геолого-геофизической информации и физическое моделирование структурообразующих деформаций. В рамках первого направления исследований проводились обобщение и анализ фактического геолого-геофизического материала, полученного в рейсах отечественных и зарубежных экспедиций (в том числе и при участии автора), опубликованного в литературе и доступного в геолого-геофизических базах и в сети

Интернет. Второе направление исследований связано с экспериментальным физическим моделированием структурообразующих деформаций. На экспериментальных установках в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ изучались деформации, характерные для перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу и приводящие к формированию микроконтинентов, погруженных плато и островов в пределах континентальных окраин.

Научная новизна работы.

1. На основании комплексного анализа рельефа и геолого-геофизических данных установлены особенности строения микроконтинентов и краевых плато и выявлены их характерные морфоструктурные и тектонические признаки.

2. Определены основные типы микроконтинентов и краевых плато, а также геодинамические обстановки их формирования.

3. С помощью физического моделирования изучено влияние кинематических, структурных и геометрических параметров рифтинга на условия образования микроконтинентов и краевых плато.

4. На основе физического моделирования созданы новые модели формирования краевых плато и микроконтинентов в разных геодинамических обстановках.

Теоретическая и практическая значимость

Основная значимость работы относится к решению фундаментальных задач по определению характерных геолого-геофизических параметров микроконтинентов и краевых плато и выявлению геодинамических обстановок и условий их формирования.

Защищаемые положения:

1. Изучение геоморфологических и геолого-геофизических характеристик микроконтинентов и краевых плато позволило выделить 3 типа микроконтинентов и 4 типа краевых плато, различающихся по своим морфометрическим параметрам и геодинамическим обстановкам формирования.

2. Эксперименты, проведенные в рамках физического моделирования, показали, что форма и размеры формирующихся микроконтинентов и краевых плато существенно зависят от геометрических (величина смещения рифтовых зон, продвигающихся на встречу друг другу) и кинематических (скорость и направление растяжения) параметров рифтовых зон, а также от наличия структурных неоднородностей в литосфере и термических аномалий в мантии.

3. Формирование микроконтинентов связано с перескоком оси спрединга, вызванного наличием термической и/или структурной аномалии в области молодой континентальной окраины.

4. Образование краевых плато происходит при встречном продвижении рифтовых зон на стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, образующих характерные структуры их перекрытия. При этом одна рифтовая зона (дистальная), удаленная от континента, переходит в активный спрединговый хребет, а вторая (проксимальная), приближенная к континенту, прекращает свою активность и формирует структуру типа авлакогена.

Личный вклад автора.

Автор обобщил и критически проанализировал опубликованные геолого-геофизические материалы, провел сравнительный анализ имеющихся данных, выделил 3 типа микроконтинентов и 4 типа краевых плато. Лично автором были проведены эксперименты, включающие более 200 экспериментов (8 экспериментальных серий), посвященных исследованию механизмов формирования изучаемых структур, осуществлена обработка и интерпретация результатов. Отработаны новые методические приемы, необходимые для решения поставленных задач.

Степень достоверности полученных результатов.

Полученные в ходе написания настоящей работы результаты основаны на современных геолого-геофизических данных, не противоречат существующим представлениям о тектоническом развитии исследуемых регионов Мирового океана и дополняют их. Физическое моделирование формирования микроконтинентов и краевых плато хорошо коррелируется с геолого-геофизическими данными и подтверждают предложенные механизмы и условия формирования исследуемых структур.

Публикации и апробация работы.

По результатам исследований опубликовано 8 работ, в том числе 6 публикаций, индексируемых в базах данных Wos, Scopus, RSCI, в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ, основополагающий вклад в которых принадлежит соискателю.

Основные результаты работы были представлены на 25 конференциях: XLIX, L, LII Тектонических совещаниях (Москва, 2017 2018, 2020), EGU (Vienna, 2017, 2020), X Russian Ridge Workshop (Санкт-Петербург, 2017), Пятая молодежная тектонофизическая школа-семинар "Современная тектонофизика. Методы и результаты" (Москва, 2017), XXII, XXIII, XIX Международных научная конференциях (Школах) по морской геологии "Геология морей и океанов" (Москва, 2017, 2019, 2021, 2023, 2024), , EGU (Vienna, 2018), IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2018), Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Ломоносов-2019» (Москва, 2019), XI Russian Ridge Workshop (Москва, 2019), 4-я

Международная научно-практическая конференция «Инновации в геологии, геофизике и географии—2019» (Севастополь, 2019), VIII, IX и X Международных научно-практических конференциях «Морские исследования и образование» MARESEDU-2019 (Москва, 2019, 2020, 2021), Всероссийская конференция с международным участием «VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование» (Москва, 2020), Всероссийская научная конференция «Современные проблемы динамической геологии» (Москва, 2021). По результатам исследований автором лично сделано 16 устных докладов и представлено 4 постера.

Объем и структура работы

Диссертация содержит введение, три главы, заключение и список литературы, состоит из 140 страниц текста, 67 иллюстраций и 11 таблиц. Список литературных источников содержит 188 наименований.

Поддержка работы

Работа выполнялась при частичной поддержке РФФИ проект № 15-05-03486 и РНФ проект № 16–17–10139.

Благодарности.

Автор выражает огромную признательность всем тем, кто принял участие в подготовке, представлении и обсуждении данной диссертационной работы. В первую очередь искренняя благодарность научному руководителю д.г.-м.н. Евгению Павловичу Дубинину за руководство, постоянное внимание на всех этапах работы, а также всестороннюю поддержку. Автор искренне благодарен руководителю лабораторией экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова к.г.н. Андрею Львовичу Грохольскому за предоставление возможности работы с уникальным комплексом оборудования для экспериментального моделирования, обучение методике экспериментального моделирования и всестороннюю поддержку в экспериментальной работе.

Автор выражает благодарность научным сотрудникам и преподавателям кафедры динамической геологии Геологического факультета МГУ Захарову В. С., Фроловой Н. С., Веселовскому Р. В., Фетисовой А. М., Лубниной Н. В., Божко Н. А., Зайцеву В. А. за обсуждения, замечания и рекомендации.

Полезные советы были получены при обсуждении отдельных разделов работы с Соколовым С. Ю., Лейченковым Г. Л., Суцевской Н. М.

Отдельную благодарность за терпение, понимание и всестороннюю поддержку автор выражает своей семье.

Глава 1. Геолого-геофизическая характеристика эталонных примеров различных типов микроконтинентов и краевых плато¹.

Исследования океана с середины прошлого века привели к революции в геологии и становлению тектоники плит.

В частности, были выявлены разнообразные формы рельефа дна океана и предложены геодинамические модели для объяснения структур, находящихся на границах литосферных плит, таких как спрединговые хребты и трансформные разломы. Наибольшую сложность на данный момент представляет собой объяснение природы внутриплитных поднятий.

Океанические поднятия широко распространены в рельефе дна Мирового океана, они имеют различную морфологическую выраженность и могут иметь различную природу образования. Условно их можно разделить на несколько типов [Дубинин, 2018]:

1. острова (структуры, возвышающиеся над уровнем океана) и отдельные подводные горы вулканического происхождения;
2. линейно вытянутые асейсмичные поднятия (вулканического происхождения и приразломные хребты на пассивных участках)
3. изометричные поднятия и плато;
4. микроконтиненты (изолированные блоки континентальной коры в структуре океанической), возвышающиеся над уровнем моря, или погруженные.
5. Осложняющей континентальные окраины формой рельефа являются погруженные окраинные континентальные плато (не до конца отделенные от континента) и примыкающие острова, возвышающиеся над уровнем моря.

¹При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Лейченко Г.Л. Особенности структурообразования на ранних стадиях развития Юго-Восточного Индийского хребта: физическое моделирование // Геотектоника. – 2023 – №3. С. 3-16. RSCI (0.6 п.л., личный вклад – 80%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.305).

Дубинин Е.П., Лейченко Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., **Агранов Г.Д.** Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. – 2019. – №2. – С. 76-91. RSCI (0.7 п.л., личный вклад – 25%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.255).

Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Агранов Г.Д.** Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. – 2018. – №5. – С. 3-21. RSCI (0.8 п.л., личный вклад – 30%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.305).

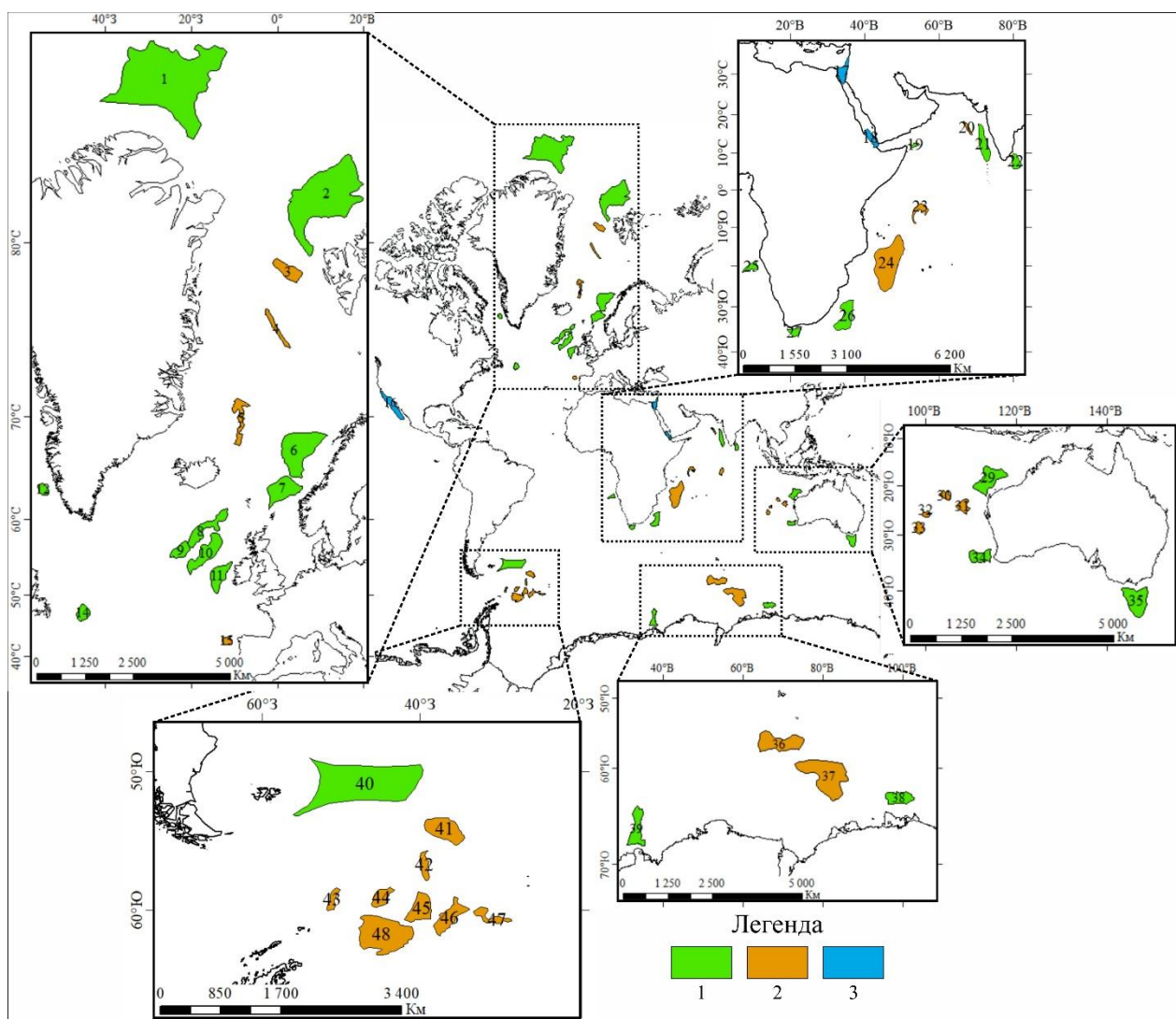


Рис. 1.1 Распределение краевых плато и микроконтинентов в Мировом океане. Названия структур: 1 – плато Моррис-Джесуп, 2 – плато Ермак, 3 – поднятие Ховгард, 4 – Восточно-Гренландский хребет, 5 – хр. Ян-Майен, 6 – плато Воринг, 7 – плато Морё, 8 – плато Эдарас, 9 – плато Роккол, 10 – плато Хаттон, 11 – плато Поркьюпайн, 12 – банка Филла, 14 – Фламиш-Кеп, 15 – банка Галиция, 16 – Калифорнийский п-ов, 17 – Синайский п-ов, 18 – Данакиль, 19 – о. Сокотра, 20 – хр. Лакшми, 21 – Лаккадивское плато, 22 – о. Шри-Ланка, 23 – Сейшельские острова, 24 – о. Мадагаскар, 25 – Китовый хр., 26 – Мозамбикский хр., 27 – плато Агульяс, 29 – плато Экмут, 30 – банка Зенит, 31 – плато Валлаби, 32 – банка Батавия, 33 – банка Гольден-Драак, 34 – плато Натуралист, 35 – о. Тасмания, 36 – банка Элан, 37 – Южная провинция плато Кергелен, 38 – банка Брюса плато Дискавери, 39 – хребет Гунерус, 40 – Фолклендское, 41 – о. Ю. Георга, 42 – Северное плато Брюса, 43 – плато Террор, 44 – плато Пири, 45 – плато Брюса, 46 – плато Дискавери, 47 – плато Хердмана, 48 – плато Южно-Оркнейский блок.

Отнесение структур к тому или иному типу часто бывает дискуссионным. Более того, проблемой остаются условия образования микроконтинентов в структуре океанической коры, а также возможность разделения по геолого-геофизическим, геохимическим данным утоненной континентальной коры и утолщенной за счет андерплейтинга океанической коры. Вопрос о положении границы между океанической и

континентальной корой играет решающую роль при определении наличия разрыва сплошности континентальной коры в случае погруженной континентальной окраины, отделенной от континента рифтогенным трогом. Как правило, при изучении сложных структур, с разным строением коры, таких как плато Кергелен, проблема выявления их строения и генезиса осложняется недостаточным количеством данных.

В таблице 1.1 приведены данные по некоторым объектам с указанием их примерных размеров, глубины залегания и предполагаемому генетическому типу, к которому они относятся.

На карте отчетливо видно (рис. 1.1), что существуют определенные закономерности в распределении краевых плато и микроконтинентов. Самая высокая концентрация данных структур в Индийском океане и Северной Атлантике. Существует ряд структур в море Скоша в Южной Атлантике. В Тихом океане краевые плато и микроконтиненты практически полностью отсутствуют.

Таблица 1.1. Океанические плато и хребты: распределение и типы. Жирным шрифтом выделены микроконтиненты, подчеркнуты – краевые плато и не полностью погруженные острова.

Название	Глубина, км	Размер, км	Происхождение				
			Фрагмент континен та	СОХ	Островн ая дуга	Горячие точки	?
Тихий океан							
Возвышенность Лайна	0	1650x170				✓	
Возвышенность Мидуэй	0	4200x200				✓	
Возвышенность Таити	0	1100x120				✓	
Возвышенность Туамоту	0	1400x290				✓	
Гавайская возвышенность	0	1910x100				✓	
Галапагосское поднятие	3-4	530x120		✓			
Императорские подводные горы		1300x140			✓		
Кокосовый хребет	1-2	670x150		✓			
<u>Плато Кэмпбелл</u>	0-1	1400x680	✓				
Плато Манихики	2,5	75x80		✓			
Плато Фиджи	0	450x220		✓			
Подводные горы Магеллана	2	1140x140					✓
Поднятие Магеллана	3	220x160		✓			
Поднятие Трёх Королей	1	630x110					✓
Поднятие Хесс	2	810x320		✓			
Поднятие Чатам	0-1	1470x320	✓				
Хребет Идзу	0-1	500x200					✓
Хребет Карнеги	1	630x110		✓			

Название	Глубина, км	Размер, км	Происхождение				
			Фрагмент континен та	СОХ	Островн ая дуга	Горячие точки	?
Хребет Колвил-Лау	1	1800x200			✓		
Хребет Луисвилл	2	2900x50				✓	
Хребет Неккер	2	690x30					✓
Эаурипик-Новый Гвинейский хребет	0-2	480x80					✓
Хребет Малпело	0-2	21x5		✓			
Хребет Наска	1	3800x160		✓			
Берингово море							
Плато Умнак	0,2	210x130					✓
Хребет Бауэрс	0,6	803x120			✓		
Хребет Ширшова	1	500x180	✓				
Коралловое море							
Плато Беллона	0,2	220x100					✓
<u>Плато Квинсленд</u>	0	100x40	✓				
Плато Луизиада	2	130x110					✓
Поднятие Торрес	1	250x140					✓
Японское море							
<u>Хребет Ямато</u>	1	340x80	✓				
Филиппинское море							
Плато Амами	2	230x120					✓
<u>Поднятие Бенхэм</u>	2	370x230		✓			
Хребет Дайто	1,5	550x50					✓
Хребет Кюсю-Палау	3	450x70			✓		
Хребет Оки-Дайто	1,5	180x20					✓
Южно-Китайское море							
<u>Банка Маклсфилд</u>	0,2	130x70	✓				
<u>Парасельские о-ва</u>	0	150x180	✓				

Название	Глубина, км	Размер, км	Происхождение				
			Фрагмент континента	СОХ	Островная дуга	Горяч ие точки	?
Южно-Китайское море							
<u>Банка Маклсфилд</u>	0,2	130x70	✓				
<u>Парасельские острова</u>	0	150x180	✓				
Тасманское море							
<u>Восточно- Тасманское плато</u>	2	230x170	✓				
<u>Плато Челленджера</u>	1	700x500	✓				
<u>Тасмания</u>	0	350x400	✓				
<u>Южно-Тасманское подняtie</u>	1-2	680x260	✓			✓	
Индийский океан							
Мадагаскарский хребет	1-2	1030x520		✓			
Маскаренское плато	0-2	1800x220	✓				
<u>Плато Агулхас, мыс Игольный</u>	3	190x250	✓	✓			
Плато Крозе	0-1	860x260				✓	
<u>Плато Кювье</u>	3	210x230	✓				
<u>Мозамбикский хребет</u>	1,8-2,4	1300x450	✓				
<u>Плато Натуралист</u>	2,5	300x270	✓				
<u>Плато Эксмут</u>	1	650x500	✓				
Плато Южный Кергелен	1,1-2	920x1030	✓			✓	
Хребет 90 градуса	2-2,6	4100x340				✓	
<u>Остров Цейлон</u>	0	420x220	✓				
Банка Батавия	2,5	160x130	✓				
О. Мадагаскар	0	1770x700	✓				

Название	Глубина, км	Размер, км	Происхождение				
			Фрагмент континента	СОХ	Островна я дуга	Горяч ие точки	?
Банка Элан	1,1-1,9	710x240	✓			✓	
<u>Хр. Гунерус</u>	0,8-1,4	420x110	✓				
Банка Зенит	1,8-2	210x145	✓				
<u>Плато Валлаби</u>	2,1-2,3	270x240	✓				
Банка Гольден Драак	0,8-1,5	270x170	✓				
<u>О. Сокотра</u>	0	245x90	✓				
Хр. Лакшми	0-0,8	590x200	✓			✓	
<u>Чагос-Лаккадивский хребет</u>	0-1	2900x270	✓	✓			
Атлантический и Северный Ледовитый океаны							
Банка Галиция	0,9-1,4	290x280	✓				
Бермудское поднятие	1,3	130x50				✓	
Исландия	0	400x380	✓(?)	✓		✓	
<u>Плато Ермак</u>	0,6-0,9	380x260	✓				
<u>Плато Моррис- Джесуп</u>	0,8-1,4	240x190	✓				
Карибская дуга	2,5	3378x260		✓			
Китовый хребет	1,3-1,8	2750x220	✓(?)	✓		✓	
Хр. Ян-Майен	0-1	380x110	✓			✓	
<u>Плато Воринг</u>	1,2-1,8	320x300	✓				
<u>Плато Морё</u>	1,3-1,8	150x170	✓				
Восточно- Гренландский хр.	1,8-2	270x40	✓				
Поднятие Ховгард	1,2-1,7	105x25	✓				
Плато Кабе-Верде	0,2-0,7	650x150				✓	
<u>Плато Эларас</u>	0,6-0,8	770x140	✓				
<u>Плато Роккол</u>	0,2-0,9	720x250	✓				

Название	Глубина, км	Размер, км	Происхождение					
			Фрагмент континента	СОХ	Островна я дуга	Горяч ие точки	?	
<u>Плато Хатгон</u>	0,3-0,6	290x160	✓					
<u>Плато Поркьюпайн</u>	0,3-0,8	610x470	✓					
<u>Банка Филла</u>	1-1,2	170x105	✓					
Поднятие Рио-Гранда	0,8-2,2	915x520					✓	
<u>Фарерский блок</u>	0,3-0,5	180x280	✓					
<u>Фолклендское плато</u>	1,3-1,8	1550x820	✓					
Море Скоша								
Южно-Оркнейский блок	0-1	300x190	✓					
Плато Брюса	1,2-1,8	160x120	✓					
Плато Дискавери	0,6-1,8	230x50	✓					
Плато Пири	1-2	180x150	✓					
Плато Хердмана	0,6-1	100x60	✓					
Остров Ю. Георгия	0-0,5	370x175	✓					
Северная плато Брюса		260x60						

В рамках данной работы будут рассмотрены структуры континентального происхождения, а именно микроконтиненты (полностью изолированные фрагменты континентальной коры) и краевые плато (не полностью отторженные блоки), расположенные в пределах континентальных окраин.

В первой главе дана геолого-геофизическая характеристика микроконтинентов и краевых плато и проведена их типизация.

Такие закономерности распределения связаны с особенностями процесса перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. С Северной Атлантике ключевым фактором была активность Исландской горячей точки и формирование крупной магматической провинции. В Индийском океане важную роль сыграл целый ряд горячих точек (Кергелен, Марион, Крозе, Реюньон, Амстердам-Сен-Поль, Афар). В обоих случае так же важным фактором являлась сильная гетерогенность зон растяжения.

Микроконтиненты – это изолированные фрагменты сильно утоненной континентальной коры, полностью окруженные океанической (например, Южная провинция плато Кергелен, хребет Ян-Майен, поднятия Батавия, Гольден Драак и т.д.). Подобные структуры представляют собой положительные формы рельефа и имеют широкое распределение в пределах Мирового океана. Основная сложность в определении микроконтинентов заключается в определении типа коры: утоненная континентальная она, или же океаническая. Осложняющим фактором являются активный магматизм часто плюмовой природы, который в большинстве случаев сопровождает образование микроконтинентов, т.к. плюмовая активность часто приводит к изменению кинематической и геодинамической картины региона, перескокам оси спрединга, изменению геометрии границ плит и нередко способствует образованию этих структур. Подробнее о формировании микроконтинентов и об особенностях, связанных с различным генезисом, написано в соответствующих главах данной работы.

Краевые плато – это утоненные и деформированные фрагменты шельфа, выступающие на фоне основной границы континента (например, Воринг, Эксмут, Натуралист, Ермак, и т.д.). В отличие от микроконтинентов, они не полностью отделены от материка. Существует несколько основных факторов, которые могут повлиять на формирование краевых плато, а следовательно, и несколько механизмов, о которых будет рассказано в соответствующей главе.

Практически все микроконтиненты и краевые плиты формируются в условиях перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Поэтому важно понимать геодинамические условия, приводящие к формированию пассивных континентальных окраин разных типов.

1.1 Модели растяжения и раскола континентальной литосферы

На стадии растяжения утонение континентальной литосферы и замещение ее нижней части менее плотной астеносферой приводит к термическому подъему поверхности. Наряду с этим утонение континентальной коры и замещение ее более плотной мантией приводит к локальному погружению поверхности литосферы.

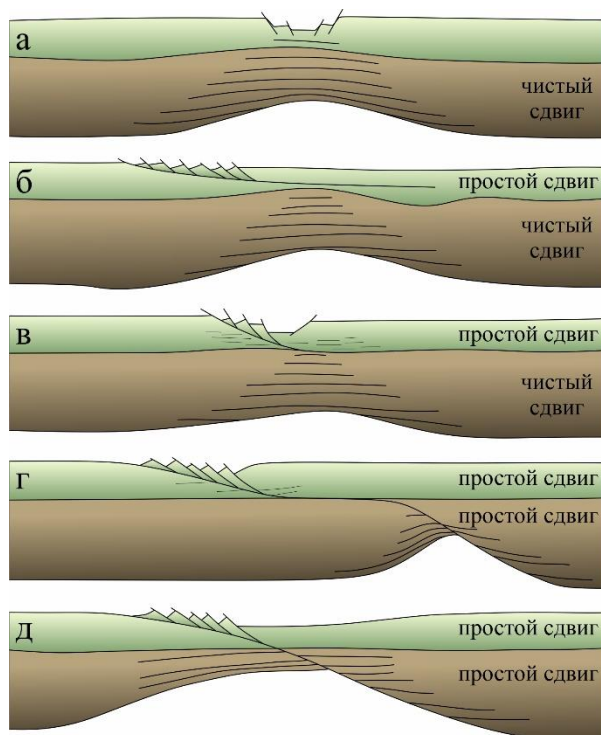


Рис. 1.2 Модели континентального рифтогенеза и формирование эпирифтовой пассивной континентальной окраины: а – модель симметричного растяжения литосферы [по Fraser et al., 2007]; б-д – модели асимметричного растяжения литосферы при различной геометрии детачмента.

При расколе континентальной литосферы верхние 5-7 км континентальной коры в большинстве случаев остаются холодными, жесткими и хрупкими, поэтому при растяжении они поддаются преимущественно вертикальным деформациям, образуя симметричную систему сбросов и полуграбенов [Fraser et al., 2007; Океанический рифтогенез, 2001] (рис. 1.2а). В хорошо прогретой литосфере с повышенной магматической активностью такие системы могут охватывать довольно широкую область.

В нижней части континентальной коры может происходить почти латеральное перетекание вещества, приводящее к образованию детачментов, в результате чего происходит асимметричное растяжение литосферы (модель Вернике) (рис. 1.2 б-д). Различные варианты в строении и реологических свойствах континентальной литосферы могут вносить значительные осложнения в механизм растяжения и раскола континентальной литосферы в результате образования детачментов. Важными факторами

являются толщина и прогретость литосферы, свойства слагающих ее пород, распределение температуры и многое другое.

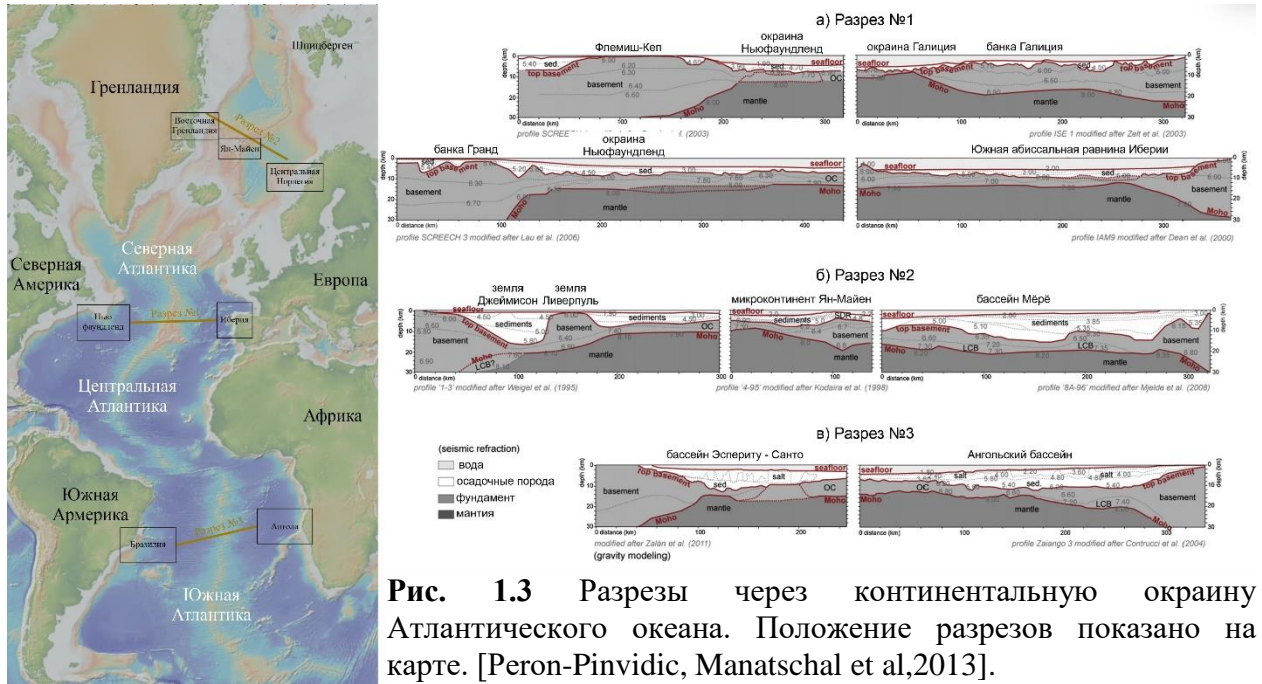


Рис. 1.3 Разрезы через континентальную окраину Атлантического океана. Положение разрезов показано на карте. [Peron-Pinvidic, Manatschal et al, 2013].

Разнообразие в вариациях растяжения и расколе литосферы объясняет разнообразие типов рифтогенных окраин и расположенных в их пределах бассейнов. На рис. 1.3 приведены примеры разрезов через различные места в Атлантическом океане. На данных разрезах можно наглядно наблюдать сильное различие в морфологии пассивных окраин. [Мировой океан том 1, 2013; Peron-Pinvidic et al., 2013]

Кроме описанного выше деления рифтовых зон по типу раскола, пассивные окраины разделяются по условиям образования на три группы [Sawyer et al., 2007]:

1) Гипер растяжение – очень медленное амагматическое растяжение и сильное утонение континентальной коры с образованием вытянутой, протяженной, серпентинизированной переходной зоны от континентальной коры к океанической (Рис. 1.4А).

2) Амагматическое растяжение – растяжение с умеренным проявлением магматизма (Рис. 1.4Б). В результате образуется переходная зона, представляющая собой крупный осадочный бассейн, пронизанный небольшим количеством интрузивных тел.

3) Магматическое растяжение – образование переходной зоны при непосредственном влиянии мантийного плюма (“горячей точки”). В данном случае, еще до раскола, поверхность литосферы будет существенно поднята и эродирована. Если в зоне прогрева так и не произойдет разрыв, то данная область впоследствии будет

представлять собой сильно опущенный участок, заполненный осадками – авлакоген. Если же произошел разрыв сплошности, то в результате растяжения, из-за активного прогрева литосферы, после раскола, может образоваться вытянутый или изометричный погруженный блок с континентальной корой (Рис. 1.4В) [Мировой океан том 1, 2013].

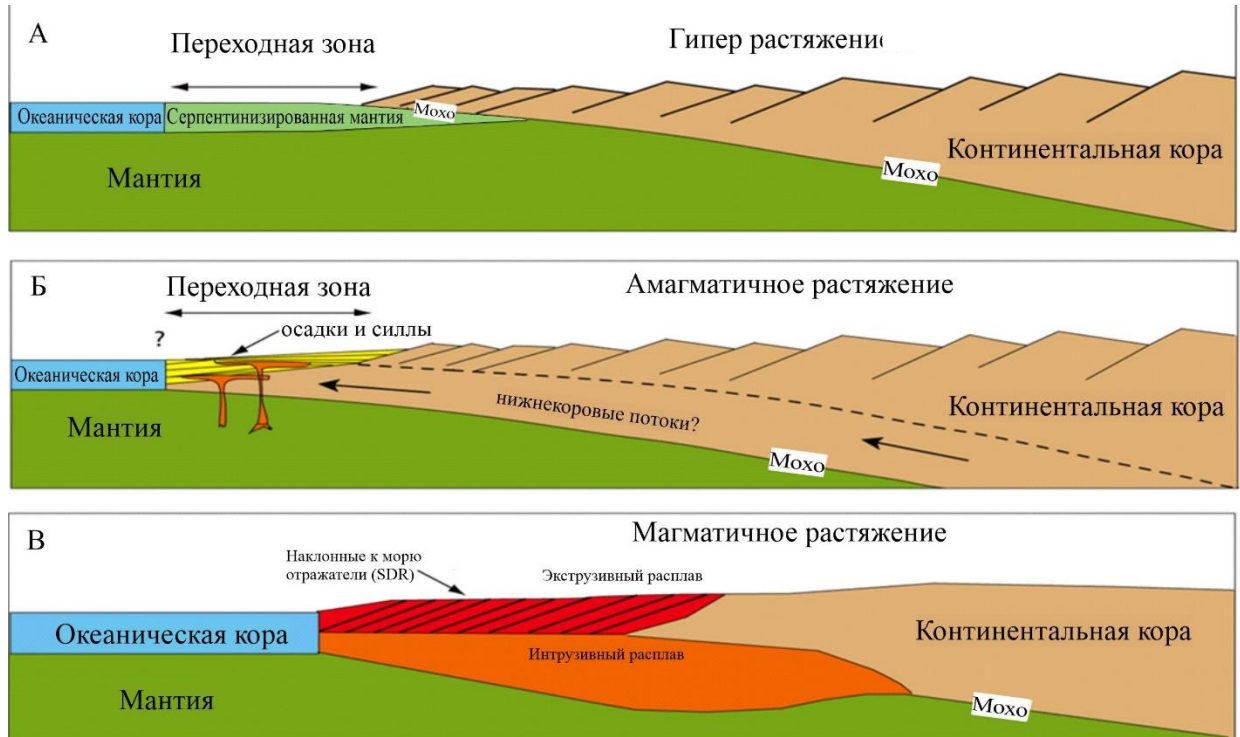


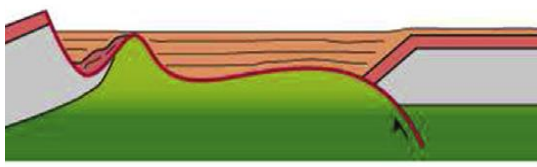
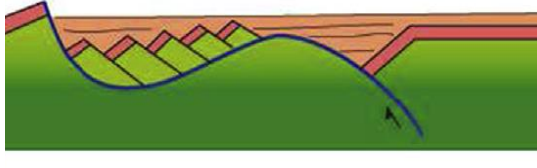
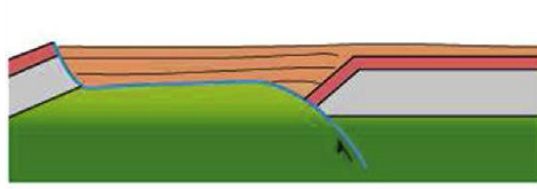
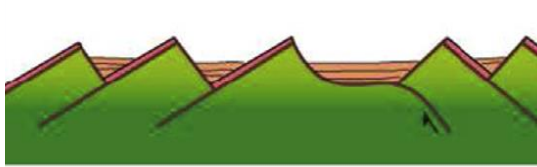
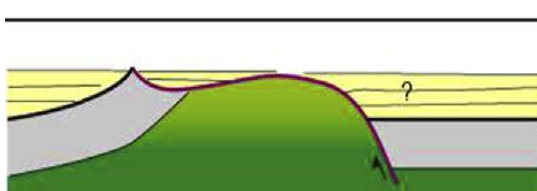
Рис. 1.4 Строение пассивной континентальной окраины при различных условиях ее образования [Sawyer et al., 2007].

В таблице 1.2 представлены 5 различных видов детачментов, основываясь на различных геометрических и морфологических их особенностях, на реологическом строении коры и связи с осадочным чехлом [Gillard et al, 2016]:

- Вид 1: крупномасштабные системы детачментов, образуются в процессе гиперрастяжения и образования первого хребта. Между этим хребтом и отколом создается узкий осадочный бассейн (около 9 км в ширину). Он либо заполнен хорошо расслоенными осадками, либо несортированными и плохо стратифицированным осадкам;
- Вид 2: крупномасштабная система детачментов, создающая крупный осадочный бассейн (от 14 до 36 км в ширину) вблизи раскола. Классические нормальные разломы всегда достигают основания фундамента;
- Вид 3: плоская и гладкая морфология верхней части фундамента;
- Вид 4: детачменты типа flip-flop - система детачментов, периодически чередующиеся сбросы и хребты (около 12 км между хребтами). Осадочные образования накапливаются в основании смещения;

- Вид 5: мелкомасштабные (протяженностью менее 12 км вдоль) системы детачментов с куполообразными комплексами. Значение абсолютных высот выше, чем у остальных видов [Gillard et al, 2016].

Таблица 1.2 Виды детачментов. Цветами указаны условия образования: коричневый – в результате гиперрастяжения; зеленый – в результате эксгумации мантии; синий – протоокеаническая кора; голубой – океаническая кора [Gillard et al, 2016].

	Морфология системы детачментов	Морфология фундамента	Соотношение фундамента (зеленого цвета) и осадочного чехла (бежевого и желтого цвета)
Вид 1		Одиночный хребет в фундаменте и узкий бассейн после него	Осадки наклонены к континентальному склону
Вид 2		Блоки на поверхности сместителя	Син- и посттектонические осадки, могут отображать структуры фундамента на поверхности
Вид 3		Плоская	Син- и посттектонические осадки, параллельные фундаменту
Вид 4		Система хребтов	Синтектонические осадки, наклонены по падению склонов хребтов
Вид 5		Форма купола	Отсутствие чётких границ между пред- и синкинетическими отложениями

1.2 Микроконтиненты

Микроконтиненты имеют не такое широкое распространение, хотя и встречаются во всех океанах. Все микроконтиненты делятся на несколько групп по геоморфологическим и геофизическим параметрам, а также по геодинамическим обстановкам их формирования. В рамках данной работы будут рассмотрены наиболее изученные примеры каждого из типов микроконтинентов [Дубинин, 2018]:

1) Микроконтиненты удлиненной формы, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия рифтовых осей и отделившиеся после перескока оси спрединга на ранних этапах раскрытия океана в результате активизации магматической деятельности горячей точки в пределах молодой пассивной континентальной окраины. Эталонным примером данного типа микроконтинентов является микроконтинент Ян-Майен в Северной Атлантике или Южная провинция плато Кергелен с банкой Элан в Индийском океане.

2) Фрагменты континентальной коры, отколовшиеся от основного блока в результате серии небольших перескоков оси растяжения во время развития и компенсации крупных демаркационных трансформных разломов. Во время перехода от единой сдвиговой зоны к системе разлом-хребет-разлом с локальными бассейнами типа pull-apart происходит ряд перескоков в сторону границы континент-океан, в результате чего отделяются фрагменты континентальной коры и формируются микроконтиненты. Наиболее яркими примерами подобных структур являются Восточно-Гренландский хребет и поднятие Ховгард в Северной Атлантике.

3) Последний тип микроконтинентов формируется в условиях крупного перескока оси спрединга в результате деятельности горячей точки в пределах границы континент-океан и характеризуется хребтообразной формой. Примером данного типа микроконтинентов является хребет Лакшми в Индийском океане.

1.2.1 Микроконтиненты удлиненной формы, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия рифтовых осей и отделившиеся от континента после перескока оси спрединга под влиянием аномальной горячей точки в пределах пассивной континентальной окраины (Тип №1).

Микроконтиненты – отдельные фрагменты континентальной коры, которые были изолированы от основного континентального домена океанической корой. Типичными примерами являются микроконтинент Ян Майен (поднятие микроконтинента Ян-Майен) в Норвежско-Гренландское море [Muhre et al., 1984], Сейшельские острова в Индийском океане [Collier et al., 2008] или хребет Лакшми у побережья Западной Индии [Misra et al., 2015]. Чтобы объяснить происхождение Сейшельских островов и поднятие микроконтинента Ян-Майен, было выдвинуто предположение, что их образования тесно связаны с мантийными плюмами и связанным с этим термическим и механическим ослаблением прочности литосферы [Muller et al., 2001]. Позже модели распространения рифта показали, что унаследованные структуры [Koehn et al., 2007; Van Wijk et al., 2008], стресс-зависимые повреждения вокруг границ микроблоков [Hieronymus, 2004], скорость нагрева, скорость распространения, возраст морского дна и местоположение горячей точки [Mittelstaedt et al., 2008] или раннее распределение недооцененных и слабых тел земной коры также могут сыграть большую роль в формировании микроконтинентов [Peron-Pinvidic et al., 2012].

Микроконтинент Ян-Майен

Остров Ян-Майен назван в честь голландского капитана китобойного судна 17-го века Jan Jacobszoon May van Schellinkhout. Поднятие микроконтинента Ян-Майен расположено в центральной части Норвежско-Гренландского моря и достаточно хорошо прослеживается на батиметрических картах. На карте (рис. 1.5а) видно, что поднятие микроконтинента Ян-Майен простирается на юг от разломной зоны Ян-Майен в направлении северной Исландии.

Поднятие микроконтинента Ян-Майен простирается на юг от разломной зоны более чем на 500 км и разделяет два региона (рис. 1.5а): Норвежский бассейн на востоке, образовавшийся в результате раннего спрединга вдоль хребта Эгир, и *Исландское плато* на западе, образованное во время более поздней океанической аккреции вдоль хребта Кольбейнсей. В отличие от острова Ян-Майен и близлежащих окрестностей, которые демонстрируют океаническую кору [Svellinggen & Pedersen, 2003], хребет Ян-Майен интерпретируется как микроконтинент с момента ранних геофизических исследований в Северной Атлантике. Континентальная природа поднятия микроконтинента Ян-Майен была обоснована на основе предыдущих интерпретаций данных сейсмического отражения и рефракции [Muhre et al., 1984; Kuvaas & Kodaira, 1997]. Согласно этим исследованиям,

поднятие микроконтинента Ян-Майен состоит из двух отдельных структурных элементов (рис. 1.5б): (1) Главный хребет, представляющий собой крупный гребень (простирается с севера на юг) с плоской вершиной, непрерывный от острова Ян-Майен ($69,3^\circ$), где он изгибается к юго-западу и оканчивается примерно на 68° с.ш.; и (2) комплекс Южного хребта, который по батиметрическим данным идентифицирован с $\sim 68.5^\circ$ с.ш. по $\sim 66.5^\circ$ с.ш. Южная граница этого комплекса не идентифицирована должным образом из-за многочисленных внедрений и вулканических процессов, особенно в окрестностях Исландии. Морфология комплекса Южного хребта состоит из нескольких небольших батиметрических хребтов, разделенных батиметрическими низами, которые имеют тенденцию расширяться на юг. Главный хребет и комплекс Южного хребта разграничивают срединный бассейн, так называемый желоб Ян-Майена (рис. 1.5б).

Набор сейсмических данных 1985 года (темно-серые линии на рис. 1.5б) позволил

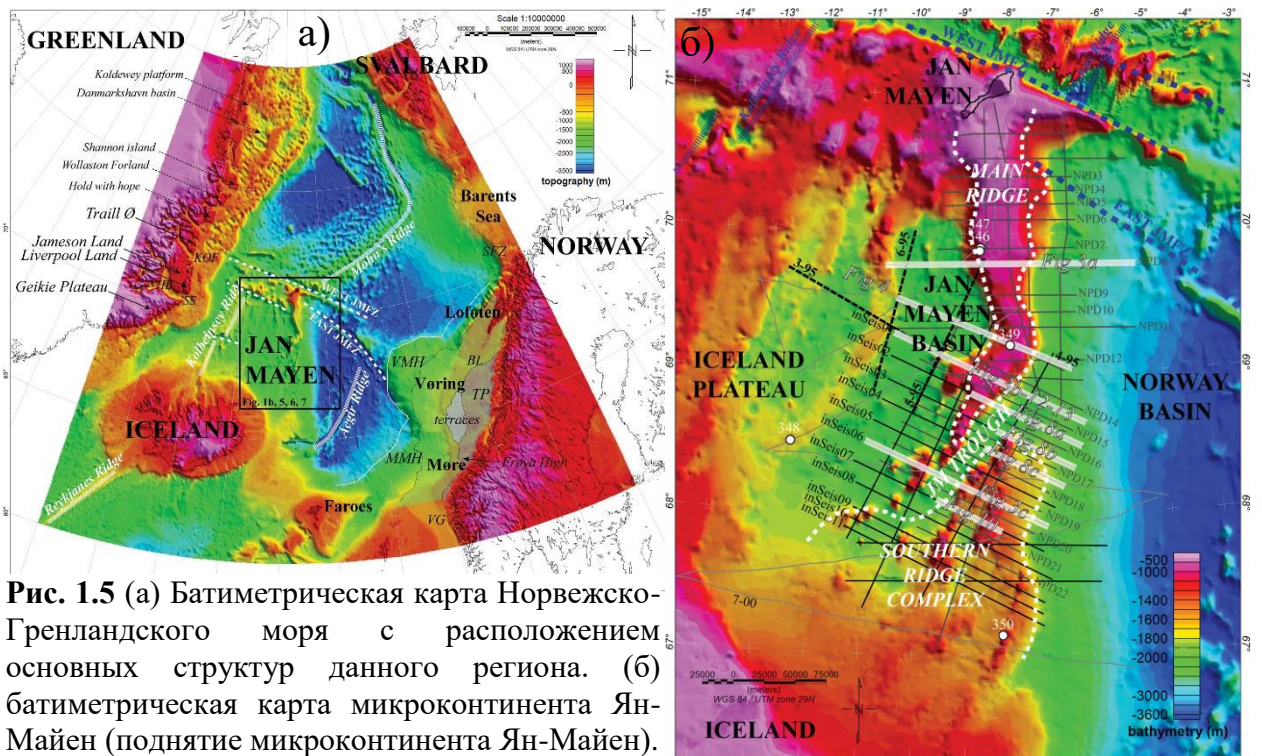


Рис. 1.5 (а) Батиметрическая карта Норвежско-Гренландского моря с расположением основных структур данного региона. (б) батиметрическая карта микроконтинента Ян-Майен (поднятие микроконтинента Ян-Майен).

Белые кружки обозначают места бурения для скважины DSDP 34. Пунктирные белые линии разграничивают основные составляющие поднятие микроконтинента Ян-Майен: Главный хребет на севере, Комплекс Южного хребта на юге и впадину Ян-Майен в середине [Pegon-Pinvidic et al., 2012].

нанести на карту ранний третичный базальтовый слой на восточном фланге хребта, интерпретируемый в статье [Skogseid & Eldholm, 1987] как отражатели, погружающихся в море SDR (seaward dipping reflectors) - комплексов и несколько наклонных блоков, перекрывающих Ян-Майенский бассейн на западе. Эти особенности были ранее интерпретированы как сопряженные структуры континентальной окраины центральной части Восточной Гренландии и центральной части Норвегии соответственно. Отсюда

западная окраина Ян-Майена была интерпретирована как в основном бедная магмой, а ее восточная окраина - как вулканическая.

Определение границы континент-океан (COB) всегда неоднозначно на глубинных

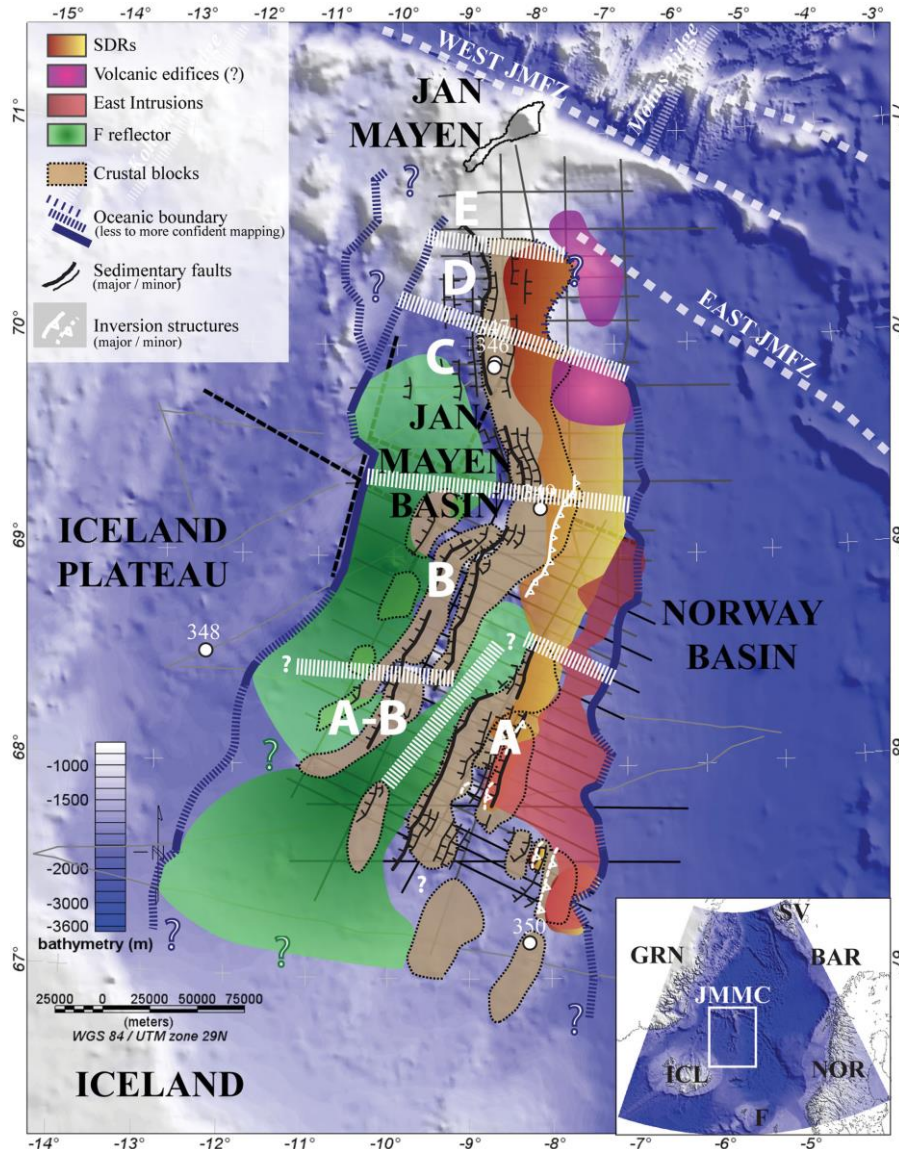


Рис. 1.6 Структурная карта микроконтинента Ян-Майен. Толстые пунктирные белые линии разграничивают шесть сегментов, выделенных по геофизическим данным (А – Е). JMFZ, разломная зона Ян-Майен; BAR, Баренцево море; F, Фарерские острова; GRN, Гренландия; ICL, Исландия; JMMC, микроконтинент Ян Майен; NOR, Норвегия; CV, Шпицберген [Peron-Pinvidic et al, 2012].

окраинах. Это связано главным образом с тем, что океаническая кора формируется очень медленно и представляет собой гетерогенную область, накапливающуюся в течение десятков миллионов лет (например, сопряженные окраины Иберии-Ньюфаундленда), или потому, что она маскируется яркими и/или значительными экструзивными магматическими структурами (например, плато Мёре или Воринг).

В случае поднятия микроконтинента Ян-Майен интерпретация границы континент-океан имеет первостепенное значение, поскольку она позволяет определить

максимальную протяженность самого микроконтинента, что крайне важно для детальных кинематических реконструкций и оценки перспектив.

На рисунке 1.6 показано, что океаническая кора на восточном фланге хребта Ян-Майена характеризуется грубой топографией и неглубинным основанием, отмеченным высокоамплитудными отражениями. Эти типичные отражатели обычно интерпретируются как верхушка лавовых потоков, порогов или других магматических образований, сформировавшихся во время образования Исландском плато. В западной части поднятия микроконтинента Ян-Майен, для определения границы континент-океан использовались в основном магнитные данные для картирования контура микроконтинента, поскольку сейсмические профили не простираются достаточно далеко. На западной окраине граница континент-океан индентифицируется достаточно хорошо по магнитной сигнатуре, по профилям и по батиметрическим данным. На восточной окраине определение границы континент-океан затруднено. К югу от 70 °N с.ш. вулканические объекты, присутствующие в Норвежском бассейне, мешают любой четкой сейсмической идентификации базовых структур фундамента. По сравнению с северным районом магнитные профили в южной части Норвежского бассейна относительно редки и, следовательно, картирование аномалий менее очевидно.

Если различие между северным основным хребтом и южным сочетанием более мелких хребтов (комплекс южного хребта) достаточно четкое, связь между этими двумя объектами и непрерывностью структур, вероятно, более тонкая. Кинематическая реконструкция [Gaina et al., 2009] предполагает существование различных блоков земной коры, которые ведут себя по-разному во время раскрытия Норвежско-Гренландского моря. Скрининг набора сейсмических данных подтверждает этот сценарий, но показывает, что можно добавить дополнительные разграничения для уточнения структурной интерпретации. Основываясь на вышесказанном, можно определить шесть блоков земной коры, помеченные А – Е с юга на север (рис. 1.6). На основании анализа сейсмических и магнитометрических данных предварительно проведена граница для изоляции северного сегмента (сегмент Е) (рис. 1.6). По изотопным данным сам остров Ян-Майен является молодым и отличается по геохимии от остальных блоков [Peron-Pinvidic et al, 2012].

Основываясь на этом, северную границу микроконтинента стоит провести в районе $70,7^\circ$ с.ш., отсекая северную часть Главного хребта. На юге Главный хребет

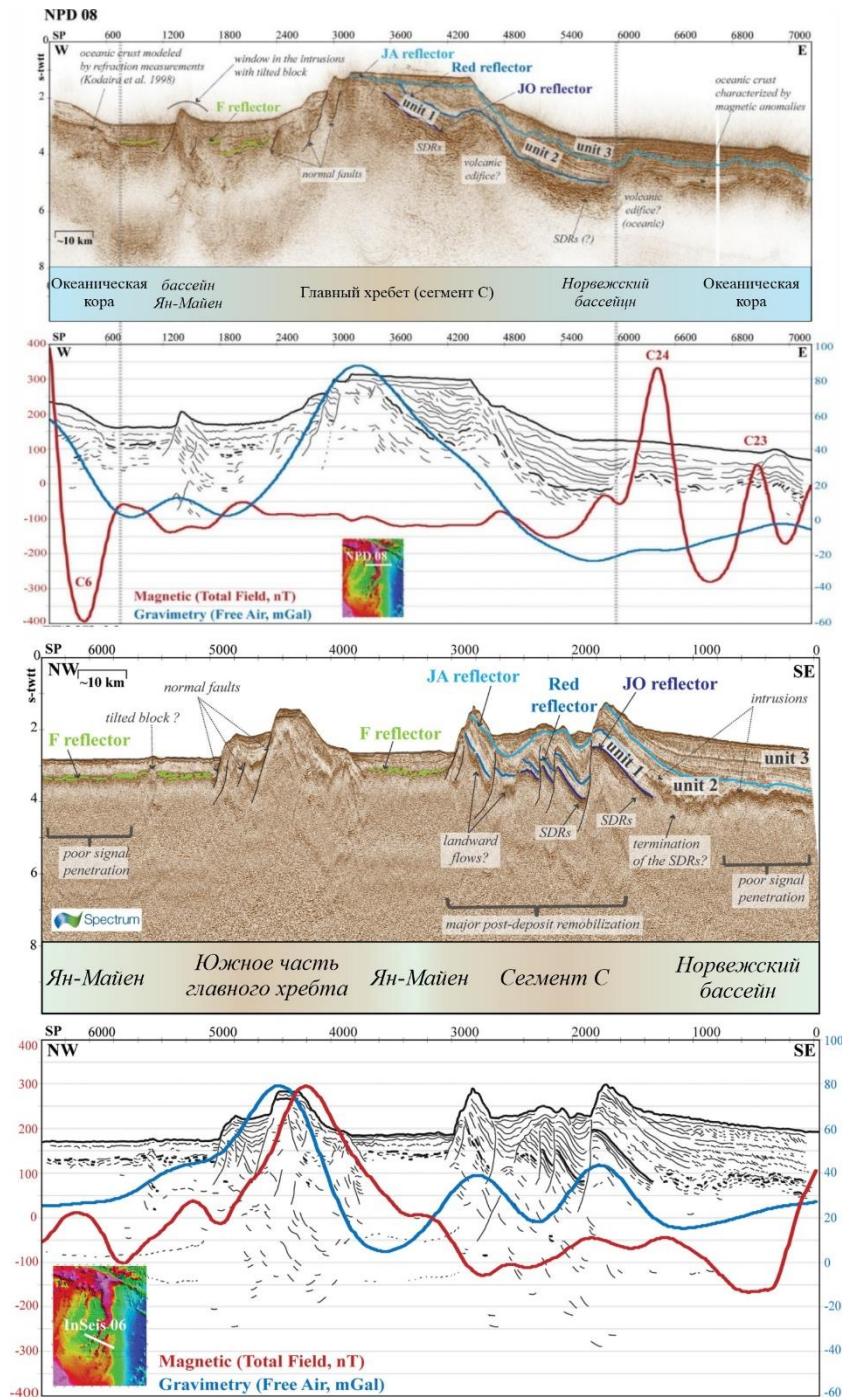


Рис. 1.7 Верхние части рисунков: (а) профиль сейсмического отражения NPD 08, (б) профиль сейсмического отражения InSeis 06, с выделением основных структур (осадочные единицы, основные отражатели, SDR, крупные разломы). Нижние части рисунков: схема основных структур на каждом профиле с соответствующими гравитационным и магнитным профилями [Peron-Pinvidic et al., 2012].

интерпретируется как комбинация отдельных сегментов. К северу от 70° с.ш. (сегмент D) на структуру Главного хребта, по-видимому, влияет взаимодействие хребтов (хребет Эгир и хребет Мона) и разломной зоны Ян-Майен.

На восточном фланге хребта Ян-Майен располагаются отчетливые и массивные сооружения, которые не позволяют провести надлежащий анализ архитектуры фундамента. Далее на юг Главный хребет разделяется на два сегмента в регионе, где хребет изгибается ($69,3^\circ$ с.ш.). Набор сейсмических данных показывает, что северная часть (сегмент С) характеризуется плоским верхом и узким гребнем с острыми флангами, а южная часть (сегмент В) расширяется и смещается в более мелкие гребни в направлении юго-запада (рис. 1.6).

Самая южная часть поднятия микроконтинента Ян-Майен представляет собой сложную область, где структурные элементы регулярно подвергаются магматическим интрузиям, которые препятствуют любой хорошей структурной интерпретации этой области. Тем не менее, сейсмические данные, анализируемые совместно с батиметрическими и гравитационными сигналами, указывают на существование нескольких гребней, которые потенциально соответствуют отдельным блокам земной коры на глубине. Помимо впадины Ян-Майена, они разграничивают мелкомасштабные бассейны (рис. 1.6), которые совпадают как с батиметрическими, так и с гравитационными минимумами (рис. 1.5б). Южная пунктирная белая линия на рис. 1.6 разграничивает этот конкретный домен (сегмент А). Однако, как предполагает область, обозначенная «А – В», юго-западная часть поднятия микроконтинента Ян-Майен неясна и может первоначально соответствовать либо сегменту А, либо сегменту В, либо комбинации этих двух до начала дислокации.

Южная провинция плато Кергелен

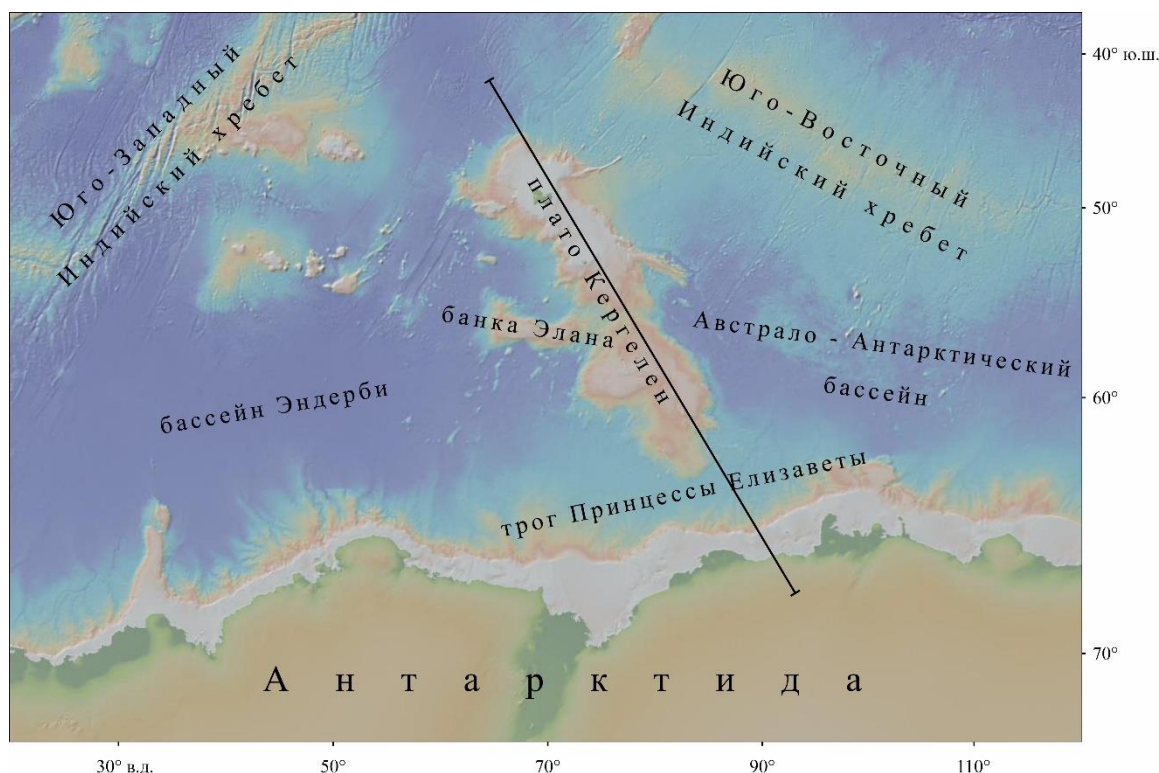


Рис. 1.8 Батиметрическая карта ГЕВКО с названиями основных геологических структур и нанесенной линией профиля, через которые были построены геоморфологический и геофизические разрезы.

Плато Кергелен представляет собой подводное плато частично вулканического происхождения, расположенное в южной части Индийского океана (рис. 1.8). Оно является одним из крупнейших подводных плато планеты (площадь $\sim 1,5$ млн. км²). Плато расположено к юго-западу от Австрало-Антарктического бассейна, к северу от трога Принцессы Элизабет глубиной 3500 м, и к востоку от бассейна Эндерби. Оно вытянуто на 2300 км между 46° ю.ш. и 64° ю.ш. в северо-западном направлении, при ширине от 200 до 600 км. Плато возвышается над окружающими океаническими котловинами на 2-4 км. В строении плато Кергелен по морфологии, структуре и тектонической истории можно выделить несколько провинций [Лейченков и др., 2017]: Северное плато Кергелен, Центральное плато Кергелен, на площади которого расположен бассейн Раггат, Южное плато Кергелен, банка Элана (рис. 1.9).

Западные склоны плато Кергелен, вдоль границы с бассейном Эндерби, пологие и изменяются по ширине, благодаря сериям вулканических построек. Напротив, восточная граница довольно крутая и линейная, близкая к сбросовой [Rotstein et al., 1991]. Восточная граница плато поделена на два независимых участка. Северная часть, связанная с расколом между плато Кергелен и хребтом Броккен около аномалии 18 (43 млн. лет) [Muller et al., 2012], расширяется от северного края плато к хребту Вильяма и

прослеживает направление Юго-Восточного Индийского хребта. Граница, которая разделяет Южное плато Кергелен и бассейн Лабуан имеет четкую линейность ССЗ простирания [Rotstein, 1991].

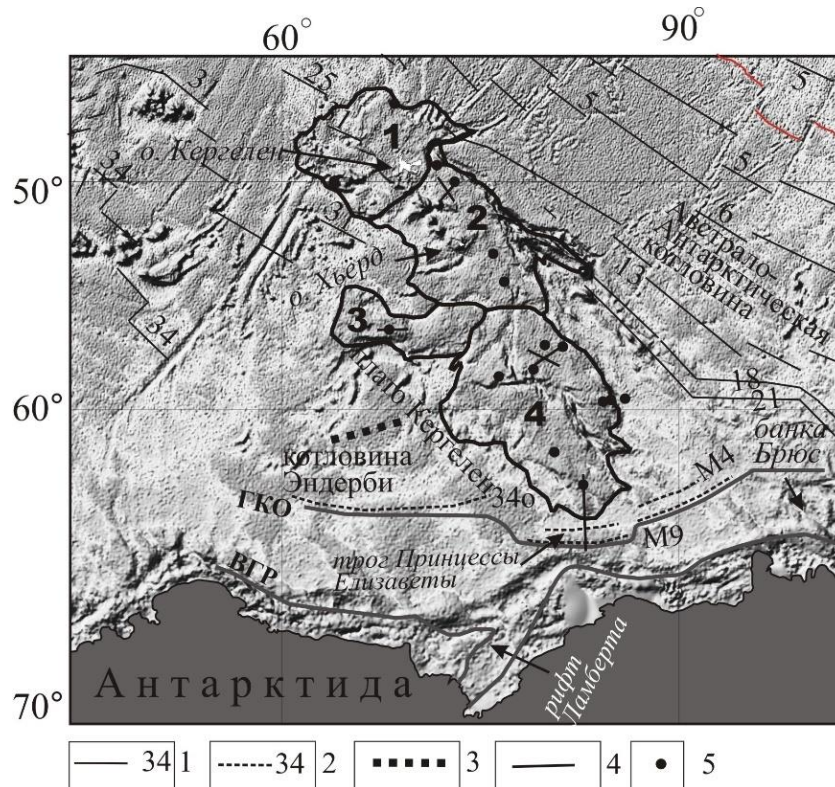


Рис. 1.9. Плато Кергелен и прилегающие акватории Индийского океана на карте аномального гравитационного поля в редукции Фая [Sandwell & Smith, 1997]. Черными жирными контурами с цифрами внутри показаны провинции плато Кергелен: Северная (1), Центральная (2), банки Элан (3), Южная (4). (1) – линейные магнитные аномалии с номерами хронов полярности геомагнитного поля по [Muller et al., 2001]; (2) – линейные магнитные аномалии с номерами хронов полярности геомагнитного поля по [Лейченков и др., 2018]; (3) – отмерший хребет по [Gaina et al., 2007], (4) – профили МПВ; (5) – скважины ODP и номера скважин, упоминаемые в тексте. Серая толстая линия с обозначением ГКО – граница континент-океан. Серая толстая линия с обозначением ВГР – внутренняя граница окраинного рифта и граница внутриконтинентального рифта Ламберта.

Поверхность Южного плато Кергелен лежит на глубине от 1500 до 2500 м и имеет более сложную тектоническую историю. Его строение осложнено несколькими выступами фундамента и свидетельствами нескольких фаз растяжения. Поверхность южного плато залегает гипсометрически выше поверхности центрального плато. Здесь обнаружены признаки растяжения – грабены субмеридионального простирания (77 градуса, 75 градуса) и ЮВ ориентированные рифтовые зоны (рифтовая зона ЮПК) [Borissova et al., 2002].

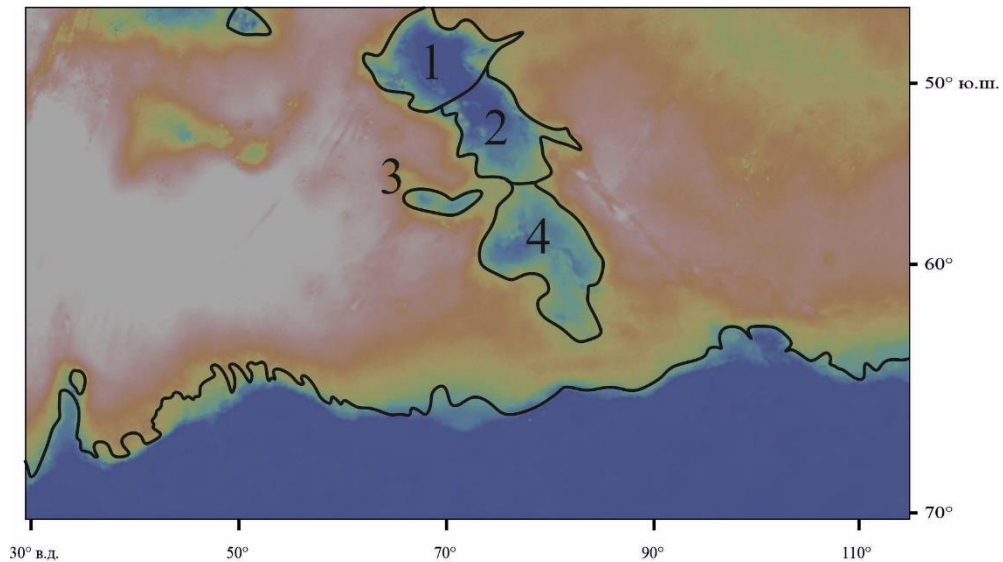


Рис. 1.10 Карта гравитационной аномалии Буге с нанесенными контурами Антарктиды, плато Кергелен и пары отдельных островов по [Bonvalot et al., 2012].

Южная провинция и банка Элан являются континентальными блоками, северная и центральная – крупнейшая вулканическая провинция. На рис. 1.10 представлены карты аномалии Буге, в свободном воздухе и магнитных аномалий для изучаемого региона с нанесенными контурами Антарктиды и плато Кергелен. На первой карте аномалии Буге (рис. 1.10) отлично выделяется плато Кергелен по яркой отрицательной аномалии (значения опускаются до 270 mGal и ниже). Так же видно, что между материком и плато сильное повышение гравитационного поля в аномалии Буге, что свидетельствует о менее мощной литосфере в данном месте и наличии океанической коры в районе трога Принцессы Елизаветы.

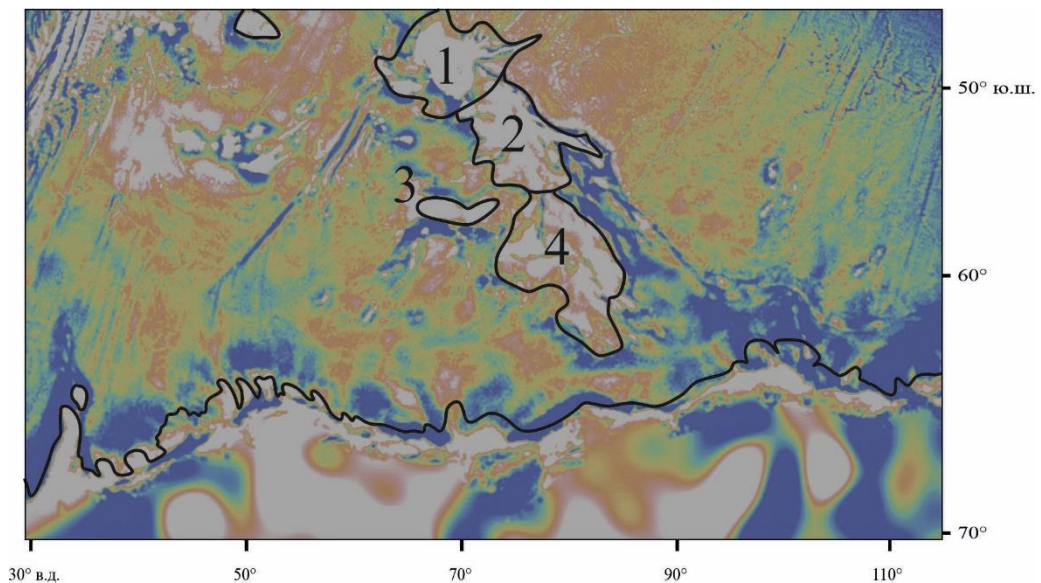


Рис. 1.11 Карта гравитационной аномалии в свободном воздухе с нанесенными контурами Антарктиды, плато Кергелен и пары отдельных островов по [Sandwell et al., 2014].

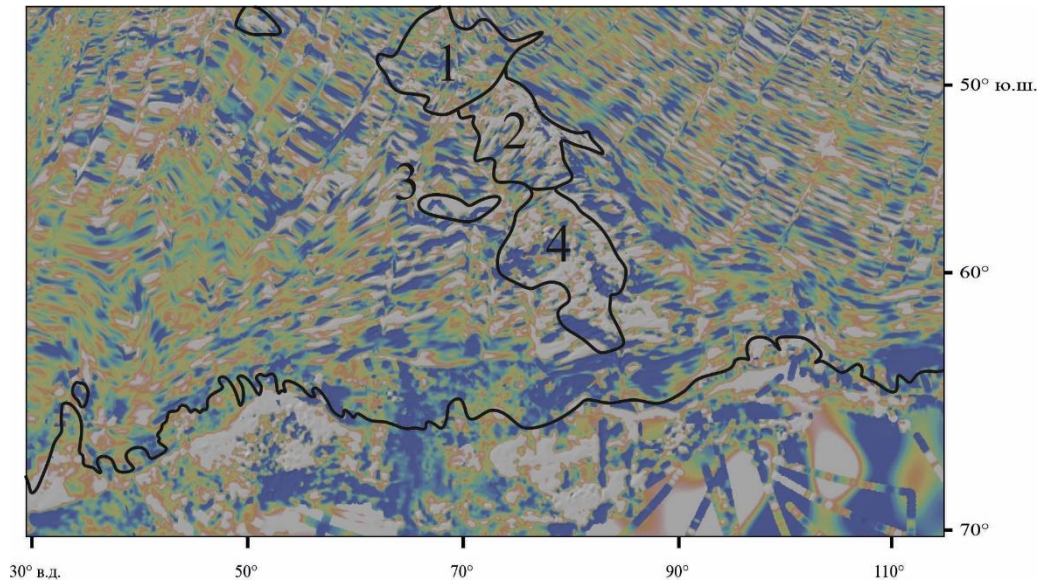


Рис. 1.12 Карта магнитных аномалий с нанесенными контурами Антарктиды, плато Кергелен и пары отдельных островов по [Mayer et al., 2017].

Анализ карты гравитационных аномалий в свободном воздухе (рис. 1.11) позволяет сделать вывод, что плато Кергелен несбалансированно и испытывает поднятие, а трог Принцессы Елизаветы наоборот прогибается. Значения гравитационных аномалий варьируют от -9 и ниже до 25 и выше мГал. На карте магнитных аномалий (рис. 1.12) видно, что восточнее плато линейные магнитные аномалии имеют одну ориентировку, а северо-западнее Кергелена – совсем другую. Так же важно, что в юго-западной части, в районе морей Эндерби и Содружества, так же прослеживаются отдельные линейные магнитные аномалии, которые будут важны при реконструкции эволюции раскола Гондваны и образования плато Кергелен. Ещё одно важное замечание – отсутствие магнитных линейных аномалий в северной части плато Кергелен, которое является магматической провинцией. Из-за деятельности плюма, который и образовал данные структуры, никаких следов аномалий не сохранилось, что сильно мешает при попытке реконструировать данный регион [Лейченков и др., 2018].

Далее представлены 4 профиля через плато Кергелен и Антарктическую окраину (рис. 1.13). Профиль магнитных аномалий демонстрирует хаотичность магнитного поля вдоль профиля. На профиле гравитационной аномалии в свободном воздухе видно, что в среднем данный регион сбалансирован, но встречаются отдельные крупные участки с яркими отрицательными или положительными аномалиями.

На профиле гравитационной аномалии в редукции Буге хорошо выделяется трог Принцессы Елизаветы в виде положительной аномалии, что так же подтверждает гипотезу об океанической коре в данном месте. И последний профиль построен по батиметрической карте и демонстрирует рельеф вдоль линии.

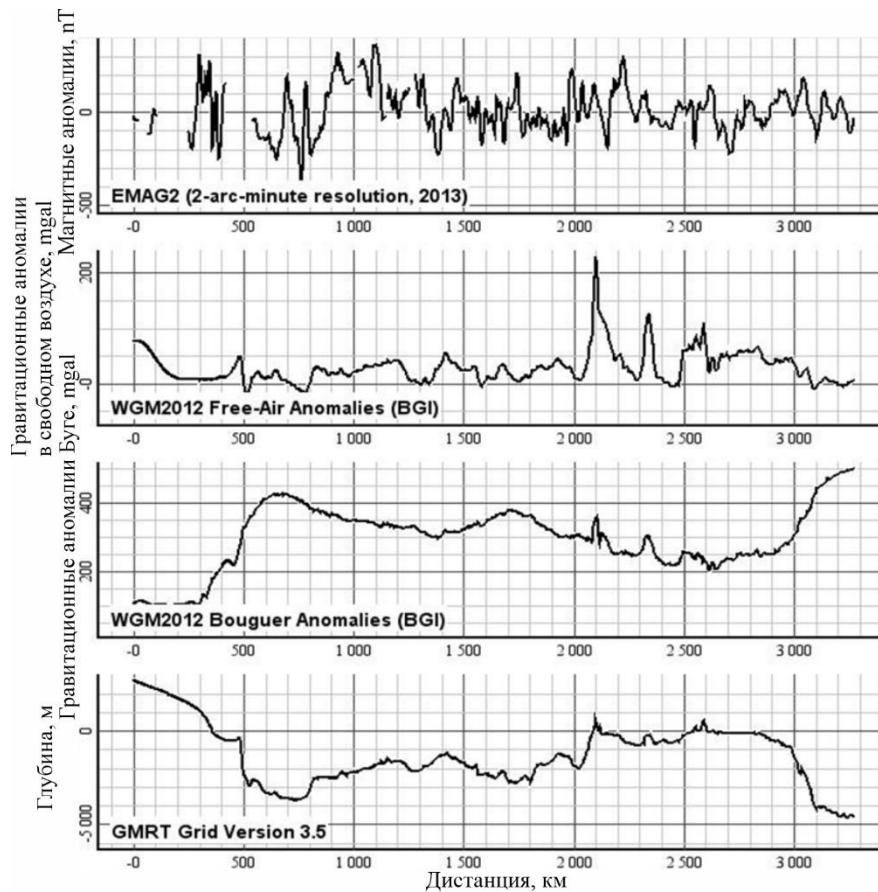


Рис. 1.13 Четыре разреза через плато Кергелен и Антарктическую окраину. Положение профиля на рис. 1.13. (1) профиль магнитных аномалий 2-х минутного разрешения; (2) профиль гравитационной аномалии в свободном воздухе; (3) профиль гравитационной аномалии в редукции Буге; (4) батиметрический профиль GMRT.

Банка Элан

Банка Элан отделился от Индии во время пика активности горячей точки Кергелен (120–95 млн лет назад) и оказался изолированным в южной части Индийского океана как часть плато Кергелен в результате миграции на восток Тройного соединения Родригес и распространение Юго-восточного Индийского хребта [Coffin et al., 2002; Duncan, 2002]. Программа океанского бурения (ODP) извлекла базальты и прослойки отложений из банки Элан на участке 1137. Изотопные данные по этим базальтам показывают, что их родоначальные магмы ассимилировали континентальную кору на пути к поверхности [Chatterjee et al., 2012], и сейсмические исследования [Borissova et al., 2002] предполагают, что плато Кергелен имеет континентальное ядро под банкой Элан. Примечательно, что буровой керн из зоны 1137 содержит речной конгломерат с небольшими обломками метапелита, гранита и гранито-гнейса континентального происхождения [Coffin et al., 2000; Frey et al., 2000]. Метапелитовые обломки сохраняют свидетельства двух неопротерозойских метаморфических событий высокой степени, соответствующих образованию циркона 940 млн лет с последующей кристаллизацией более молодого циркона 836–796 млн лет и монацита 824–675 млн лет [Chatterjee et al., 2012].

Предварительные кембрийские датировки одинаковы с возрастом гнейсов в северо-восточной Индии, юго-западной Австралии и восточной Антарктидой [Borissova et al.,

2003]. Это свидетельствует о, по меньшей мере, частично-континентальном происхождении этой структуры.

Верхняя часть магматического фундамента банки Элан с мощностью 3 км близко совпадает по сейсмическим характеристикам с верхними частями магматического фундамента на Южном, Центральном и Северном плато Кергелен, где этот слой достигает 6 км. Этот слой был пробурен и достоверно состоит из субаэральных базальтовых лавовых потоков [Borissova et al., 2003]. Нижняя часть коры мощностью 14 км по своим скоростным характеристикам (6,6 км/с на глубине 18 км), свидетельствует о континентальной природе фундамента банки Элан. Банка Элан - единственная область плато Кергелен, откуда были отобраны образцы континентальных пород, однако некоторые другие части плато так же демонстрируют свидетельства континентальных компонентов по геофизическим и геологическим признакам [Borissova et al., 2003].

Кора южной провинции плато Кергелен имеет мощность 23 км, верхние 7-8 км которой обладают свойствами 2 слоя океанической коры, а на глубинах 9-19 км скорости изменяются от 6,6 км/сек до 6,8 км/сек. По этим данным Operto и Charvis (1995,1996) заключили, что в структуре бассейна Раггат (Южное плато Кергелен) есть слой континентальной коры, растянутой в ССЗ-ЮЮВ направлении, и перекрытый слоем базальтовых лав.

Банка Батавия и банка Гольден Драак

Западная окраина абиссальной котловины Перт маркируется двумя возвышенностями в рельефе – банка Батавия и банка Гольден Драак (рис 1.14д). Они возвышаются над окружающим морским дном более, чем на 3000 метров. Образцы драг, отобранных на банке Батавия, состоят из гранита, гранитогнейса, сланцев и органогенного песчаника. Образцы драг, взятых на банке Гольден Драак состоят из гранита, гранатового гнейса, песчаника и алеврита, а также сильно выветрелых базальтов [Williams et al., 2013].

Ключевой особенностью данного типа микроконтинентов, как видно из вышеописанной геолого-геофизической характеристики, является: 1) наличие зоны перекрытия рифтовых трещин, которая формируется на этапе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу; 2) Активность горячей точки в пределах континента вблизи границы континент-океан, в результате чего происходит перескок оси спрединга и отделение микроблока.

Реконструкции раннего разделения Индии и Антарктиды.

Континентальный рифтогенез между Индией и Австралией начался приблизительно 200 млн. лет назад (рис. 1.14а). После длительного рифтогенеза, около 150 млн лет назад (рис. 1.14б), в восточной части Восточной Гондваны произошло

океаническое раскрытие между Индией и Австрало-Антарктическим материком, о чем свидетельствуют датировки океанических базальтов в бассейне Вартон [Gibbons et al., 2012]. Спрединг развивался от окраины западной Австралии до трога Принцессы Елизаветы (рис. 1.15, А), а далее на запад, в котловине Эндерби, компенсировался продолжающимся рифтогенезом с мантийным вскрытием [Лейченко и др., 2018]. На раннем этапе разделения плит обособление южного континентального блока плато Кергелен могло начаться за счет встречного продвижения ветвей раздвижения (рис. 1.15). Спрединг в котловине Эндерби начался позже чем в трог Принцессы Елизаветы, 125–120 млн лет назад (хроны М2–34), и поэтому, если следовать экспериментальной модели, встречная ветвь раздвижения представляла собой ось рифтогенеза, сопровождаемого выходом мантии на поверхность (рис. 1.15, 130 млн лет). Изоляция южного блока с причленением его к Антарктической плите, предполагается около 120 млн лет назад (хроны М2–М0), после отмирания спредингового хребта в трог Принцессы Елизаветы и начала спрединга в восточной части котловины Эндерби – Бенгальского залива (рис. 1.15, 120 млн лет). Отмерший хребет примерно такого же возраста выявлен в Пертской океанической котловине (юго-западная Австралия) [Williams et al., 2013]. Там перескок хребта изолировал часть сформированной океанической коры Индийской плиты, но синхронность этих событий указывает на единство геодинамических процессов и нестабильность спрединга на раннем этапе океанического раскрытия.

В это время, начиная со 130 млн. лет, на окраинах Австралии и Большой Индии формируются будущие плато Зенит (уже отделено от Индии трансформным разломом), плато Валлаби (на этот момент являющееся краевым плато Австралийской окраины), плато Батавия и Гольден Драак (на этот момент являются частью шельфа Большой Индии) (рис. 1.14в).

Относительное движение горячей точки Кергелен, вероятно, происходило от юго-западной Австралии в сторону котловины Эндерби. Об этом свидетельствуют модели движения плит Восточной Гондваны в абсолютной системе координат долгоживущей горячей точки, проявленной в настоящее время на острове Кергелен [Coffin et al., 2002], а также пространственное распределение разновозрастного магматизма: Банбери, плато Натуралиста (136–130 млн лет) и южной части плато Кергелен, рифта Ламберта в Антарктиде, Раджмахал в Индии (рис. 1.15Б, 120–110 млн лет).

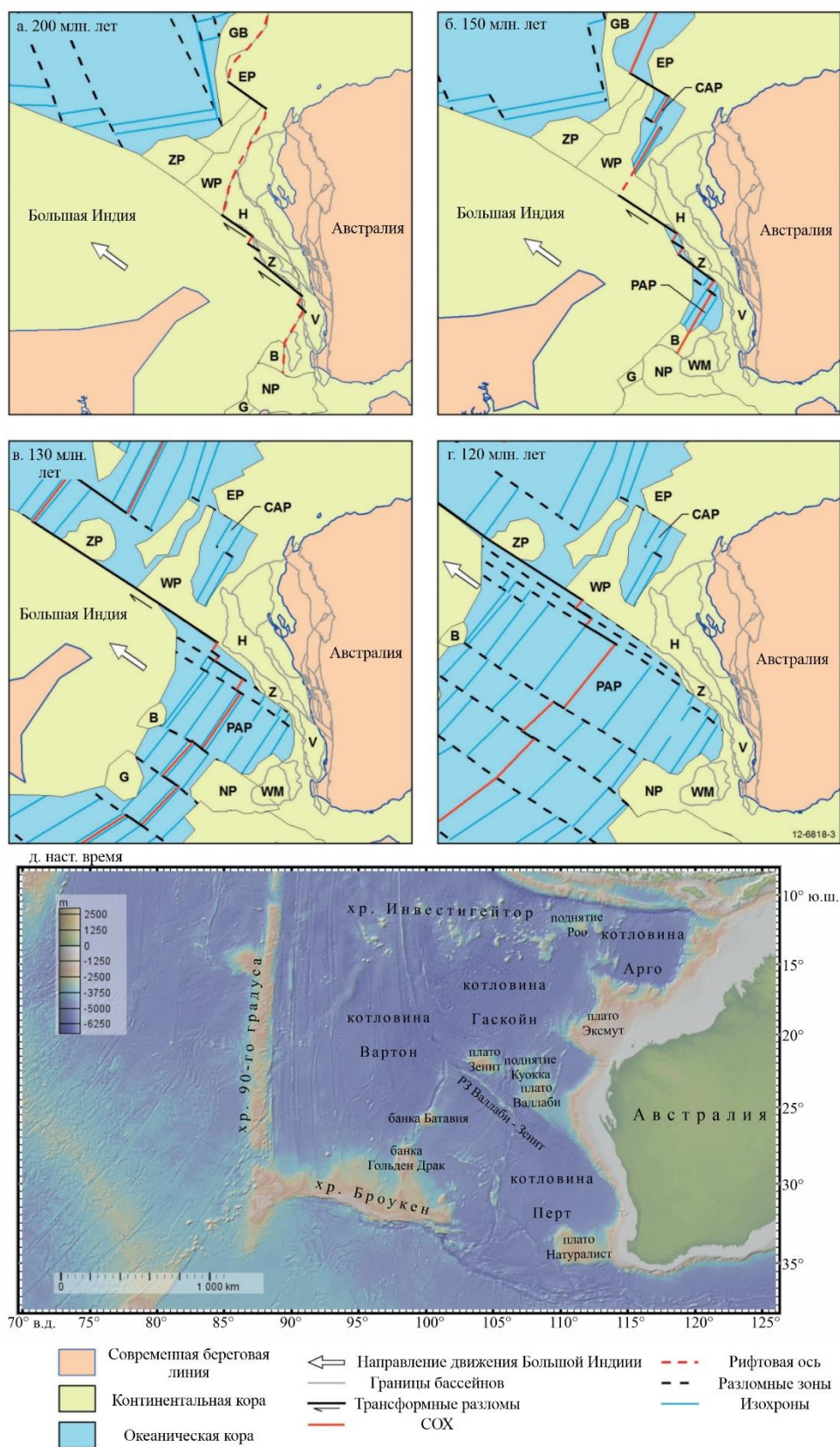


Рис. 1.14 а) Реконструкция раскрытия восточной части Индийского океана [Hall L.S., et al., 2013]. (а) 200 млн лет, (б) 150 млн лет, (в) 130 млн лет и (г) 120 млн лет. В – плато Батавия; CAP – Извилистая абиссальная равнина; EP – плато Эксмут; G – плато Гольден Драак; GB – Гаскойнский блок; Н – Суббассейн Хаутмана NP – плато Натуралист; PAP – Пертская абиссальная равнина; V – Суббассейн Вламинг; WM – Западный суббассейн Ментелле; WP – плато Валлаби; Z – суббассейн Зевик; ЗП – плато Зенит.

Примечательно, что Южная провинция плато Кергелен с ее обильным магматизмом, в структуре разделяющейся Восточной Гондваны расположена на границе рифтовой системы Ламберта-Маханади. Это взаимоотношение может быть не случайным и отражает особенности мантийной конвекции вблизи структурного барьера, создаваемого глубинным рифтогенным нарушением в литосфере (рис. 1.15Б). Еще один структурный феномен рассматриваемого региона связан с резким, в 4–6 раз, уменьшением ширины континентальной окраины (окраинного рифта) в районе трога Принцессы Елизаветы (рис. 1.15). Можно предположить, что горячая точка асимметрично ослабила литосферу рифтовой зоны между Индией и Антарктидой, и ось литосферного раскола сместилась в сторону антарктического континента (рис. 1.15).

Механизмы изоляции северного блока плато Кергелен, расположенного в северной части Южной провинции и в южной части Центральной провинции (или двух отдельных блоков этих регионов) (рис. 1.15), а также блока банки Элан не моделировались, но они представляются достаточно простыми и связываются с перескоками осей спрединга и отчленением фрагментов растянутой континентальной коры от окраины Индии. Гайна с соавторами [Gaina et al., 2007] предполагала, что отделение блок банки Элан произошло около 120 млн лет назад в результате отмирания хребта в котловине Эндерби и его перескока на север. В соответствии с новой моделью раскрытия котловины Эндерби (рис. 1.15) [Лейченков и др., 2018], это произошло в период нормальной полярности магнитного поля (С34) и, вероятнее всего, около 107 млн лет, когда проявилась магматическая активность в пределах банки Элан (рис. 1.15, 105 млн лет) [Coffin et al., 2002]. Таким образом, возраст океанической коры (спрединга) между южным и северным блоками Южной провинции плато Кергелен составляет примерно 120–110 млн лет.

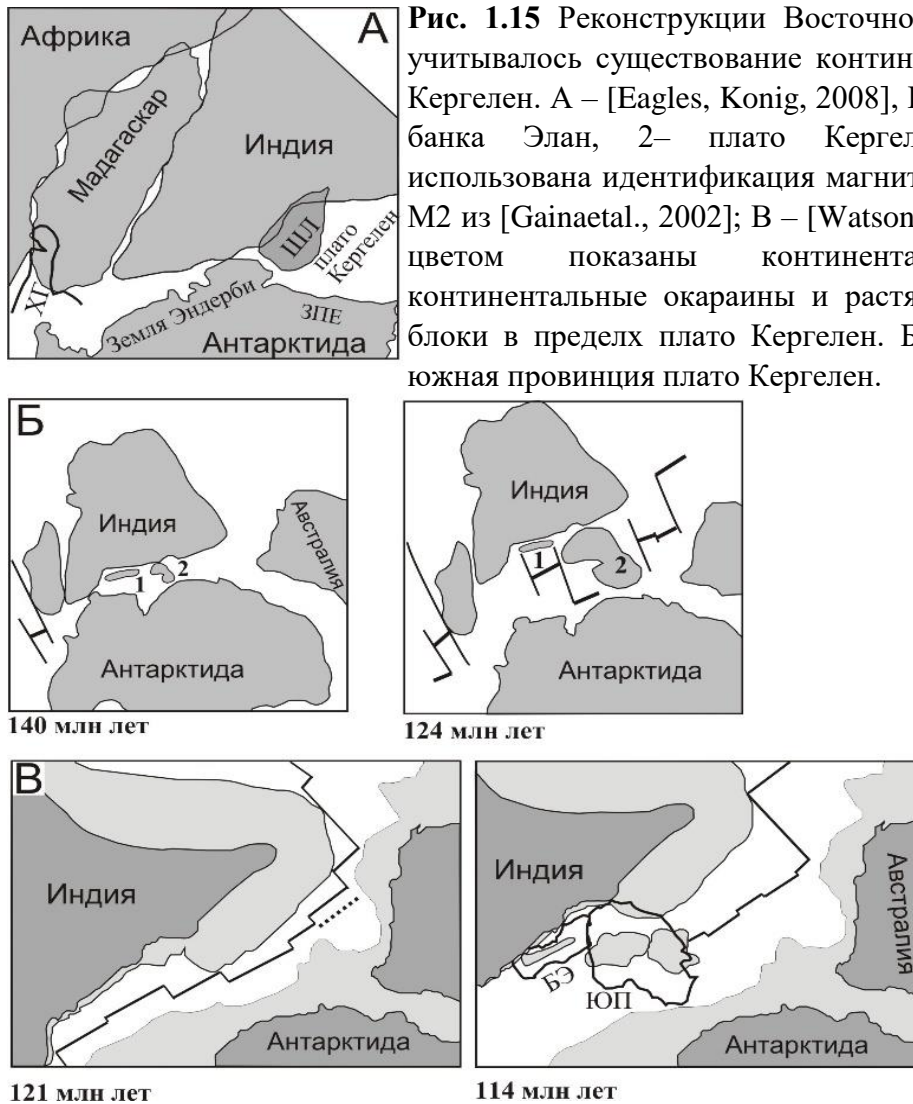
Если континентальные блоки южной части Центральной провинции и северной части Южной провинции являются самостоятельными, то континентальный блок северной части Южной провинции отделился от окраины Индии вместе с блоком банки Элан. В этом случае, через какое-то время, произошел еще один перескок центра спрединга, который изолировал микроконтинент южной части Центральной провинции плато Кергелен. Возраст этого события, вероятно, не древнее базальтов, вскрытых скважиной ODP 147, которые датируются 100 млн лет [Coffin et al., 2002].

В результате этой системы перескоков оси спрединга, примерно 100 млн лет назад [Gibbons et al., 2012] так же были отделены блоки Гольден Драак, Батавия, Валлаби и Зенит, сформировавшие серию связанных микроконтинентов, вытянутых в линейную структуру.

Наличие блоков континентальной коры в пределах плато Кергелен создает проблему их пространственного размещения в структуре Восточной Гондваны – между Индией и Антарктидой. Для решения этой проблемы предлагалось несколько моделей (реконструкций материков), в которых учитывались континентальные блоки различных размеров. Иглс и Кёниг [Eagles, Konig, 2008] предположили, что до начала раздвижения Индии и Антарктиды южная часть восточного побережья Индии достаточно плотно примыкала к побережью Земли Эндерби, в то время как северная часть располагалась на расстоянии не менее 500 км от побережья Антарктиды (Земли Принцессы Елизаветы; Рис. 1.15А). Этот промежуток, по их мнению, был занят о. Шри–Ланка (впоследствии перемещенным к южной оконечности Индии) и континентальными блоками плато Кергелен. В этой реконструкции сами авторы отметили проблему перекрытия о. Мадагаскар с континентальным блоком хребта Гуннерус в Антарктиде и северо-восточной части Индии с Африкой.

Бернард с соавторами [Bernard et al., 2010] использовали более традиционное совмещение континентальных провинций Восточной Гондваны (рис. 1.15Б). В их реконструкции на 140 млн лет небольшие континентальные блоки плато Кергелен являлись частью рифтовой зоны между Индией и Антарктидой, ширина которой составляла около 400 км (рис. 1.15Б, 140 млн лет). Раздвижение Индии и Антарктиды в период от 130 до 124 млн лет происходило за счет растяжения континентальной литосферы в пределах плато Кергелен и океанического спрединга за его пределами (рис. 1.15 Б, 140 млн лет). В результате растяжения размеры континентального блока по отношению к первоначально выделяемому увеличились в 3 раза, и его длина составила 1200–1400 км. В настоящее время эти размеры соответствуют Южной провинции и южной части Центральной провинции.

Еще одна модель бала предложена Ватсоном с соавторами [Watson et al., 2016] (рис. 1.15В). В их реконструкциях показано, что на раннем этапе океанического раскрытия (121 млн лет назад) континентальные блоки южной части плато Кергелен и банки Элан принадлежали индийской окраине и занимали по площади около 30% от видимых в настоящее время провинций. На протяжении последующего времени эти блоки отделялись от окраины Индии и, в конечном счете, оказались изолированными микроконтинентами на антарктической плите, а затем были перекрыты базальтами, излившимися при внедрении плюма Кергелен.



Все предложенные модели образования континентальных блоков плато Кергелен имеют свои недостатки. В модели Иглса и Кёнига [Eagles&Konig, 2008] возникает проблема перекрытий континентов и положения острова Шри-Ланка, движение которого к южной оконечности Индии не подтверждается геофизическими данными. Модель Бернад с соавторами [Bernard et al., 2010] трудно объяснима с геодинамической точки зрения; в частности, остается неясным, как мог развиваться в режиме растяжения узкий фрагмент рифтовой структуры внутри раскрывающихся с двух сторон океанических бассейнов. Модели Ватсона с соавторами [Watson et al., 2016] кажутся достаточно логичными, но они в качестве континентального блока предполагали только северную часть южной провинции плато Кергелен.

Ключевыми факторами, играющие важную роль в раскрытии данного сектора Индийского океана и формирование ряда микроконтинентов и краевых плато является наличие сложное гетерогенное дораскольное строение Гондваны (структурные барьеры и ослабленные зоны) и активность горячей точки Кергелен, спровоцировавшей череду перескоков оси спрединга, благодаря которым сформировались микроконтиненты.

1.2.2 Фрагменты континентальной коры, отколовшиеся от основного блока после серии незначительных перескоков оси растяжения в результате эволюции демаркационных разломов (Тип №2).

Ховгард

Еще одну важную, но более редкую геодинамическую обстановку, в которой могут образоваться микроконтиненты представляет собой транзитная сдвиго-раздвиговая зона, соединяющая различные спрединговые хребты. В таких условиях, при компенсации трансформного разлома, часто происходят перескоки осей спрединга, что может привести к отколу незначительных фрагментов континентальной коры с пассивных окраин. Предположительно, именно таким образом сформировались Восточно-Гренландский хребет и поднятие Ховгард в северной части изучаемого региона (рис. 1.16).

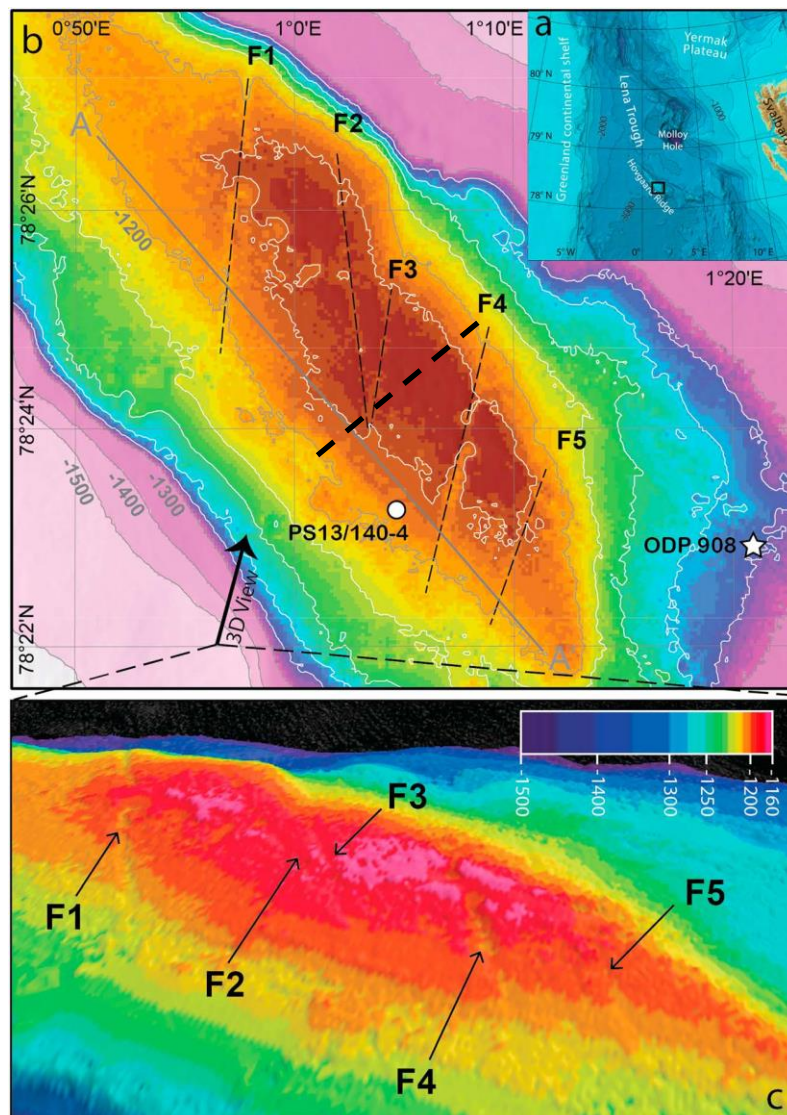


Рис. 1.16 (а) Батиметрическая обзорная карта поднятия Ховгард на основе Международной батиметрической карты Северного Ледовитого океана (ИВСО) 3.0 [Jakobsson et al., 2012]. (б) Карта батиметрических данных ARK-VII / 3а на хребте Ховгарда. Черная штрихованная линия – поперечный разрез (в) Батиметрическая карта в перспективе [Arndt et al, 2014].

Природа этих двух структур до сих пор крайне спорна и дискуссионна. Наличие континентальной коры в основании этих двух объектов однозначно пока не доказана. В первую очередь это связано с недостаточной исследованностью этих объектов [Døssing et al., 2008; Ritzmann et al., 2004; Arndt et al., 2014].

Поднятие Ховгард располагается в северной части Норвежско-Гренландского моря между Гренландией и Шпицбергенем и представляет собой вытянутую в северо-западном направлении структуру, ярко выраженную на батиметрической карте (рис. 1.16). Поднятие имеет треугольную форму в плане. Поверхность находится на глубине 1170 м под уровнем моря, окружающее морское дно находится на глубинах около 3000 м. На карте

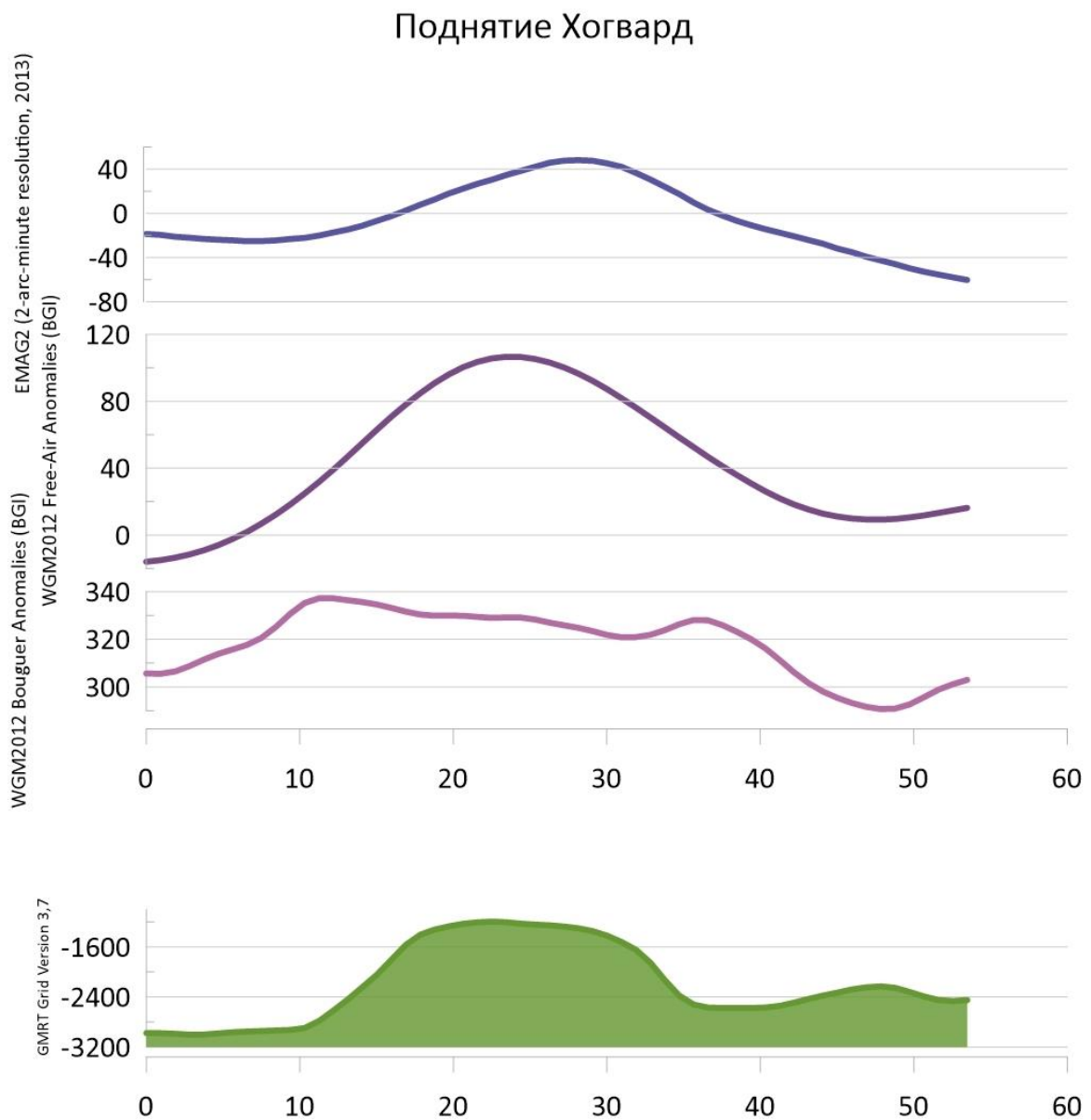


Рис. 1.17 Поперечный разрез через поднятие Ховгард. Линия разреза показана на рис. 17 черной пунктирной линией, построенные в программном пакете GeoMapApp и визуализированные в программном пакете Grapher. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

так же отчетливо видны глубокие врезы в поверхности плато. Предположительно, они образовались в следствие вспахивания поверхности ледниками [Arndt et al., 2014].

Исследования отдельно поднятия Ховгард не проводилось. Сейсмические данные по его строению были получены в результате изучения переходной зоны континент-океан к западу от Шпицбергена. Здесь был пройден сейсмический профилю от континентальной окраины Шпицбергена до хребта Ховгард в рейсе ARK 15/2 НИС Полярштерн [Ritzman et al., 2004].

Мощность коры на хребте Ховгард, определенная по сейсмическим данным, достигает 11,5 км, а модельная плотность составляет 2,75-2,80 г/см³ для коры и 3,30 г/см³ для верхней мантии [Ritzman et al., 2004]. Осадочный слой в районе хребта Ховгард достигает мощности 1 км [Czuba et al., 2004]. Исходя из этого, хребет Ховгард предположительно является микроконтинентом [Knies. Gaina, 2008]. На рис. 1.17 представлен поперечный разрез через поднятие Ховгард, построенные по данным, полученным в программном пакете GeoMapApp. По графику видно, что и в гравитационном поле (аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге) и по карте магнитных аномалий поднятие Ховгард представляет собой ярко выраженную положительную аномалию, что свидетельствует в пользу континентальной природы плато, но более детальная геофизическая съемка вносит сомнения в данное утверждение [Ritzmann et al., 2004].

Восточно-Гренландский хребет

Восточно-Гренландский хребет (ВГХ) располагается на юго-востоке относительно поднятия Ховгард.

Гребень фундамента ограничен к юго-западу глубоким полуграбенном, расположенным в океанической коре в Гренландском бассейне (0–80 км) (рис. 1.18b), а глубокий осадочный бассейн ограничивает хребет на севере (115–150 км) (рис. 1.18b). Границы на юго-западе были интерпретированы как Гренландская разломная зона (рис. 1.18a). Сейсмические данные вдоль хребта предполагают, что ВГХ представляет собой единый континентальный фрагмент (толщиной 6–7 км), перекрытый двумя (мета) осадочными пачками (всего 2 км) (рис. 1.18b и 1.18c, 100–120 км и 65–150 км соответственно). Интерпретация континентальной коры также была получена из батиметрических данных и моделей реконструкции плит [Engen et al., 2008]. Непосредственно к северо-западу от ВГХ сейсмическое моделирование [Døssing et al., 2008] показало зону шириной 30 км (рис. 1.18c; 40–70 км) с очень тонкой корой (до 3 км толщиной), с увеличением нижней коры скорости (7,2–7,7 км / с) и слабые или отсутствующие отражения от Мохо, в то время как дальше к северо-западу (рис. 1.18в, 0–

40 км) кора интерпретировалась как постепенно утолщающаяся под северо-восточной границей Гренландии. Предполагается, что аномальная кора около 50 км (рис. 1.18в) является результатом экстремального расширения земной коры до С13 (самый ранний олигоцен) в структурной аккомодационной зоне между ВГХ и СВ окраиной Гренландии.

Важно, что скорости в верхней и нижней частях земной коры, составляющие 5,2–5,6 км/с и 6,3–6,6 км/с под ВГХ (рис. 1.18б и 1.18с, 100–120 км и 65–150 км соответственно), были интерпретированы как свидетельство континентальной коры, в то время как высокоскоростная зона, лежащая в основании тонкой коры в линии 2 (рис. 1.18в, 40–70 км), была интерпретирована как преимущественно серпентинизированный мантийный перидотит [Døssing et al., 2012].

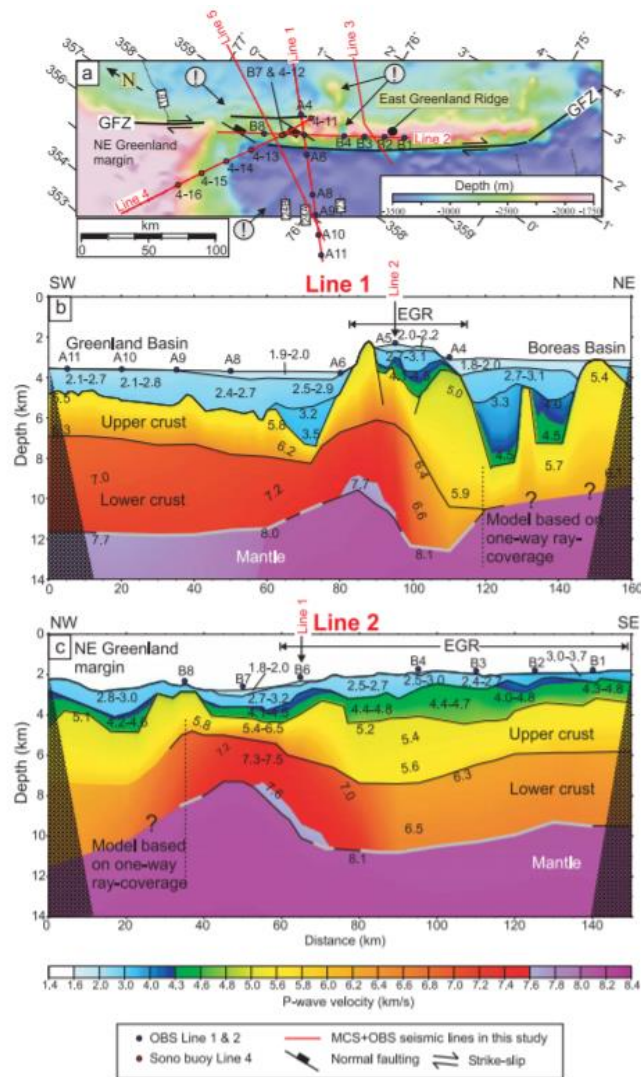


Рис. 1.18 (а) Структурная схема Гренландской разломной зоны. Красные линии: сейсмические разрезы (б) Скоростная модель вдоль линии 1 [Døssing et al., 2008]. (с) Скоростная модель вдоль линии 2 [Døssing et al., 2008]. Сокращения: ВГХ, Восточно-Гренландский хребет; GFZ, Гренландская разломная зона; MCS, многоканальная сейсмика; OBS, Сейсмометр океанического дна [Døssing et al., 2012]

Основные факты о ВГХ:

1. ВГХ состоит из двух сегментов (сегменты ВГХ и А)
2. Сегмент В, вероятно, состоит из утоненной немагнитной континентальной коры, похожей на кору под сегментом А.
3. Положительные магнитные аномалии вдоль Гренландской разломной зоны могут быть сформированы внутриседиментационными породами магнитного источника непосредственно к юго-западу от ВГХ и вдоль плоскости разлома Гренландской разломной зоны, что указывает на вулканическую активность, связанную с зоной разлома. По оценкам минимальный возраст ранний эоценовый (С23) для вулканической активности.
4. Сегменты ВГХ ограничены частями Гренландской разломной зоны с отчетливой разницей в 10–15°. Предполагается, что это связано с незначительным изменением региональной картины напряжений вокруг аномалии С22 (ранний эоцен), которая послужила началом переориентацию Гренландской разломной зоны с первоначально на юг сегмента В в положение между сегментами А и В.

Основным отличительным фактором данного типа микроконтинентов является наличие крупного межконтинентального трансформного разлома, который в результате раскрытия океана и серии перескоков преобразуется в систему пулл-апартов, соединенных трансформными разломами.

Именно в результате локальных перескоков оси спрединга отделяются фрагменты континентальной коры и формируются микроконтиненты.

Формирование поднятия Ховгард и Восточно-Гренландского хребта

Образование поднятия Ховгард и Восточно-Гренландского хребта (ВГХ) происходило в транстенсионной обстановке при раскрытии северной части Северной Атлантики в эоценовое время [Faleide et al., 2008]. Северо-восточная и юго-западная окраины поднятия Ховгард и ВГХ, сформировались, вероятно, на трансформном этапе рифтинга между Баренцевоморской-Шпицбергенской и Восточногренландской окраинами при смещении по разлому Шпицберген. Раскол Баренцевоморской-Шпицбергенской и Восточногренландской окраины был амагматичным, что исключает влияние горячей точки на образование данных структур [Faleide et al., 2008].

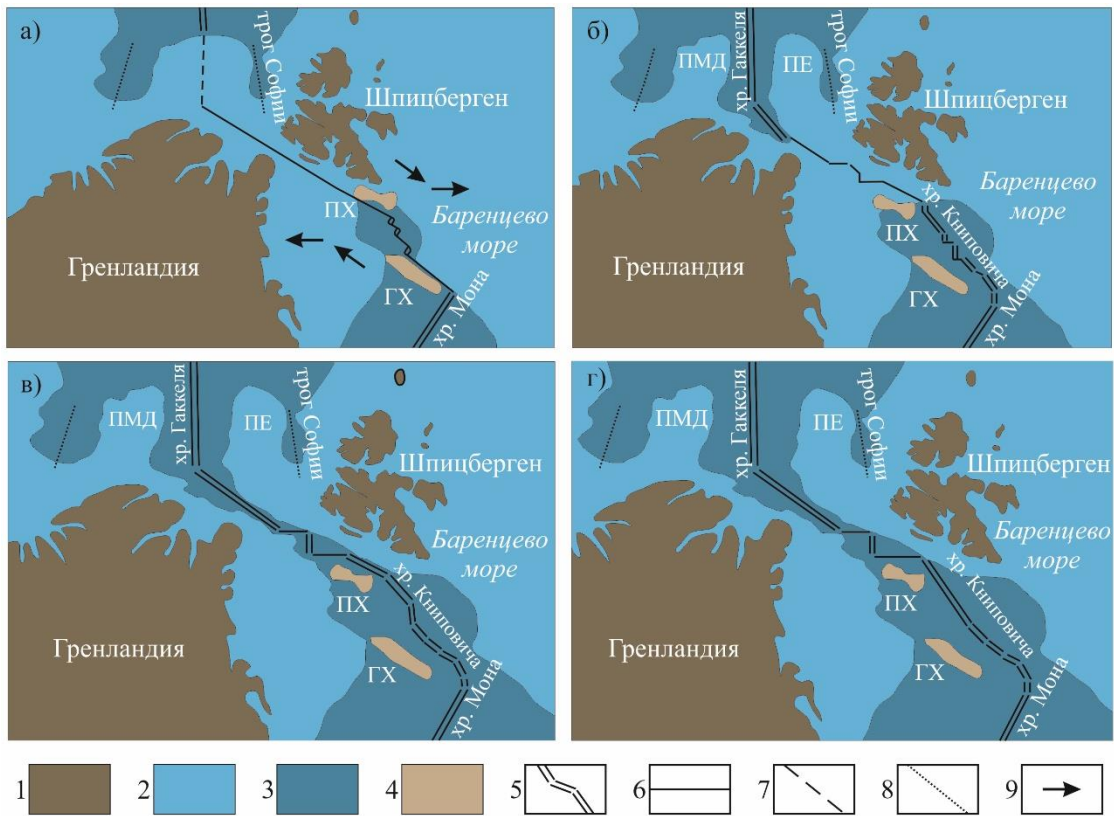


Рис. 1.19 Формирование микроконтинентов и погруженных плато при эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон в Северной Атлантике: (а) – 33–34, (б) – 19–20, (в) – 14, (г) – 7–10 млн лет назад. ПМД – плато Моррис Джесуп, ПЕ – плато Ермак, ПХ – поднятие Ховгард, ГХ – Гренландский хребет. 1 – континентальная кора, 2 – шельфовые зоны, 3 – океаническая кора, 4 – микроконтиненты, 5 – спрединговые хребты, 6 – трансформные разломы, 7 – континентальный рифт, 8 – палеорифты, 9 – направление растяжения [Дубинин, 2018 с изменениями].

Отделение данных структур связано с перескоками оси спрединга в результате компенсации трансформного разлома. Первоначально, до 20 млн. лет назад, на месте современного хребта Книповича находился трансформный разлом, который соединял хребет Мона и Гаккеля. Примерно 14 млн. лет назад произошел перескок оси спрединга и трансформная система разбилась на несколько спрединговых сегментов, соединённых трансформными разломами. Причем смещения по трансформным разломам было велико, а длина сегментов спрединга совсем незначительна. Подобное происходило в районе трансформной системы Романш во время раскрытия Центральной Атлантики. В той области так же крупный трансформный разлом постепенно компенсировался благодаря локальным перескокам оси спрединга. По мере раскрытия данного сегмента Северной Атлантики происходили локальные перескоки оси спрединга с целью компенсации крупных трансформных смещений. В результате фрагментации единых смещений на серии хребет-разлом-хребет отделялись фрагменты континентальной окраины. Самые

крупные из них выделяются по геолого-геофизическим данным. Именно к таким и относятся ВГХ и поднятие Ховгард (рис. 1.19).

Плато Валлаби

Плато Валлаби (Кювье) располагается в 450 км к западу от берега Западной Австралии. Его поверхность залегает на глубинах от 2200 м до более чем 5000 м, а занимает приблизительно 100000 км². Плато включает в себя большое батиметрическое поднятие на юго-востоке и более маленькое, поднятие Куокка, на северо-западе (рис. 1.29). С севера оно ограничивается абиссальной котловиной Кювье, а с юга - абиссальной котловиной Перт. От Австралии плато Валлаби отделено одноименной седловиной. Два вулканических хребта протягиваются из плато на север в сторону абиссальной котловины Кювье (хребты Сонья и Соннэ). Юго-западные части этих хребтов принадлежат плато Валлаби.

Исследования структуры плато показали, что его фундаментом выступает растянутая континентальная кора, переработанная и перекрытая значительным объемом вулканических пород [Sayers et al., 2002]. Этот вулканизм происходил в течение раскола Австралии и Индии и развития крупной разломной зоны Валлаби-Зенит вдоль южной окраины этого плато (ga.gov.au). Комплексный анализ сейсмических и гравиметрических данных позволяет предполагать, что юго-восточная часть плато Валлаби и поднятие Куокка подстилаются одним или несколькими блоками континентальной коры [ga.gov.au]. Образцы континентальных терригенных пород с плато Валлаби описаны в [Nelson et al., 2009].

Юго-восточное поднятие частично рассечено большой рифтовой долиной, протягивающейся от южной окраины плато на 1 км на северо-восток. Происхождение этой долины связывают с начальными фазами открытия абиссальной котловины Перт. Долина 23 км шириной хорошо интерпретируется по сейсмическим данным, его выраженность в рельефе может свидетельствовать о медленных скоростях эрозии или недавней реактивации структуры [ga.gov.au].

Трансформная зона Валлаби-Зенит сформировалась вместе с трансформной окраиной при быстром движении Индии в меловом периоде. Обрывистый край вдоль южной окраины плато Валлаби является выражением этой трансформной зоны. Обрыв высотой до 2 км тянется почти на 360 км (ga.gov.au).

Наиболее вероятно, что фундаментом плато служат метаморфические и магматические породы протерозойского возраста [ga.gov.au]. На большей части плато мощные разнонаправленные сейсмические рефлексоры (DDRS - divergent dipping reflector

sequences) перекрывают акустический фундамент. Эти толщи могут иметь вулканическое или осадочное происхождение [ga.gov.au].

Синрифтовые пачки закартированы ниже раскольного несогласия в центральной части Плато. Пострифтовые слои на плато Валлаби имеют максимальную мощность около 0,650 сек TWT. Они сопоставляются с ниже-верхнемеловыми отложениями и представляют собой мелководно-морские обломочные образования, перекрытые глубоководными карбонатными пачками [ga.gov.au].

Плато Зенит

Располагается немного западнее плато Валлаби с поднятием Куокка (рис. 1.14д). Оно гораздо менее изучено по сравнению с ними. Предполагается схожая геологическая структура и происхождения с поднятием Куокка. Полагают, что оно также подстилается сильно растянутой континентальной корой, интенсивно переработанной и перекрытой магматическими породами.

1.2.3 Микроконтиненты, сформировавшиеся в условиях крупного перескока оси спрединга в результате деятельности горячей точки (Тип №3)

Хребет Лакшми

Хребет Лакшми, расположенный в (средняя глубина воды ~ 2,8 км) прибрежном районе западного побережья Индии, является выдающейся асейсмической структурой. На морском дне хребет Лакшми выражается в виде тонкого слоя осадков, покрывающих коренные породы фундамента с максимальным рельефом всего лишь 0,7 км. Однако, поскольку борта хребта покрыты мощными отложениями, фактический рельеф этой структуры составляет ~ 2,0 км. Хребет Лакшми выражен в рельефе как поднятие с простираем в северо-западном направлении, а севернее $18^{\circ} 30'N$ по батиметрическим данным, он не прослеживается. Кроме того, несмотря на то, что этот хребет является положительной структурой по всей своей протяженности до его южного окончания, он связан с характерной широкой гравитационной аномалией в свободном воздухе (~ 50 мГ). Однако, исходя из связанной с ним, характерной гравитационной аномалии и смежных магнитных аномалий оказывается, что около $65^{\circ} 30'E$ этот хребет меняет простираем на запад, по крайней мере, до $63^{\circ} 40'E$. В южном направлении выраженность морского дна с СЗ на ЮВ улучшается, южный отрезок хребта Лакшми резко ограничивается, это подтверждается небольшим отрезком магнитной аномалии, имеющей широтное простираем, которая идентифицируется как аномалия С27п. Основываясь на исследованиях сейсмопрофилирования, [Naini, Talwani, 1982] предложили идею о том, что хребет Лакшми имеет в своем строении континентальный блок в виде протяженной линии. Todal и Eldholm [Todal and Eldholm, 1998] предположили, что это окраинный высокий комплекс, включающий как континентальную, так и океаническую кору, где внутренняя часть хребта подстилается отделённым континентальным блоком. Из изученных магнитных аномалий морского дна было установлено, что хребет Лакшми представляет собой сопряжённую континентальную структуру, которая была отделена от Сейшельских островов, когда спрединг развивался вдоль хребта Карлсберг, во время аномалии С28п. [Collier et al., 2008] сообщили о наличии донных отражателей (SDR) в море в южных районах хребта Лакшми. [Misra et al., 2015] идентифицировали несколько геолого-геофизических маркеров над хребтом Лакшми, которые, по их мнению, указывают на то, что хребет сложен океанической корой, сформировавшийся на палеоспрединговом хребте. Они признали, что дебаты о природе земной коры хребта Лакшми по-прежнему остаются вследствие разноречивости интерпретации геофизических данных. Ученые считают, что генезис хребта Лакшми мог быть связан с палеоспрединговым хребтом, однако, доказано это не было, поэтому они поддерживают

общую идею генезиса как откола линейного блока континентальной коры от материнского блока.

Эволюция литосферы северо-западной части Индийского океана в связи с расколом Гондваны.

Наиболее интересными и малоизученными структурами являются континентальные микроблоки и погруженные хребты, полностью или частично отторженные от материнского континента. В северо-западной части Индийского океана существует несколько подобных структур, над генезисом и внутренним строением которых учёные до сих пор ломают головы. В настоящее время существует единая концепция отделения Индии от Африки (рис. 1.20), но различные авторы по-разному подходят к интерпретации геолого-геофизических данных и, в частности, к трактовке линейных магнитных аномалий. Наиболее точной и подробной, на мой взгляд, являются палеорекострукции автора [Bhattacharya et al., 2015], именно их мы и рассмотрим.

Ранняя стадия раскола: отделение Мадагаскара от Индии (~ 88 млн. лет назад).

Известно, что 88 млн. лет назад произошёл раскол Индии и Мадагаскара. Причиной раскола послужило формирование рифтовой зоны под влиянием горячей точки Марион. Рифтогенез сопровождался активизацией большого количества вулканов в восточной части Мадагаскара. Линейная конфигурация восточной части Мадагаскара связывается с наличием палеотрансформного разлома (рис. 1.20а).

Реконструкция на ~ 83 млн. лет назад (поздний мел)

Примерно 83 млн. лет назад начал формироваться Маскаренский бассейн, началось активное отделение Мадагаскара от континентальных блоков Лакшми с Сейшелами. В южной части Маскаренский бассейн раскрывался сегментарно, т.е. спрединговые хребты были разбиты трансформными разломами. При раскрытии часть утонённой континентальной коры осталась у восточной части Мадагаскара, а часть осталась с Лаккадивским плато. Затем начался пропегейтинг рифтовой трещины на север. Остатки одного из палеотрансформных разломов в настоящее время представляет из себя откос Чейн-Керали, расположенный в южной части западного побережья Индии (рис. 1.20б).

Реконструкция на ~ 68,5 млн. лет назад (поздний мел)

Около 68,5 млн. лет назад начался рифтинг в будущем бассейне Лакшми и будущем бассейне Гоп (между хребтом Лакшми и западной окраиной Индии). Продолжается раскрытие Маскаренского бассейна. Параллельно формируется утонённая зона будущего Чагос-Лаккадивского бассейна. Активизация горячей точки Реюньон (рис. 1.20в).

Реконструкция на ~ 67,6 млн. лет назад (поздний мел)

Около 67,6 млн. лет назад рифтинг перешёл в океанический спрединг в северной части бассейна Лакшми и сформировалось предполагаемое тройное соединение рифт-рифт-хребет. Продолжается раскрытие Маскаренского бассейна. Параллельно формируется утонённая зона будущего Чагос-Лаккадивского бассейна. Начало влияния горячей точки Реюньон (рис. 1.20г).

Реконструкция на ~ 64,7 млн. лет назад (ранний палеоцен)

Около 64,7 млн. лет назад рифтинг перешёл в океанический спрединг в бассейне Гоп (севернее хребта Лакшми), предполагаемое тройное соединение приняло конфигурацию хребет-рифт-хребет. В результате обильных вулканических извержений сформировалось вулканическое плато Сураштра. Спрединг в бассейне Лакшми достиг Лаккадивского плато. Продолжается раскрытие Маскаренского бассейна в южной части. В северной части Маскаренского бассейна спрединг стал затухать. Фиксируется максимальное влияние горячей точки Реюньон, она формирует трапповую провинцию Декан на молодой окраине западной Индии (рис. 1.20д).

Реконструкция на ~ 62,5 млн. лет назад (ранний палеоцен)

Около 62,5 млн. лет назад произошёл раскол между Сейшелами и хребтом Лакшми, начинается формирование ультрамедленного хребта Карлсберг. В это же время, постепенно, отмирает Маскаренский спрединговый хребет. Океанический спрединг в бассейне Гоп (севернее хребта Лакшми) и в бассейне Лакшми всё ещё продолжался, так же, как и утонение и растяжение в Лаккадивском бассейне (рис. 1.20е).

Реконструкция на ~ 60,9 млн. лет назад (средний палеоцен)

Около 60,9 млн. лет назад рифтинг хребта Карлсберг перешёл к океаническому спредингу. Сформировался клин океанической коры между Сейшелами и хребтом Лакшми. Ось бассейна Лакшми находилась в непосредственной близости от горячей точки Реюньон. В бассейне сформировались подводные горы, такой мощности, что, возможно, возвышались над уровнем моря. Постепенно, отмирает Маскаренский спрединговый хребет. В Лаккадивском бассейне продолжалось утонение и растяжение (рис. 1.20ж).

Реконструкция на ~ 57,9 млн. лет назад (поздний палеоцен)

Около 57,9 млн. лет назад хребет Карлсберг активно формируется с ультрамедленной скоростью, в это время затухают спрединговые хребты в бассейнах Гоп и Лакшми. В этот период полностью отмирает Маскаренский хребет. Произошёл перескок оси спрединга в сторону пассивной окраины в горячую область влияния плюма Реюньон. В Лаккадивском бассейне продолжалось утонение и растяжение (рис. 1.20з).

Реконструкция на ~ 56,4 млн. лет назад (поздний палеоцен)

Около 56,4 млн. лет назад отмирают спрединговые хребты в бассейне Гоп и в бассейне Лакшми. В Лаккадивском бассейне прекращается утонение и растяжение. Хребет Карлсберг продолжал активно развиваться (рис. 1.20и).

Изучение палеорекоконструкций позволило выявить первоначальную геометрию рифтовых трещин, которая впоследствии была использована в моделировании, а также понять последовательность формирования структур, на основании линейных магнитных аномалий. Исходя из этой концепции формирования изучаемого региона, были выбраны оптимальные условия для проведения нескольких серий экспериментов. Т.е. весь процесс развития региона был подробно разложен на экспериментальные стадии: 1-формирование Маскаренского спредингового хребта, 2-перескок оси спрединга в горячую область пассивной окраины западной Индии, 3-отделение линейно-вытянутых континентальных микроблоков в связи с перескоком оси спрединга в горячую область влияния плюма Реюньон; отдельно было проведено несколько экспериментов, для наглядности влияния горячей точки Реюньон на перескок оси спрединга в сторону молодой континентальной окраины и формирование трапповой провинции Декан.

Важнейшую роль в раскрытии данного сектора Индийского океана и, как следствие, формировании краевых плато и микроконтинентов сыграли горячие точки Реюньон и Марион [Bhattacharya et al., 2015]. При моделировании формирования структур данного сектора именно на деятельности этих горячих точек и делался акцент. Так-же важны особенности геометрии рифтовых очей и система перескоков оси спрединга.

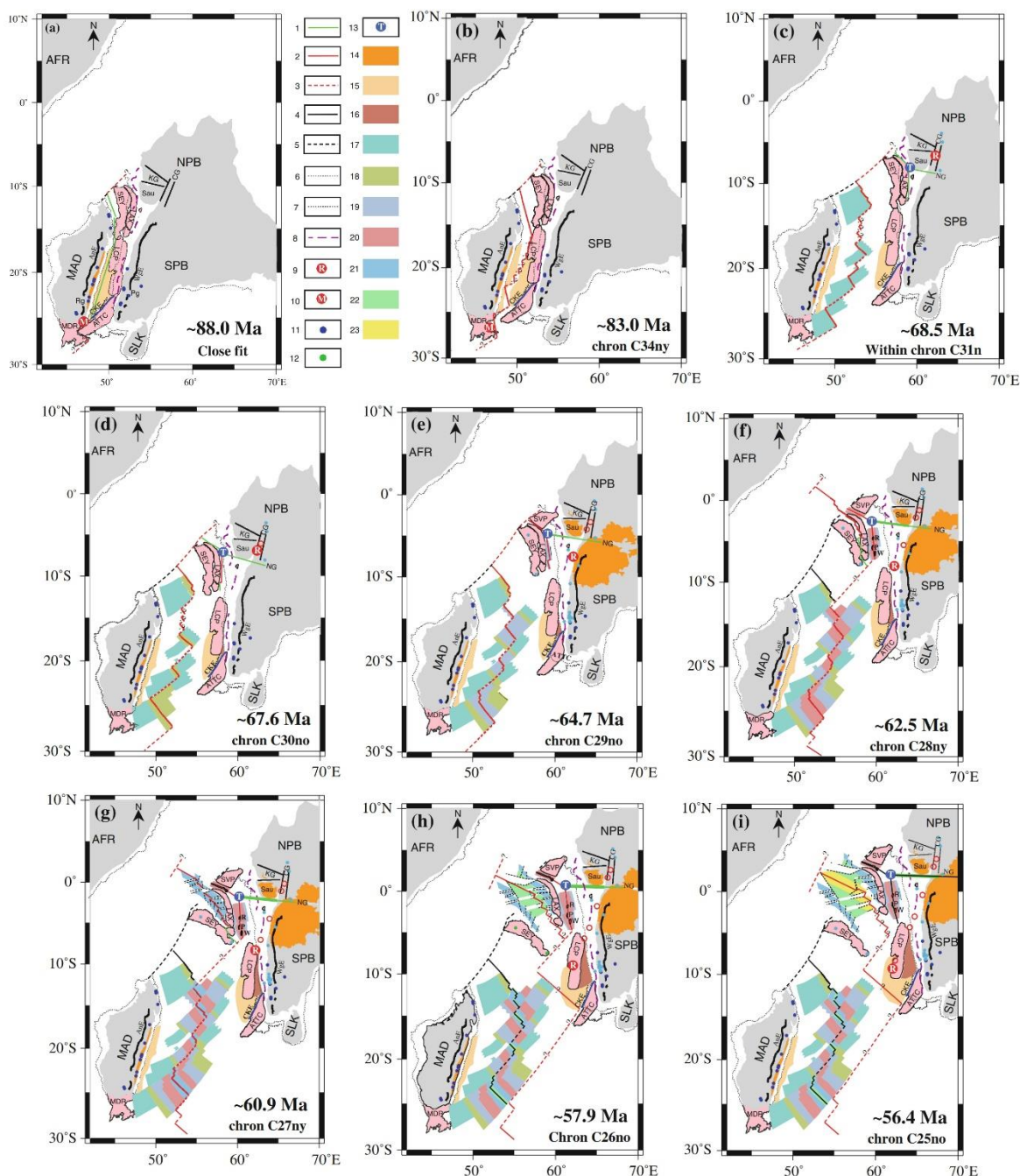


Рис. 1.20 Реконструкция на 88 – 56.4 млн. лет; 1 – рифтовые оси, 2 – активные хребты, 3 – трансформные разломы, 4 – потухший спрединговый центр, 5 – палеотрансформный разлом, 6 – изобата 2000 м, 7 – изобата 2500 м, 8 – граница палеошельфа, 9 – горячая точка Реюньон, 10 – горячая точка Марион, 11 – активные вулканы (80-92 млн. лет назад), 12 – активные вулканы (60-70 млн. лет назад), 13 – тройное соединение, 14 – формация траппов Декан, 15 – ультратонкая континентальная кора, 16 – переходная кора Лаккадивского бассейна, 17 – океаническая кора, сформированная 83-68,5 млн. лет, 18 – океаническая кора, сформированная 68,5-67,6 млн. лет, 19 – океаническая кора, сформированная 67,6-64,7 млн. лет, 20 – океаническая кора, сформированная 64,7-62,5 млн. лет, 21 – океаническая кора, сформированная 62,5-60,9 млн. лет, 22 – океаническая кора, сформированная 60,9-57,9 млн. лет, 23 – океаническая кора, сформированная 57,9-56,4 млн. лет. [Bhattacharya et al., 2015]. SLK-Шри-Ланка, MAD-Мадагаскар, SPB-Южный Индийский протоконтинентальный блок, NPB-Северный Индийский протоконтинентальный блок, Sau-плато Саураштра, KG-грабен Катч, CG-грабен Камбей, SEY-Сейшелы, LAX-хребет Лакшми, LCP-Лаккадивское плато, MDR-Мадагаскарский хребет.

1.3 Краевые плато

Погруженные континентальные плато имеют широкое распространение в Мировом океане и являются характерной структурой в пределах пассивных континентальных окраин (рис. 1.1). В рамках данной работы будут рассмотрены некоторые наиболее изученные примеры структур для выявления характерных типов и их геолого-геофизических характеристик. Существует несколько типов краевых плато, выделенные по морфометрическим и геофизическим параметрам, а также сформировавшихся в различных геодинамических обстановках [Дубинин, 2018; Агранов и др., 2023]:

1. Плато изометричной формы, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах неоднородной литосферы в условиях интенсивного растяжения и слабого магматизма. Имеется явное сходство в обстановках образования данных плато и микроконтинентов первого типа. В случае микроконтинента происходит полное отторжение континентального блока, а в случае краевых плато – не полное. Из подобных плато это – плато Воринг, на норвежском шельфе, банка Филла в Лабрадорском море, плато Эксмут у берегов Австралии и другие.

2. Второй тип морфологически выражен в виде хребтов континентального происхождения, отделившихся от континента в результате перескока оси спрединга под действием горячей точки в пределах молодой континентальной окраины. Примерами являются Лаккадивский и Мозамбикский хребты.

3. Следующая серия плато – сопряженные плато вытянутой формы, сформировавшиеся в результате раскола выступа границы континент-океан. К данному типу у берегов Шпицбергена относится плато Ермак и напротив него, на гренландском шельфе плато Моррис – Джесуп. Или сопряженные плато Натуралист и банка Брюса в Индийском океане.

4. Последний тип краевых плато – это плато Поркьюпайн, Роккол, Хаттон и Эдарас на британском шельфе, имеющие удлиненную форму и связанные в единую систему бассейнов и хребтов. Механизм образования подобных плато неоднозначный. Один из вариантов – раскол континентальной литосфера по модели Вернике с перескоком рифтовой оси и формированием разнонаправленных детачментов.

1.3.1 Краевые плато изометричной формы, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия двух рифтовых трещин (тип №1).

Плато Воринг

Плато Воринг расположено в середине окраины Норвегии (рис. 1.21). Оно ограничено разломом Бивроста с северо-востока и ТР Феринга с юго-запада.

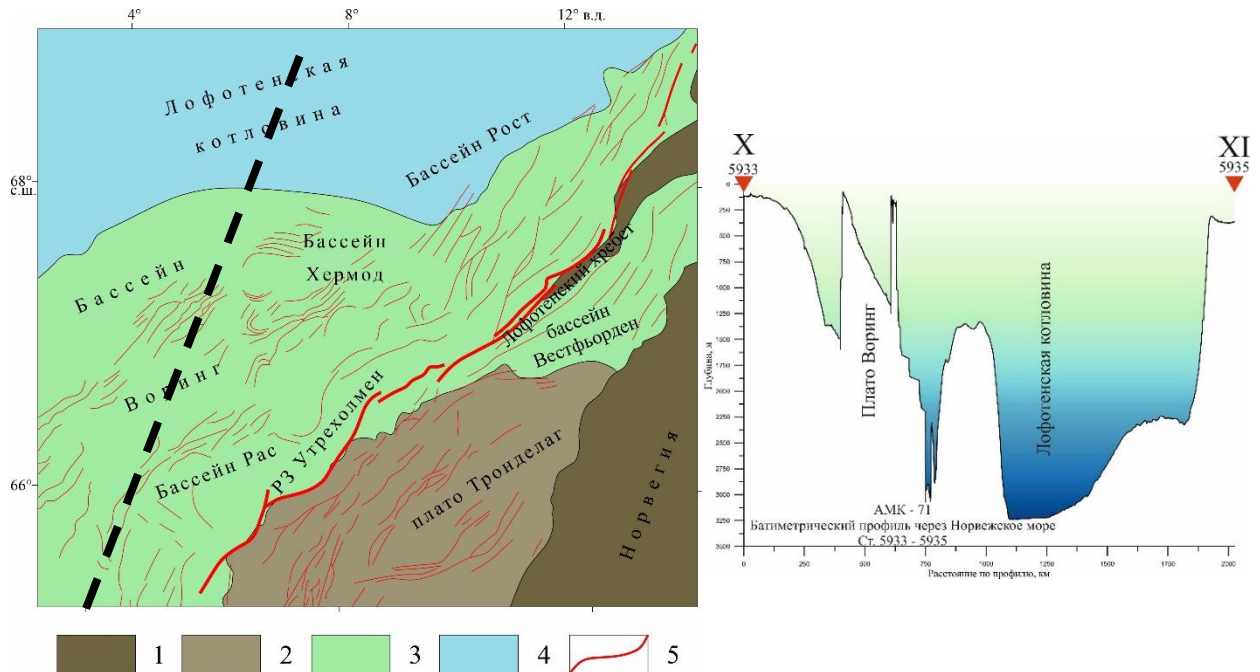


Рис. 1.21 Слева: схематичная карта северо-западной окраины Норвегии, построенная по данным [Zastrozhnov et al., 2018]. (1) – континент, (2) – платформа, (3) – меловой бассейн, (4) – океаническая кора, (5) – разрывные нарушения. Пунктирная линия – батиметрический профиль.

Справа: Батиметрический профиль через плато Воринг и Лофотенскую котловину от Шетландских островов до Баренцево моря. Профиль построен по данным эхолота из 71-ого рейса НИС “Академик Мстислав Келдыш”.

На рис. 1.21 представлены два разреза через плато Воринг, продольный и поперечный. На профилях показаны данные батиметрии, гравитационных аномалий (аномалия Буге и аномалия силы тяжести в свободном воздухе) и магнитных аномалий (рис. 1.22).

На поперечном профиле видно понижение значения поля силы тяжести в редукции Буге в районе плато Воринг, что свидетельствует о континентальном типе коры. Но значения меняются плавно, что может свидетельствовать о постепенном утонении континентальной коры и литосферы и присутствии большого количества интрузивных тел.

На продольном профиле так же отчетливо видно понижение значений поля силы тяжести по мере движения по профилю от океанической коры через плато Воринг к суше. Опять же, значения меняются не резко, а плавно, что так же может свидетельствовать об

интенсивном утонение и “утяжеление” континентальной литосферы большим количеством интрузий основного и среднего состава [Torsvik et al., 2001].

В начале открытия Северной Атлантики, начиная с позднего мела до раннего эоцена в этом районе наблюдалась магматическая активизация [Meyer et al., 2017]. В этой области выявлены три основных эпизода рифтинга, которые привели к образованию грабенов, бассейнов и структурных максимумов. Первый произошел в карбоне-перми и совпал с началом рифтинга в Северной Атлантике [Doré and Lundin, 1996].

Следующий произошел в период от поздней юры до раннего мела и привело к оседанию и развитию толстой меловой осадочной толщи, состоящей в основном из сланцев.

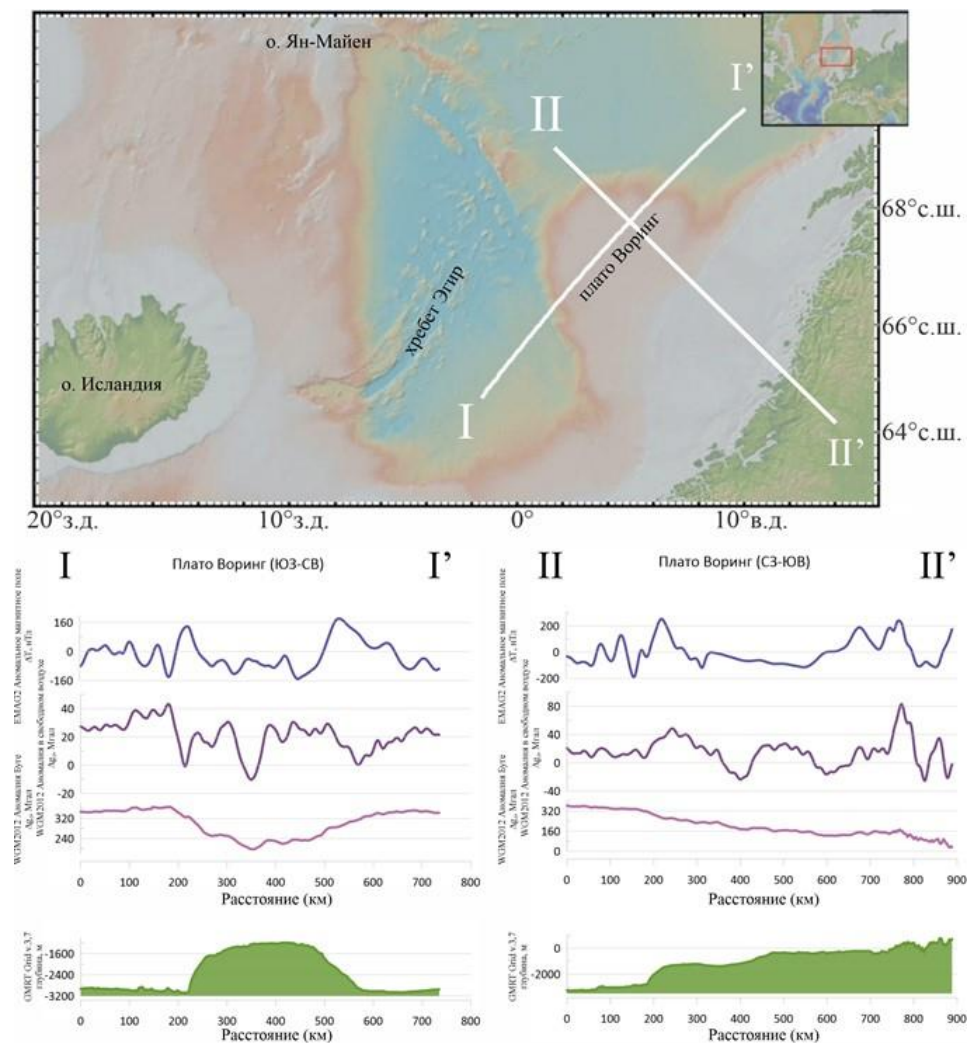


Рис. 1.22 Вверху: Батиметрическая карта (GMRT) плато Воринг с нанесенными линиями профилей.

Внизу: Продольный и поперечные разрезы через плато Воринг, построенные в программном пакете GeoMarApp и визуализированные в программном пакете Grapher. Синяя линия – данные по магнитным аномалиям; Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

Третий и последний эпизод произошел в период с позднего мела до раннего эоцена и совпал с открытием Северной Атлантики, развитием ТР Феринга и внедрением многочисленных силлов в залив мелового бассейна [Sydnes et al., 2018].

В изучаемом регионе выделяют четыре тектоно-вулканические стадии магматизма в районе плато Воринг. Первая стадия базальтовых андезитовых потоков была внедрена в подводные отложения, за которыми последовали субаэральные дацитовые потоки на второй стадии. Затем, на этапах три и четыре - раскрытие океана и возникновение вулканических потоков над плато Воринг.

Стратиграфическая колонна района состоит в основном из морских и глубоководных отложений (в основном сланцев) с прослоями мелких морских отложений (в основном песчаника) в верхней юре и меловом периоде. Палеоцен состоит из отложений мела в некоторых областях, а нижний эоцен имеет вулканические интрузии в сланцах. Олигоценовые, неогеновые и четвертичные отложения представляют собой в основном сланцы.

Время внедрения составляет ~ 55 млн. лет, что подтверждается возрастом, полученным в результате датирования цирконов из силлов в районе Воринга ($55,6 \pm 0,3$ млн. лет и $56,3 \pm 0,4$ млн. лет) [Sydnes et al, 2018].

Банка Филла

Морские магнитные, гравитационные и сейсмические данные указывают на то, что центральная часть Лабрадорского моря подстилается океанической корой к юго-востоку от зоны разлома Унгава (рис. 1.23), в то время как северу от разлома в проливе Дэвиса интерпретации сейсмической рефракции и сейсмического отражения [Chalmers & Pulvertaft, 2001] согласуются с протяженной континентальной корой.

Лабрадорское море подстилается океанической корой, сформированной вдоль отмершей в настоящее время северо-западной ветки Срединно-Атлантического хребта. Активный спрединг в Лабрадрском море привел к отделению Гренландии от Северной Америки и развитию рифтовых континентальных окраин у южной части Западной Гренландии и Лабрадора и трансформной окраины у центральной части Западной Гренландии. Датирование интрузивов, параллельных побережью, позволяет предположить, что континентальный рифтогенез между Гренландией и Канадой начался в раннем меловом периоде (131–104 млн лет назад).

В начале позднего мела рифтинг прекратился в северной части Лабрадорского моря, и глобальный подъем уровня моря в сочетании с тепловым погружением привел к региональным морским условиям и отложению пострифтовых отложений. Предполагается, что континентальный распад и распространение морского дна в Лабрадорском море начались во время магнитохрон 33 (79,7–74,5 млн лет назад, ранний кампан), что привело к вращению Гренландии против часовой стрелки относительно Северной Америки. Эта интерпретация основана на предположении, что граница континент-океан расположена на границе шельфа. Однако другие модели предполагают, что истинное распространение морского дна (средняя полускорость растяжения > 15 мм -

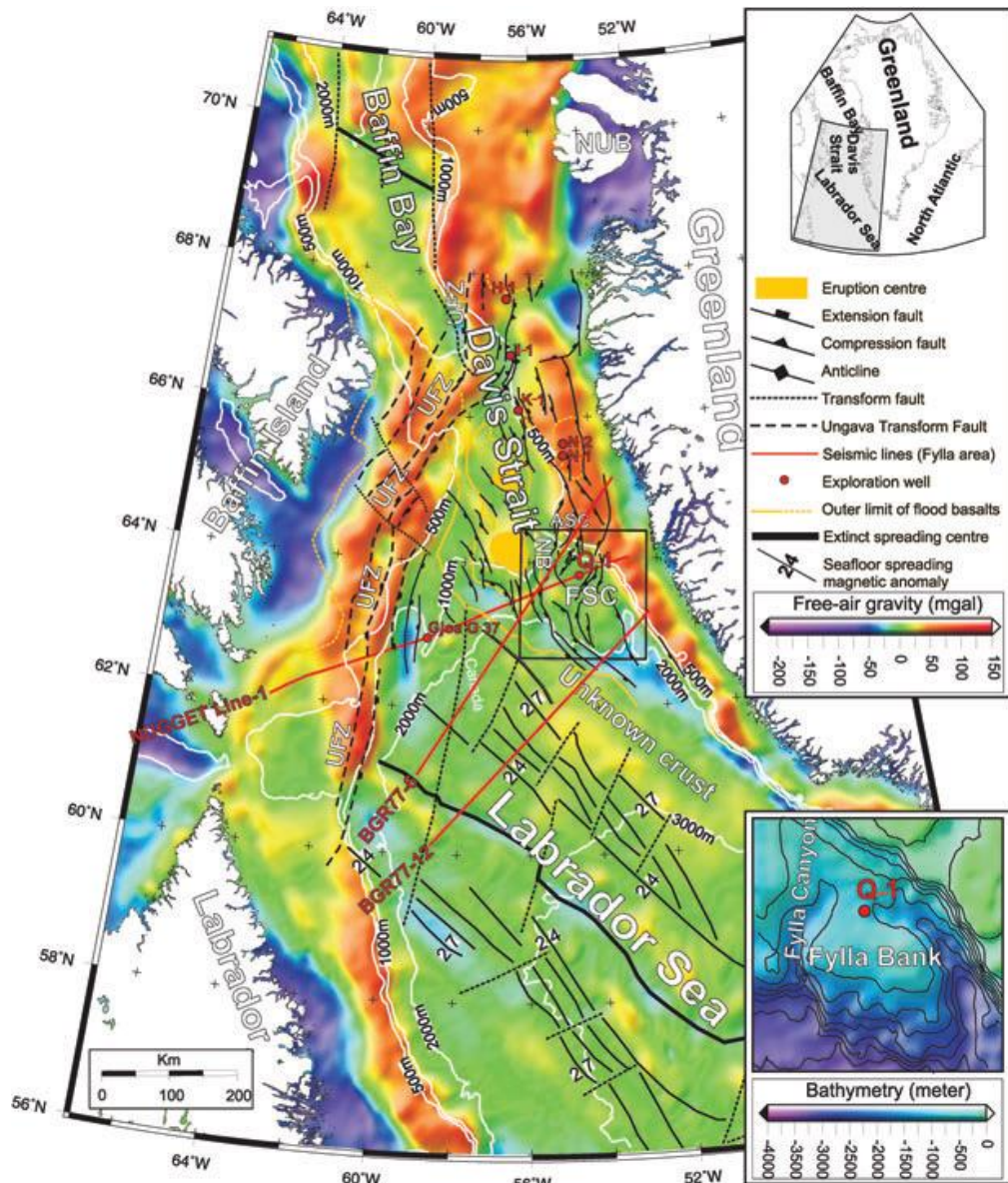


Рис. 1.23 Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе Лабрадорского моря, пролива Дэвиса и залива Баффина. Батиметрические контуры (500 м, 1000 м и 2000 м) и основные тектонические особенности показаны на карте. ASC, структурный комплекс Атаммик; FSC, структурный комплекс Филла; NB, бассейн Нуук; НУБ, бассейн Нуугсеуак; UFZ, Разломная зона Унгава [Døssing, 2011].

17 мм) не началось до раннего палеоцена, основанного на хроне 27N (61 млн. лет), как самой старой идентифицированной аномалии в Лабрадорском море. Предполагается, что между разрывом шельфа и аномалией 27N существует зона перехода земной коры шириной около 100 км, состоящая из тонкой и погруженной континентальной коры. Обширные территории пострадали от активного базальтового вулканизма вдоль окраин юго-восточного острова Баффина и Западной Гренландии в течение хрона 27N (60,9–61,3 млн лет назад, в начале палеоцена), возможно, связанного с воздействием исландского мантийного плюма к западу от Гренландии. Базальтовая вулканическая активность возобновилась в течение хрона 24R (55,9–53,3 млн лет назад, в начале эоцена), что совпало с изменением относительного направления спрединга от первоначального ENE – WSW до NE – SW и раскрытием Северной Атлантики [Riisager et al, 2003]. Спрединг морского дна в Лабрадорском море замедлилось около 20 хрон (35 млн. лет, поздний эоцен) и полностью прекратился к 13-му хрону (33 млн. лет, ранний олигоцен), в результате чего прекратилось продвижение рифта к северу в центральной части Лабрадорского моря [Chalmers & Pulvertaft, 2001; Døssing, 2011].

Банка Филла находится на самом севере Лабрадорского моря, ограничена *уз* разломной зоной Филла, образовавшейся при переходе от нормального рифтинга в Лабрадорском море к наклонно-сдвиговому рифтингу в проливе Дэвиса (выраженному в основной зоне разлома Унгава).

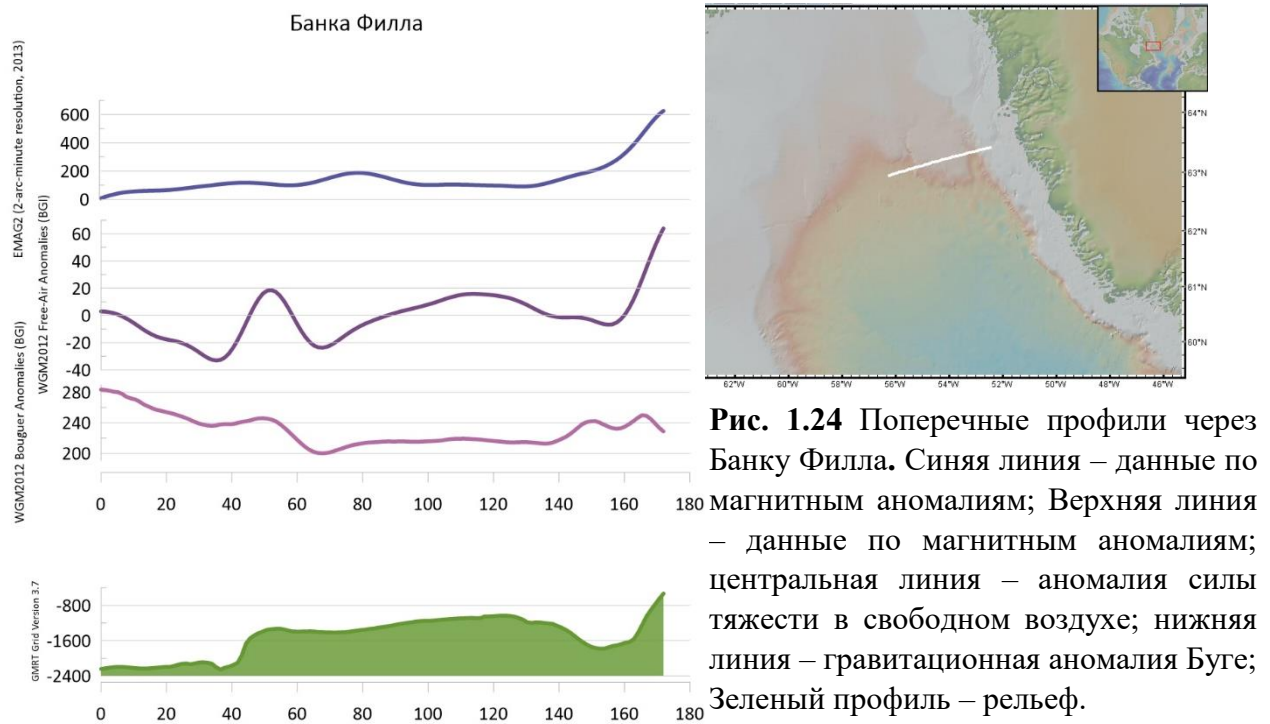
На рис. 1.24 представлен профиль через банку Филла. Банка представляет собой ярко *выраженную* в рельефе положительную структуру. На профиле гравитационной аномалии в редукции Буге отмечается отрицательная аномалия над банкой, но при этом на профиле аномалии в свободном воздухе видны повышенные значения. Это свидетельствует в пользу континентального происхождения данного плато.

Интерпретации сейсмических отражений показывают, что структурный комплекс Филла характеризуется мелово-кайнозойской (неполной) последовательностью толщиной до 5 км над предполагаемым фундаментом. При этом минимальная толщина земной коры в данном регионе составляет всего 11 км в области мощных пострифтовых отложений.

В обозначенном регионе выделяются две группы рифтовые структуры: рифтовые бассейны северо-западного и северо-северо-западного простирания (параллельно простиранию Лабрадорского моря), которые преобладают в южной части FSC, и рифтовые бассейны северо-западного простирания (параллельные зоне разлома Унгавы), которые преобладают в северной части.

Северо-западные рифтовые впадины образовались в результате общего *разрастания юго-восточного побережья* в конце раннего мелового периода. После

периода континентального рифтинга, формирования термически вызванного поднятия и



эрозии в среднем мелу вращение основного разломного блока началось вдоль структур северо-западного простирания во время начала спрединга в раннем кампане (~73 – 75 млн. лет назад). Это произошло одновременно с пост-рифтовым осадконакоплением над *североориентированными* нижнемеловыми рифтовыми бассейнами. Нижнекампанские рифтовые бассейны были реактивированы в позднем палеоцене после периода значительного поднятия и эрозии в период от позднего мела до раннего палеоцена.

Формирование и деформация банки Филла связано с *формирование* зоны перекрытия между двумя рифтовыми системами.

Хребет Гунерус и подводная гора Кайнан-Мару

Хребет Гунерус и прилегающая к нему подводная гора Кайнан-Мару являются крупными батиметрическими структурами у берегов Антарктиды (рис. 1.26). Хребет Гунерус простирается примерно на 200 км к северу от банки Гунерус (у полуострова Рисер-Ларсен) между 32° и 35° в.д. в Южном океане. Он разделяет глубоководные моря Рисер-Ларсен на западе и Космонавтов на востоке. Хребет Гунерус охватывает ок. 25 000 км²; минимальная глубина над его пологим гребнем увеличивается от 1000 м на юге до 1500 м на севере. К северу от хребта Гунерус находится подводная гора Кайнан-Мару (ГКМ). Эти две структуры разделены крутой и узкой долиной западного простирания с глубиной около 3200 м (рис 1.25).

Первые геологические исследования хребта Гунерус были проведены [Saki et al., 1987] и включали многоканальную сейсморазведку методом отраженных волн, отбор проб донных отложений и глубоководные дноуглубительные работы. Сейсморазведка показала, что хребет Гунерус подстилается континентальной корой. Дноуглубительные работы в долине между хребтом Гунерус и ГКМ выявили породы континентального происхождения, тогда как никаких указаний на вулканическую природу подводной горы обнаружено не было. Геофизическая съемка подтверждает, что и хребет Гунерус и КМС имеют континентальную природу и что оба склона *представляют* собой невулканические пассивные окраины. Хребет Гунерус и КМС *представляют* собой блоки континентальной коры, сформировавшиеся после того, как Мадагаскар и Индия отделились от Антарктиды в результате сдвиговых движений [Roeser et al., 1996]. Сейсморазведка показывает, что хребет Гунерус покрыт осадочными отложениями максимальной мощностью ок. 250 м, которые залегают на достаточно ровном рельефе фундамента. На КМС мощность

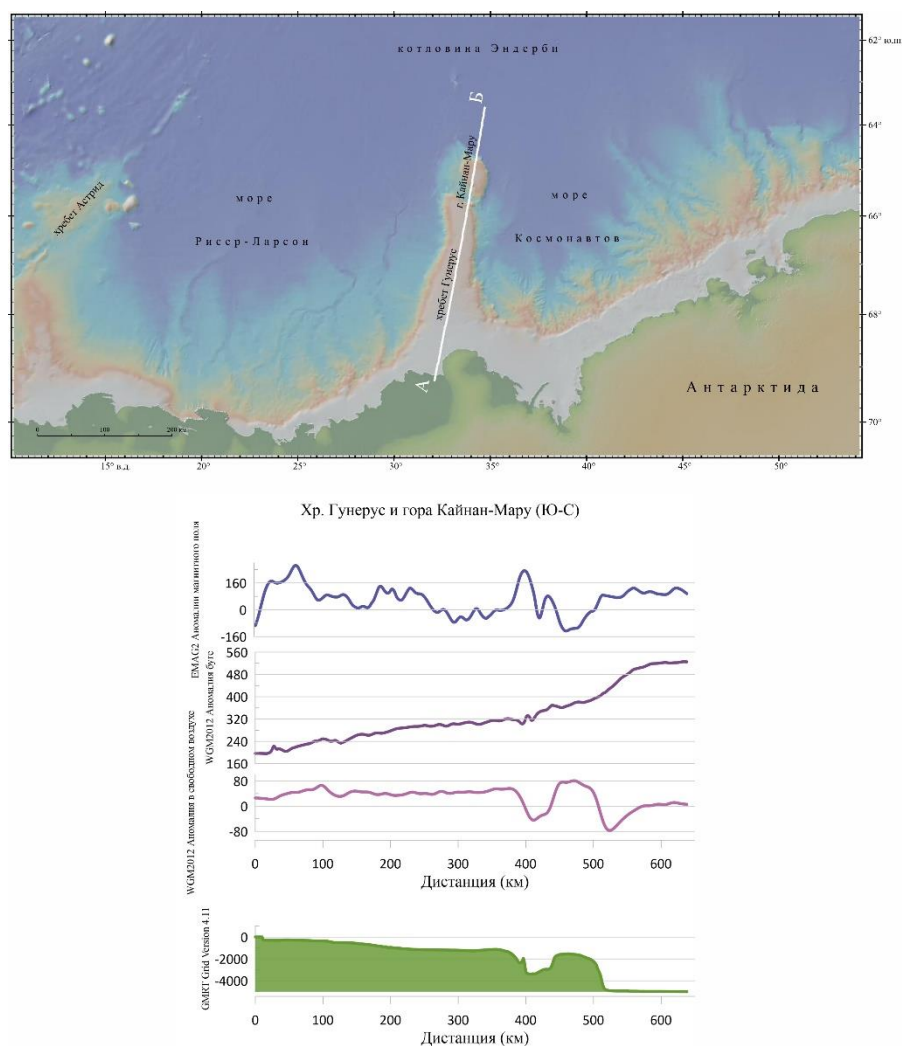


Рис. 1.25 Вверху: Батиметрическая карта с линией профиля. Внизу: Продольный профиль через хр. Гунерус. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

отложений несколько меньше [Roeser et al., 1996].

Банка Фламиш-Кеп

Фламиш-Кеп представляет собой примерно изометричный фрагмент континентальной коры, расположенный примерно в 600 км к востоку от о. Ньюфаундленда (рис. 1.26). Мощность земной коры по данным сейсморазведки методом отраженных волн оценивается в 28 км [Keen et al., 1987, 1988]. Фламиш-Кеп состоит из центрального ядра пород адринского возраста (750–830 млн лет), перекрытых мезозойско-кайнозойскими отложениями [King et al., 1985]. Фундамент в зоне ядра сложен в основном слабометаморфизованными гранодиоритами или гранитами и некоторыми вулканическими породами. [King et al., 1985] пришли к выводу, что Фламиш-Кеп является частью Авалонской зоны Аппалачского орогена.

В юго-западной части Фламиш-Кеп более 3 км отложений присутствуют в полуграбеновом бассейне северного простирания, ограниченном с запада хребтом Беотук [Grant and McAlpine, 1990]. Отложения в этом грабене, вероятно, имеют ранне-поздне меловой возраст [Grant and McAlpine, 1990]. На западе Фламиш-Кеп отделен от банки Гранд рифтовым бассейном Фламандского перевала. Глубина Мохо на Фламандском перевале составляет 22 км, а мощность осадков составляет около 6 км, что указывает на мощность фундамента около 16 км.

Рифтинг на окраине Ньюфаундленда происходил в три основные фазы [Tucholke et al., 1989; Grant and McAlpine, 1990]. На первом этапе в позднем триасе сформировались грабены северо-восточного простирания на Гранд-банке.

Вторая фаза рифтогенеза началась в поздней юре и продолжалась до тех пор, пока Гранд-банка/Фламиш-Кеп не отделились от Иберии, при этом рифт распространялся с юга на север. Согласно реконструкции [Srivastava et al., 2000], магнитная аномалия М3 (ранний баррем, 126 млн лет назад) является самой старой аномалией, распознаваемой на севере Фламандского мыса.

Третья, поздне меловая фаза рифтогенеза привела к раскрытию Лабрадорского моря и отделению Орфанского холма и северной части Фламандского мыса от северо-западной Европы и плато Роккол. Спрединг морского дна между северной частью Фламандского мыса и Гобанским отрогом (рис. 1.26) начался 110 млн лет назад [Srivastava et al., 1988].

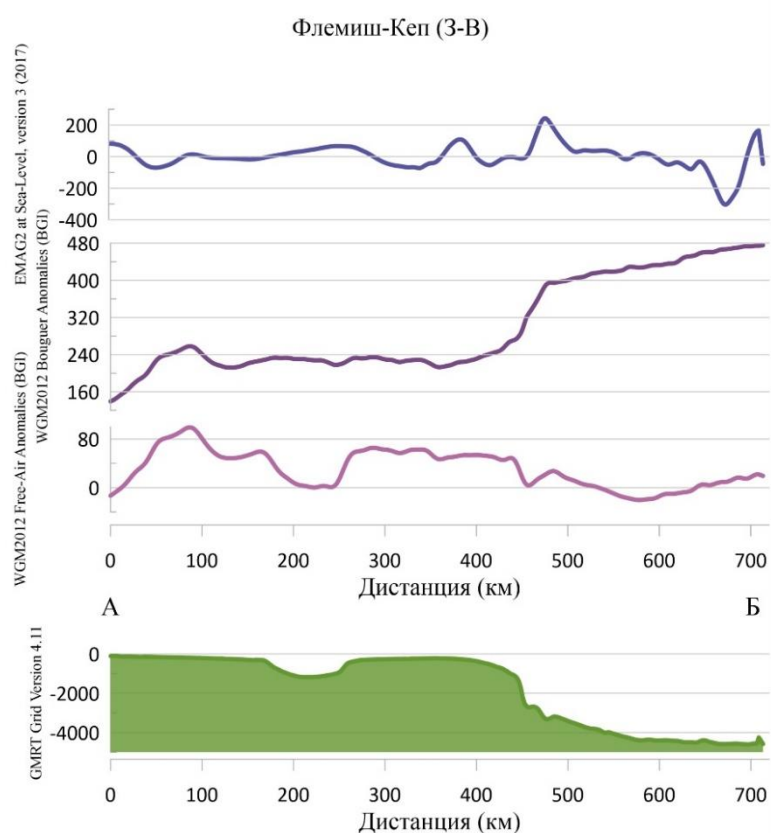
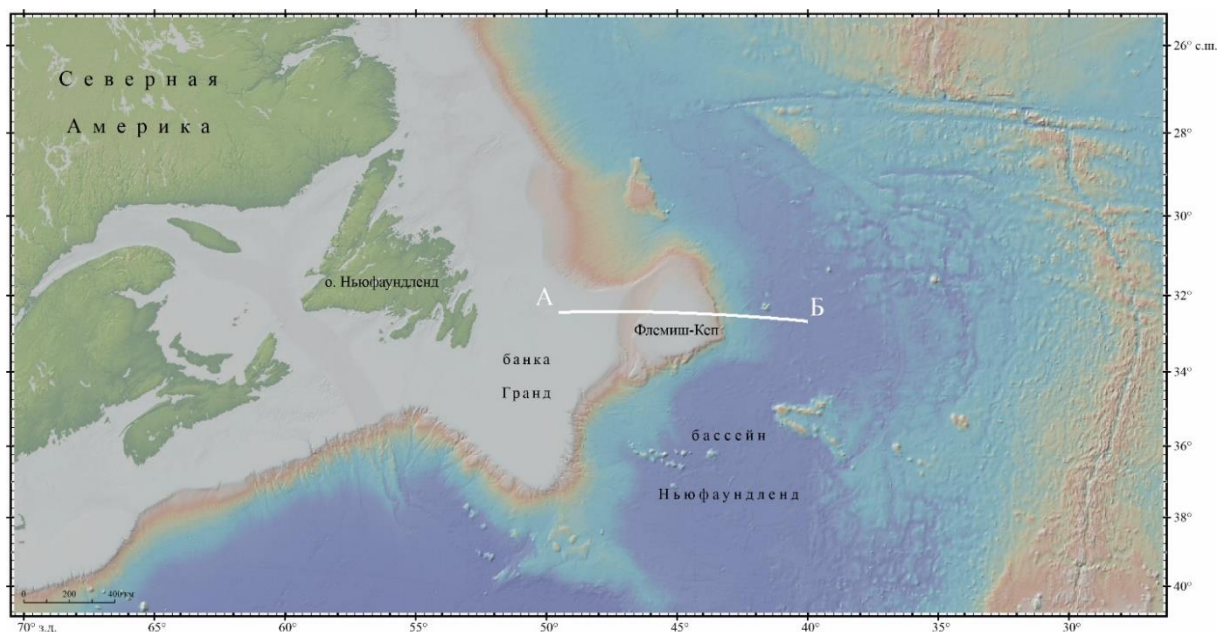


Рис. 1.26 Вверху: Батиметрическая карта (GMRT) с линией профиля. Внизу: Продольный профиль через Флемиш-Кеп. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

Фолклендское плато

Фолклендское плато представляет собой прямолинейную структуру в южной части Атлантического океана, протянувшуюся к востоку от южноамериканского континентального шельфа (рис. 1.27). Трансформная окраина вдоль его северной стороны характеризуется смещением в 1400 км между границей континента и океана на

аргентинском шельфе и границей к востоку от банки Мориса Юинга. Данное смещение сформировалось во время раскрытия океана, которое началось около 130 млн лет назад. Антарктида откололась от южной стороны Фолклендского плато примерно 145 млн лет назад [Jokat et al., 2009], а море Скотия образовалось на этой стороне плато за последние 30 млн лет в результате растяжения из-за миграции на восток зоны субдукции. Банка Бердвуд и хребет Северная Скотия представляют собой континентальные фрагменты вдоль северного края плиты Скотия, которая наклонно (в левостороннем направлении) сходится с Южно-Американской плитой и перекрывает ее, так что южный край Фолклендского плато изгибается вниз, образуют Фолклендский желоб. Палеомагнитные [Taylor & Shaw, 1989], стратиграфические [Marshall, 1994; Trewin et al., 2002] и структурные [Curtis & Nyam, 1998] наблюдения позволяют предположить, что Фолклендские острова повернулись на 180° по часовой стрелке во время распада Гондвана. После учета последующего относительного движения плит подразумевается тектоническое вращение микроплиты Фолклендских островов по часовой стрелке примерно на 120° . Имеется мало свидетельств вращения и стыковки осадочных толщ, полученных в прибрежной зоне островов [Richards et al., 1996]. Если Фолклендское плато состоит из повернутых гондванских фрагментов, то они, должно быть, были собраны после внедрения раннеюрских даек на Фолклендских островах (которые дают ключевое палеомагнитное свидетельство такого вращения) и до отложения основных осадочных толщ на Фолклендских островах.

Данные о глубинной структуре Фолклендского плато ограничены, но преобладает мнение, что его центральная часть подстилается океанической корой нормальной мощности [Barker, 1999].

Вокруг Фолклендских островов расположены четыре основных бассейна: бассейн Фолклендского плато, бассейн Южного Фолкленда, бассейн Мальвинских островов и бассейн Северного Фолкленда. Предполагается, что они были сформированы в результате ранне-среднеюрского рифтогенеза, связанным с распадом Гондваны. Бассейн Фолклендского плато содержит большую толщу осадочных пород, которая, вероятно, превышает 10 км на его западной стороне.

Прямым свидетельством континентальной природы банки Мориса Юинга является метаморфический фундамент, пробуренный на участке DSDP 330 [Barker et al., 1979]. Эти породы точно не датированы, но их литология (гнейсы, гранитоиды) и изотопный состав подобны породам, обнаруженным в мезопротерозойском (около 1,1 млрд лет) комплексе мыса Мередит, который обнажается на южной оконечности Западного Фолкленда [Wareham et al. и др., 1998]. Они сформировались в пределах ювенильной островной дуги эпохи Гренвилля, которая простиралась от южной части Африки через Фолклендский регион до Восточной Антарктиды [Wareham et al., 1998]. Дополнительные доказательства континентальной природы фундамента непосредственно к югу от Фолклендского разлома получены из сейсмических данных [Lorenzo & Mutter, 1988; Barker, 1999] и из того факта, что четко очерченная магнитная аномалия чуть севернее разлома свидетельствует о контрасте между магнитным океаническим фундаментом на севере и менее магнитным

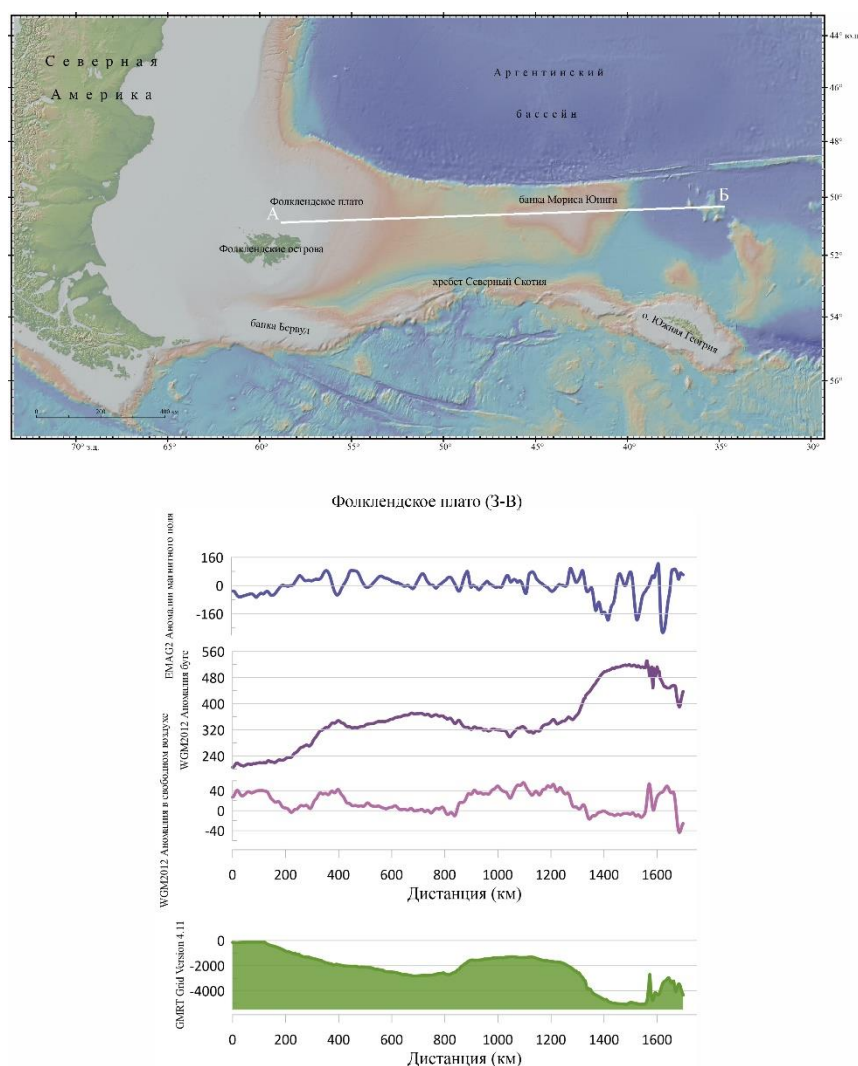


Рис. 1.27 Вверху: Батиметрическая карта (GMRT) с линией профиля. Внизу: Продольный профиль через Фолклендское плато. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

континентальным фундаментом на юге [Rabinowitz & LaBrecque, 1979]. Природа фундамента под центральной и южной частями бассейна Фолклендского плато более дискуссионная, но по результатам последних работ исследователи сходятся во мнении, что кора в данном месте океаническая [Schimchal, Jokat, 2018].

Плато Эксмут

Плато Эксмут представляет собой плато длиной ~600 км и шириной ~350 км у берегов северо-западного шельфа Австралии. Глубина от 800 до 4000 м (рис. 1.28). Плато подстилается континентальной корой, которая с позднего девона претерпела несколько фаз рифтогенеза в результате распада Гондваны [Longley et al., 2002]. Значительное растяжение литосферы произошло в конце триаса и завершилось раскрытием океана Тетис по мере дрейфа блока Арголенд от Гондваны [Scarselli et al., 2013]. Это крупное событие растяжения сопровождалось развитием серии рифтовых суббассейнов северо-восточного и юго-западного простирания, которые в совокупности образуют Северный бассейн Карнарвон (рис. 1.28). Эти структуры содержат юрские и нижнемеловые синрифтовые морские обломочные образования, вмещающие многочисленные скопления нефти и газа [Longley et al., 2002]. В поздней юре дальнейшее растяжение северной части бассейна Карнарвон завершилось расширением морского дна и открытием абиссальной равнины Арго [Gibbons et al., 2012]. Отделение Большой Индии от Австралии началось в валанжине и сопровождалось расширением морского дна и образованием абиссальной равнины Гаскойн-Кювье (рис. 1.28) [Gibbons et al., 2012]. Это событие оставило растянутую континентальную кору плато Эксмут, окруженную абиссальными равнинами океанической коры, и привело к началу пострифтового термического прогиба [Longley et al., 2002]. По мере опускания плато до современных глубин за отложением обломков в позднем меловом периоде последовало батинальное отложение карбонатов, которое продолжалось в течение всего кайнозоя. Пострифтовое отложение перемежалось несколькими фазами реактивации разломов и эрозии в результате региональных тектонических событий в поздне-меловое и кайнозойское время. В частности, столкновение Австралийской и Евразийской плит от позднего олигоцена до наших дней способствовало реактивации рифтовых структур и образованию инверсионных антиклиналей, таких как арка плато Эксмут и другие арки в северной части бассейна Карнарвон [Longley et al., 2002, Scarselli et al., 2013].

Формирование северной окраины плато Эксмут, абиссальной равнины Арго, началось только 155 миллионов лет назад, когда Австралия отделилась от континентального фрагмента Бирманской плиты [Dewey, 1998]. Через 20 миллионов лет массив Большой Индии отделился от западной Австралии, сформировав центральную и

южную окраины плато Эксмут, ныне известные как Абиссальные равнины Гаскойн и Кювье.

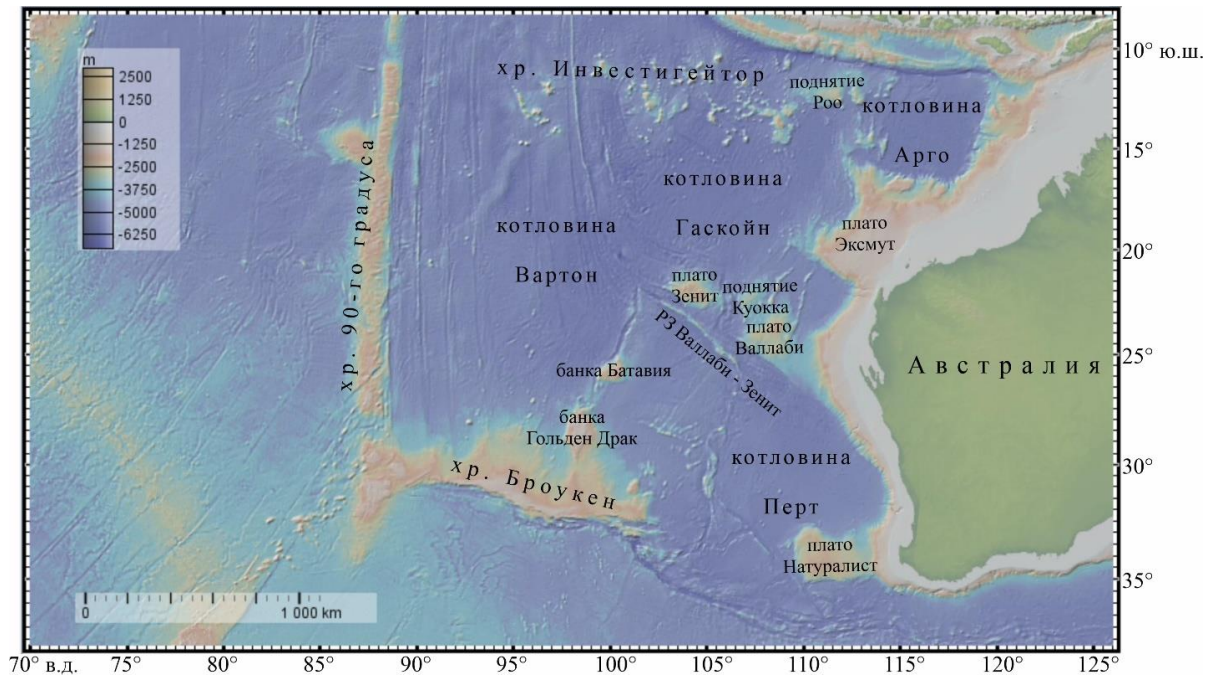


Рис. 1.28 Батиметрическая карта (GMRT) западной окраины Австралии.

В начале позднего триаса большие объемы отложений накапливаются у береговой линии западной Австралии до северной части плато Эксмут у дельты Мунгуру. Отложения флювиодельтовых отложений от карнийского (237–228 млн лет) до норийского (228–209 млн лет) возраста представляли собой кремнисто-обломочные аргиллиты и песчаники, а также детрит, который впоследствии составил угли, обнаруженные в формации Мунгуру. По мере того, как рифтогенез между Большой Индией и Австралией продолжался, магматическое вторжение вдоль самой западной части плато Эксмут вызвало дальнейший рифтогенез на внешние окраины. К концу позднего триаса (209–201 млн лет назад) тектоническая активность относительно замедлилась и отложилось меньше дельтовых отложений по сравнению с карнийским и норийским периодами. В этот период времени обнаруживается больше морских осадочных отложений, таких как карбонаты [Stagg et al., 2004].

В течение ранней юры расширение на западной окраине Австралии инициировало простую механику сдвига, создавшую систему листрических сбросов вблизи восточной части плато Эксмут. Эти листрические разломы были продуктом развития крупного пологого разлома отрыва между осадочной основой пермско-триасовой верхней коры и горизонтом средней коры. [Mutter et al., 1989]. Формирование системы разломов ближе к побережью вызвало начальное развитие суббассейнов Эксмут, Барроу и Дампьер в Северном бассейне Карнарвон. Карбонатные морские отложения, прежде всего мергели, в это время продолжали отлагаться в центральной и западной частях плато. Ближе к

береговой линии кремнисто-обломочный ил и ил откладывались из морской и дельтовой среды [Mutter et al., 1989].

По мере продолжения расширения в середине и конце юры продолжали доминировать множественные раздвигающие бассейны и наклонные правосторонние сдвиговые разломы на восточной окраине плато Эксмут.

В раннем меловом периоде чистая сдвиговая деформация на границе океана и континента завершила окончательный раскол континентов и аккрецией океанической литосферы. К этому времени сформировалась общая структурная морфология плато Эксмут, за исключением проседания после распада, которое произошло впоследствии с позднего мелового периода до наших дней [Mutter et al., 1989, Stagg et al., 2004].

Данный тип краевых плато объединяет наличие зоны растяжения, разделяющая структуру и континент, которая сформировалась на этапе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. При встречном развитии двух крупных трещин на этапе развития разломной зоны, в результате их взаимодействия, формируется зона перекрытия рифтовых трещин и блок внутри этой зоны начинает деформироваться. По итогу одна из трещин отмирает и формирует авлакоген, а вторая реализуется и становится частью СОХ.

Образование краевых плато в результате встречного продвижения рифтовых осей и развития зоны перекрытия.

К краевым плато данного типа в первую очередь относятся плато Воринг и банка Филла в Северной Атлантике и плато Эксмут, плато Валлаби, острова Тасмания и Шри-Ланка в Индийском океане. Все эти структуры объединяет наличие нескольких этапов растяжения задолго до раскола.

Модель формирования данного типа краевых плато будет рассмотрена на примере формирования плато Воринг в Северной Атлантике.

В исследуемом регионе выявлены три основных этапа рифтинга, которые привели к образованию грабенов, бассейнов и структурных поднятий. Первый произошел в карбон-пермское время и совпал с началом рифтинга в Северной Атлантике [Doré and Lundin., 1996]. Следующий этап определяется периодом от средне-позднеюрского до раннемелового времени. В это время происходила активная аккумуляция, что привело к формированию мощной меловой осадочной толщи, состоящей в основном из сланцев.

Третий и последний эпизод произошел в период с позднего мела до раннего эоцена и совпал с раскрытием Северной Атлантики, развитием разломной зоны Феринга и внедрением многочисленных силлов в недавно сформировавшемся бассейне [Sydnes et al., 2018].

Стратиграфическая колонна района состоит преимущественно из морских и глубоководных отложений (преобладают сланцы) с прослоями мелких морских отложений (в основном песчаника) в верхнеюрском и меловом периоде. Встречаются редкие прослои мела палеоценового времени. Нижний эоцен характеризуется активным внедрением основных и средних интрузивных тел. Олигоценовые, неогеновые и четвертичные отложения представляют собой в основном сланцы с некоторыми обломками льда в плио-плейстоцене [Sydnes et al., 2018].

Время внедрения интрузивных тел составляет ~ 55 млн. лет, что подтверждается возрастом, полученным в результате датирования цирконов из силлов в районе плато Воринг ($55,6 \pm 0,3$ млн. лет и $56,3 \pm 0,4$ млн. лет) [Sydnes et al., 2018].

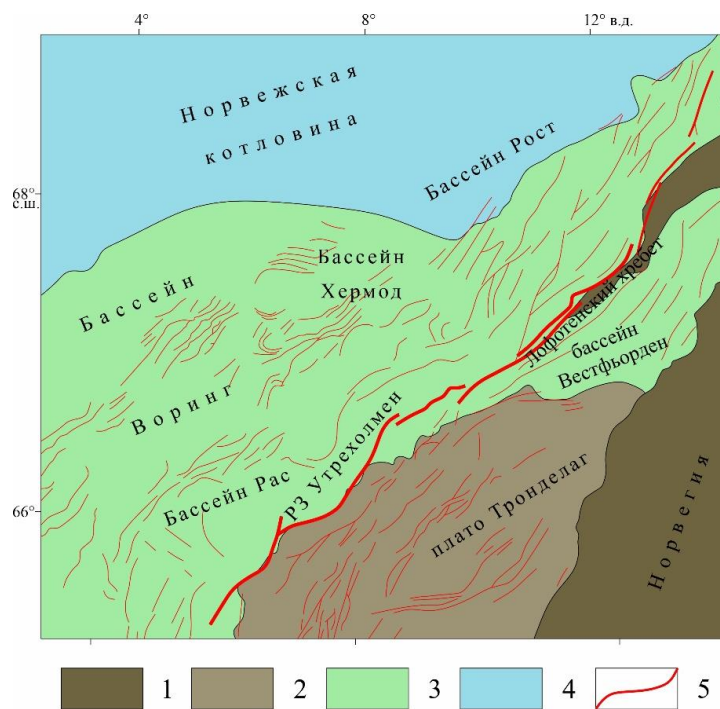


Рис. 1.29 Структурная схема плато Воринг, построенная по данным [Zastrozhnov et al., 2018]. (1) – континент, (2) – платформа, (3) – меловой бассейн, (4) – океаническая кора, (5) – разрывные нарушения.

Ключевым фактором при формировании плато данного типа является формирование серии разломов на этапе рифтогенеза и образование зон перекрытия. В случае с плато Воринг он сформировался в результате взаимодействия будущего хребта Эгир, который развивался с юга с разломной зоной Утрехолмен (рис. 1.29), развивающейся с севера. Взаимодействие этих двух разломных зон привело к незначительному вращению и деформации континентального блока, его утонению и, как следствие, погружению. Пригибанию плато так же способствует активное внедрение интрузивных тел и, как следствие, повышение плотности блока. В результате данного процесса сформировался хребет Эгир и деформация плато Воринг из-за развития зоны перекрытия завершилась.

1.3.2 Хребты, сформировавшиеся в условиях крупного перескока оси спрединга в результате деятельности горячей точки (Тип №2)

Чагос-Лаккадивский хребет (LCR) является видной асейсмичной структурой с высоким рельефом западной части Индийского океана. Эту слегка дугообразную удлиненную структуру, простирающуюся примерно на 2500 км между 12 ° и 14 ° с.ш., можно разделить на три основных сегмента по нарушениям его топографической непрерывности из-за нескольких относительно глубоких седловин. Три основных сегмента Чагос-Лаккадивского хребта протягиваются с севера на юг, и представлены Лаккадивским плато (LCP), хребтом Мальдивы и банкой Чагос [Bhattacharya et al., 2015]. Генезис хребта до сих пор остается дискуссионным. Большинство исследователей считают более вероятной моделью формирования структуры в результате деятельности горячей точки, но скорее всего, по крайней мере, северная часть Чагос-Лаккадивского хребта (Лаккадивского плато), является линейно вытянутым фрагментом континентальной коры [Bhattacharya et al., 2015]. Линейность хребта и предполагаемая возрастная прогрессия по всей протяженности были рассмотрены как свидетельства влияния деятельности горячей точки [Bhattacharya et al., 2015]. Эта возрастная прогрессия была выведена по данным бурения из определений возраста фундамента на участке 219,713 и 715 DSDP.

Существует два основных фактора, подтверждающих наличие утоненного континентального фрагмента в области Лаккадивского плато. Данные сейсмопрофилирования указывают, что мощность земной коры в данной области приблизительно равна 15 км, что является больше средних значений для океанической коры [Naini, Talwani, 1982]. Некоторое представление о геологической конфигурации Лаккадивского плато, возможно, можно получить из мелководной карбонатной банки Падуи в её северной части. Известно, что промышленная скважина, пробуренная над банкой Падуи, достигла базальтового слоя, лежащего в основе осадочного разреза палеогенового возраста. Если эти пробуренные базальтовые породы сформировали фундамент, то только данные бурения подтверждают базальтовый фундамент под Лаккадивским плато или рядом с ним. На основе изучения сейсмопрофилей, присутствие четко идентифицируемых вращающихся блоков континентального происхождения, ограниченных разломами, было обнаружено по обе стороны от банки Падуи [Naini, Talwani, 1982].

Область Лаккадивского плато имеет сложную блочную структуру фундамента, осложненную системой грабенов, полуграбенов и одиночных сбросов, которые четко группируются в рифтовую систему. Эта рифтовая система, называемая «Cannanore Rift System», простирается вдоль восточной части хребта в направлении С-Ю от ~ 17 ° с. ш. до

9,5 ° с. ш. [Yatheesh et al., 2006] показали, что в непосредственной близости Индии и Мадагаскара к их непосредственному сценарию до раскола есть место для размещения блока Лаккадивского плато в качестве узкой линейной континентальной структуры между ними. Позднее автор сделал более подробное исследование Лаккадивского плато как возможной континентальной структуры в перспективе тектонической эволюции плиты западной части Индийского океана.

1.3.3 Система сопряженных краевых плато, сформировавшиеся в результате раскола континентального выступа (Тип №3)

Плато Ермак и Моррис-Джесуп

Данные два плато являются сопряженными структурами. Плато Ермак располагается на севере Баренцево моря, у берегов Шпицбергена. С другой стороны хребта Гаккеля, на северном окончании Гренландии располагается плато Моррис-Джесуп (рис. 1.30). Как можно увидеть, до раскола они формировали единый выступ шельфовой зоны Лавразии и при раскрытие Северной Атлантики произошел раскол единого плато на две отдельные структуры без значительной деформации и вращения.

На рис. 1.31 представлен профиль, простирающийся через плато Моррис-Джесуп и пересекающий плато Ермак, пересекая при этом хребет Гаккеля. На профиле явно выделяются оба плато в виде положительных форм рельефа. Юго-восточное окончание плато Моррис-Джесуп маркируется яркими положительными магнитной и гравитационной аномалиями и сопряженными минимумами уже, предположительно, над океанической корой.

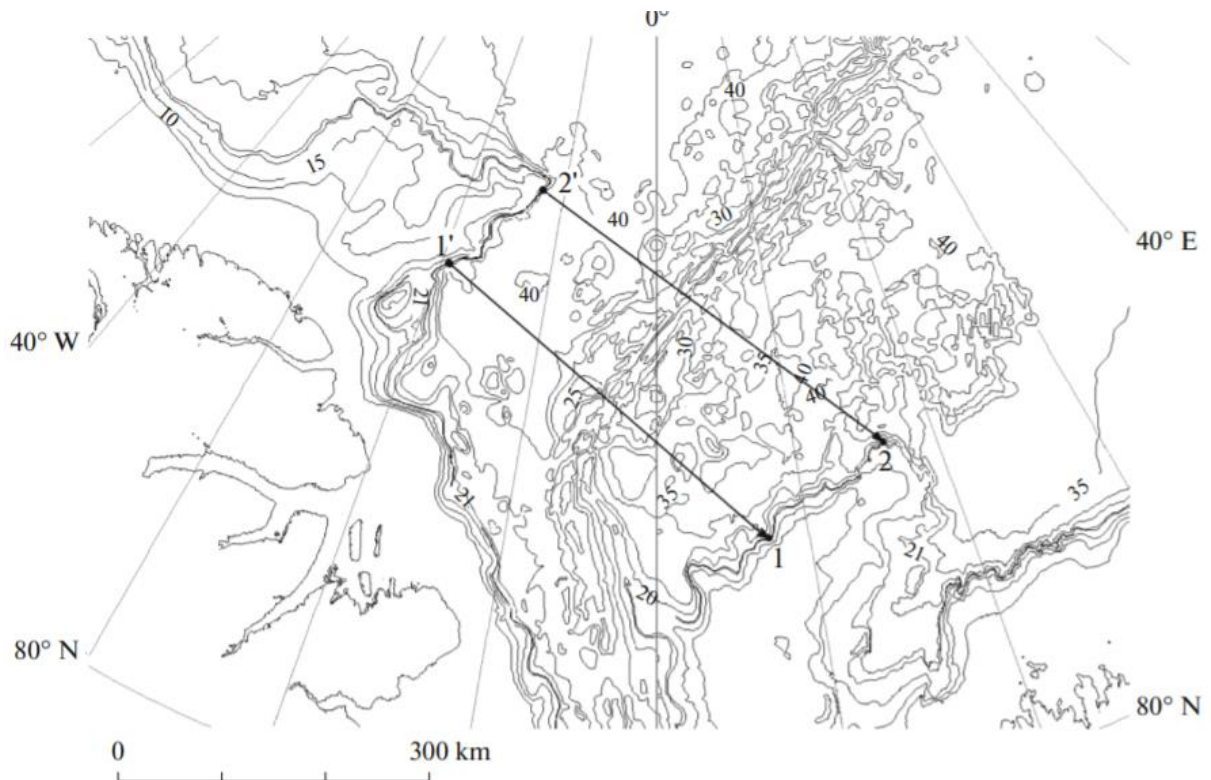


Рис. 1.30 Батиметрическая карта фрагмента Евразийского бассейна. Положения конечных точек сопряженных изобат 1-2 плато Моррис-Джесуп и 1'-2' на плато Ермак; сегменты указывают линии их корреляции [Schreider et al., 2019].

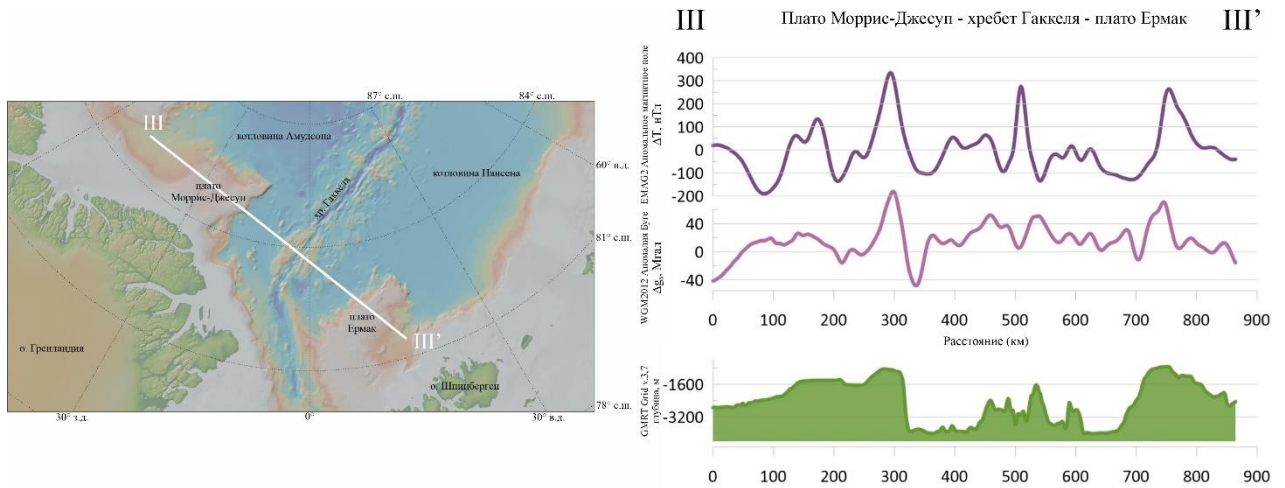


Рис. 1.31 Поперечный разрез через плато Моррис-Джесуп, хребет Гаккеля и плато Ермак. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; нижняя линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; Зеленый профиль – рельеф.

Плато Натуралист

Плато Натуралист занимает площадь в 90 000 квадратных километров. Его ширина составляет около 400 километров с востока на запад и 250 км с севера на юг. Глубина составляет от 1500 до 5000 метров (рис. 1.32).

По сейсмическим и гравиметрическим данным средняя кора плато Натуралист врезана вероятными палеозойскими и мезозойскими рифтовыми бассейнами [Borissova, 2002; Dureen et al., 2007]. Верхняя кора плато состоит из вулканических пород и более 2 км посттуронских отложений [Borissova, 2002; Ford, 1975; Maloney et al., 2011]. Первые образцы фундамента с плато Натуралист были получены USNS Eltanin в 1972 году на одном участке на северо-восточном плато. Этот драг вскрыл марганцевые корки, содержащие глыбы конгломерата размером 0,5–15 см, расположенные в матрице из оксида марганца и обломочных зерен кварца, плагиоклаза, клинопироксена и гранатсодержащих протолитов [Coleman et al, 1982; Heezen & Tharp, 1973]. Первоначально булыжники были интерпретированы как континентальные фрагменты [Heezen & Tharp, 1973], но анализ основных элементов и микроэлементов показал, что они представляют собой основные афировые или плагиоклаз-фировые толеитовые базальты [Coleman et al., 1982; Mahoney et al., 1995]. Присутствие булыжников указывает на эрозию и перенос в высокоэнергетической среде, по крайней мере, на уровне основания волны или выше, что подразумевает, что место извержения лавы на плато Натуралист не всегда было так глубоко погружено, как сегодня. В рамках Проекта глубоководного бурения (DSDP) был проведен дополнительный отбор проб на плато Натуралист. Две скважины заканчивались досеноманскими и среднепозднеальбскими осадочными толщами [Davies et al., 1974; Ford, 1975; Hayes et al., 1975]. Важно отметить, что самые нижние 35 м на Участке 264 обнаружили конгломерат, содержащий большое количество обломков

основного состава [Ford, 1975; Hayes et al., 1975]. Это показывает, что как северо-восточное, так и южное плато состоят из пород основного состава. В 1998 г. в ходе дноуглубительных работ были извлечены базальтовые лавы, долериты, габбро и диориты, а также небольшое количество обломков гранита и гнейса [Beslier et al., 2004, Dizeen et al., 2017].

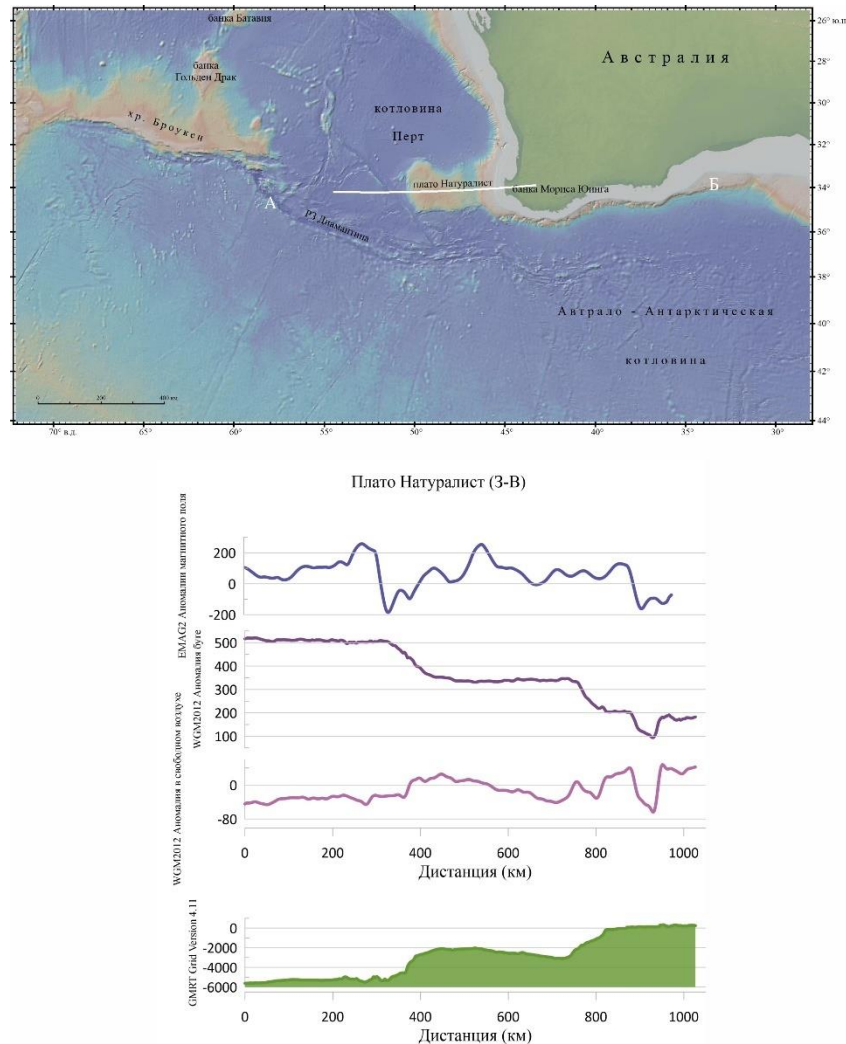


Рис. 1.32 Вверху: Батиметрическая карта (GMRT) с линией профиля.

Внизу: Продольный профиль через плато Натуралист. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

Плато Натуралист начало формироваться в раннем меловом периоде 136 млн лет назад, когда Австралия и Индия разделились, и продолжило эволюционировать в позднем меловом периоде 83 млн лет назад, когда Австралия и Антарктида распались. Лавы и интрузивные породы на склонах плато имеют возраст от 132 до 128 млн лет [Dizeen et al., 2017]. Вулканическая толща, состоящая из чередующихся базальтовых потоков и вулканокластических пластов, прорезанных несколькими дайками, была обнаружена на участке IODP U1513 на восточном фланге [Tejad et al., 2020]. После извержения вулкана плато Натуралист опустилось от шельфа до батинальных глубин в раннем меловом

периоде. Восточный склон плато относительно пологий, а остальные три склона относительно крутые. Южный фланг образовался во время распада Австралии и Антарктиды, другие фланги во время рифтогенеза между Индией и Австралией. Переход континент-океан (СОТ) имеет ширину 30–90 км (19–56 миль) на северной стороне и 250 км (160 миль) на южной стороне, где плато ограничено зоной разлома Дьямантина.

Табл.1.4. Основные этапы развития Юго-Восточного Индийского хребта

№	Этапы рифтогенеза	Характеристика	Источники
1	160 млн. лет	Начало рифтогенеза на Австрало – Индо-Антарктической плите.	[Stagg et al., 2006; Bradshaw et al., 2005]
2	83.5- 90 млн. лет	Переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу между Австралией и Антарктидой; начало формирования Австрало-Антарктического (Юго-Восточного Индийского) хребта.	[Muller et al., 2006]
3	67.7 - 56 млн. лет	Продвижение рифтовой зоны ЮВИХ к западу и раскол старой океанической литосферы. Формирование плато Натуралист и банки Брюса.	[Muller et al., 2006]
4	55.9 – 47,9 млн. лет	Ультрамедленный спрединг на ЮВИХ: формирование шовных зон Дьямантина и Лабуан.	[Muller et al., 2006]
5	43.8 млн. лет	«Столкновение» ЮВИХ с плато Кергелен и разделение его на две части: плато Кергелен и хребет Броукен; формирование структур: трог Обь и хр. Вильямс.	[Borissova et al., 2002; Benard et al., 2010; Whittaker et al., 2013]
6	33 млн. лет – наст время	Увеличение скорости спрединга на ЮВИХ и формирование океанической коры между ними.	[Muller et al., 2006]

До того, как Индия отделилась от Австралии и Антарктиды 127 млн лет назад, плато Натуралист было окружено тем, что впоследствии стало двумя микроконтинентами, банками Батавия и Гольден Драак, которые теперь расположены на западной окраине Пертской абиссальной равнины в 1600 км от Австралии. К югу от плато, примерно через

45 млн лет после того, как Индия и два блока откололись, между плато и поднятием Брюса, ныне расположенным у берегов Антарктиды, произошел рифтогенез. Этот рифтогенез продолжался до тех пор, пока 83 млн лет назад не началась аккреция океанической коры.

Необходимым условием формирования данного типа краевых плато является наличие континентального выступа, который, при взаимодействии с рифтовой осью, раскалывается на два сопряженных блока. Возможны два варианта развития рифтовой трещины, как и с континента в океан, так и наоборот, на результат формирования плато это не влияет.

Реконструкции раннего разделения Антарктиды и Австралии.

Реконструкция Антарктиды и Австралии на начало океанического раскрытия между континентами (83,5 млн лет) (рис. 1.33) показывает, что первоначально спрединг начался в центральной части будущей океанической котловины [Muller et al., 2006].

Около 43 млн л. назад произошло «столкновение» ЮВИХ с меловой вулканической провинцией (Рис. 1.33а) [Borissova et al., 2002, Bénard et al., 2010], следствием чего стало её разделение на две асимметричные части: плато

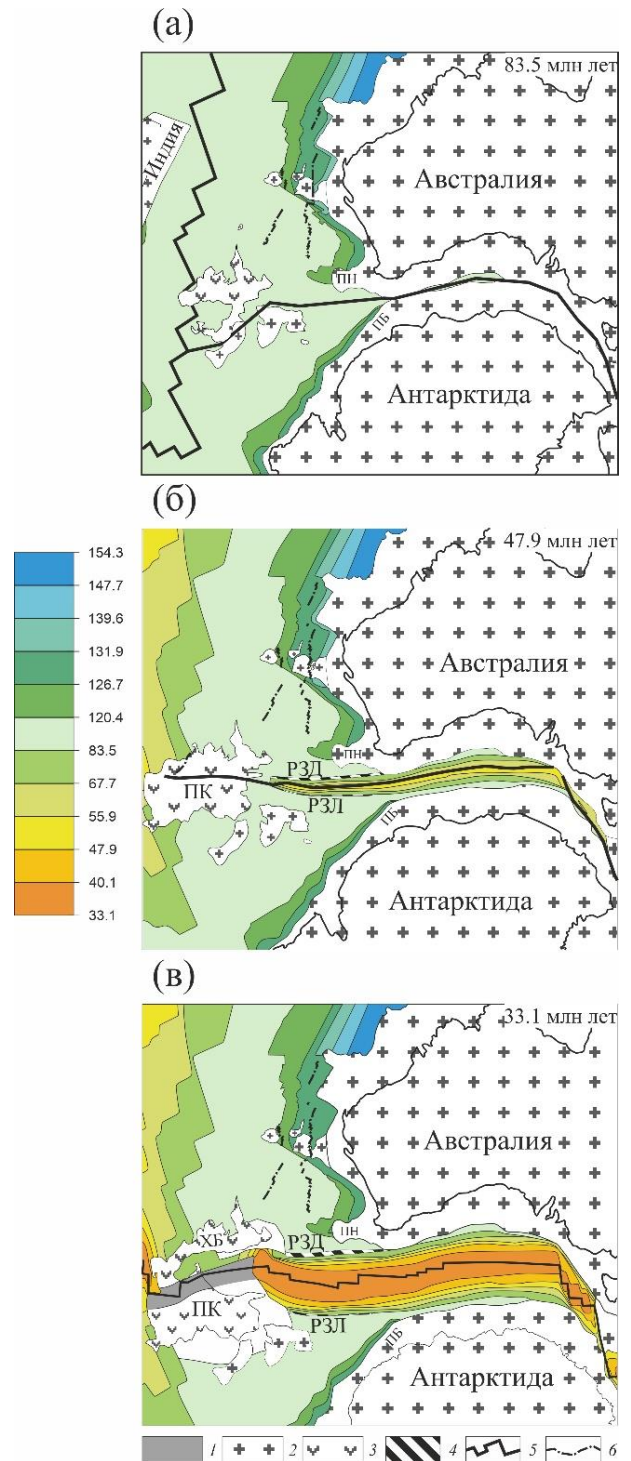


Рис. 1.33 Эволюция Юго-Восточного Индийского хребта на трех временных срезах: а – переход от рифтинга к океаническому спредингу между Австралией и Антарктидой, продвижение спредингового хребта к западу; б – столкновение спредингового хребта с плато Кергелен; в – продвижение хребта дальше на запад и отделение хр. Броукен от плато Кергелен. 1 – сильно измененная океаническая кора под воздействием плюма Кергелен; 2 – континентальная кора; 3 – магматические структуры; 4 – сопряженные шовные зоны Диамантина-Лабуан; 5 – ось спрединга; 6 – ось палеоспрединга [по Muller et al., 2006 с дополнениями].

Кергелен и хребет Броукен, расположенный в настоящее время к северо-востоку от ЮВИХ. Свидетельства рифтогенного растяжения, предшествующего расколу некогда единого вулканического плато, являются структуры растяжения на северо-восточной окраине центральной провинции плато Кергелен, включая хребет Вильямс, и на южной окраине хребта Броукен (рис. 1.33). Магматическая активность на хр. Броукен прекратилась, а на плато Кергелен она сохраняется до настоящего времени.

В данном регионе присутствует серия краевых плато и микроконтинентов, формирование которых связано с наличием нескольких ключевых факторов:

- 1) наличие континентальных выступов, сформировавшихся при раскрытии котловины Перт во время отделения Большой Индии;
- 2) активность горячей точки Кергелен, которая повлияла на геометрию рифтовой оси;
- 3) перерыв в раскрытии Австрало-Антарктического сектора Индийского океана.

1.3.4 Система бассейнов и плато, сформировавшиеся в результате развития detachмента (Тип №4)

Плато Хаттон, Роккол, Эдарас и Поркьюпайн

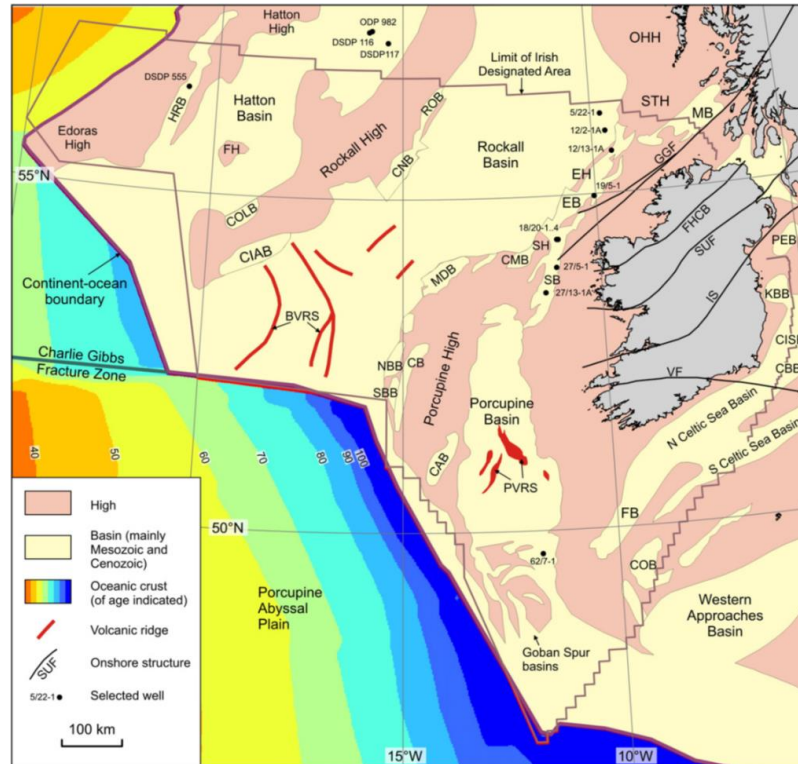


Рис. 1.34 карта структур на Британском шельфе. Возраст океанической коры указан в млн. лет (Kimbell et al, 2010).

Бассейн Роккол длиной 1100 км с северо-восточным направлением простирания является в основном мезозойским (рис. 1.34). Глубоководный рифтовый бассейн, который сужается от приблизительно 350 км на юге до менее чем 200 км на севере. Возраст, распределение и толщина стратиграфических интервалов предпалеогена в основном определяются из данных о скорости, полученных из результатов широкоугольных сейсмических исследований. Оценки мощности коры варьируются от 4,5 до 7,0 км, при этом самые мощные участки встречаются по краям бассейна, где лучше развиты предполагаемые бассейны раннего мезозоя. Существует также ряд узких полуграбенов, от северо-северо-восточного до северо-восточного простирания, в основном от мезозоя до позднего палеозоя, развитые на обоих флангах бассейна Роккол [Naylor et al., 1999], наиболее важными из которых являются смежные Северо-восточные бассейны Эрлина в восточной окраине бассейна.

По-прежнему существует большая неопределенность в отношении сроков и количества фаз рифтинга, связанных с образованием бассейна Роккол, отчасти из-за отсутствия скважин для калибровки его заполнения. Существует огромное количество различных мнений. Предложения включают: раннемеловой период; поздний меловой период; пермо-триасовый, юрский и раннемеловой период; от мелового до кайнозойского,

но с более ранними докритовыми фазами; неоком; юра - ранний мел и т.д. Также было много споров относительно природы фундамента, который подстилает бассейн Роккол, с предложениями, в том числе: океаническая кора, квазиокеаническая кора; растянутая континентальная кора с зонами океанической коры; сильно растянутая континентальная кора; сильно растянутая континентальная кора с сопутствующим магматическим внедрениями или же серпентизированными перидотитами верхней мантии.

Бассейн Хаттон имеет длину около 500 км и ширину 200 км и простирается в северо-восточном направлении (рис. 1.34). Он неофициально был разделен линияментом Южный Хаттон на северную и южную части. Бассейн плохо изучен из-за маскирующих палеоцен-эоценовых вулканических и интрузивных пород. Восточная окраина бассейна Хаттон была пробурена скважинами DSDP 116 и 117 (рис. 1.34), в результате чего было обнаружено около 850 м отложений в диапазоне от верхнего палеоцена до голоцена. Результаты моделирования показали, что бассейн Хаттона содержит 1–2,5 км кайнозойских отложений, покрывающих до 3,5 км более старых высокоскоростных синрифтных отложений [Vogt et al., 1998]. На окраине Хаттона в Великобритании среднемиловые отложения были обнаружены в неглубоких скважинах [Hitchen, 2004]. Результаты исследований различных и моделирования потенциальных полей позволили предположить толщины кристаллической коры под бассейном Хаттона в диапазоне между 10 и 20 км [Kimbell et al., 2010].

На рис. 1.35 представлены поперечные профили через плато Роккол в двух сечениях и через плато Хаттон и Эдарас в одном. На обоих профилях плато Роккол является локальным батиметрическим максимумом. В поле силы тяжести в свободном воздухе оба плато выражены в виде дисгармоничной положительной аномалии, в то время как в редукции Буге представляют собой отрицательную аномалию. Оба эти факта свидетельствуют о наличии континентальной коры в данном регионе.

Бассейн Поркьюпайн образует грабен северного простирания длиной около 400 км и сужающийся от 150 км на юге до 50 км на севере (рис. 1.34). Результаты широкоугольного сейсмического профилирование и моделирования гравитационного поля показывают, что его осадочное заполнение подкреплено либо очень тонкой континентальной корой, либо частично серпентинизированной верхней мантией.

На рис. 1.36 показаны два разреза через поднятие Поркьюпайн, продольный и поперечный. На профилях представлены данные батиметрии, гравитационных аномалий (аномалия Буге и аномалия силы тяжести в свободном воздухе) и магнитных аномалий (рис. 1.36).

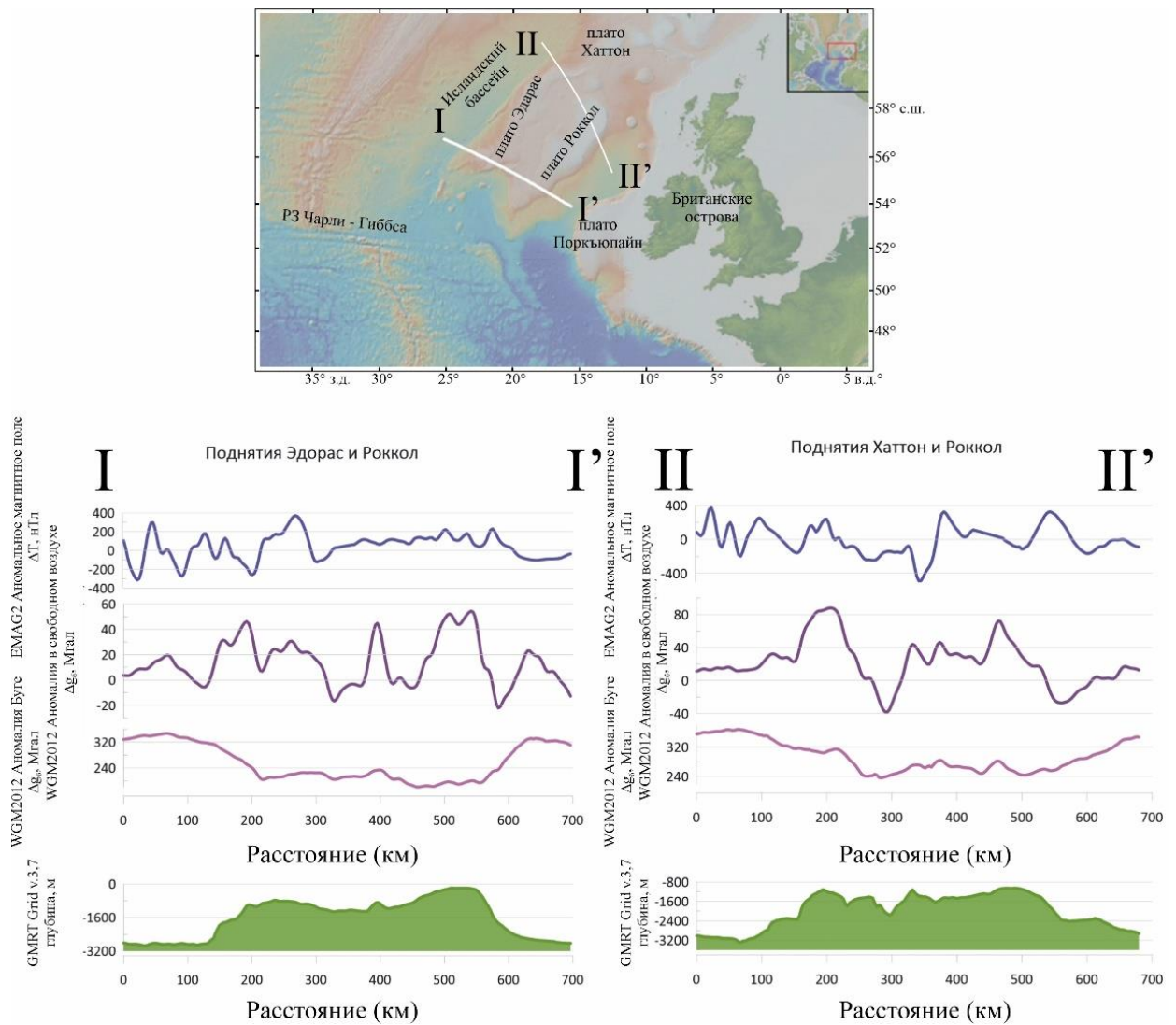


Рис. 1.35 Вверху: Батиметрическая карта (GMRT) шельфа Великобритании с нанесенными линиями профилей через плато Роккол, Хаттон и Эдорас. Внизу: Поперечные разрезы через плато Роккол, Хаттон и Эдорас, построенные в программном пакете GeoMarApp. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям; центральная линия – аномалия силы тяжести в свободном воздухе; нижняя линия – гравитационная аномалия Буге; Зеленый профиль – рельеф.

На поперечном и продольном профилях схожая картина. Отчетливо видны пониженные значения поля силы тяжести в редукции Буге в районе поднятие Поркьюпайн, в то время как на профиле аномалии силы тяжести в свободном воздухе исследуемое поднятие выражено в виде положительной аномалии что свидетельствует о континентальном происхождение данного объекта. На продольном профиле значения поля силы тяжести в редукции Буге меняются плавно, что может говорить о сильном утонение континентальной литосферы и присутствии большого количества интрузивных тел.

Характерной особенностью данного типа плато является чередование структур поднятий с структурами растяжения (возможно начало спрединга). Это возможно при

растяжении вдоль крупного детачмента и несоосности мантийного клина и рифтовой оси, в результате чего и формируется система бассейнов и хребтов.

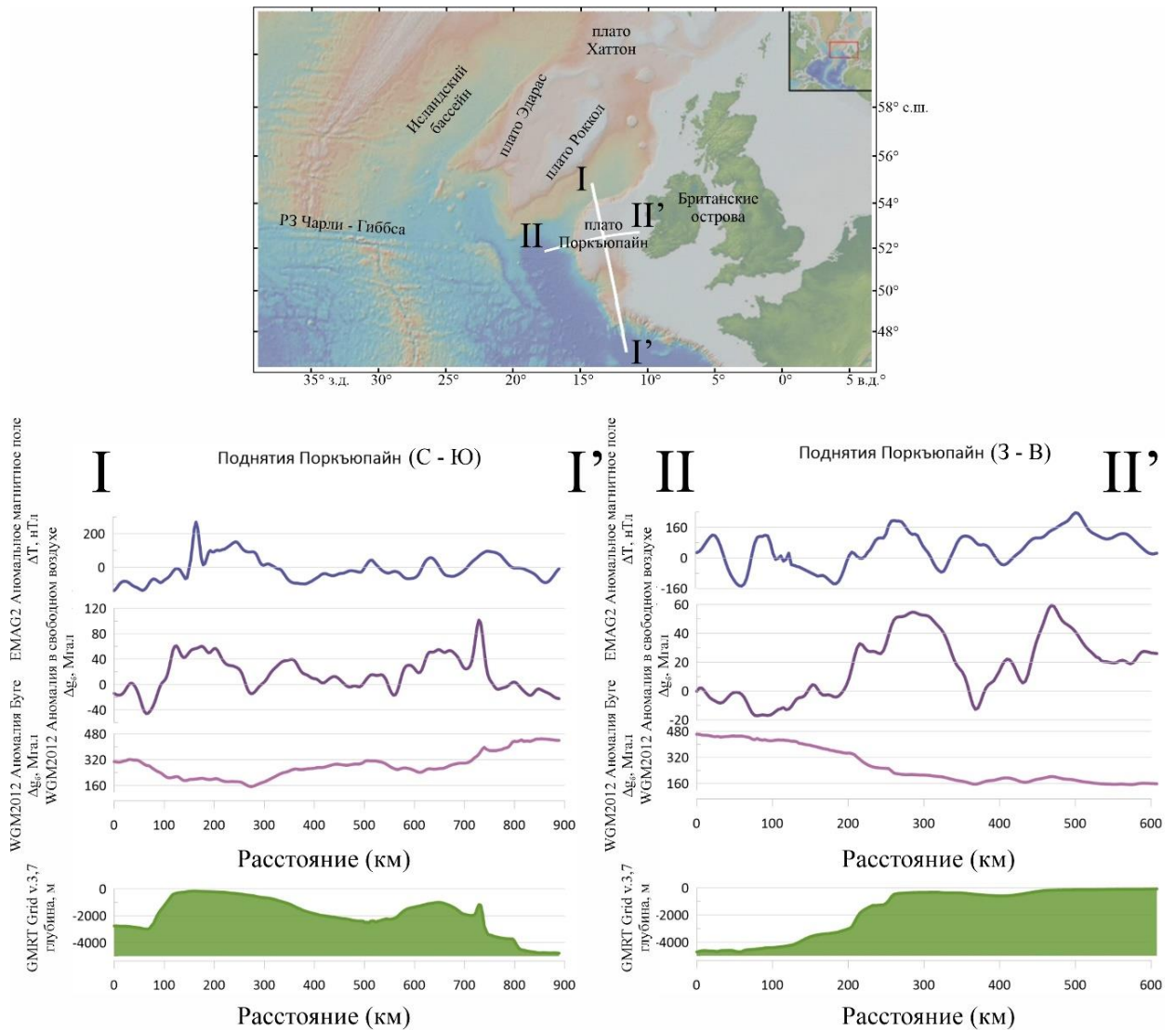


Рис. 1.36 Вверху: Батиметрическая карта (GMRT) поднятия Поркьюпайн с нанесенными линиями профилей.

Внизу: Продольный и поперечные разрезы через поднятие Поркьюпайн, построенные в программном пакете GeoMarApp. Верхняя линия – данные по магнитным аномалиям;

На основе вышеизложенного было сформулировано первое защищаемое положение:

«Изучение геоморфологических и геолого-геофизических характеристик микроконтинентов и краевых плато позволило выделить 3 типа микроконтинентов и 4 типа краевых плато, различающихся по своим морфометрическим параметрами и геодинамическим обстановкам формирования».

Так же были сформулированы и предложены механизмы формирования выделенных типов микроконтинентов и краевых плато, которые были проверены с помощью метода физического моделирования.

Глава 2 Методика физического моделирования.

2.1 Обзор методик экспериментального моделирования

История экспериментального моделирования, как метода исследования деформаций горных пород берет начало в XIX веке, когда работали такие ученые как Холл Дж., Лайель К., Добрэ Дж., Фавр А., Пфафф Ф., Форчехеймер Г., Скардта Г., Рид Т., Кедель Г. и другие. Первые эксперименты проводились без достаточного научного обоснования. Только в начале XX в. началась разработка теории физического подобия, на основе которой начали проводиться опыты, в которых авторы стремились соблюдать принципы физического подобия между моделью и оригиналом (природой). В дальнейшем эти вопросы рассматривались в работах Паркера Р.Л., Макдауэлла А.Н., Рамберга Х., Олденбурга Д., Брюна Ж.П., О'Брайена К., Гзовского М.В., Белоусова В.В., Гончарова М.А., Осокиной Д.Н., Шеменды А.И., Шермана С.И., Борнякова С.А., Семинского К.Ж., Ребецкого Ю.Л., Михайловой А.В. и др. В настоящее время метод физического моделирования широко применяется во многих лабораториях мира для моделирования структурообразующих деформаций литосферы и земной коры в зонах сжатия, растяжения и сдвига.

Основной проблемой теоретического обоснования экспериментального моделирования является принцип подобия моделей природным объектам. Дебаты по этой проблеме продолжаются до сих пор. Первые эксперименты по моделированию проводились без учета подобия модели природным объектам. По мере изучения этой проблемы было сформировано понимание, что физические явления и объекты считаются подобными, если они обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических переменных соответственно подобны. Подобие полей физических переменных заключается в том, что величина какой-либо переменной в любой точке одного объекта равна величине той же переменной в сходственной точке другого объекта, умноженной на постоянный коэффициент – множитель подобия.

Не смотря на множество проблем при соблюдении условий подобия по главным параметрам моделирования таким как, размер структур, время их формирования, деформационным свойствам среды (вязкости и пределу прочности), величине тектонических напряжений, некоторые авторы [напр. Гончаров, 2010] указывают на автоматическое соблюдение условий подобия вне зависимости от выбора эквивалентного материала. Это связано с тем, что даже при использовании более вязкого материала, можно получить деформацию той же величины, затратив больше времени. Те же авторы пишут [Гончаров, 2010], что при проведении тектонофизического моделирования

необходимо стремиться к получению качественного результата, без количественной оценки параметров процесса структурообразования.

Существуют три возможных способа воздействия со стороны прибора аналогового моделирования на модельное (эквивалентное) вещество [лекции по Тектонофизике Н.С. Фролова, 2014]:

1. Механически активный способ (воздействие прибора на образец) – вертикальное, горизонтальное сжатие, дифференциальное воздействие, однородный сдвиг, неоднородный сдвиг, трансенсия, растяжение;

2. Механически-пассивный способ (наблюдение действия на образец поля силы тяжести) – инверсия плотности в результате первоначального заложения слоев модельного вещества;

3. Немеханический способ (сообщение образцу энергии, вызывающее расширение) – инверсия плотности в результате подогрева нижнего слоя вещества.

Моделирование проводится на эквивалентных материалах, то есть веществах, свойства которых подобны соответствующим свойствам моделируемой геологической среды. Среди таких веществ в разное время использовались консистентные смазки, битумы, петролатум, воск, парафин, некоторые сорта мыла, смолы, канифоль, силикон, мед, сироп, кварцевый порошок, влажная глина, песок и др.

Экспериментальное аналоговое моделирование процессов растяжения литосферы можно условно разделить на четыре группы

1. Изучение структурообразования в континентальных рифтах [Corti et al., 2003; Malkin, Shemenda, 1991; Clifton et al., 2000; Clifton, Schlische, 2001];

2. Изучение процессов деформации сдвига [Гончаров, 2010; Dooley et al., 2012], особенно при моделировании континентальных бассейнов типа "пул-апарт" [Dooley et al., 2012; Rahe et al., 1998; Smit et al., 2008];

3. Изучение образования морфоструктурного плана осевых участков океанических рифтовых зон и трансформных разломов [Дубинин и др., 2011; Кохан и др., 2012; Autin et al., 2010; Acocella, 2008; Shemenda, Grocholsky, 1994; Грохольский, Дубинин, 2006; Tentler, 2003; Tentler, Anel, 2010; Oldenburg, Brune, 1972];

4. Изучение образования микроплит при растяжении [Katz et al., 2005; Shemenda, Grocholsky, 1991].

Эти экспериментальные исследования были проведены в различных лабораториях на различных модельных материалах. Среди них есть слоистые модели из силикона, различного по свойствам, вазелина, парафина и порошка гипса [Acocella, 2008; Tentler, 2003; Tentler, Acocella, 2010]; слоистые модели из двух разных силиконов, прослоек

микросфер и слоя глюкозы [Autin et al., 2010]; в работах [Corti et al., 2003] использовались кварцевый песок в качестве хрупкого слоя коры, в качестве пластичного слоя коры выступала смесь песка, силикона и пластилина, нижняя кора была смоделирована смесью песка, силикона и олеиновой кислоты. В работах [Clifton et al., 2000; Clifton, Schlische, 2001] исследовались процессы структурообразования в наклонных рифтовых зонах. Моделирование проводилось на влажной каолиновой глине.

Моделирование бассейнов пул-апарт также проводилось на различных материалах и установках. В лаборатории университета штата Техас, г. Остин, США [Rahe et al., 1998] использовался полевошпатный песок, в лабораториях г. Цюрих, Швейцария [Smit et al., 2008] использовали кварцевый песок в качестве аналога хрупкой части литосферы, и силикон в качестве ослабленной.

Первые эксперименты на воске (freezing wax) проводились [Oldenburg, Brune, 1972] в лаборатории института Геофизики и Планетарной Физики Университета Калифорнии. Изначально происходит полное плавление модельного материала, а затем за счет внешнего охлаждения формируется модельная плита. Эксперименты для воспроизведения структур океанских микроплит и окружающих их трансформных разломов и зон сжатия были проведены [Katz et al., 2005]. В этих экспериментах микроплита сформировалась по модели предложенной [Schouten et al., 1993]. Согласно данной модели микроплита может быть аппроксимирована как вращающийся диск, зажатый между двумя жесткими плитами. По краям диска чередуются деформации сжатия, сдвига и происходит аккреция молодой литосферы. Также в опытах наблюдалось формирование перекрытий центров спрединга, развитие которых согласовывалось с моделями, предложенными Тэнтлер с соавторами [Tentler et al., 2003, 2010] и Шемендой и Грохольским [Shemenda, Grokholsky, 1991].

Ниже будет подробно рассмотрены методики и устройства некоторых из существующих модельных установок.

Швейцарский исследователь Frank Zwaan в своих экспериментах по моделированию континентального рифтогенеза, выполненных в геологическом отделении Университета города Берн, использовал следующую методику.

В качестве модельного вещества используют несколько слоев материалов: чередование 0,5 см слоев тонкого кварцевого песка и корундового песка, формирующие 2 см слой, моделирующий хрупкую верхнюю кору. Чередование песка создает контраст плотности в пределах хрупкого слоя. Ниже идет слой силикона толщиной 2 см, смешанного в пропорции 0,96 к 1 с корундовым песком, моделирующий нижний вязкий

слоем коры. Добавление в силикон корундового песка позволяет избежать гравитационной неустойчивости и диапиризма.

Экспериментальная установка состоит из двух продольных стенок, между которыми располагаются чередующиеся плексигласовые и пенопластовые стержни, плотно прилегающие друг к другу. Перед началом эксперимента плексигласово-пенопластовое основание сжимают боковыми стенками с 30,5 до 25,5 см (16%). В ходе эксперимента боковые стенки раздвигаются, и сжатый пенопласт расширяется, создавая распределённую экстенциональную деформацию и передавая ее в вышележащий слой модельного вещества. Под плексигласовыми и пенопластовыми стержнями находились две опорные плиты, одна из которых была зафиксирована, а другая могла двигаться в перпендикулярном растяжению пенопласта направлении, создавая условия для косоугольного рифтогенеза (рис. 2.1) [Zwaan et al., 2016].

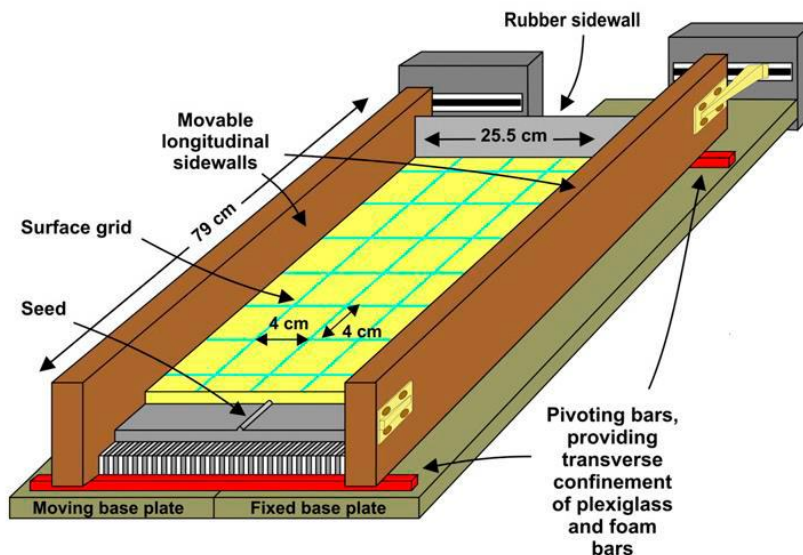
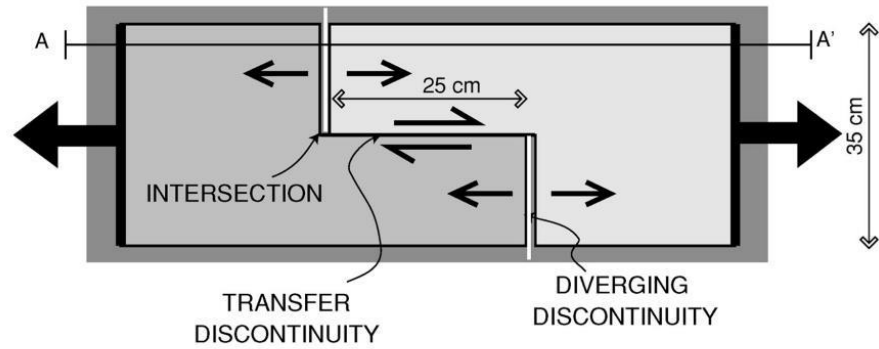


Рис. 2.1 Схематичное изображение экспериментальной установки [Zwaan et al., 2016].

В лаборатории парижского университета Пьера и Марии Кюри Julia Autin с соавторами также проводила эксперименты по изучению разломообразования на начальных стадиях формирования зон спрединга при наклонном растяжении (45°). В этих экспериментах использовалась четырехслойная модель литосферы, состоящая сверху вниз из микросфер (стекло), белого силикона, микросфер (алюминий) и красного силикона. При помощи чередования микросфер и силикона получалось смоделировать соответственно хрупкие и пластичные слои. Эти слои подстилались более плотным и более пластичным сиропом глюкозы, моделировавшим астеносферу. Это вещество было погружено в установку, представляющую собой ящик с движущимися крайней стенкой и дном (рис. 2.2). 1 см модельного вещества соответствует 13 км природной структуры. Скорость растяжения была постоянной и составляла 5 см/час, соответствующую

природным скоростям в 6 см/год. В этих экспериментах рассматривалось растяжение литосферы, как без ослабленной зоны, так и с ослабленной зоной (сокращение мощности верхней хрупкой мантии) [Autin et al., 2010; Autin et al., 2013].

(a) surface view (without sand and silicone putty)



(b) cross-section A-A' (with silicone putty and sand)

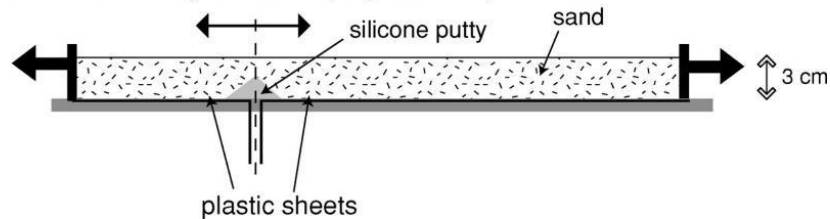


Рис. 2.2 Схематичное изображение экспериментальной установки (а) в плане (б) в разрезе [Dauteil et al., 2002].

В лаборатории французского университета города Рэн О. Дотей и Т. Модэ проводили моделирование формирования трансформных разломов в зоне смещения при различной стратификации модельной литосферы. Модельным веществом являлся кварцевый песок, который моделировал хрупкую часть литосферы. Астеносфера моделировалась силиконом. В качестве модельной установки выступала емкость с разрезами в днище, которые воспроизводили геометрию рифт-смещение-рифт. В различных сериях проводимых экспериментов силикон помещался либо только под рифтовые зоны, либо же и под рифтовые зоны и под зоны смещения. [Dauteil et al., 2002]

В Корнельском университете г. Итака, США, Р. Катц с коллегами воспроизводили структуру океанских микроплит и окружающих их зон трансформных разломов и зон сжатия при помощи воска. Для этого модельное вещество помещали в установку и разогревали до температуры 80°C. В верхней, предварительно охлажденной, части модели закладывали разрез. Затем производилось растяжение с двух сторон при помощи электрического мотора (рис. 2.3). В результате образовывались структуры типа микроплит и трансформных разломов, их ограничивающих. [Katz et al., 2005].

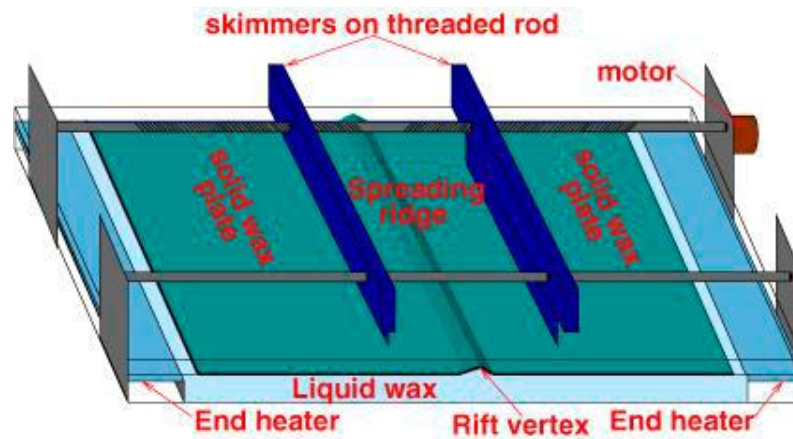


Рис. 2.3 Схематичное изображение экспериментальной установки [Katz et al., 2005].

Дж. Смит с соавторами в университетах г. Цюрих и г. Рэн проводили моделирование процессов структурообразования в бассейнах пулл-апарт. Аналогом хрупкой литосферы являлся песок. В днище установки располагался разрез, над которым помещался пластичный силикон, имитировавший ослабленную зону под бассейном растяжения (рис. 2.4). В ходе экспериментов определяли изменение строения бассейна в плане в зависимости от величины смещения и толщины слоя модельной коры. Для этого изменяли такие параметры, как толщина слоя силикона, а также величину смещения [Smit et al., 2008].

Моделирование причин ортогональности трансформных разломов к спрединговым сегментам в связи с концепцией существования эластичного ядра литосферы между хрупким и пластичным слоем проводил F. O. Marques в лаборатории Лиссабонского Университета. В качестве модельной установки выступал бокс с габаритами 1000x500x50мм (ДxШxВ). Во избежание дополнительного трения, стены бокса были покрыты тонкими листами прозрачного полиэстера. Две подвижные стенки бокса находились друг напротив друга.

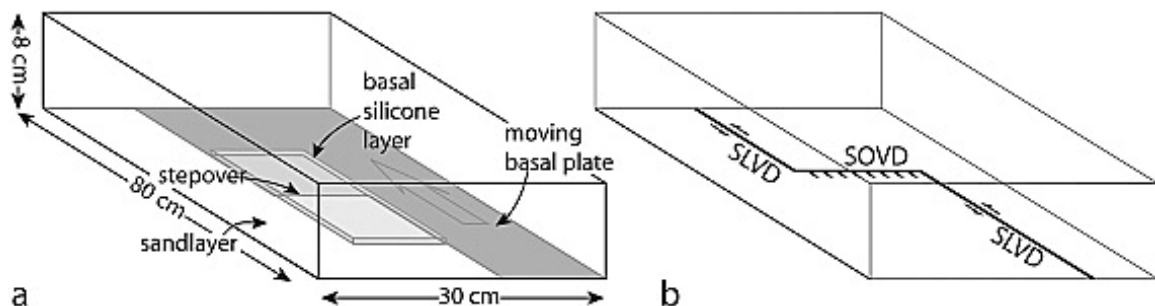


Рис. 2.4 Схема установки, использованной Smit для проведения экспериментов [Smit et al., 2008].

В качестве хрупкой литосферы использовался сухой кварц, для моделирования пластичной литосферы использовался силиконовый полимер, а для эластичного ядра применялась низкоплотная полиэтиленовая пленка [Marques, 2012].

David Boutelier и David Beckett в лаборатории Университета Ньюкасла в Австралии проводили моделирование конвергентных обстановок в трансформных разломах. Их основными параметрами для подобия были: длина, плотность, гидростатическое давление, скорость конвергенции, время.

Модельная установка представляла собой две плиты из чувствительного к температуре эласто-пластичного материала (смесь вазелина, парафина и альфаолефина), находящегося на поверхности маловязкого вещества, имитировавшего астеносферу, которым выступала вода. Граница между модельными плитами моделировала трансформное смещение. На каждом из четырех углов модельного бокса был установлен инфракрасный излучатель и ориентирован на центр модельной поверхности, создавая температурное поле. Температура нижнего слоя модели контролировалась электрическими нагревательными элементами на дне экспериментального бокса. Точный пространственно-временной мониторинг производился при помощи программного обеспечения PIV (рис.2.5) [Boutelier, Beckett, 2018].

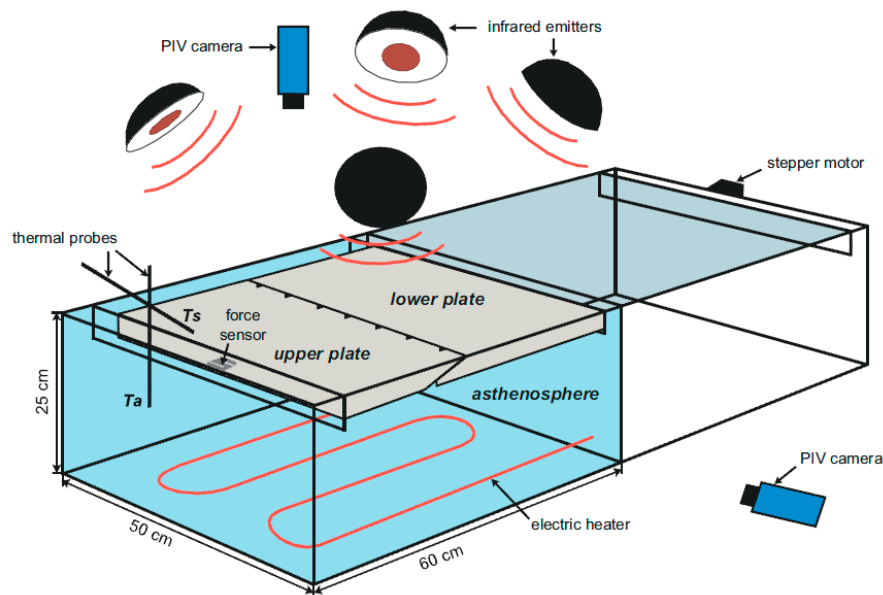


Рис. 2.5 Схема установки [Boutelier, Beckett, 2018].

Фролова Н.С. в лаборатории тектонофизики и геотектоники им. В.В. Белоусова в Московском Государственном Университете имени М. В. Ломоносова занимается изучением структурных парагенезов сдвиговых зон [Фролова Н.С. и др., 2023; Гончаров М.А. и др., 2005]. Моделирование проводится на приборе для тектонофизического моделирования ВитаЭлектроникс, представляющего собой стол с двумя стенками, одна из которых движется вместе со столешницей (рис. 2.6). Прибор оснащен мотором, позволяющим устанавливать скоростной режим в широких пределах. В экспериментах скорость движения составляла около 3 см/час, реже больше. К столу крепятся различные

приспособления, как довольно простые, так и более сложные, предназначенные для моделирования сдвиговой обстановки в широкой зоне.

В качестве эквивалентных материалов, имитирующих осадочный чехол, используются песок (для детализации трещин и для изучения наиболее мелкой трещиноватости, к песку добавляется небольшое количество воды (2-3%), или вазелинового масла, или солидола (около 1%)), глину (бентонитовая и каолиновая) разной влажности, силикон и др.

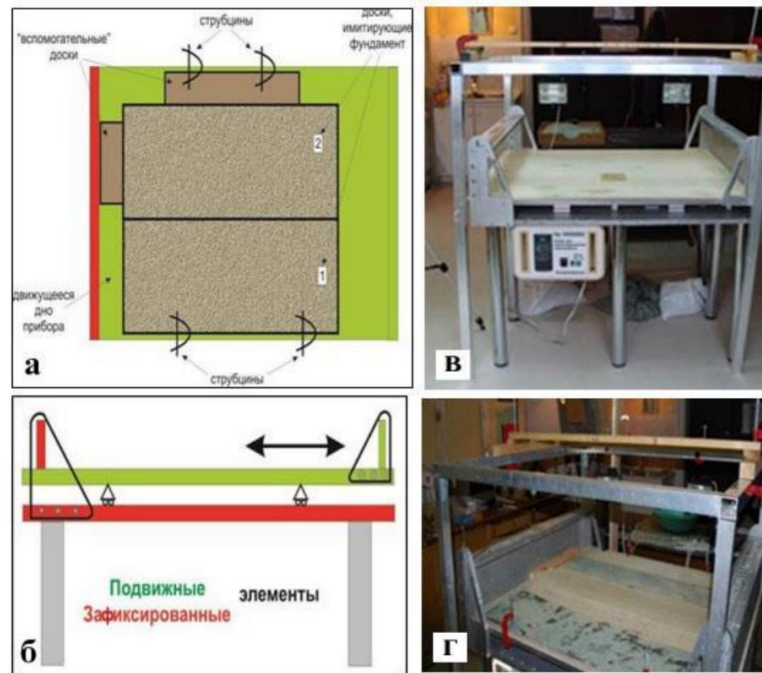


Рис.2.6 Прибор для тектонофизического моделирования в лаборатории тектонофизики и геотектоники геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова: схема прибора (а – вид сверху; б – вид сбоку); в – общий вид прибора; г – прибор с помещенным в него образцом [Фролова Н.С. и др., 2023].

Несмотря на то, что рассмотренные выше экспериментальные результаты, во многом проясняют реальные природные ситуации, сравнение их с конкретными природными структурами показывает, что последние более сложные, чем представленные в моделях. Это связано с тем, что некоторые задачи геодинамики рифтовых зон требуют совместного рассмотрения процессов деформации тектонической среды и термического состояния литосферы в осевых зонах спрединга. Таким образом, речь идет о термомеханических процессах в литосфере и верхней мантии. Именно такой подход применяется при аналоговом моделировании в лаборатории экспериментального моделирования Музея землеведения МГУ.

В таблице ниже представлены сводные данные по лабораториям, объектам моделирования, модельному веществу и соблюдению критериев подобия.

Таблица 2.1 Сводные данные по лабораториям физического моделирования.

Автор метода, страна	Объект моделирования	Основа метода	Соблюдение критериев подобия
Frank Zwaan, Швейцария, университет города Берн	Моделирование континентального рифтогенеза	Многослойная модель из различных видов песка, силикона и др.	Нет
Julia Autin et al., Франция, университет Пьера и Марии Кюри	Моделирование разломообразования на начальных стадиях формирования зон спрединга при наклонном растяжении	Многослойная модель, состоящая из микросфер, силикона, глюкозы.	Нет
Dauteil и Maudit, Франция, университет рода Рэн	Моделирование образования трансформных разломов	Многослойная модель из песка и силикона.	Нет
Katz, США, Корнельский университет г. Итака	Моделирование взаимодействия океанических микроплит и формирование трансформных разломов	Модельное вещество на основе УВ	Да
Smit, Швейцария, университеты г. Цюрих и г.Рэн	Моделирование образования бассейнов пулл-апарт	Многослойная модель, состоящая из песка и силикона	Нет
Marques, Португалия, Лиссабонский университет	Моделирование формирования трансформных разломов	Многослойная модель, состоящая из песка и силикона с полиэтиленовой пленкой в основании	Нет
Boutelier и Beckett, Австралия, университет Ньюкасла	Моделирование конвергентных обстановок в трансформных разломах	Плита из смеси вазелина, парафина и альфаолефина, плавающая на воде	Да
Гончаров, Фролова, Москва, МГУ	Моделирование разломных зон	Многослойная модель, состоящая из различного песка, глины, силикона и др.	Нет
Дубинин, Грохольский, Шеменда, Москва, МГУ	Моделирование океанического спрединга, континентального рифтинга и переходных процессов.	Модельное вещество из смеси вазелина, парафина и минеральных масел	Да

2.2 Методика моделирования

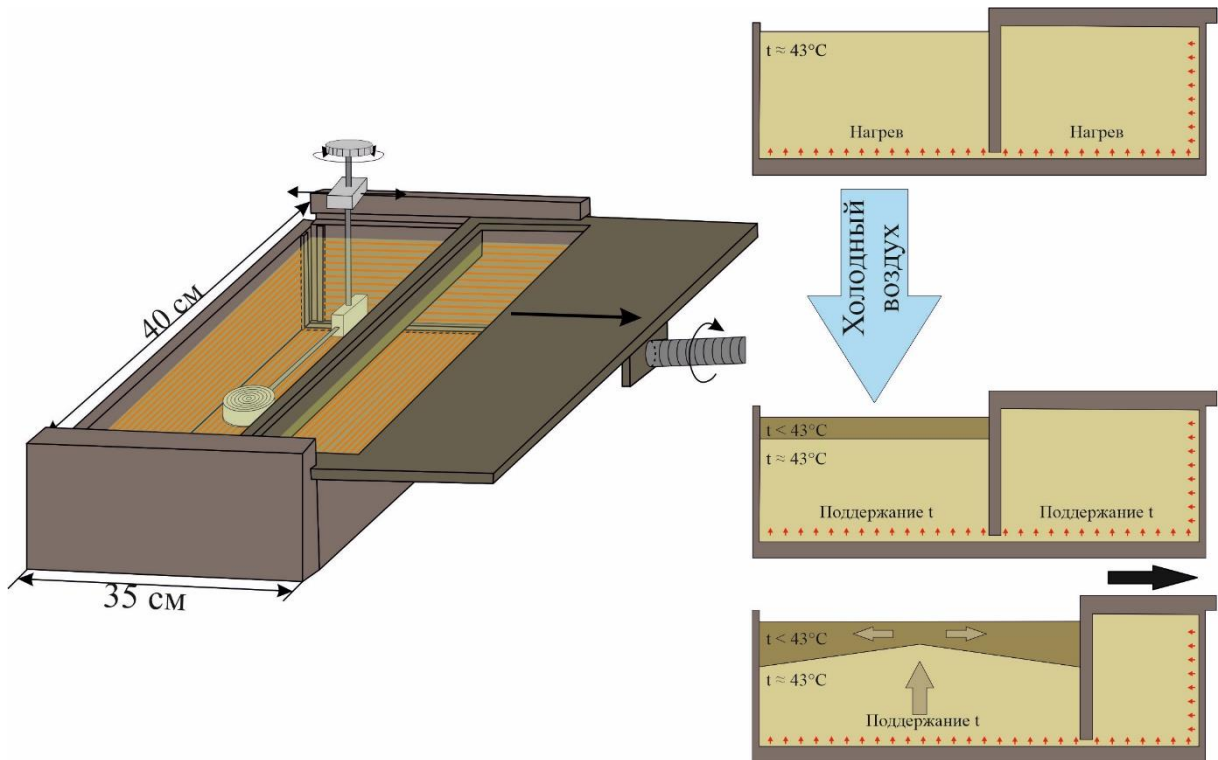


Рис. 2.7 Экспериментальная установка Музея земледования МГУ.

Исследования осуществлялись в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея земледования МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия, разработанными А.И. Шемендой и методиками, описанными в работах [Шеменда, 1983; Грохольский, Дубинин, 2006; Грохольский и др., 2012; Shemenda, Grokholsky, 1994]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основу которой составляют жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно-активными добавками. Вещество отвечает критерию подобия по модулю сдвига, который определяет характер заложения трещин при хрупком или пластичном разрушении:

$$F = \tau_s / \rho g H = const,$$

где τ_s - средний эффективный предел прочности на сдвиг для пород литосферы; ρ , H - соответственно плотность и толщина литосферы; g - ускорение свободного падения [Шеменда, 1983]. Конкретный вид τ зависит от выбора реологической модели литосферы. Если используется пластическая модель, то уровень надгидростатических напряжений в литосфере при достаточно больших деформациях задается пределом ее текучести τ_s , т.е. $\tau = \tau_s$.

Смысл основного критерия подобия, которое необходимо выполнять при моделировании процессов деформации литосферных плит, состоит в требовании, чтобы

отношение напряжений в литосфере, вызывающих ее деформации (надгидростатических напряжений), к гидростатическим напряжениям в плите в природе и модели было одинаковым.

Критерий подобия определяет характер заложения трещин при хрупком или пластичном разрушении. Помимо реологического критерия подобия существует и температурный, который определяется формулой:

$$T = (T_b - T_o) \times (T_m - T_o) = const$$

где T_b – температура хрупко-пластичного перехода, T_m – температура мантии, T_o – температура поверхности [Шеменда 1983, Shemenda 1994]. Принимаются следующие значения параметров:

в природе $\tau_s^o = 5.6 \times 10^7$ Па; $\rho^o = 3 \times 10^3$ кг/м³; $H^o = (2-6) \times 10^3$ м; $T_b^o = 600^\circ\text{C}$; $T_o = 0^\circ\text{C}$

в модели $\tau_s^m = 20$ Па; $\rho^m = 0.86 \times 10^3$ кг/м³; $H^m = 2 \times 10^{-3}$ м; $T_b^m = 28^\circ\text{C}$; $T_o^m = 23^\circ\text{C}$ [Грохольский, Дубинин, 2006].

Кроме условия подобия, в зависимости от поставленных задач, требуется выполнение критериев подобия, накладывающих ограничения на упругие свойства модельной литосферы, свойства, определяющие особенности ее разрушения, плотность литосферы и астеносферы, начальные и граничные условия.

Экспериментальная установка представляет собой текстолитовую ванну (рис. 2.7) с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Равномерное температурное поле модельного вещества создается благодаря нагревательному контуру, расположенному вдоль стенок и дна установки. Электромеханический привод позволяет варьировать скорости деформации модельной плиты (рис. 2.7). Применяемые методики дают возможность создавать обстановки ортогонального, или косоугольного растяжения и сдвига. Изменение длительности охлаждения при подготовке модельной плиты обеспечивает различное соотношение ее хрупкого и пластичного слоев [Грохольский, Дубинин, 2006]. При проведении эксперимента вещество нагревается в установке до определенной температуры (43°C), при условии поддержания фиксированного температурного режима в лаборатории ($22.5-25.5^\circ\text{C}$) (рис. 2.7). Затем начинается процесс охлаждения равномерно расплавленного модельного вещества – образуется корка (модельная литосфера), которая приваривается к поршню и противоположной стенке ванны (рис. 2.7). После того как модельная плита достигает необходимой для данного эксперимента толщины (H в описании экспериментов), начинается ее горизонтальное растяжение. При необходимости заложения ослабленной или более прочной зоны – вырезалась часть плиты. Так же в рамках данного исследования часто использовался локальный источник нагрева (ЛИН),

имитирующий «горячую точку», который на этапе подготовки экспериментов помещался на дно установки и в необходимый момент подключался к цепи питания (рис. 2.7).

В отличие от всех имеющихся подходов к физическому моделированию структурообразующих деформаций в разных лабораториях мира уникальность нашего подхода, помимо корректности выполнения критериев подобия, заключается в том, что здесь естественным путем можно моделировать процесс спрединга и аккрецию новой коры.

Экспериментальное моделирование в геологии используется, начиная с XIX века и имеет широкое применение при решении различных задач. В рамках данной работы метод физического моделирования является ключевым методом для определения и проверки предложенных моделей формирования микроконтинентов и краевых плато. Результаты будут подробно представлены в следующей главе.

Глава 3 Физическое моделирование структурообразующих деформаций при формировании микроконтинентов и краевых плато ²

Все эксперименты, проведенные в рамках этой работы, делятся на 2 крупные группы:

- 1) Моделирование формирования микроконтинентов
- 2) Моделирование формирования краевых плато.

В свою очередь, каждая из групп экспериментов включает различные серии, каждая из которых направлена на моделирование конкретных геодинамических условий, при которых возможно формирование микроконтинентов или погруженных плато (рис. 3.1).

Первая группа состоит из 3-х серий экспериментов. Первая серия экспериментов посвящена моделированию сопряженных плато Ермак и Моррис-Джесуп, расположенных в Арктическом регионе (рис. 3.1, 1) и сформированных в результате взаимодействия рифта хребта Гаккеля с выступом окраины Гренландского шельфа. В данной серии задавалась неровная граница континент-океан посредством поэтапной зачистки новообразованной модельной литосферы до расплава и вторичного охлаждения.

Таким образом создалась модель с 3-мя различными секторами: прочная континентальная литосфера, океаническая литосфера, сильно растянутая континентальная литосфера (выступ континентального шельфа). После подготовки модели запускался электропривод и начиналось растяжение.

Вторая серия экспериментов посвящена моделированию формирования погруженных краевых плато Натуралист и Брюса (рис. 3.1, 2) в результате продвижения Юго-Восточного спредингового хребта через криволинейную границу «континент- океан» в условиях действия плюма Кергелен.

²При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Лейченков Г.Л. Особенности структурообразования на ранних стадиях развития Юго-Восточного Индийского хребта: физическое моделирование // Геотектоника. – 2023 – №3. С. 3-16. RSCI (0.6 п.л., личный вклад – 80%, ИФ РИНЦ 1.305)

Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование условий формирования краевых плато на примере структур Северной Атлантики // Жизнь Земли. – 2023. – Т 45. – №3. – С. 341-354. RSCI (0.6 п.л., личный вклад – 80%, ИФ РИНЦ 0.397).

Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2022. – №5. – С. 19-27. RSCI (0.4 п.л., личный вклад – 80%, ИФ РИНЦ 0.380).

Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Условия формирования сопряженных структур Диамантина и Лабуан в юго-восточной части Индийского океана (физическое моделирование) // Жизнь Земли. – 2021. – Т. 43. – №1. – С. 20-28. RSCI (0.4 п.л., личный вклад – 80%, ИФ РИНЦ 0.397).

Лейченков Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Агранов Г.Д.** Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. – 2018. – №5. – С. 3-21. RSCI (0.8 п.л., личный вклад – 30%, ИФ РИНЦ 1.305).

Особенностью данной серии является наличие локального источника нагрева (ЛИН), имитирующего деятельность горячей точки Кергелен. Первоначальные параметры эксперимента схожи с прошлой серией, но в данном случае перед запуском электропривода запускался ЛИН.

В третьей серии в группе, посвященной формированию погруженных плато, моделировались условия формирования погруженных плато Воринг, банки Филла, плато Эксмут и др. (рис. 3.1, 3). В данной серии в первоначальной континентальной литосфере задавались две трещины с горизонтальным и вертикальным разносом. Также варьировался угол первоначальных вырезов от 0° до 60° . После этого запускался электропривод и начиналось растяжение.

Вторая группа экспериментов, посвященная моделированию формирования микроконтинентов различного типа, включает в себя 6 серий экспериментов (рис. 3.1, 3, 4, 5, 6, 7 и 8):

1) Моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух рифтовых трещин (рис. 3.1, 3). В модельной литосфере перед началом растяжения задавались две трещины. В процессе растяжения заданные разрезы начинали продвигаться навстречу друг другу и образовывали зону перекрытия рифтовых трещин, которая в дальнейшем отделялась от материка и эволюционировала в микроконтинент;

2) Моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух рифтовых трещин при наличии на их пути структурно-реологического «барьера» (гетерогенность литосферы) (рис. 3.1, 4). В модельной литосфере на начальном этапе подготовки эксперимента задавался структурный барьер с более мощной и более прочной модельной литосферой. Перед началом растяжения вырезались две трещины. В процессе растяжения заданные трещины начинали продвигаться навстречу друг другу и, преодолевая структурный барьер, образовывали зону перекрытия, которая в дальнейшем эволюционировала в микроконтинент. Данная серия экспериментов была проведена для определения важности наличия структурного барьера в дораскольной геологии при формировании микроблоков.

3) Моделирование образования зоны перекрытия под воздействием горячей точки (рис. 3.1, 5). В данной серии перед началом растяжения вводилась горячая точка без изначально заданных трещин. Эти эксперименты демонстрируют влияние горячей точки на образование перескоков оси спрединга и микроконтинентов;

4) Моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух трещин и введение горячей точки (ЛИН) после образования зоны перекрытия (рис. 3.1, 6).

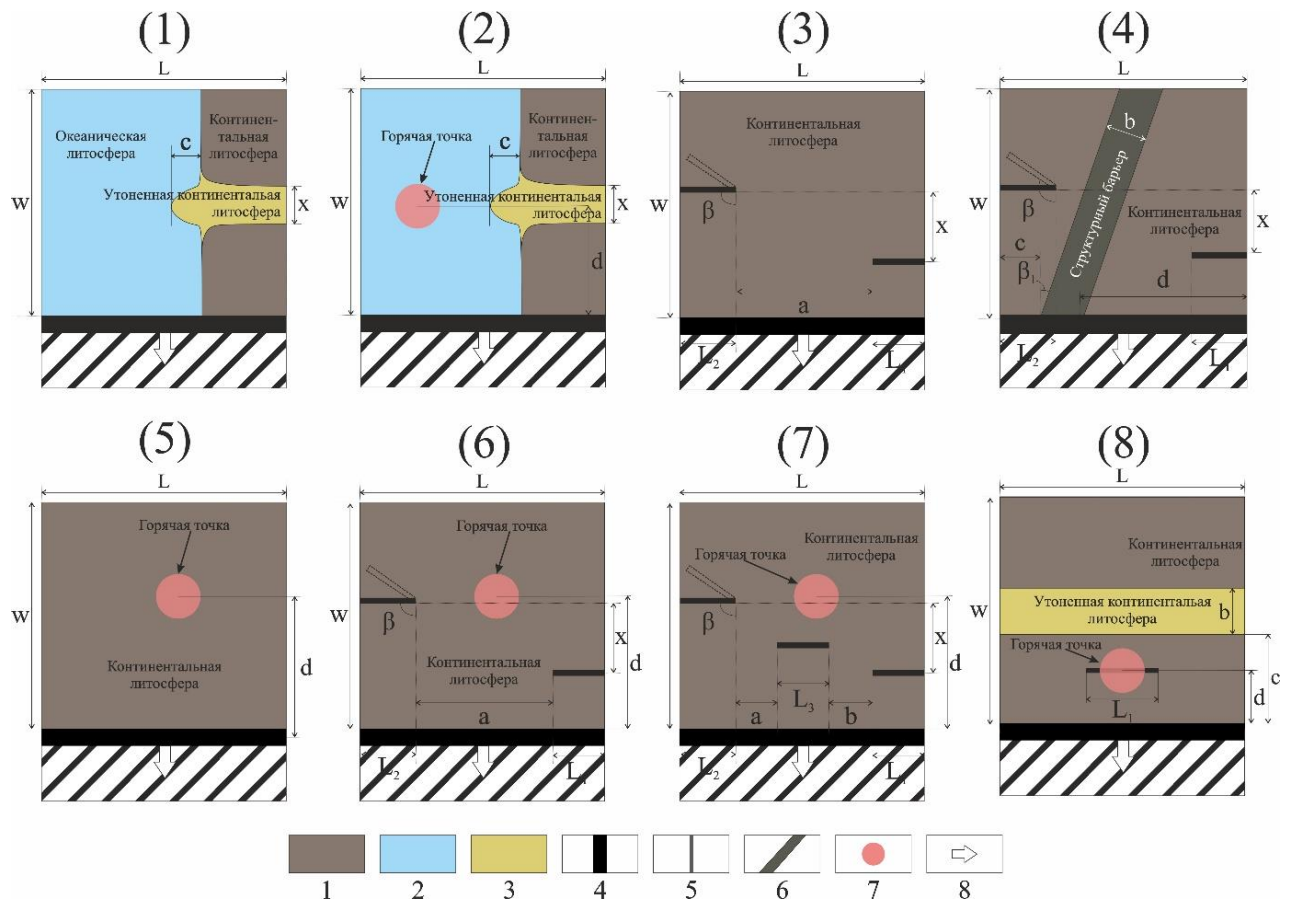


Рис. 3.1 Схемы и параметры серий экспериментов. 1 – формирование погруженных плато при расколе неровной границы континент-океан; 2 – формирование погруженных плато при расколе неровной границы континент-океан при наличии действующей горячей точки; 3 – формирование погруженных плато и микроконтинентов при наличии зоны перекрытия; 4 – формирование погруженных плато и микроконтинентов при наличии зоны перекрытия и структурного барьера; 5 – формирование микроконтинентов при наличии действующей горячей точки (ЛИН); 6 – формирование микроконтинента при наличии зоны перекрытия и под воздействием горячей точки (ЛИН); 7 – формирование серии микроконтинентов или комплекта микроконтинент и погруженное плато при наличии 2-х зон перекрытия и горячей точки (ЛИН); 8 – формирование микроконтинентов при наличии горячей точки под континентальной модельной литосферой вблизи границы континент-океан.

Условные обозначения: (1) – модельная континентальная литосфера; (2) – модельная утоненная континентальная литосфера; (3) – модельная океаническая литосфера; (4) – поршень; (5) – вырезы; (6) – структурный барьер; (7) – ЛИН; (8) – направление растяжения, L_1 – длина нижнего разреза, L_2 – длина верхнего разреза, x – поперечное смещение между разрезами (в серии А ширина ослабленной зоны), a – продольное смещение между разрезами, b – продольное смещение между дополнительным 3-тим разрезом в серии Д, c – ширина выступающей границы континент-океан, d – расстояние от поршня до центра действия ЛИН; β – угол между разрезом и направлением растяжения, W и L – начальные размеры модельного участка установки.

Данные эксперименты на начальном этапе схожи с экспериментами первой серии этой группы, но в момент образования зоны перекрытия вводилась локальная термическая аномалия, имитирующая горячую точку. Целью данной серии экспериментов было выявление влияния горячей точки на развитие рифтовых трещин в зоне перекрытия и на возможность перескока оси спрединга.

5) Моделирование образования серии зон перекрытия при встречном продвижении рифтовых трещин и воздействием горячей точки (ЛИН) (рис. 3.1, 7). В данной серии в первичной литосфере задавались 3 трещины, которые после начала растяжения начинали развиваться на встречу друг другу, в результате чего формировалось 2 зоны перекрытия, после чего вводилась горячая точка и изучалось результирующее формирование одного или двух изолированных микроблока.

Данная серия экспериментов была проведена с целью решения сразу двух проблем:

- Отделение серии линейно вытянутых микроблоков (микроконтинент Ян-Майен и потенциальный блок континентальной коры под о. Исландия);
- Формирование в рамках одного эксперимента изолированного микроблока и краевого плато (микроконтинент Ян-Майен и плато Воринг).

б) Последняя серия экспериментов, посвященная отделению линейно вытянутого континентального блока (хребта) под воздействием горячей точки вблизи границы континент-океан (рис. 3.1, 8). В данной серии экспериментов на начальном этапе подготовки эксперимента задавалась ослабленная зона для локализации напряжений. После начала растяжения и формирования нескольких аккреционных валлов, эксперимент приостанавливался на незначительный промежуток времени, после чего вблизи границы континент-океан запускался ЛИН и делался небольшой разрез, после чего растяжение возобновлялось.

Как видно, в перечисленных сериях экспериментов не упоминаются краевые плато шельфа Великобритании и микроконтиненты, сформировавшиеся в сдвигово-раздвиговых обстановках (Восточно-Гренландский хребет и поднятие Ховгард).

К сожалению, отсутствие серий экспериментов связано с ограничениями модельной установки, а точнее отсутствие верхнего слоя и, как следствие, пластичной деформации. Именно из-за этого ограничения невозможно провести данные серии.

Варьирование параметров в экспериментах и детальное изучение механизмов формирования и результатов экспериментов позволило сформулировать 2 защищаемое положение:

«Эксперименты, проведенные в рамках физического моделирования, показали, что форма и размеры формирующихся микроконтинентов и краевых плато существенно зависят от геометрических (величина смещения рифтовых зон, продвигающихся на встречу друг другу) и кинематических (скорость и направление растяжения) параметров рифтовых зон, а также от наличия структурных неоднородностей в литосфере и термических аномалий в мантии».

3.1 Серия №1. Моделирование формирования двух сопряженных краевых плато при наличии неровности границы континент-океан на примере плато Ермак и Моррис-Джесуп.

В первоначальной охлажденной модельной литосфере зачищалась половина поверхности модельной литосферы в установке и вещество повторно охлаждалось. Таким образом создавалась граница континент-океан, разделяющая литосферные блоки разной толщины. При задании геометрии границы создавалась ярко выраженная неровность, которая в последствии и должна будет расколоться, сформировав 2 плато. Далее, в силу особенности модельной установки, задавалась ослабленная зона или разрез в районе неровности границы континент-океан, имитирующий рифтовую зону. Это было необходимо для локализации растягивающих напряжений. После 3-го охлаждения запускался электропривод и начиналось ортогональное растяжение. В итоге, на начало эксперимента, было создано три различающиеся по мощности типа модельной литосферы (рис.3.1, 1):

- 1) Мощная континентальная модельная литосфера;
- 2) Средней мощности океаническая модельная литосфера;
- 3) Маломощная утоненная континентальная модельная литосфера.

Параметры разных экспериментов приведены в табл.3.1. После начала растяжения зарождалась трещина. Чаще всего она зарождалась в пределах ослабленной зоны и, преодолев границу континент-океан, простиралась далее в пределы океанической литосферы. Но в определенных экспериментах было строго наоборот и трещина зарождалась на океанической литосфере и проникала в ослабленную зону. Данная проблема так же очень важна, хотя в рамках данной работы рассмотрена не будет.

После преодоление трещиной границы континент-океан первично заданная неровность в границе разбивается на два фрагмента, сформировав таким образом 2 сопряженных краевых плато.

Таблица 3.1 Параметры экспериментов 1 серии.

Номер эксперимент а	Скорость растяжения, обр./мин.	Расстояние до поршня, см	Ширина изгиба границы, см	Ширина ослабленной зоны, см
2133	1/70 – 1/30	13	2	3
2134	1/80 -1/40	13	2	3
2136	1/80 -1/40	13	2	3
2137	1/80 -1/40	14	3	2
2138	1/80 -1/40	12	3	2
2139	1/80 -1/40	12	3	2
2140	1/80 -1/40	12	3	2
2276	1/50	14	4	4
2277	1/50	16	4	4

Всего в данной серии было проведено 9 экспериментов. Все эксперименты показали хорошее соответствие с природными структурами.

Описание эксперимента №1 (2276)

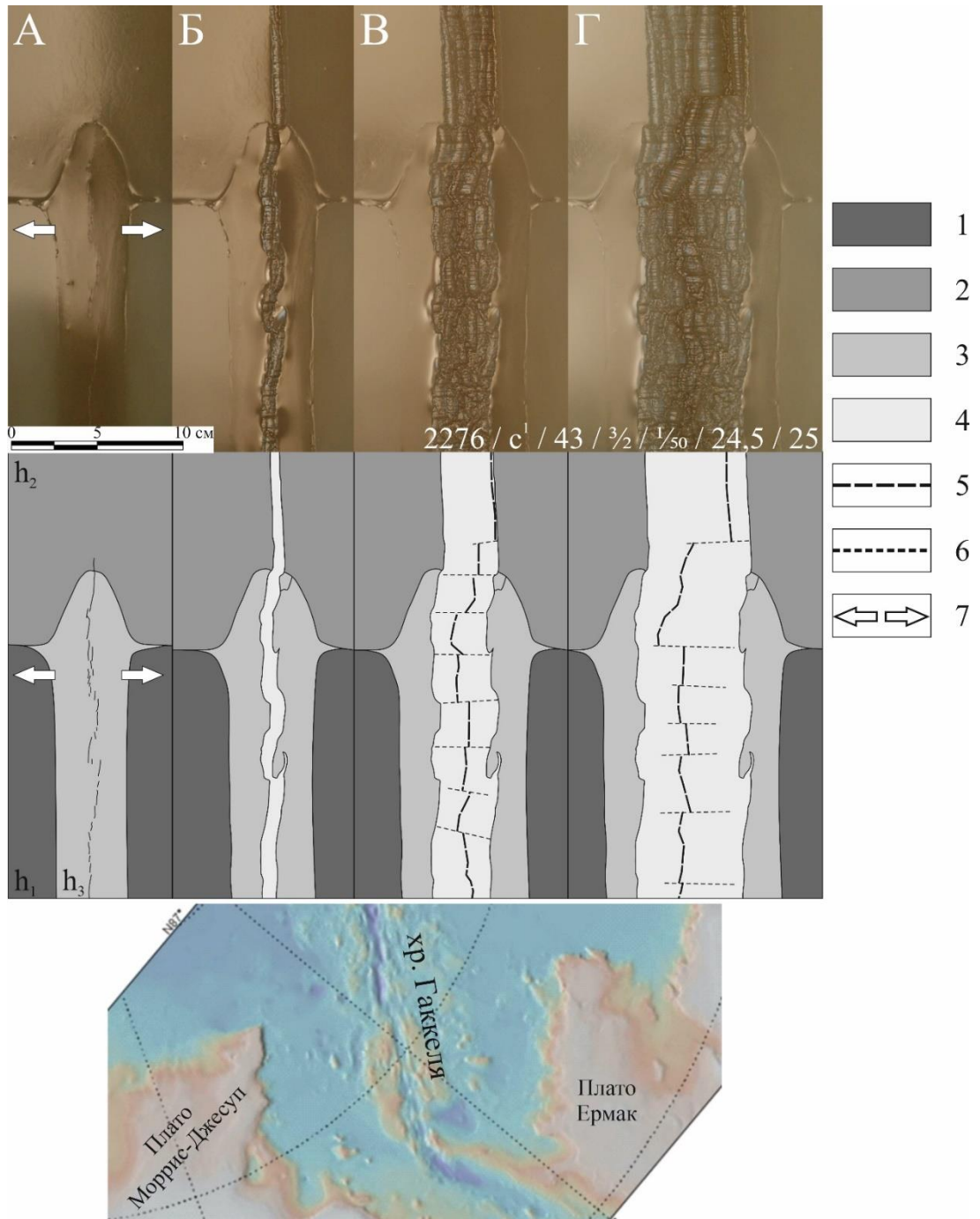


Рис. 3.2 Сверху: 6 стадий эксперимента, фото вид сверху и структурная схема, построенная по данной фотографии. Условные обозначения: (1) – континентальная литосфера; (2) – древняя океаническая литосфера; (3) – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; (4) – новообразованная океаническая литосфера; (5) – границы между зонами; (6) – действующая ось спрединга; (7) – зоны поперечных смещений; (8) – направление растяжения.

Внизу: батиметрическая карта, иллюстрирующая хребет Гаккеля, плато Ермак и Моррис-Джесуп.

После окончания охлаждения и запуска электропривода, через 15 секунд в пределах ослабленной зоны зародилась серия трещин, которые быстро соединились в одну, после чего преодолели границу континент-океан, расколов единое плато на два. Это все произошло за 8 секунд (рис. 3.7, фото 1). Далее, в течение следующей минуты, трещина преодолевала океаническую литосферу и в итоге сформировалась единая ось спрединга (рис. 3.2, фото 2).

На 65 минуте произошел перескок оси спрединга в верхнем сегменте на один структурный вал влево (рис. 3.2, фото 4).

На 72 минуте эксперимент был остановлен

По итогу эксперимента было получено 2 краевых плато, разделенных осью спрединга. На рис. 3.2 представлено сопоставление результата эксперимента и реальной батиметрической карты Северной Атлантики в районе плато Ермак и Моррис-Джесуп.

3.2 Серия №2. Моделирование формирования двух сопряженных краевых плато при наличии неровной границы континент-океан и действия горячей точки на примере раскола Австралии и Антарктиды.

Процесс формирования происходит при продвижении рифтовой трещины с континентальной коры в океаническую при наличии криволинейной границы континент–океан и действующей горячей точки.

В этой серии экспериментов первоначально задавалась неровная граница между мощной континентальной (толщиной h_1) и более тонкой древней океанической литосферой (толщиной h_2) (рис. 3.1, 2). Предположительно, именно благодаря неровности границы сформировались такие структуры, как плато Натуралист и банка Брюс на сопряженных окраинах Австралии и Антарктиды. Параметры разных экспериментов приведены в табл. 3.2.

Далее в пределах континентальной литосферы задавалась ослабленная зона, которая соответствовала утоненной континентальной литосфере на этапе рифтинга. Ослабленная зона толщиной h_3 служила местом локализации хрупких деформаций в осевой зоне рифта. В итоге соотношение мощностей различных участков модели было следующее – $h_1 > h_2 > h_3$. Термическая аномалия, связанная с активностью горячей точки, создавалась локальным источником нагрева (ЛИН), который приводил к повышенному плавлению модельного (в природе – астеносферного) вещества и излиянию расплава на поверхность модели, т.е. формированию магматической провинции (рис. 3.1, 2). Затем включался электродвигатель и начиналось растяжение с небольшими скоростями, соответствующее очень медленному спредингу. После аккреции первого крупного вала скорость увеличивалась. В итоге, после увеличения скорости, происходили перескоки оси спрединга, которые так же создавали асимметрию первых валов, разбивая их на части. После перескоков и формирования единой оси начиналась стационарная аккреция с формированием мало амплитудного рельефа.

Интенсивность термической аномалии и, следовательно, размеры магматической провинции в экспериментах можно варьировать. В процессе растяжения и продвижения рифтовой трещины спредингового хребта в пределы этой новообразованной провинции она разделялась на две части.

Всего в данной серии было проведено 10 экспериментов. Все эксперименты показали хорошее соответствие с природными структурами.

Таблица 3.2 Параметры экспериментов 2 серии.

Номер эксперимента	Скорость растяжения, обр./мин.	Время охлаждения ослабленной зоны, мин	Время охлаждения ГТ, мин	Ширина ослабленной зоны, см
2196	1/50 – 1/30	9	4	2
2197	1/50 – 1/30	8	3	2
2198	1/50 – 1/30	12	2	2
2199	1/50 – 1/30	7	3	3
2200	1/50 – 1/30	7	3	4
2201	1/50 – 1/30	7	3	4
2202	1/50 – 1/30	7	3	2
2203	1/50 – 1/30	7.5	2.5	2
2210	1/50 – 1/30	5	3	2
2211	1/50 – 1/30	7.5	2.5	2

Эксперимент № 2 (2211). Первоначально в модельной литосфере была задана неровная граница между континентальной и древней океанической литосферой, а также ослабленная зона в пределах континента, имитирующая утоненную в процессе рифтогенеза континентальную литосферу. Перед началом растяжения включали ЛИН, имитирующий горячую точку. Затем задавали небольшой разрез между горячей точкой и границей континент – океан, что в последствии создаст необходимые условия для образования погруженного плато, соответствующего в природе плато Натуралист. После этого был выключен ЛИН и началось растяжение модели (рис. 3.3).

На рис. 3.3 стадии 1 видно, как трещина начинает развиваться из разреза, сделанного перед началом растяжения. Продвигаясь из него в сторону горячей точки, трещина быстро доходит до нее, а продвигаясь из разреза в другую сторону, преодолевает модельную криволинейную границу континент – океан. Навстречу ей начинает продвигаться трещина, зародившаяся в ослабленной зоне. Они встречаются в области сочленения ослабленной зоны и искривленной границы океан – континент, формируя перекрытие.

На рис. 3.3 (стадии 2) видно, что зона перекрытия рифтовых трещин перестала деформироваться, так как перекрывающиеся трещины соединились. Видно также, что трещина, которая вышла из разреза, прошла через область влияния горячей точки и сразу же остановилась, так как ей на встречу вдоль поршня продвигалась другая трещина,

которая дошла до горячей точки. После этого скорость растяжения была увеличена, горячая точка незначительно смещена, включена, а ее интенсивность уменьшена.

На стадии 3 (рис. 3.3) продолжалось растяжение модели. В результате деятельности ЛИН увеличивались размеры магматической провинции вследствие излияния расплава на поверхность, поэтому ось растяжения в ее пределах еще не локализовалась.

На стадии 4 (рис. 3.3) в пределах застывшей модельной коры в области действия ЛИН и магматической провинции сформировалась ось спрединга. Хорошо видно, что аккреционные валы в пределах действия ЛИН имеют меньшую амплитуду по вертикали и горизонтали, чем валы, образованные в условиях нормального спрединга вдали от ЛИН. Видно также, что правее области влияния ЛИН закончил формироваться перескок оси спрединга, в связи с чем хорошо виден контраст в рельефе между новообразованными и первыми аккреционными валами, которые образовывались на контакте с более холодной литосферой и при более низкой скорости спрединга.

На 5-й стадии (рис. 3.3) произошло полное отделение модельного хр. Броукен от плато Кергелен. Новообразованный рельеф в более прогретой литосфере в пределах даже слабого воздействия горячей точки характеризуется слабой изрезанностью (рис. 3.3, стадии 3 – 5, 8).

На стадии 6 (рис. 3.3) хорошо виден изгиб спрединговой оси под углом $\sim 110^\circ$, как правило, это происходит при асимметричном спрединге на отдельных сегментах. Если сегменты не граничат один с другим и их оси смещены как вдоль простирания СОХ, так и поперек на значительное расстояние, то сегмент, расположенный между ними, будет наклонным по отношению к ним, а угол наклона будет зависеть от величины продольного и поперечного смещения сегментов с асимметричным спредингом. Структура наклонного сегмента будет представлять собой серию нетрансформных смещений со спрединговыми осями, субортогональными направлению растяжения. При асимметричном спрединге на соседних сегментах между ними будет формироваться трансформное смещение. В представленном эксперименте к асимметрии спрединга на различных сегментах могло привести наличие горячей точки в данной области. Результаты экспериментов хорошо коррелируют с геолого-геофизическими данными и соответствуют современным моделям эволюции рассматриваемого региона.

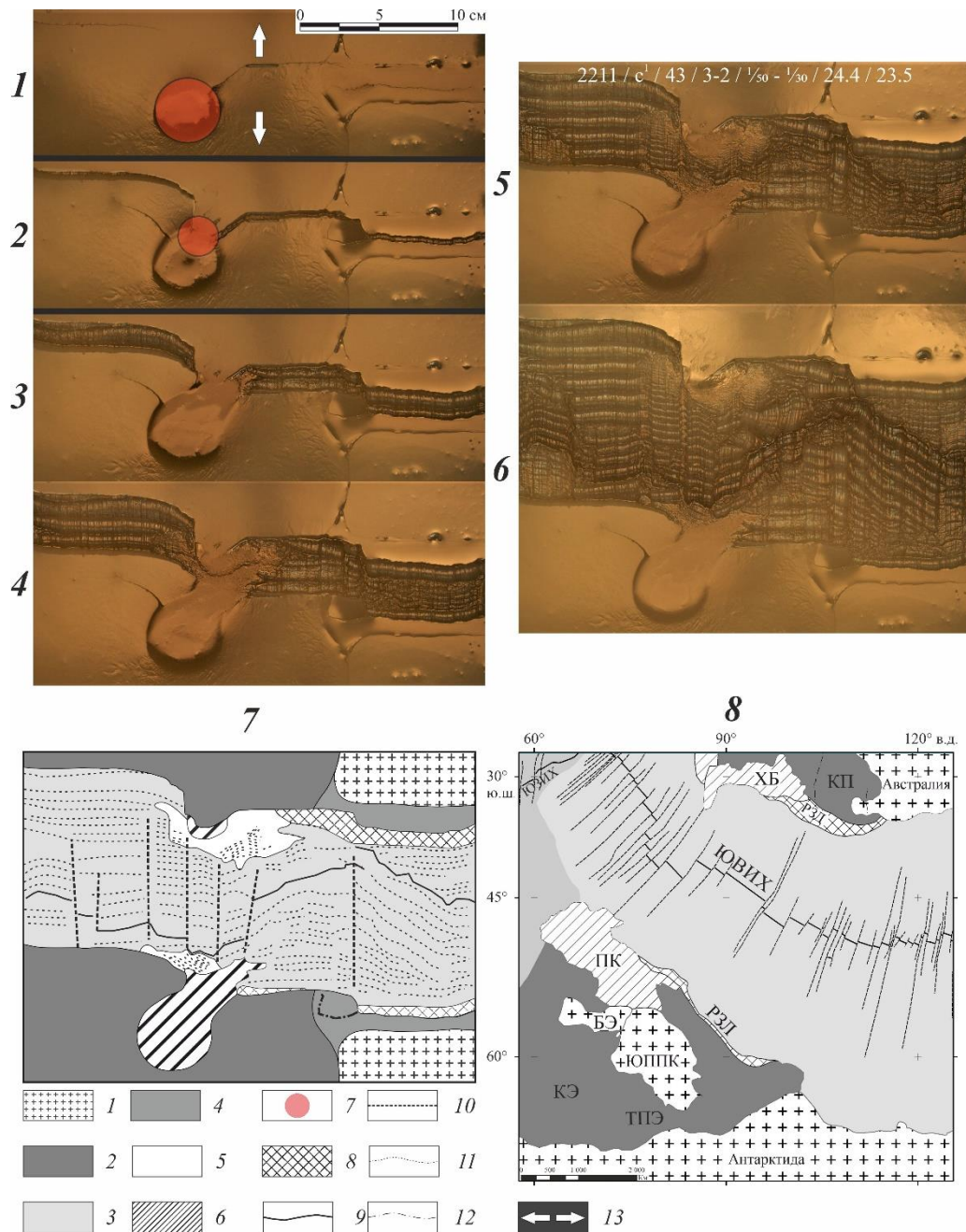


Рис. 3.3 Модель развития рифтовой трещины в процессе ее продвижения с континента в пределы древней океанической литосферы при действии горячей точки с дальнейшим расколом магматической провинции. Эксперимент No 2 (2211): $h_1 = 2 \times 10^{-3}$ м; $h_2 = 3 \times 10^{-3}$ м; $h_3 = 1.5 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с; $V_2 = 5 \times 10^{-5}$ м/с. Геологические структуры: ПК – плато Кергелен; ЮППК – Южная провинция плато Кергелен; ХБ – хребет Броукен; КП – котловина Перт; РЗД – разломная зона Диамантина; РЗЛ – разломная зона Лабуан; БЭ – банка Элан; КЭ – котловина Эндерби; ТПЭ – трог принцессы Елизаветы. Показано (арабские цифры): 1–6 – стадии эксперимента; 7–8 – структурные схемы: 7 – по результатам эксперимента, 8 – по геолого-геофизическим данным. 1–3 – литосфера: 1 – континентальная, 2 – океаническая древняя, 3 – океаническая новообразованная; 4 – ослабленная зона растяжения в пределах континентальной литосферы; 5–8 – зона: 5 – интенсивного влияния горячей точки при аккреции, 6 – излияния горячей точки, 7 – действия горячей точки, 8 – эксгумации мантии; 9 – действующая ось спрединга; 10 – зоны поперечных смещений; 11 – границы между аккреционными валами; 12 – ось палеоспериднга; 13 – направление растяжения.

3.3 Серия №3. Выявление условий формирования краевых плато и микроконтинентов при пропагетинге двух рифтовых трещин и формировании зоны перекрытия (плато Воринг и Эксмут, банка Филла и др./микроконтинент Ян-Майен, плато Кергелен, банка Галиция и др.).

После образования модельной литосферы необходимой мощности, создавались два параллельных разреза с вертикальным разносом от 8 до 22 сантиметров и горизонтальным разносом от 2 до 4 сантиметров. Затем запускался электродвигатель, и начиналось растяжение. Через небольшой промежуток времени разрезы начинали развиваться и зарождалась система трещин. Сначала они просто продвигаются вверх и вниз, но при перекрытии начинают влиять друг на друга, загибаясь на встречу и пытаясь соединиться. В результате этого образуется зона перекрытия. Трещины соединяются не сразу, из-за чего блок в зоне перекрытия начинает деформироваться и вращаться. В результате этого он может окончательно оторваться только с одной стороны или с обеих сразу. Но блок вращается не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальной (в природе ярким примером вращения в вертикальной плоскости является остров Цейлон или Тасмания).

Параметры разных экспериментов приведены в табл. 3.3. В результате в одних экспериментах образовался полноценный (рис. 3.4), отколовшийся от обеих модельных плит микроблок, имитирующий в модели микроконтинент. В других экспериментах наоборот, блок полностью не отрывался (рис. 3.5), образуя не оторженное континентальное краевое плато.

Таблица 3.3 Параметры экспериментов 3 серии.

Номер эксперимента	Скорость растяжения, обр./мин.	Вертикальный разнос, см	Горизонтальный разнос, см	Длина вырезов, см	Примечания
1547	1/90	16 см	0 см	7 см	
1563	1/90	30 см	0 см	2х4 см	Ослабленная зона
1564	1/90	30 см	0 см	2х4 см	Ослабленная зона
1565	1/90	30 см	0 см	2х4 см	Ослабленная зона
1566	1/90	30 см	0 см	2х4 см	Ослабленная зона
1571	1/90	22 см	0 см	4 см	Один вырез под 45°
1572	1/90	22 см	3 см	2 см	
1573	1/90	22 см	6 см	4 см	
1574	1/90	22 см	4 см	4 см	
1575	1/90	22 см	2 см	4 см	
1575(2)	1/90	10 см	4 см	4 см	
1578	1/90	22 см	4 см	4 см	
1599	1/60	22 см	2 см	4 см	

1600	1/60	22 см	2 см	4 см	
1603	1/60	22 см	2 см	4 см	
1604	1/60	22 см	2 см	4 см	
1605	1/60	16 см	2 см	4 см	
1606	1/60	18 см	2 см	4 см	
1607	1/60	18 см	2 см	4 см	
1609	1/60	22 см	2 см	4 см	Один вырез под 45°
1610	1/60	16 см	2 см	4 см	Один вырез под 45°
1611	1/60	22 см	2 см	4 см	Один вырез под 60°
1612	1/60	22 см	2 см	4 см	Один вырез под 30°
1645	1/40	14 см	2,5	13 см	
1788	1/90	22	2	4	
1789	1/90	22	2	4	
1790	1/90	22	2	4	
1791	1/90	22	1	4	
1792	1/70	24	2	8	
1793	1/90	18	1,5	5	
1806	1/80	12	2	4	
1807	1/70	12	2	4	
1811	1/50	12	3	5	
1812	1/50	12	3	4	
1813	1/50	12	3	4	
1814	1/60	12	2	4	
1815	1/60	8	3	4	
1816	1/60	12	2	5	
1819	1/60	14	3	7	
1824	1/50	12	3	8	
1825	1/50	16	3	6	
1826	1/50	12	4	7	
1827	1/50	10	3	7	
1828	1/50	12	4	7	
1829	1/50 – 1/40	10	4	7	
1833	1/50	10	3	7	
1841	1/50	10	3	8	Один вырез под 60°
1842	1/50 – 1/30	10	3	7	Один вырез под 60°
1843	1/50 – 1/30	10	3	7 и 8	Один вырез под 60°
1844	1/50 – 1/30	10	3	7	Один вырез под 60°
1850	1/50 – 1/30	10	2	7 и 10	Один вырез под 60°
1851	1/50 – 1/30	10	2	7 и 10	Один вырез под 60°
1852	1/50 – 1/30	12	3	7 и 11	Один вырез под 60°

2094	1/50	12	3	5	
2112	1/50	10	3	6	
2113	1/50	12	4	5	
2141	1/80	10	3	7	
2142	1/80	10	3	7	
2143	1/80	10	4	5	Один вырез под 40°
2144	1/80	10	3	5	Один вырез под 40°
2145	1/80	10	3	5	Один вырез под 40°
2146	1/80	8	3	5	Один вырез под 40°
2147	1/80	8	3	5	Один вырез под 40°

Всего в рамках этой серии было проведено 63 эксперимента

Описание эксперимента № 3 (1575)

После первичного охлаждения задавались две трещины длиной по 4 см. Вертикальное и горизонтальное расстояния равны соответственно 22 и 2 см. После этого запускался электродвигатель и начиналось растяжение. Первой начала развиваться левая трещина, но почти сразу же начала развиваться правая. Около второй трещины образовалась зона перекрытия – сформировался микроблок (рис. 3.4А).

Далее микроблок деформировался и вращался против часовой стрелки. Вначале соединение трещин произошло с левой стороны от подвижного блока, но единой рифтовой долины не образовалось (рис. 3.4Г). Это произошло через 17 минут после запуска двигателя. Блок продолжил деформироваться и произошел разрыв с правой стороны от блока (через 190 секунд) (рис. 3.4Д). Далее там произошел перескок и сформировалась единая рифтовая ось, а нижняя ось отмерла, формируя небольшой палеспрингивый бассейн трога Принцессы Елизаветы. В результате образовался микроконтинент – блок континентальной литосферы, окруженный со всех сторон океанической.

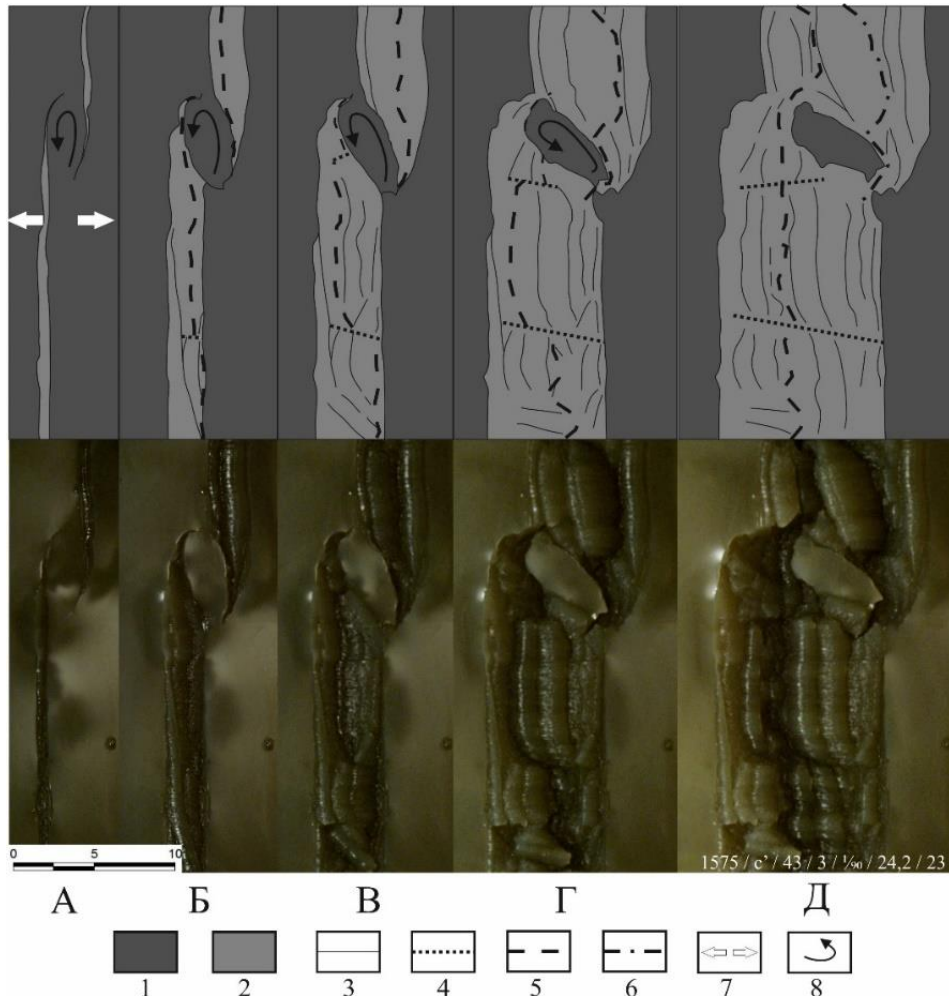


Рис. 3.4 Формирование микроблока при параллельном простирании рифтовых трещин с небольшим поперечным смещением и большим продольным. Образовался подвижный малый блок. Опыт № 3 (1575). А–Д основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – разрезы и продвигающиеся из них трещины, а также границы основных формирующихся структур; (4) – смещения и сдвиги; (5) – ось спрединга; (6) – ось палеоспрединга; (7) – направление растяжения; (8) – направление вращения. микроблока.

Описание эксперимента № 4 (1825)

Данный эксперимент отличается от предыдущего вертикальным и горизонтальным разносами, которые соответственно равны 16 и 3 см. А также длиной вырезов – 6 см. Первоначально начала развиваться правая трещина. Почти сразу же после этого начала развиваться вторая. Далее сформировалась крупная зона перекрытия (рис. 3.5А). Из-за размера, в сравнение с экспериментом № 3 (1575), блок практически не деформировался. В результате, в верхней части подвижного блока произошел разрыв сплошности и сформировалась единая рифтовая ось, а деформация блока прекратилась (рис. 3.5Б-Г). В данном эксперименте не произошло полного отделения микроконтинентального блока. Он

остался соединенным с материнской плитой, но разделен от нее структурой типа неразвившегося рифта - авлакогена.

Вывод: всего сделано 64 эксперимента. Выявлена зависимость размеров и формы подвижного микроблока блока от первоначального горизонтального и вертикального разносов модельных рифтовых трещин. При вертикальном разносе почти всегда соотношение ширины и длины равно 1/2-1/3. При уменьшении вертикального разноса, но при наличии горизонтального соотношение ширины к длине меняется на противоположное. При наличии косого разреза форма блока с обычной эллипсоидной меняется на параллелограмм или треугольник. В результате экспериментов получались, как полностью отделенные блоки (рис. 3.4) – микроконтиненты, так и неотделенные блоки (рис. 3.5) – континентальные плато в структурах пассивных континентальных окраин.

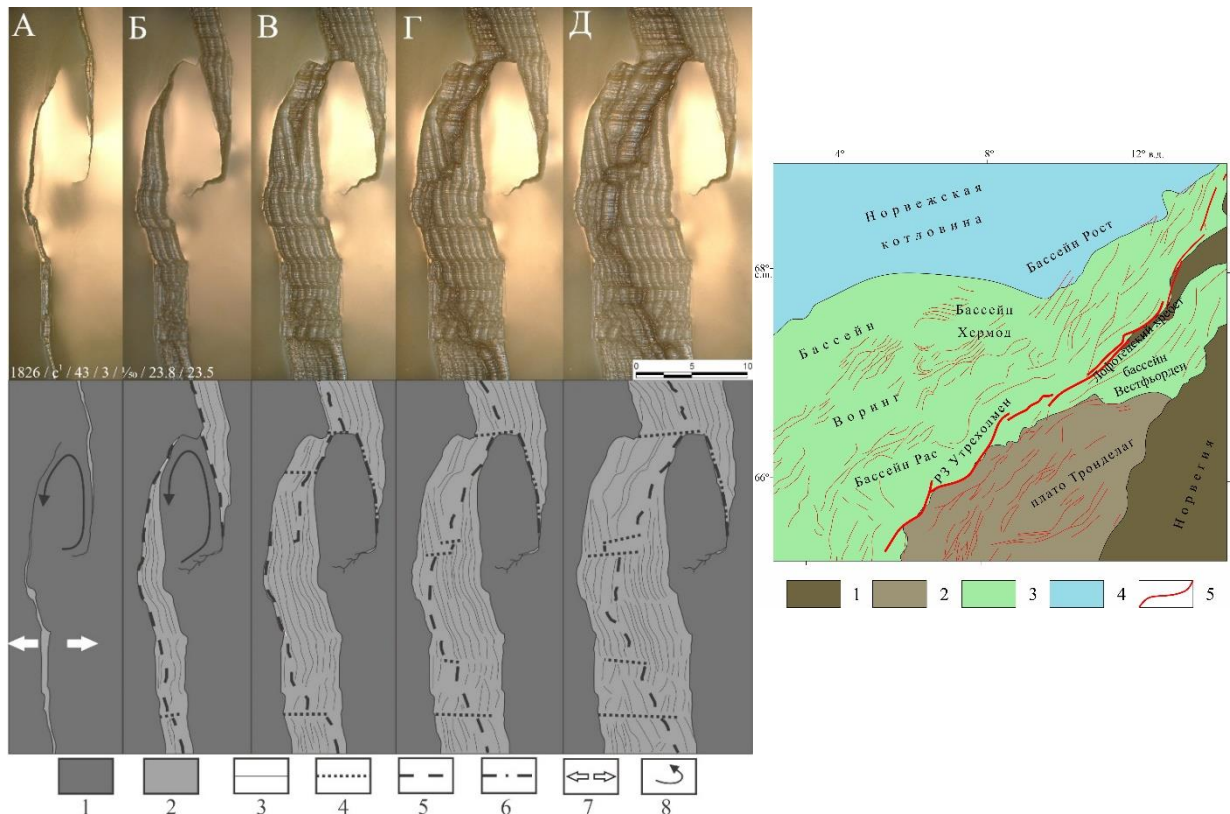


Рис. 3.5 Эксперимент № 4 (1826) формирование микроблока при параллельном простирании рифтовых трещин с преобладающим продольным смещением над поперечным и с образованием малоподвижного крупного блока. ($h_1 = 3 \times 10^{-3}$ м; $V_1 = 3 \times 10^{-5}$ м/с). Длина разрезов $L = 6 \times 10^{-2}$ м, продольное смещение $a = 3 \times 10^{-2}$ м, поперечное смещение $x = 16 \times 10^{-2}$ м. А–Д – сверху последовательные стадии эксперимента (вид сверху), снизу – соответствующие им структурные схемы. (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – разрезы и продвигающиеся из них трещины, а также границы основных формирующихся структур; (4) – смещения и сдвиги; (5) – ось спрединга; (6) – ось палеоспрединга; (7) – направление растяжения; (8) – направление вращения микроблока.

Справа: структурная схема плато Воринг, построенная по данным [Zastrozhnov et al., 2018]. (1) – континент, (2) – платформа, (3) – меловой бассейн, (4) – океаническая кора, (5) – разрывные нарушения.

3.4 Серия №4. Влияние рифтогенной структурной неоднородности Маханади-Ламберта с более прочной литосферой на особенности структурообразования

Цель: Моделирование образования плато Южный Кергелен и трога Принцессы Елизаветы.

Таблица 3.4 Параметры экспериментов 4 серии.

Номер эксперимента	Скорость растяжения, обр./мин.	Время охлаждения струп-го барьера, мин	Время охлаждения мод. лит., мин	Верный разнос, см	Горный разнос, см	Длина вырезов, см	Ширина струп-го барьера, см
1866	1/70 – 1/40	21.30	7	14	4	4	6
1867	1/70 – 1/50	21.27	6	12	3	5	6
1875	1/70 -1/50	21	9	12	3	5	6
1886	1/70 – 1/50	22	8	12	4	5	6
1887	1/70 – 1/50	21.43	7	11	3	6	3
1878	1/70 – 1/50	21.48	10	12	3	6	4
1887	1/70 – 1/50	21.56	7.5	12	3	7	4
1888	1/70 – 1/30	20.21	7	12	3	5	6
1889	1/70 – 1/30	20.12	8.5	12	3	6	6

Структурная неоднородность с более прочной литосферой формировалась путем большего времени ее охлаждения по сравнению с окружающей модельной литосферой. После первичного охлаждения модельной литосферы, она вся убиралась, оставался только барьер. Далее вся модель повторно охлаждалась. Таким образом, в результате получается модельная литосфера с более прочным структурным блоком с более толстой литосферой. Далее вырезались два параллельных разреза с вертикальным разнесом от 11 до 14 сантиметров и горизонтальным разнесом от 3 до 4 сантиметров, после чего запускался электродвигатель, и начиналось растяжение (рис. 3.6). Через небольшой промежуток времени из разрезов начинали расти трещины навстречу друг другу, которые упиралась в более прочную структурную неоднородность (барьер). В какой-то момент одна из трещин прорывает барьер и после этого образуется зона перекрытия (рис. 3.6А). Трещины соединяются не сразу, из-за чего блок в зоне перекрытия начинает деформироваться и вращаться (рис. 3.6В). В результате этого он может окончательно оторваться только с одной стороны или с обеих сразу. Блок вращается не только в горизонтальной плоскости, но и в вертикальной. Параметры разных экспериментов приведены в табл. 3.4.

Итог: в данной серии было проведено 9 эксперимента. В некоторых экспериментах блок получался не большой и сильно деформировался и вращался, практически отрываясь с обеих сторон. В других же экспериментах наоборот. Блок получался очень крупный, из-за чего деформировался не сильно. Это определялось первоначальной геометрией трещин и их разносом относительно друг друга.

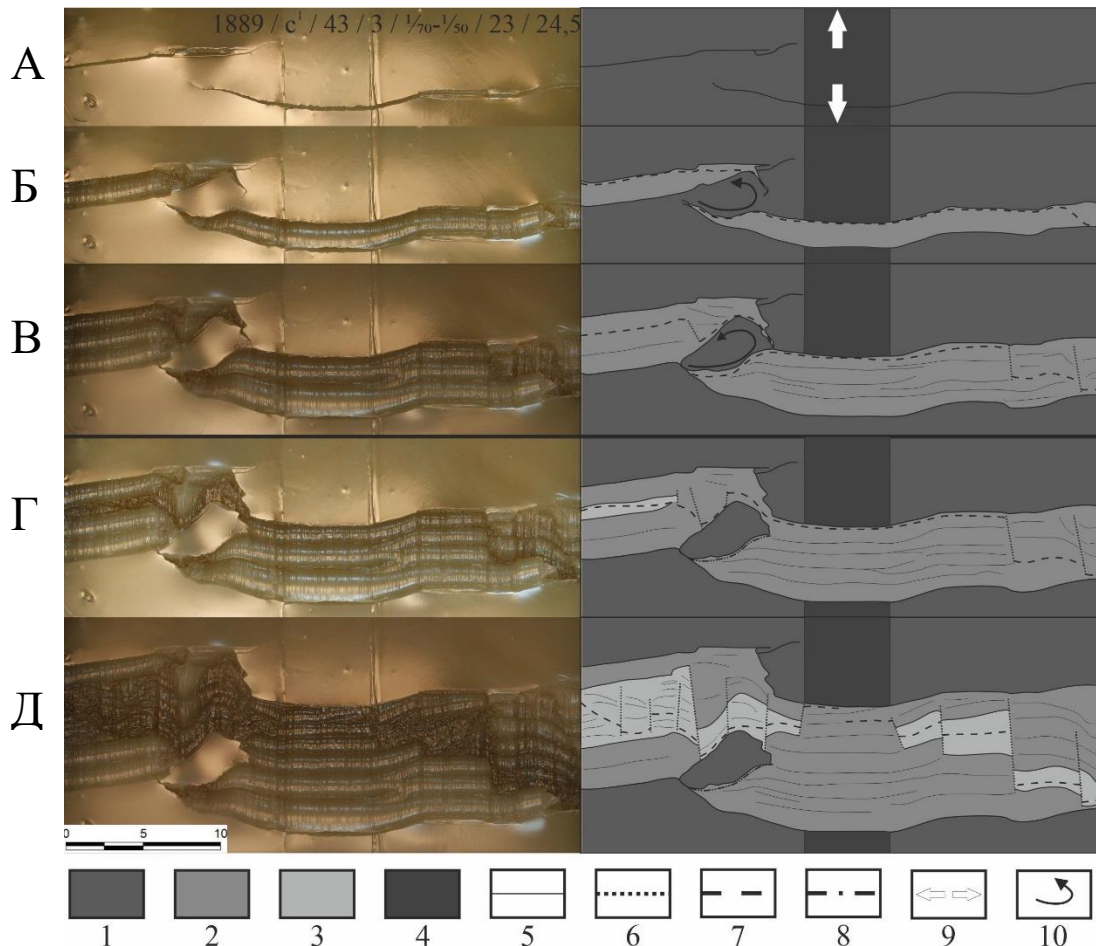


Рис. 3.6 Формирование микроблока при параллельном простирации рифтовых трещин и наличии структурного барьера. Образовался подвижный крупный блок. Опыт № 5 (1889). А–Д основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера при низких скоростях растяжения; (3) – новообразованная литосфера при высоких скоростях растяжения; (4) – структурный барьер; (5) – разрезы и продвигающиеся из них трещины, а также границы основных формирующихся структур; (6) – смещения и сдвиги; (7) – ось спрединга; (8) – ось палеоспрединга; (9) – направление растяжения; (10) – направление вращения микроблока.

Таким образом, наличие структурной неоднородности с более прочной литосферой может существенно влиять на геометрию развивающихся рифтовых трещин и определять характер структурообразования: наличие их перекрытия и формирование микроконтинентального блока, или смещение вдоль структурной неоднородности и формирование трансформного разлома. Это будет определяться прочностью и размерами

структурной неоднородности. Важную роль, видимо, также будет играть геометрия структурной неоднородности по отношению к направлению растяжения.

3.5 Серия №5. Изучение влияния действия горячей точки на формирование микроконтинента.

В рамках данной серии под первоначальную модельную литосферу вводился локальный источник нагрева и включался незадолго до начала работы электропривода. После запуска двигателя начиналось растяжение. В модельной литосфере зарождались трещины и стремились к расплавленному месту. В некоторых экспериментах трещины начинали сразу развиваться от горячей точки.

Данная серия экспериментов показала, что влияния одного лишь локального источника нагрева недостаточно для формирования изолированного микроблока. Во всех экспериментах, если образовывалась зона перекрытия, то в результате формировались только погруженные плато. Зачастую, блок сильно деформировался, вращался, но полностью не отделялся. Так же отмечено, что при формировании зоны перекрытия при начальных условиях в виде 2-х трещин, блока всегда получался вытянутым с соотношением сторон $\sim 1/3$, то в данной серии блоки чаще получались изометричной формы.

Описание эксперимента № 6 (659)

В данном эксперименте на этапе подготовки никаких геометрических элементов не вводилось. Перед запуском электропривода на дне установки запускался локальный источник нагрева. После начала растяжения в зоне действия ЛИН сформировалась зона перекрытия (рис. 3.7А). Дальше блок в пределах данной зоны, при продолжении растяжения, начал деформироваться и вращаться против часовой стрелки (рис. 3.7Б). По мере растяжения и вращения блока, трещины продолжали развиваться и в итоге произошел разрыв сплошности и трещины соединились, сформировав единую ось. Деформация блока прекратилась (рис. 3.7В). На этой стадии так же видно, что в зоне влияния ЛИН рельеф более частый и менее амплитудный. На стадии Г и Д происходит нормальное наращивание океанической коры. Так же ЛИН был выключен, что явно видно по новообразованному рельефу в районе действия ЛИН, рельеф стал схожим с остальной новообразованной литосферой.

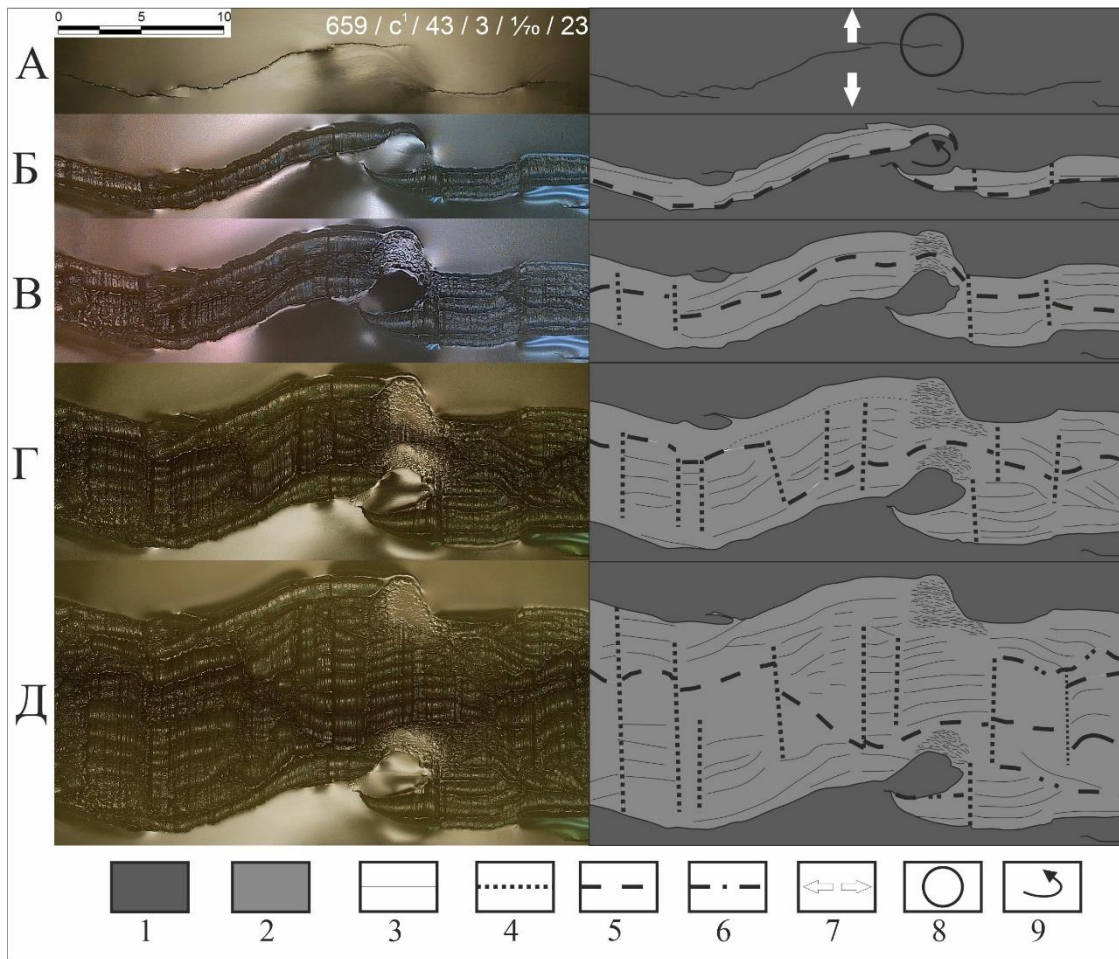


Рис. 3.7 Формирование микроблока при работе ЛИН. Опыт № 6 (659). А–Д основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – границы основных формирующихся структур; (4) – смещения и сдвиги; (5) – ось спрединга; (6) – ось палеоспрединга; (7) – направление растяжения; (8) – зона воздействия ЛИН; (9) – направление вращения микроблока.

3.6 Серия №6. Формирование микроконтинента при первоначальном наличии двух рифтовых трещин и введение локального источника нагрева после образования зоны перекрытия (микроконтинент Ян-Майен, континентальный блок под о. Исландия, банка Элан, Мадагаскарский хр., и др.).

Данная серия экспериментов фактически является объединением двух предыдущих серий. Первоначально литосфера охлаждалась 12-18 минут. После этого производились два выреза и сразу же запускался электропривод и начиналось растяжение. По мере растяжения из краев вырезов на встречу друг другу начинали развиваться трещины, формируя зону перекрытия. Далее блок в зоне перекрытия вращался и деформировался.

После прекращения вращения блока и формирования единой рифтовой оси, двигатель останавливался на 15-20 минут. За 4 минуты до повторного запуска локальный источник нагрева подключался к питанию и начинал работать. Располагался источник под отмершей осью растяжения. В результате деятельности ЛИН формировалась

магматическая провинция в виде излившегося расплавленного материала. После формирования магматической провинции двигатель запускался и начиналось растяжение. Под влиянием горячей точки, в большинстве экспериментов происходил перескок оси срединга и отделение краевого плато, в результате чего формировался микроблок.

Параметры разных экспериментов приведены в табл. 3.5.

Таблица 3.5 Параметры экспериментов 6 серии.

Номер эксперимента	Скорость растяжения, обр./мин.	Вертикальный разнос, см	Горизонтальный разнос, см	Длина вырезов, см
2094	1/50	12	3	5
2095	1/50	12	3	5
2100	1/50	10	3	6
2101	1/50	10	3	6
2104	1/50	10	3	6
2252	1/40	6	4	6
2258	1/40	6	4	6
2259	1/40	6	4	6

Описание эксперимента № 7 (2252)

Как было отмечено выше, в данном эксперименте, на этапе подготовки, было сделано два выреза. После этого был запущен электропривод и началось растяжение. В течение первых 15-20 секунд из краев вырезов начали развиваться трещины (рис. 3.8А). Практически сразу же трещины сформировали зону перекрытия, блок начал вращаться против часовой стрелки и деформироваться (рис. 3.8Б). На стадии 3 видно, что трещины раскололи континентальные фрагменты, соединяющие блок с модельными плитами, но соединение трещин в единую ось не произошло, блок дальше продолжал деформироваться. На 4 стадии произошло отделение блока от обеих плит, но преобладала восточная ось. Далее двигатель был остановлен на ± 17 минут. За 4,5 минуты до повторного запуска двигателя был включен ЛИН. После возобновления растяжения рифтовая ось пошла практически так же, как и до остановки, за исключением того, что произошел перескок оси в районе подвижного блока и основной стала западная ось. В результате эксперимента был получен изолированный микроконтинент со следами активного вулканизма. Подобный результат отлично коррелируется с моделью формирования микроконтинента Ян-Майен (рис. 3.8).

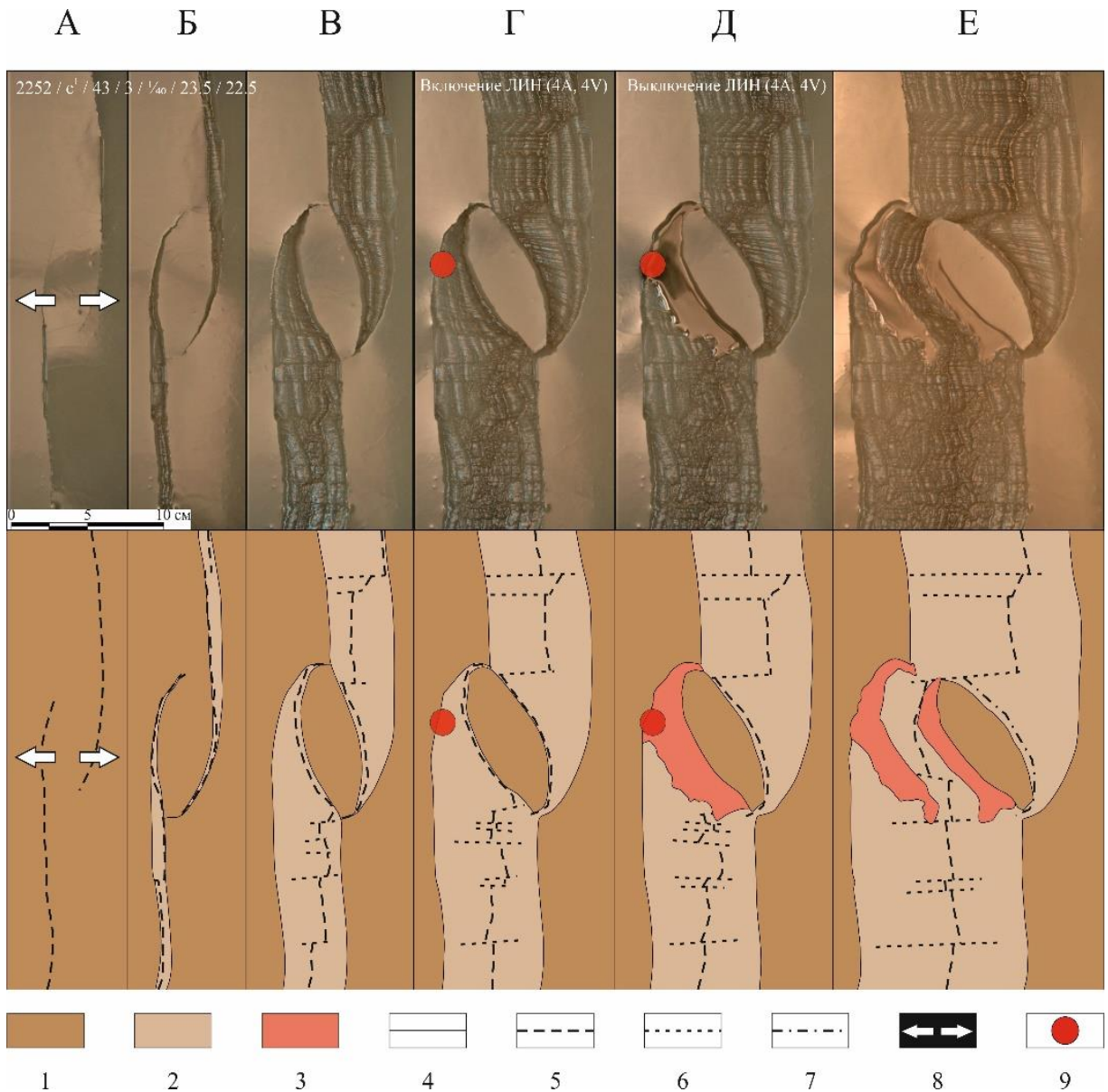
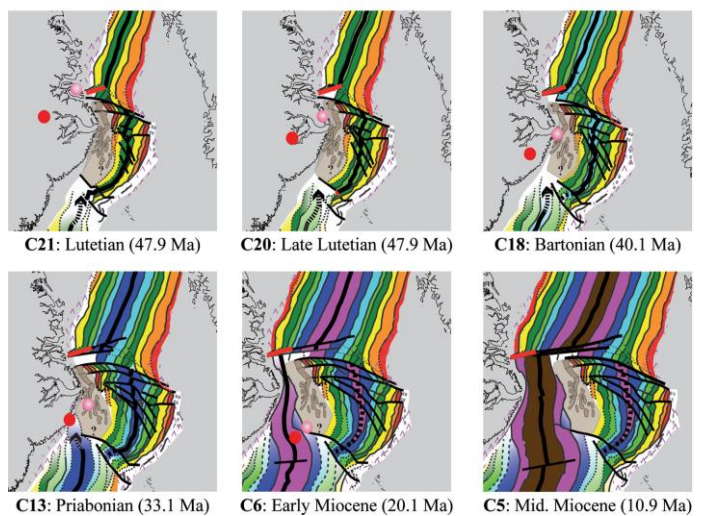


Рис. 3.8 Сверху: формирование микроблока при работе ЛИН. Опыт № 7 (2252). Основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – магматические излияния; (4) – границы основных формирующихся структур; (5) – ось спрединга; (6) – смещения и сдвиги; (7) – ось палеоспрединга; (8) – направление растяжения; (9) – зона воздействия ЛИН;



Справа: реконструкция формирования микроконтинента Ян-Майен (Peron-Pinvidic et al, 2012).

3.7 Серия №7. Моделирование образования серии зон перекрытия при встречном продвижении рифтовых трещин и воздействием горячей точки (ЛИН) (Группа Ян-Майен и плато Воринг или Ян-Майен и о. Исландия, серия блоков Зенит, Валлаби, Гольден Драак)

В данной серии экспериментов в первоначальной литосфере делалось не 2 выреза, как в предыдущих сериях, а 3, благодаря чему в рамках одного эксперимента формировалось 2 зоны перекрытия. Дальше они схожи с экспериментами прошлой серии. После формирования единой оси спрединга происходила приостановка эксперимента на 15-25 минут. За 4-5 минут до повторного запуска вводилась горячая точка для создания термической аномалии. После повторного запуска, из-за влияния ЛИН происходил перескок оси спрединга и отделение континентальных блоков. В результате данной серии были получены эксперименты с различной итоговой геометрией блоков. Были получены эксперименты с двумя микроблоками на одной плите или различных, один микроблок и одно плато так же на одной или на разных плитах и просто 2 плато. Параметры разных экспериментов приведены в табл.3.6.

Таблица 3.6 Параметры экспериментов 7 серии.

Номер эксперимента	Скорость растяжения, обр./мин.	Вертикальный разнос, см	Горизонтальный разнос, см	Длина вырезов, см
2241	1/40	6	4	6
2278	1/50	0 и -1/2	1 и 3	5, 2, 2
2281	1/50	7 и 8	3 и 2	5
2282	1/50	7 и 8	3 и 2	5
2283	1/50	7 и 8	3 и 2	5
2284	1/50	7 и 8	3 и 2	5
2300	1/50	7 и 8	3 и 2	5
2310	1/50	7 и 8	3 и 2	5
2317	1/50	7 и 8	2 и 2	4, 5(30°), 4
2587	1/50	3	4	
2588	1/50	3	4	
2593	1/50	3	6	
2594	1/50	3	6	
2598	1/50	3	3	
2608	1/50	3	3	
2609	1/50	3	6	
2610	1/50	3	6	
2631	1/50	3	3	
2632	1/50	3	3	
2643	1/50	3	3	
2644	1/50	3	3	
2645	1/50	3	3	

Описание эксперименты № 8 (2310)

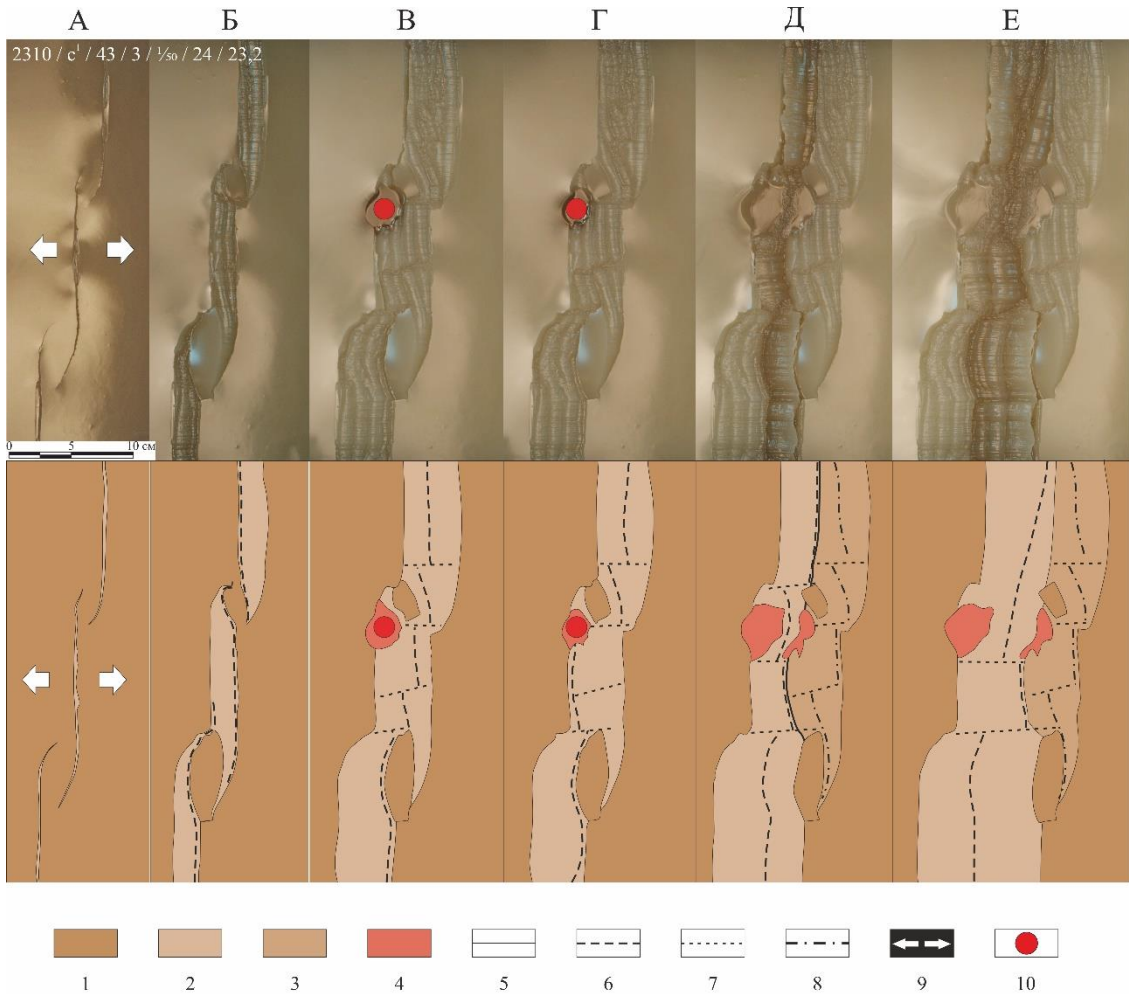


Рис. 3.9 Сверху: формирование двух зон перекрытия при работе ЛИН. Опыт № 8 (2310). Основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – магматические излияния; (4) – границы основных формирующихся структур; (5) – ось спрединга; (6) – смещения и сдвиги; (7) – ось палеоспрединга; (8) – направление растяжения; (9) – зона воздействия ЛИН; Справа: батиметрическая карта микроблока Ян-Майен и плато Воринг.



В данном эксперименте первоначально было сделано 3 параллельных выреза, после чего был запущен электропривод. В течение первых 15-20 секунд из всех вырезов начали развиваться трещины и сформировались обе зоны перекрытия (рис. 3.9А). Далее трещины развивались и быстро соединялись в разных частях модельной плиты. К стадии Б трещины прорвали континентальную модельную литосферу и сверху и снизу нижнего подвижного блока. Верхний блок на данный момент был еще цельный. Далее в нижней

части верхнего блока произошёл разрыв сплошности, как и в верхней части нижнего, в результате чего сформировалась единая ось спрединга (рис. 3.9В). До этого двигатель был выключен на 20 минут. За 5 минут до запуска двигателя был включен локальный источник нагрева. После формирования расплавленного участка на поверхности был заново запущен двигатель (рис. 3.9Г). В результате этого произошёл перескок оси спрединга и верхний блок отделился. В результате данного эксперимента был получен небольшой микроблок, погруженное плато, ограниченное трансформным разломом, и магматическая провинция. Данная картина очень хорошо сходится с природной картиной с микроконтинентом Ян-Майен и плато Воринг (рис. 3.9).

Описание эксперимента № 9 (2241)

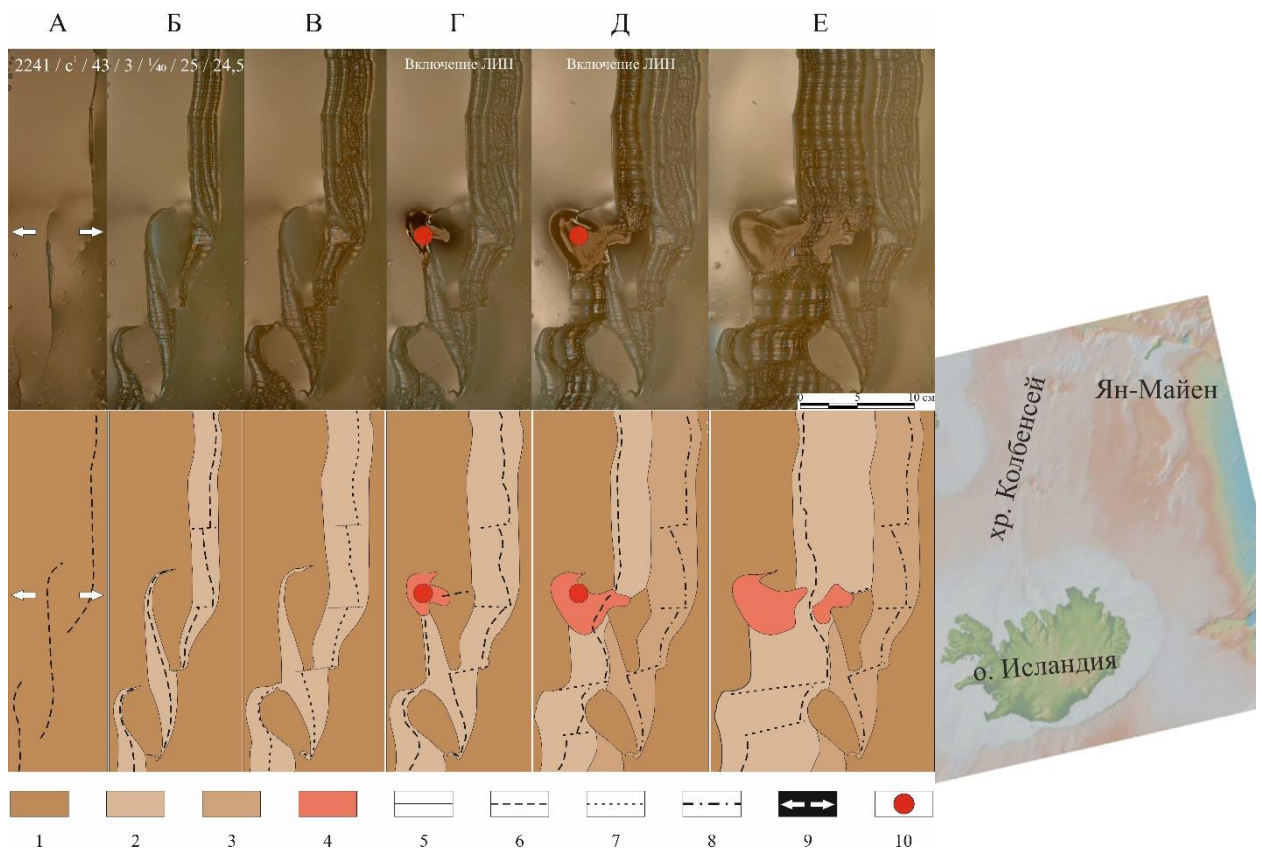


Рис. 3.10 Сверху: формирование двух зон перекрытия при работе ЛИН. Опыт № 9 (2241). Основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – новообразованная литосфера; (3) – магматические излияния; (4) – границы основных формирующихся структур; (5) – ось спрединга; (6) – смещения и сдвиги; (7) – ось палеоспрединга; (8) – направление растяжения; (9) – зона воздействия ЛИН;

Справа: батиметрическая карта микроблока Ян-Майен и о. Исландия.

Данный эксперимент по начальным параметрам аналогичен предыдущему. Отличие заключается в его развитии и форме зон перекрытия и, следовательно, подвижных блоков. Сначала о форме блоков. Если в прошлый раз оба блока были

незначительного размера и находились далеко друг от друга, то в этот раз оба блока значительно больше и находятся практически вплотную друг к другу на одной линии.

Теперь о ходе самого эксперимента. В данном случае после формирования двух зон перекрытия оба блока также деформируются. Но первоначально разрыв сплошности происходит в нижней части верхнего блока (рис. 3.10Б), а уже позже в верхней и нижней частях нижнего. В итоге в нижнем блоке основной окажется верхняя ось, таким образом сформировав единую ось (рис. 3.10В). Далее так же на 25 минут был выключен двигатель и за 5 минут до возобновления растяжения подключен к питанию локальный источник нагрева, который предварительно был помещен под модельной литосферой немного правее верхнего блока. После возобновления растяжения верхний блок был расколот на 2 части под воздействием ЛИН и в результате перескока оси спрединга.

В результате данного эксперимента были получены два блока континентальной литосферы, находящиеся крайне близко друг к другу вдоль одной линии. Причем верхний блок имеет не классическую форму, ограниченную сверху разломной структурой. Данная картина схожа с парой структур – микроконтинент Ян-Майн и потенциальный блок континентальной коры под о. Исландия.

3.8 Серия №8. Моделирование формирования вытянутых континентальных блоков в результате перескока оси спрединга в сторону локального источника нагрева (Мозамбийский хр., хр. Лакшми и др.).

Данная серия экспериментов посвящена особенностям формирования перескока оси спрединга в сторону действующей горячей точки в пределах краевой части континентальной литосферы с отколом вытянутого микроблока. Подобные структуры широко распространены во всех океанах, что делает данную проблему актуальной и важной. Акцент в данной серии экспериментов делался на структуры Южной Атлантики, а именно Китовый и Мозамбийский хребты, а также хребет Лакшми и Чагос-Лаккадивский хребет в Индском океане.

В данной серии экспериментов первоначально в модельной литосфере задавалась либо ослабленная зона, либо разрез вдоль всей установки, после чего запускался двигатель и начиналось растяжение. После образования пары валов растяжение останавливалось и делался перерыв 30-40 минут. За 8-10 до повторного запуска двигателя включался локальный источник нагрева (ЛИН) на расстоянии 1.5-4 см от оси или границы ослабленной зоны.

К моменту повторного запуска двигателя и возобновления растяжения ЛИН выключался и в районе его действия задавался разрез.

Таблица 3.7 Параметры экспериментов 8 серии.

Номер эксперимента	Скорость растяжения, обр./мин.	Ширина ослабленной зоны или расстояние между разрезами, см	Расстояние между ЛИН и осью, см	Время охлаждения, мин
2447	1/50	2	5	12
2448	1/50	-	4	?
2449	1/50	-	3,5	22
2450	1/50	-	2,5	21,34
2466	1/50	-	4	?
2467	1/50	5	В пределах осл. зоны	?
2470	1/50	2	3	30
2471	1/50	2	3	25
2472	1/50	2	4	22
2487	1/50	2	3	18,5
2516	1/50	4,5	1,5	24
2517	1/50	5	1,5	22
2518	1/50	5	1.5	24
2520	1/50	4	1,5	?
2521	1/50	4	2	18
2527	1/50	4	2	?
2528	1/50	4	2	16
2529	1/50	4	2	?
2552	1/50	5	2	26,38
2560	1/50	4	2	23
2566	1/50	4	2	34
2567	1/50	3	2	40
2567.2	1/50	3	2	40
2572	1/50	3	-	-
2573	1/50	3	3	31
2580	1/50	4	1.5	35

В первой части экспериментов (2448 – 2518) разрезы задавались в обе стороны от ГТ, в последующих экспериментах (2520 – 2566) разрез выходил из ГТ только с одной стороны. Т.е. горячая точка располагалась либо посередине разреза, либо на его краю. В обоих случаях в большей части экспериментов происходил перескок оси спрединга с отделением континентальных блоков. В некоторых экспериментах перескок оси происходил только в пределах зоны минимального расстояния между границей новообразованной литосферы и зоной ГТ. Такие эксперименты считались неудачными. Остальные эксперименты показали хорошее соответствие с моделью формирования изучаемых структур в Мировом океане. Ключевой особенностью данных микроблоков в экспериментах и в природе является их вытянутая хребтообразная морфология и отсутствие у них сильной деформации и вращения, что характерно для микроблоков, сформировавшихся в зоне перекрытия в результате развития двух или более смещенных относительно друг друга рифтовых трещин. Параметры разных экспериментов приведены в табл.3.7.

Описание эксперимента № 10 (2566)

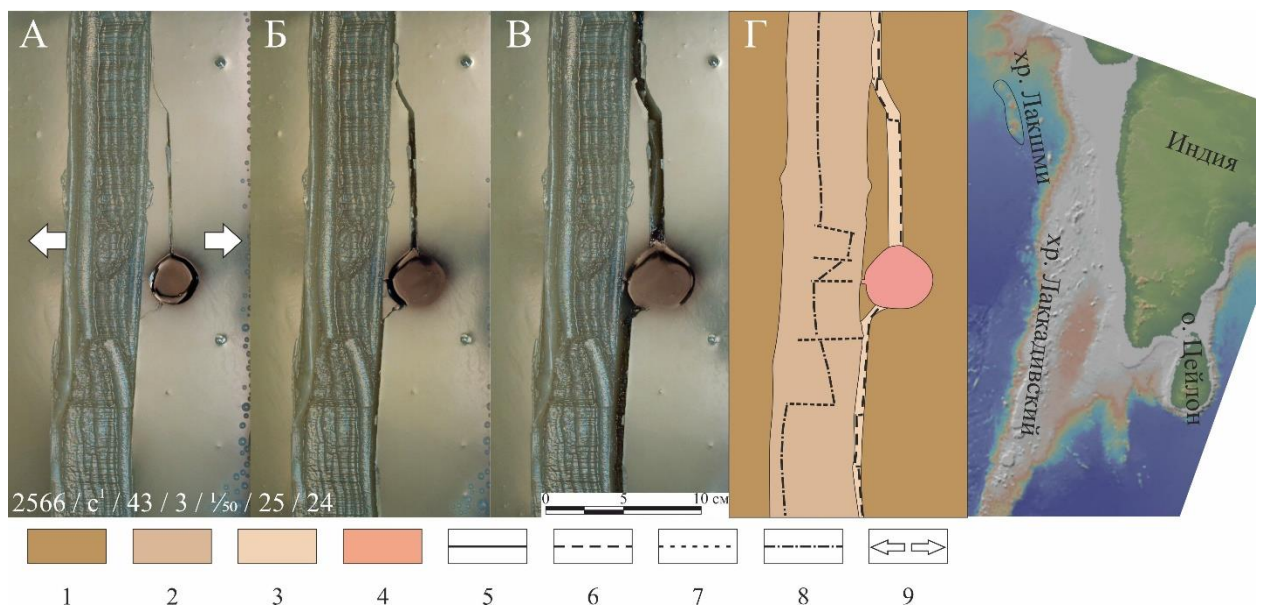


Рис. 3.11 Формирования вытянутых континентальных микроблоков в результате перескока оси спрединга в сторону локального источника нагрева. Эксперимент № 10 (2566). Основные стадии образования обособленного блока, фото и схема (вид сверху). (1) – первоначальная модельная плита; (2) – литосфера, образованная в первую стадию растяжения; (3) – литосфера, образованная во вторую стадию растяжения; (4) – границы основных формирующихся структур; (5) – ось спрединга; (6) – смещения и сдвиги; (7) – ось палеоспрединга; (8) – направление растяжения.

Справа: батиметрическая карта западной континентальной окраины Индии.

При подготовке данного эксперимента в первоначальной модельной литосфере делался разрез вдоль всей установки. После этого запускался электропривод и начиналось растяжение. Через 25 минут, после формирования первой пары крупных инерционных

валов и формирования 3-4 мелких растяжения останавливалось на 34 минуты. На 26 минуте перерыва был включен локальный источник нагрева (ЛИН) для имитации действия горячей точки вблизи границы континентальной и новообразованной модельной литосферы на расстояние 2 см. После этого через термическую аномалию делался разрез и повторно запускался электропривод (рис. 3.11, А). Через 34 секунды после запуска произошел перескок оси спрединга (рис. 3.11, Б). Через 13 секунд окончательно сформировалась новая ось растяжения, отделив от континентальной модельной литосферы микроконтинент (рис. 3.11, В, Г). Подобный результат хорошо коррелируется с моделью формирования хребта Лакшми.

Детальное изучение механизмов формирования микроконтинентов и краевых плато и геодинамических обсагов позволило сформулировать 3 и 4 защищаемые положения:

«Формирование микроконтинентов связано с перескоком оси спрединга, вызванного наличием термической и/или структурной аномалиями в области молодой континентальной окраины»;

«Образование краевых плато происходит при встречном продвижении рифтовых зон на стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, образующих характерные структуры их перекрытия. При этом одна рифтовая зона (дистальная), удаленная от континента, переходит в активный спрединговый хребет, а вторая (проксимальная), приближенная к континенту, прекращает свою активность и формирует структуру типа авлакогена».

Заключение

1. Проведен анализ геолого-геофизических данных по строению краевых плато и микроконтинентов. На основании полученных данных были выделены типы микроконтинентов и краевых плато.

2. Проведен обзор моделей формирования микроконтинентов и краевых плато, опубликованных в научной литературе. Показано, что в пределах Мирового океана есть множество плохо изученных структур, происхождение которых до сих пор остается неоднозначным. Из – за этого существуют противоречивые реконструкции различных частей Мирового океана.

3. Проведено экспериментальное изучение формирования микроконтинентов и краевых плато. Самостоятельно проведены восемь экспериментальных серий (более 150 экспериментов по данной проблеме) и получены новые результаты. На основании результатов физического моделирования были выделены геодинамические обстановки и условия формирования микроконтинентов и краевых плато.

4. Микроконтиненты и краевые плато формируются при переходе от рифтинга к спредингу в следующих геодинамических обстановках:

1) на этапе зарождения рифтовой зоны при формировании зон перекрытия и дальнейшей эволюции подвижного блока; 2) при наличии термических аномалий на континентальных окраинах и под ослабленными зонами, приводящих к перескокам оси спрединга и возможным отделениям микроблоков; 3) в условиях компенсации трансформных разломов при локальных перескоках оси спрединга; 4) при несоосности астеносферного поднятия и рифтовой оси растяжение континентальной литосферы происходит вдоль крупного листрического разлома, в результате чего формируется серия бассейнов и краевых плато; 5) в результате продвижения спредингового хребта в пределы континентальной литосферы могут формироваться сопряженные краевые плато; 6) при глобальной перестройке геодинамического режима, в результате формирования новых дивергентных границ могут формироваться линейные хребты, частично отделенные от материка не активным рифтом - авлокагеном.

5. В одних и тех же геодинамических обстановках могут формировать как микроконтиненты, так и краевые плато. В таких случаях краевые плато можно рассматривать как промежуточный этап развития структуры на пути формирования микроконтинента. Примерами подобных пар структур являются хребет Лакшми (микроконтинент) и хр. Лаккадивский (плато вытянутой геометрии) в северной части Индийского океана или плато Воринг и микроконтинент Ян-Майен в Северной Атлантике.

6. Условия формирования краевых плато и микроконтинентов определяются: кинематикой спрединга, начальными дораскольными геологическими обстановками (наличием ослабленных зон или структурных барьеров), реологией, термическим режимом (наличием горячих или “холодных” зон), толщиной коры и литосферы, геодинамической обстановкой формирования структуры.

Ключевыми факторами, определяющими различные механизмы формирования краевых плато и микроконтинентов являются:

- для микроконтинентов и краевых плато, сформировавшихся на ранних стадиях перехода от рифтинга к спредингу – главным фактором является формирование зоны перекрытия в результате развития рифтовых трещин, продвигающихся навстречу друг другу. Способствующими факторами являются наличие горячей точки и структурных барьеров;
- для микроконтинентов, сформировавшихся в условиях сдвига-раздвига – ключевым фактором является наличие демаркационного трансформного разлома, соединяющего две ветви СОХ;
- для формирования сопряженных краевых плато – ключевым фактором является наличие континентального выступа, который «разбивает» продвигающийся рифт;
- для формирования линейно вытянутых континентальных блоков – перескок оси спрединга в результате наличия горячей точки вблизи границы континент-океан;
- для серии линейно-вытянутых краевых плато (краевых хребтов) – несоосность литосферного поднятия и континентального рифта.

7. Формирования краевых плато и микроконтинентов определяется начальными условиями перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, температурным режимом, кинематикой растяжения и реологией и не зависят от географического расположение, что позволяет проводить корреляции между структурами в различных частях мирового океана и применять модели формирования подробно изученных структур к еще мало изученным объектам.

8. Анализ результатов физического моделирования показал хорошее соответствие с морфологическими и геофизическими данными, что позволяет со значительной долей уверенности утверждать, что данный метод может помочь в решении еще не решенных проблем и понять геодинамическую природу структурообразования при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

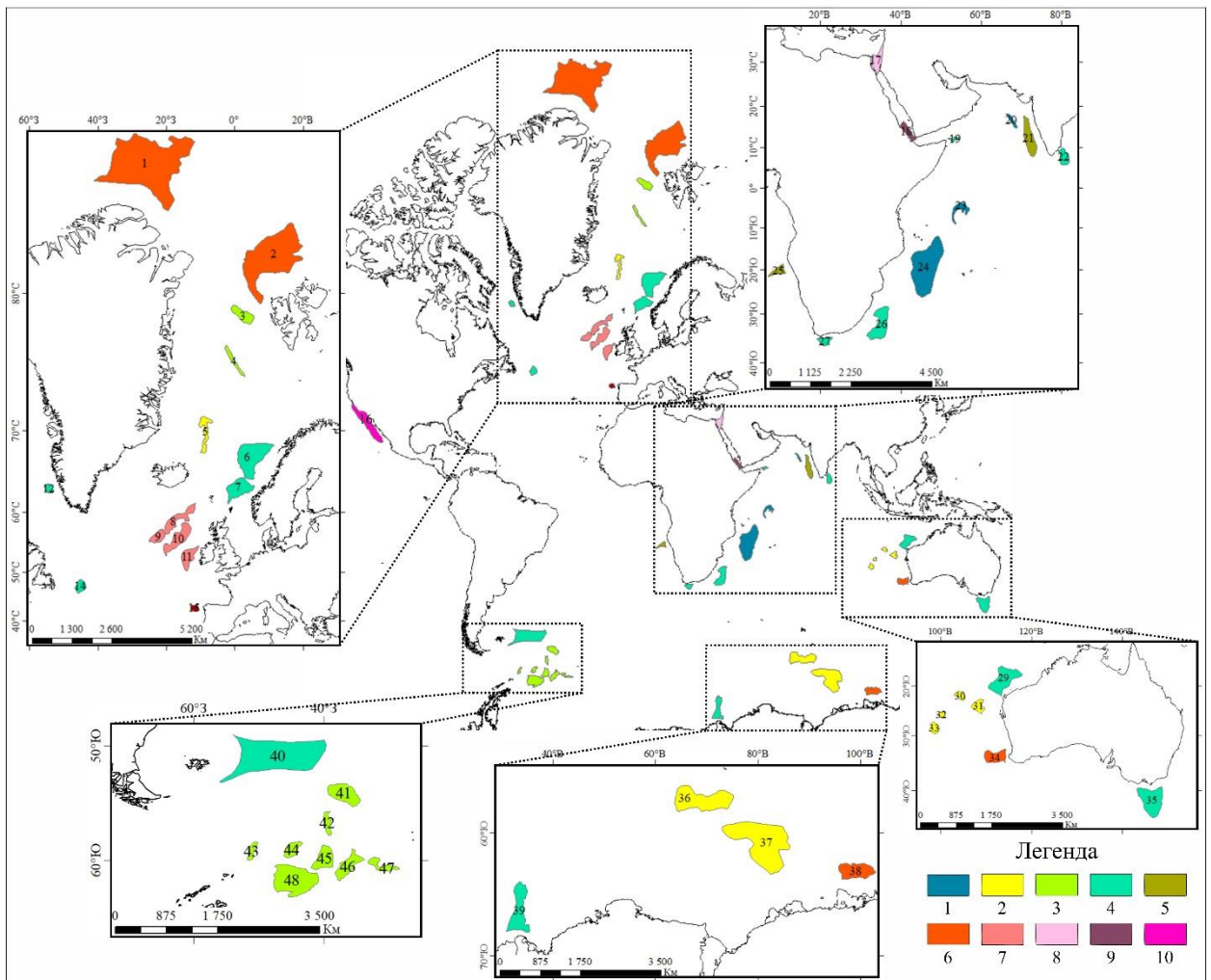


Рис. 5 Карта распределения микроконтинентов и краевых плато по механизмам формирования: 1 – 3 микроконтиненты: (1) – сформировавшиеся в результате развития крупного перескока оси спрединга под действием горячей точки, (2) – сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия и действия горячей точки, (3) – сформировавшиеся в результате компенсации трансформных разломов; 4 – 7 краевые плато: (4) – сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия, (5) – сформировавшиеся в результате развития перескока оси спрединга под действием горячей точки; (6) – сформировавшиеся в результате раскола континентального выступа, (7) – сформировавшиеся в результате развития детачмента; 8 – 10 – формирующиеся структуры: (8) – в условиях развития зоны перекрытия, (9) – в условиях развития зоны перекрытия и действия горячей точки, (10) – в условиях развития перескока оси спрединга в пределы континентальной литосферы.

1 – плато Моррис-Джесуп, 2 – плато Ермак, 3 – поднятие Ховгард, 4 – Восточно-Гренландский хребет, 5 – хр. Ян-Майен, 6 – плато Воринг, 7 – плато Морё, 8 – плато Эдарас, 9 – плато Роккол, 10 – плато Хаттон, 11 – плато Поркьюпайн, 12 – банка Филла, 14 – Фламиш-Кеп, 15 – банка Галиция, 16 – Калифорнийский п-ов, 17 – Синайский п-ов, 18 – Данакиль, 19 – о. Сокотра, 20 – хр. Лакшми, 21 – Лаккадивское плато, 22 – о. Шри-Ланка, 23 – Сейшельские острова, 24 – о. Мадагаскар, 25 – Китовый хр., 26 – Мозамбикский хр., 27 – плато Агульяс, 29 – плато Эксмут, 30 – банка Зенит, 31 – плато Валлаби, 32 – банка Батавия, 33 – банка Гольден-Драак, 34 – плато Натуралист, 35 – о. Тасмания, 36 – банка Элан, 37 – Южная провинция плато Кергелен, 38 – банка Брюса плато Дискавери, 39 – хребет Гунерус, 40 – Фолклендское, 41 – о. Ю. Георга, 42 – Северное плато Брюса, 43 – плато Террор, 44 – плато Пири, 45 – плато Брюса, 46 – плато Дискавери, 47 – плато Хердмана, 48 – плато Южно-Оркнейский блок.

Список литературы*Опубликованные источники*

1. Авенариус И.Г., Евтеева И.С., Логинова И.Э., Репкина Т.Ю. Подобие новейшей морфоструктуры Шпицберген северо-гренландского и лаптевского регионов // Comprehensive studies of the nature of Spitsbergen (Комплексные исследования природы Шпицбергена). – 2006. – С. 217–236.
2. **Агранов Г.Д.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование условий формирования краевых плато на примере структур Северной Атлантики // Жизнь Земли. – 2023. – Т 45. – №3. С. 341-354. RSCI (0.6 п.л., личный вклад – 80%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 0.397).
3. **Агранов Г.Д.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое моделирование взаимодействия спредингового хребта с крупной магматической провинцией Кергелен // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. – 2022. – №5. – С. 19-27. RSCI (0.4 п.л., личный вклад – 80%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 0.380)
4. **Агранов Г.Д.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Лейченков Г.Л. Особенности структурообразования на ранних стадиях развития Юго-Восточного Индийского хребта: физическое моделирование // Геотектоника. – 2023 – №3. С. 3-16. RSCI (0.6 п.л., личный вклад – 80%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.305).
5. **Агранов Г.Д.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Условия формирования сопряжённых структур Дамандин и Лабуан в юго-восточной части Индийского океана (физическое моделирование) // Жизнь Земли. – 2021. – Т. 43. – №1. – С. 20-28.
6. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. – 2015. – Т. 16. – №4. – С. 15-35.
7. Гончаров М.А. Реальная применимость условий подобия при физическом моделировании тектонических структур//Геодинамика и Тектонофизика. – 2010. – Т. 1. – №2. – С. 148-168.
8. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. Учебное пособие // КДУ, Москва. – 2005 г. – 496 стр.
9. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. – 2006. – № 1. – С. 76–94.
10. Грохольский А. Л., Дубинин Е. П., **Агранов Г. Д.**, Барановский М. С., Данилов Я. А., Доманская П. А., Максимова А. А., Макушкина А. И., Ращупкина А. О., Толстова А. И., Филаретова А. Н., Шепталиня Ю. А., Щербакова Е. Л. Физическое

моделирование структурообразующих деформаций в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ (к 40-летию создания лаборатории) // Жизнь Земли. – 2020. – Т. 42. – №4. – С. 485-501.

11. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Кинематические и морфометрические закономерности строения зон перекрытий осей спрединга срединно-океанических хребтов // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18. – №4. – С. 3-15.

12. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Севинян К.Т., Галушкин Ю.И. Экспериментальное моделирование взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (на примере Юго-восточного Индийского хребта) // Жизнь Земли. – 2012. – №34. – С. 24-35.

13. Дубинин Е.П. Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и невулканических островов в пределах континентальных окраин // Океанология. – 2018. – Т. 58. – №3. – С. 463–475.

14. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Особенности структурообразования в процессе развития литосферы Аденского залива (физическое моделирование) // Geodynamics & Tectonophysics. – 2020. – Т 11. – №3. – С. 522–547.

15. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Свешников А.А., Термическое и реологическое состояние литосферы и особенности структурообразования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес (по результатам численного и экспериментального моделирования) // Физика Земли. – 2011. – №7. – С. 30-43.

16. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Филаретова А.Н. Рельеф дна Северного Ледовитого океана // Жизнь Земли. – 2018. – Т. 40. – №3. – С. 262–282.

17. Дубинин Е.П., Лейченков Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., **Агранов Г.Д.** Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. – 2019. – №2. – С. 76-91. RSCI (0.7 п.л., личный вклад – 25%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.255).

18. Дубинин Е.П., Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Лейченков Г.Л., Максимова А.А. Строение тектоносферы краевых зон плато Кергелен по геолого-геофизическим данным // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. – 2020. – №3. – С. 12-14.

19. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной // Вестник Крауц. Науки о Земле. – 2012. – Т. 1. – №19. – С. 59-77.

20. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Строение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. – 2014. – №1. – С. 8-28.

21. Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и эволюция микроконтинентов плато Кергелен, южная часть Индийского океана // Геотектоника. – 2018. – №5. – С. 3-21. RSCI (0.8 п.л., личный вклад – 30%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.305).
22. Мировой океан. Том 1. Геология и Тектоника океана. Катастрофические явления в океане. – М.: Научный мир. – 2013. – Под ред. Л.И. Лобковского Е.Н.
23. Океанический рифтогенез / Дубинин Е.П., Ушаков С.А. – ГЕОС, Москва. – 2001 г.
24. Океаны и материки. Книга I. Океаны: Учебник / В.А. Садовничий, В.В. Козодёров, С.А. Ушаков, Е.П. Дубинин, Л.А. Ушаков, Б.С. Залогин, К.С. Кузьминская. – М.: Изд-во МГУ. – 2003.
25. Пушаровский Ю. М. Тектоническое строение и геодинамика области раздела атлантического и северного ледовитого океанов // Геотектоника. – 2010. – №3. – С. 30–39.
26. Пушаровский Ю.М. Микроконтиненты в Атлантическом океане // Геотектоника. – 2013. – № 4. – С. 3–12.
27. Соколов С. Ю., Агранов Г. Д., Шкарубо С. И., Грохольский А. Л. Юго-восточный фланг хребта Книповича (Северная Атлантика): структура фундамента и неотектоника по геофизическим данным и экспериментальному моделированию // Геотектоника. – 2023. – №1. – С. 75-92. RSCI (0.8 п.л., личный вклад – 40%, импакт-фактор ИФ РИНЦ 1.305).
28. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. – 2011. – Т.437. – № 3. – С. 378-383.
29. Фролова Н.С. Лекции по Тектонофизике. – 2014
30. Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф. Физическое моделирование сдвиговых зон различной сложности для выявления участков повышенной флюидопроницаемости // Динамическая геология. – 2019. – №1. – С. 29 – 47.
31. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – Т.10. – С.10–19.
32. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 10–19.
33. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С.10–19
34. Шрейдер А. А., Сажнева А. Э., Ключев М. С., Бреховских А. Л., Ракитин И. Я., Зуев О. А. Кинематика дна Пригренландской Евразийского бассейна области //

Океанология. – 2019. – Т. 59. – №2. – С. 282–291.

35. Acocella V. Transform faults or Overlapping Spreading Centers? Oceanic ridge interactions revealed by analogue models // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 2008. – Vol. 265. – P. 379–385.

36. Anahita A. Tikku, Steven C. Cande. On the fit of Broken Ridge and Kerguelen plateau // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2000. – №180. – P. 117–132.

37. Arndt J. E., Niessen F., Jokat W., Dorschel B. Deep water paleo-iceberg scouring on top of Hovgaard Ridge–Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* – 2014. – №41. – P. 5068–5074.

38. Autin J., Bellahsen N., Husson L., Beslier M., Leroy S., d’Acremont E. Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere // *Tectonics.* – 2010. – Vol. 29. – P. 1-23.

39. Autin J., Bellahsen N., Leroy S., Husson L. The role of structural inheritance in oblique rifting: Insights from analogue models and application to the Gulf of Aden // *Tectonophysics.* – 2013. – Vol. 607. – P. 51-64.

40. Ball P., Eagles G., Ebinder C., McClay K., Totterdell J. The spatial and temporal evolution of strain during the separation of Australia and Antarctica // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2013. – Vol. 14. – P. 2771–2799.

41. Barker P.F. The history of ridge-crest offset at the Falkland-Agulhas Fracture Zone from a small-circle geophysical profile // *Geophys. J.R. Astron. Soc.* – 1979. – Vol. 59. – P. 131-145.

42. Barker P.F., Barrett P.J., Cooper A.K., Huybrechts P. Antarctic glacial history from numerical models and continental margin sediments // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 1999. – Vol. 150. – P. 247–267.

43. Benard F., Callot J., Vially R., Schmitz J., Roest W., Patriat M. The Kerguelen plateau: Records from long-living/composite microcontinent // *Marine and Petroleum Geology.* – 2009. – P. 1-17.

44. Bénard F., Callot J.–P., Vially R., et al. The Kerguelen plateau: Records from a long-living/composite microcontinent // *Marine and Petrol. Geol.* – 2010. – Vol. 27. – №3. – P. 33-649.

45. Beslier M. O., Royer J. Y., Girardeau J., Hill P. J., Boeuf E., Buchanan C., Chatin F., Jacovetti G., Moreau A., Munsch M., Partouche C., Robert U., Thomas S. Une large transition continent–ocean en pied de marge sud-ouest australienne: premiers resultats de la campagne MARGAU/MD110 // *Bulletin Societe geologique Francaise.* – 2004. – Vol. 175. – P. 629–641.

46. Bhattacharya G.C., Yatheesh V. Plate-Tectonic Evolution of the Deep Ocean Basins Adjoining the Western Continental Margin of India - A Proposed Model for the Early

Opening Scenario. // *Petroleum Geosciences: Indian Contexts.* – 2015. – P. 1-61.

47. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. *World Gravity Map.* // Commission for the Geological Map of the World — BGI-CGMW-CNES-IRD. – 2012.

48. Borissova I., Coffin M.F., Charvis P., Operto S. Structure and development of a microcontinent: Elan Bank in the southern Indian Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2003. – Vol. 4. – № 9.

49. Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R. Geological Framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins // *Geosc. Australia Record.* – 2002. – №05. – P. 1-177.

50. Boutelier D, Beckett D. Initiation of Subduction Along Oceanic Transform Faults: Insights From Three-Dimensional Analog Modeling Experiments // *Frontiers in Earth Science.* – 2018. – Vol. 6. – P. 1-17.

51. Bradshaw B.E., Ryan D.J., Nicholson C.J., O’Leary R.P.D., Boreham C.J., Hardy B.B., Howe R.W., Kroh F., Mitchell C., Monteil E. Geology and petroleum potential of the Bremer Sub-basin // *Geosci. Australia.* – 2005. – P. 118.

52. Carlos R. L., Christensen N.I., Moore R. P., Anomalous crustal structures in ocean basins: continental fragments and oceanic plateaus // *Earth and planetary science letters.* – 1980. №51. – P. 171 – 180.

53. Chatterjee N., Nicolaysen K. An intercontinental correlation of the mid-Neoproterozoic Eastern Indian tectonic zone: evidence from the gneissic clasts in Elan Bank conglomerate, Kerguelen Plateau // *Contrib Mineral Petrol.* – 2012. – Vol. 163. – P. 789–806.

54. Christiansen F.G., Bojesen-Koefoed J.A., Chalmers J.A., Dalhoff F., Mathiesen A., Sønderholm M., Dam G., Gregersen U., Marcussen C., Nøhr-Hansen H., Piasecki S., Preuss T., Pulvertaft T.C.R., Audun Rasmussen J., Sheldon E. Petroleum geological activities in West Greenland in 2000 // *Geology of Greenland Survey Bulletin.* – 2001. – Vol. 189. – P. 24–33.

55. Clifton A., Schlische R. Nucleation, growth, and linkage of faults in oblique rift zones: Results from experimental clay models and implications for maximum fault size // *Geology.* – 2001. – Vol. 29. – №.5. – P. 455–458.

56. Clifton A., Schlische R., Withjack M., Ackerman R. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models // *J. of Struct. Geol.* – 2000. – Vol. 22. – P.1491–1509.

57. Coffin, M.F., Pringle, M.S., Duncan, R.A., Gladchenko, T.P., Storey, M., Muller, R.D., Gahagan, L.A. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma // *J. Petrol.* – 2002. – Vol. 43. – №7. – P.1121-1139.

58. Coleman P.J., Michael P.J., Mutter J.C. The origin of the Naturaliste Plateau, SE Indian Ocean; implications from dredged basalts // *Journal of the Geological Society of Australia*. – 1982. – Vol. 29. – P. 457–468.
59. Collier J.S., Sansom V., Ishizuk O., Taylor R., Minshull T.A., Whitmarsh R.B. Age of Seychelles–India break-up. // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – Vol. 272. – P. 264–277.
60. Corti G., Bonini M., Conticelli S., Innocenti F. et al. Analogue modelling of continental extension: A review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // *Earth Sci. Rev.* – 2003. – Vol. 63. – №3. – P. 169–247.
61. Curtis M.L., Hyam D.M. Late Palaeozoic to Mesozoic structural evolution of the Falkland Islands: a displaced segment of the Cape Fold Belt // *Journal of the Geological Society*. – 1998. – P. 115–129.
62. Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W. Crustal structure of the continent–ocean transition zone along two deep seismic transects in north–western Spitsbergen // *Pol. Polar Res.* – 2004. – Vol. 25. – №3–4. – P. 205–221.
63. Dauteuil O., Bourgeois O., Mauduit T. Lithosphere strength controls oceanic transform zone structure: insights from analogue models // *Geophys. J. Int.* – 2002. – Vol. 150. – P. 706–714.
64. Davies T.A., Luyendyk B.P., Rodolfo K.S., Kempe D.R.C., McKelvey B.C., Leidy R.D., Horvath G.J., Hyndmann R.D., Thierstein H.R., Herb R.C., Boltovskoy E., Doyle P. Site 258, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Program. – 1974. – P. 359–414.
65. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* – 2010. – Vol. 181. – P. 1–80.
66. Dewey J. F. Lithospheric stress, deformation, and tectonic cycles: the disruption of Pangaea and the closure of Tethys // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1998. – Vol. 37. – №1. – P. 23–40.
67. Direen N., Cohen B., Maas R., Frey F., Whittaker J., Coffin M., Meffre S., Halpin J., Crawford A. Naturaliste Plateau: Constraints on the Timing and Evolution of the Kerguelen Large Igneous Province and its Role in Gondwana Breakup // *Australian Journal of Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 64. – №7. – P. 851–869.
68. Direen N.G., Borissova I., Stagg H.M.J., Colwell J.B., Symonds P.A. Nature of the continent–ocean transition zone along the southern Australian continental margin: a comparison of the Naturaliste Plateau, SW Australia, and the central Great Australian Bight sectors // *Geological Society, London, Special Publications*. – 2007. – Vol. 282. – P. 239–263.
69. Dooley T., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: a review and new experimental results // *Tectonophysics*. – 2012. – Vol. 574. – P. 1–71.

70. Dore A.G., Lundin E.R. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration // *Petroleum Geoscience*. – 1996. – Vol. 2. – №4. – P. 299–311.
71. Døssing A., Dahl-Jensen T., Thybo H., Mjelde R., Nishimura Y. East Greenland Ridge in the North Atlantic Ocean: An integrated geophysical study of a continental sliver in a boundary transform fault setting // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113. – P. 1 – 33.
72. Døssing A., Funck T. Greenland Fracture Zone–East Greenland Ridge(s) revisited: Indications of a C22-change in plate motion? // *Journal of geophysical research*. – 2012. – Vol. 117. – P. 1-22.
73. Dubinin E.P., Grokholsky A.L. Specific features of structure formation during the development of the lithosphere of the Gulf of Aden (physical modeling) // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2020. – Vol. 11. – №3. – P. 522–547.
74. Duncan R.A., Pringle M.S. A timeframe for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge // *Journal of Petrology*. – 2002. – Vol. 43. – №7. – P. 1109-1119.
75. Eagles G., Konig M. A model of plate kinematics in Gondwana breakup // *Geophys. J. Int.* – 2008. – Vol. 173. – №2. – P. 703–717.
76. Engen Ø., Faleide J. I., Dyreng T. K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. – 2008. – Vol. 450. – P. 51–69.
77. Faleide J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen Ø., Wilson J., Eldholm O. Structure and evolution of the continental margin off Norway and the Barents Sea // *Episodes*. – 2008. – Vol. 31. – №1. – P. 82-91.
78. Ford, A. B. Volcanic rocks of Naturaliste Plateau, Eastern Indian Ocean, Site 264, DSDP Leg 28 // *Reports of the Deep Sea Drilling Project*. – 1975. – P. 821–833.
79. Fraser S.I., Fraser A.J., Lentini M.R., Gawthorpe R.L. Return to rifts – the next wave: fresh insights into the petroleum geology of global rift basins // *Petroleum Geoscience*. – 2007. – Vol. 13. – P. 99-104.
80. Frey F.A., Weis D., Yang H.-J., Nicolaysen K., Leyrit H., Giret A. Temporal geochemical trends in Kerguelen Archipelago basalts: evidence for decreasing magma supply from the Kerguelen Plume // *Chem. Geol.* – 2000. – №164. – P. 61-80.
81. Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T. Microcontinent formation around Australia // *Geological Society of Australia Special Publication 22*. – 2003. – P.399-410.
82. Gaina C., Muller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica // *Geophysical Journal International* – 2007 – №170 – P.151–169.
83. Gaina C., Gernigon L., Ball P. Paleocene – Recent plate boundaries in the NE

Atlantic and the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // *J. Geol. Society, London.* – 2009. – Vol. 166. – P. 601–616.

84. Gernigon L., Gaina C., Olesen O., Ball P.J., Péron-Pinvidic G., Yamasaki T. The Norway Basin revisited: From continental breakup to spreading ridge extinction // *Marine and Petroleum Geology.* – 2012. – P. 1-19.

85. Gibbons A.D., Barckhausen U., van den Bogaard P., Hoernle K., Werner K., Whittaker J.M., Müller R.D., Constraining the Jurassic extent of Greater India: Tectonic evolution of the West Australian margin. // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* – 2012. – Vol. 13. – №5. – P. 1525-2027.

86. Gillard M., Autin J., Manatschal G. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma // *Marine and Petroleum Geology.* – 2016. – №76. – P. 51-67.

87. Gillard M., Manatschal G., Autin J. How can asymmetric detachment faults generate symmetric Ocean Continent Transitions? // *Terra Nova.* – 2016 – №28. – P. 27-34.

88. Grant A.C., McAlpine K.D. The Continental Margin Around Newfoundland // *Geology of the Continental Margin of Eastern Canada.* Geological Society of America. – 1990. – №2. – P. 329-292.

89. Greta B.K., Stoner J.S., Jennings A.E., Andrews J.T., Gronvold K. Geochemistry of Holocene cryptotephra from the North Iceland Shelf (MD99-2269): intercalibration with radiocarbon and palaeomagnetic chronostratigraphies // *The Holocene.* – 2007. – Vol. 17. – №2 – P. 155-176.

90. Grokholsky A.L., Dubinin E.P., Kokhan A.V., Petrova A.V. Formation and development of off-axis structures in spreading zones according to the results of experimental modeling // *Geotectonics.* – 2014. – №2. – P. 3-22.

91. Gudrun L., Dugmore A., Newton A. Geochemistry of historical-age silicic tephra in Iceland // *The Holocene.* – 1999. – Vol. 9. – №4. – P. 463-471.

92. Hardarson B.S., Fitton J.G., Ellam R.M., Pringle M.S. Rift relocation – a geochemical and geochronological investigation of a paleo-rift in northwest Iceland // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1997. – Vol. 153. – P. 181-196.

93. Hardarson B.S., Fitton J.G., Hjartarson A. Tertiary volcanism in Iceland // *Jökull.* – 2008. – Vol. 58. – P. 161-178.

94. Hayes D.E., Frakes L.A., Barrett P.J., Burns D.A., Chen P.-H., Ford A.B., Kaneps A.G., Kemp E.M., McCollum D.W., Piper D.J.W., Wall R.E., Webb P.N. Site 264 // *Reports of the Deep Sea Drilling Project.* – 1975. – P. 821-833.

95. Heezen B.C., Tharp M. USNS Eltanin cruise 55 // *Antarctic Journal of the United*

States. – 1973. – Vol. 8. – P. 137–141.

96. Hey R., Martinez F., Höskuldsson A., Benediktsdóttir A. Propagating rift model for the V-shaped ridges south of Iceland // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2010. – Vol. 11. Hey R., Martinez F., Höskuldsson A., Benediktsdóttir A. Propagating rift model for the V-shaped ridges south of Iceland // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2010. – Vol. 11. – №3. – P. 1-24.

97. Hieronymus C.F. Control on seafloor spreading geometries by stress and strain-induced lithospheric weakening // *Earth planet. Sci. Lett.* – 2004. – Vol. 222. – P. 177–189.

98. Hitchen K. The geology of the UK Hatton–Rockall margin // *Marine and Petroleum Geology.* – 2004. – Vol. 21. – P. 993–1012.

99. Iacopini D., Passchier C.W., Koehn D., Carosi R. Fabric attractors in general triclinic flow systems and their application to high strain shear zones: A dynamical system approach // *Journal of Structural Geology.* – 2007. – Vol. 29. – №2. – P. 298-317.

100. Jokat W. The expedition of the research vessel "Polarstern" to the Arctic in 2008 (ARK-XXIII/3), *Berichte zur Polar-und Meeresforschung // Reports on Polar and Marine Research.* Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. – 2009. – №597. – P. 1-266.

101. Jokat W., Boebel T., König M., Meyer U. Timing and geometry of early Gondwana breakup // *Journal of Geophysical Research.* – 2003. – Vol 108. – №B9. – P. 1-15.

102. Katz R., Ragnarsson R., Bodenschatz E. Tectonic microplates in a wax model of sea-floor spreading // *New Journal of Physics.* – 2005. – Vol. 7. – P.1-12.

103. Keen C.E., Boutilier R., De Voogd B., Mudford B., Enachescu M.E. Crustal geometry and extensional models for the Grand Banks, eastern Canada: constraints from deep seismic reflection data // *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms.* – 1987. – Vol. 12. – P. 101–115.

104. Keen C.E., De Voogd B. The continent-ocean boundary at the rifted margin of eastern Canada: new results from deep seismic reflection studies // *Tectonics.* – 1988. – Vol. 7. – P. 107–124.

105. Kerr A.C., Mahoney J.J. Oceanic plateaus: problematic plumes, potential paradigms // *Chemical geology.* – 2007. – №241. – P. 332 – 353.

106. Kimbell G.S., Ritchie J.D., Henderson A.F. Three-dimensional gravity and magnetic modelling of the Irish sector of the NE Atlantic margin // *Tectonophysics.* – 2010. – № 486. – P. 36–54.

107. King L.H., Fader G.B., Poole W.H., Wanless R.K. Geological setting and age of the Flemish cap granodiorite, east of the Grand Banks of Newfoundland // *Can. J. Earth Sci.* – 1985. – Vol. 22. – №9. – P. 1286-1298.

108. Knies J., Gaina C. Middle Miocene ice sheet expansion in the Arctic: Views from

the Barents Sea // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2008. – Vol.9. – №2. – P. 1-8.

109. Koehn D., Aanyu K., Haines S., Sachau T. Rift nucleation, rift propagation and the creation of basement micro-plates within active rifts // *Tectonophysics.* – 2008. – Vol. 458. – P. 105–116.

110. Kukulus M. A quantitative approach to the evolution of the central Walvis Basin offshore NW-Namibia: structure, mass balancing, and hydrocarbon potential // *Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg.* Würzburg. – 2004. – P. 1-186.

111. Kuvaas B., Kodaira S. The formation of the Jan Mayen microcontinent: the missing piece in the continental puzzle between the Møre-Vøring Basins and East Greenland // *First Break.* – 1997. – Vol. 15. – № 7.

112. Longley I.M., Buessenschuett C., Clydsdale L., Cubitt C.J., Davis R.C., Johnson M.K., Marshall N.M., Murray A.P., Somerville R., Spry T.B., Thompson N.B. The North West Shelf of Australia – a Woodside Perspective // Perth. Woodside Energy Ltd. – 2002. – P. 1-87.

113. Lorenzo J.M., Mutter J.C. Seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Falkland/Malvinas Plateau // *Revista Brasileira de Geociencias.* – 1988. – №18. – P. 843-846.

114. Mahoney J. J., Graham D. W., Christie D. M., Johnson K. T. M., Hall L. S., Vonderhaar D. L. Between a hotspot and a cold spot: isotopic variation in the Southeast Indian Ridge asthenosphere, 86°E–118°E // *Journal of Petrology.* – 2002. – Vol. 43. – P. 1155-1176.

115. Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // *Tectonophysics.* – 1991. – Vol. 199. – P. 193-210

116. Maloney D., Sargent C., Direen N. G., Hobbs R. W., Grocke D.R. Re-evaluation of the Mentelle Basin, a polyphase rifted margin basin, offshore south-west Australia: new insights from integrated regional seismic datasets // *Solid Earth.* 2011. Vol. 2. P. 107-123.

117. Marks K. M., Sandwell D. T., Analysis of geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells using nonbiased linear regression // *Journal of geophysical research.* – 1991. – Vol. 96. – №B5. – P. 8045-8055.

118. Marques F.O., Fonseca P.D., Lechmann S., Burg J.-P., Marques A.S., Andrade A.J.M., Alves C. Boudinage in nature and experiment // *Tectonophysics.* – 2012. – Vol. 526–529. – P. 88-96.

119. Marshall J.E.A. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography // *Tectonics.* – 1994. – Vol. 13. – №2. – P. 499-514.

120. Martin E., J.L. Paquette, V. Bosse, G. Ruffet, M. Tiepolo, O. Sigmarsson. Geodynamics of rift–plume interaction in Iceland as constrained by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar and in situ

- U–Pb zircon ages. // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2011. – Vol. 311. – №1-2. P. 28-38.
121. Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Version 3 (EMAG2v3) // *Geochem., Geophys., Geosystems*. – 2017. – Vol. 18. – P. 4522-4537.
122. Misra A., Sinha N., Mukherjee S. Repeat ridge jumps and microcontinent separation: insights from NE Arabian Sea // *Marine and Petroleum Geology*. – 2015. – Vol. 59 – P. 406-428.
123. Mittelstaedt E., Ito G., Behn M.D. Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2008. – Vol. 266. – P. 256–270.
124. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A., Torsvik T.H. Greenland-Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic // *Norwegian Journal of Geology*. – 2002. – № 82. – P. 281-298.
125. Muller R.D., Gaina C., Clark S. Seafloor spreading around Australia // *Billion-year earth history of Australia and neighbours in Gondwanaland (2000)*. – 2006. – P. 1-23.
126. Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D. A recipe for microcontinent formation // *Geology*. – 2001. – Vol. 29. – № 3. – P. 203–206.
127. Mutter J.C; Larson R.L. (1989). Extension of the Exmouth Plateau, offshore northwestern Australia: Deep seismic reflection/refraction evidence for simple and pure shear mechanisms // *Geology*. – 1989. – Vol. 17 – №1 – P. 15–18.
128. Myhre A.M., Eldholm O., Sundvor E. The Jan Mayen Ridge: present status // *Polar Res*. – 1984. – Vol. 2 – P. 47–59.
129. Naini B.R., Talwani M. Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of Western India // *American Association of Petroleum Geologists*. – 1982. – Vol. 34 – P. 167-191.
130. Naylor D., Shannon P., Murphy N. Irish Rockall Basin region—a standard structural nomenclature system // *Petroleum Affairs Division. Special Publication 1/99*. – 1999. – P. 1-42.
131. Nelson G., Hughes M., Przeslawski R., Nichol S., Lewis B., Rawsthorn K. Revealing the Wallaby Plateau: Recent survey delivers geophysical, geological and biophysical data // *AusGeoNews*. – 2009. – P. 1-4.f
132. Nur A., Ben-Avraham. Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building // *Journal of geophysica research*. – 1982. – Vol. 87 – P. 3644 – 3661.
133. Oldenburg D., Brune J.N. Ridge transform fault spreading pattern in freezing wax // *Science*. – 1972. – Vol. 178. – P. 301-304.
134. Pálmason, G. Crustal rifting and related thermomechanical processes in the

lithosphere beneath Iceland // *Geol. Rundsh.* – 1981. – Vol. 70. – P. 244-260.

135. Pálmason, G. Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland // *Geophys. J.R Astr. Soc.* – 1973. – Vol. 33 – P. 451-481.

136. Pálmason, G. Model of crustal formation in Iceland and application to submarine mid-ocean ridges // *The Geology of North America The Western North Atlantic Region.* Geological Society of America, Boulder. – 1986. – Vol. M. – P. 87-97.

137. Peron-Pindivic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P. Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland Sea – II. Architecture of a microcontinent // *Geophys. Journ. Int.* – 2012. – Vol. 191. – P. 413-435.

138. Peron-Pinvidic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P. Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland sea—I. Mapping of a microcontinent // *Geophys. J. Int.* – 2012. – Vol. 191. – P. 385-412.

139. Peron-Pinvidic G., Manatschal G., Osmundsen P.T. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: A review of observations and concepts. // *Marine and Petroleum Geology.* – 2013. – №43. – P. 21-47.

140. Rabinowitz P.D. LaBrecque J. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins // *Journal of Geophysical Research.* – 1979. – Vol. 84. – P. 5973-6002.

141. Rahe B., Ferril D., Morris A. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution // *Tectonophysics.* – 1998. – Vol. 285. – P. 21-40.

142. Richards P.C., Gatliff R.W., Quinn M.F., Williamson J.P. Fannin N.G.T. The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf. // *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up.* – 1996. – Vol. 108. – P. 105-128.

143. Riisager J., Riisager P., Pedersen A.K. Paleomagnetism of large igneous provinces: case-study from West Greenland, North Atlantic igneous province // *Earth planet. Sci. Lett.* – 2003. – Vol. 214. – P. 409-425.

144. Ritzmann O., Jokat W., Czuba W., Guterch A., Mjelde R., Nishimura Y. A deep seismic transect from Hovgard Ridge to northwestern Svalbard across the continental-ocean transition: A sheared margin study // *Geophys. J. Int.* – 2004. – Vol. 157. – P. 683-702.

145. Roeser H.A., Fritsch J., Hinz K. The development of the crust off Dronning Maud Land, East Antarctica // *Geological Society, London, Special Publications.* – 1996. – Vol. 108. – P. 243-264.

146. Rotstein Y., Munsch M., Schlich R., Hill P.J. Structure and early history of the Labuan Basin, south Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* – 1991. – Vol. 96. – P. 3887-3904.

147. Saki T., Tamura Y., Tokuhashi S., Kodato T., Mizukoshi I., Amano H. Preliminary report of geological and geophysical surveys off Queen Maud Land, East Antarctica

// Proc. NIPR Syrup. Antarct. Geosci. – 1987. – Vol. 1. – P. 23-40.

148. Sandwell D.T., MacKenze K.R. Geoid height versus topography for oceanic plateaus and swells // Journal of geophysical research. – 1989. – Vol. 94. – №B5 – P. 7403-7418.

149. Sandwell D., Müller D., Smith W., Garcia E., Francis R. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. – 2014. – №346. – P. 65–67.

150. Scarselli N., McClay K., Elders C. Submarine Slide and Slump Complexes, Exmouth Plateau, NW Shelf of Australia // West Australian Basins Symposium. – 2013.

151. Schimschal C.M. Jokat W. The crustal structure of the continental margin east of the Falkland Islands // Tectonophysics. – 2018. – №724-725. – P. 234-253.

152. Schouten H., Klitgord K., Gallow D. Edge-driven microplate kinematics // J. Geophys. Res. – 1993. – Vol. 98. – P. 6689-701.

153. Schubert G., Sandwell D. Crustal volumes of the continents and of oceanic and continental submarine plateaus // Earth and planetary science letters. – 1989. – №92. – P. 234-246.

154. Shemenda A.I., Groholsky A.L., Physical modeling of slow seafloor spreading // Journal of Geophysical Research. – 1994. – Vol. 99. – P. 9137-9153.

155. Shemenda A.I., Grokholsky A.L. A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modeling) // Tectonophys. – 1991. – Vol.199. – P.389–404.

156. Sinha S. T., Nemčok M., Choudhuri M., Sinha N., Rao D. P. The role of break-up localization in microcontinent separation along a strike-slip margin: the East India–Elan Bank case study // Geological Society London Special Publications – 2016. – Vol. 431. – №1. – P. 95-123.

157. Skogseid J., Eldholm O. Early Cenozoic Crust at the Norwegian Continental Margin and the Conjugate Jan Mayen Ridge // Journal of Geophysical Research. – 1987. – Vol. 92. – №. B11. – P. 11,471-11,491.

158. Smit J., Brun J., Cloetingh S., Ben-Avraham Z. Pull-apart basin formation and development in narrow transform zones with application to the Dead Sea Basin // Tectonics. – 2008. – Vol. 27. – P. 1-17.

159. Srivastava S.P., Sibuet J.-C., Cande S., Roest W.R., Reid I.D. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins // Earth and Planetary Science Letters – 2000. – Vol. 182. – P. 61-76. Sayers J., Borissova I., Ramsay D., Symonds P., Lawson C., Parums R., Butler P., Moore A. Geological framework of the Wallaby Plateau and adjacent ocean basins // AGSO Record. – 2002. – P. 1-133.

160. Srivastava S.P., Verhoef J., Macnab R. Results from a detailed aeromagnetic survey across the northeast Newfoundland margin, Part II: Early opening of the North Atlantic between the British Isles and Newfoundland // *Marine and Petroleum Geology*. – 1988. – Vol. 5. – №4. – P. 324-336.
161. Stagg H.M.J., Colwell J.B., Borissova I., Ishihara T., Bernardel G. The Bruce Rise Area, East Antarctica: Formation of a Continental Margin near the Greater India–Australia–Antarctica Triple Junction // *Terra Antarctica*. – 2006. – Vol. 13. – P. 3-22.
162. Stagg H.M.J., Colwell J.B., Direen N.G., O'Brien P.E., Bernardel G., Borissova I., Brown B.J., Ishihara T. Geology of the continental margin of Enderby and Mac. Robertson Lands, East Antarctica: Insights from a regional data set // *Marine Geophysical Researches*. – 2004. – Vol. 25. – P. 183-219.
163. Svellard M., Autin J., Manatschal G., Sauter D., Munschy M., Schaming M. Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian–Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations // *Tectonics, American Geophysical Union*. – 2015. – P. 753-783.
164. Svellingen W., Pedersen R.B. Jan Mayen: a result of ridge–transform–microcontinent interaction // *Geophysical Research Abstracts*. – 2003. – Vol. 5. – P. 12993.
165. Sydnes M., Fjeldskaar W., Fjeldskaar I.L., Grunnaleite I., Cardozo N. The importance of sill thickness and timing of sill emplacement on hydrocarbon maturation // *Marine and Petroleum Geology*. – 2018. – Vol. 89. – P. 500-514.
166. Taylor G.K., Shaw J. The Falkland Islands: New Palaeomagnetic Data and their Origin as a Displaced Terrane from Southern Africa // *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*. – 1989. – Vol. 50. – P. 59-72.
167. Tejada M.L.G., Lee E.Y., Chun S.S., Harry D.L., Riquier L., Wainman, C.C. Data report: Petrology and volcanic stratigraphy at Site U1513, IODP Expedition 369. – 2020.
168. Tentler T. Analogue modeling of overlapping spreading centers: insights into their propagation and coalescence // *Tectonophysics*. – 2003. – Vol. 376. – P. 99-115.
169. Tentler T., Acocella V. How does the initial configuration of oceanic ridge segments affect their interaction? Insights from analogue models // *J. Geophys. Res.* – 2010. – Vol. 115. – № B01401. – P. 1-16.
170. Todal A., Eldholm O. Continental margin off western India and Deccan large igneous province // *Mar Geophys Res.* – 1998. – Vol. 20. – P. 273-291.
171. Torsvik T., Mosar J., Eide E.A. Cretaceous–Tertiary geodynamics: a North Atlantic exercise // *Geophys. J. Int.* – 2001. – Vol. 146. – P. 850–866.
172. Trewin N.H., MacDonald D.I.M., Thomas C.G.C. Stratigraphy and sedimentology

of the Permian of the Falkland Islands: lithostratigraphic and palaeoenvironmental links with South Africa // *Journal of the Geological Society*. – 2002. – Vol. 159. – №1. – P. 5-19.

173. Tucholke B.E., Austin J.A., Uchupi E. Crustal Structure and Rift-Drift Evolution of the Newfoundland Basin: Chapter 16: North American Margins // *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. AAPG Memoirs. – 1989. – Vol. 46. – P. 247-263.

174. Van Wijk, J.W., Blackman, D.J. Dynamics of continental rift propagation: the end member modes // *Earth planet. Sci. Lett.* – 2005. – Vol. 229. –P. 247–258.

175. Vogt U., Makris J., O'Reilly B.M., Hauser F., Readman P.W., Jacob A.W.B., Shannon P.M. The Hatton Basin and continental margin: crustal structure from wide-angle seismic and gravity data // *Journal of Geophysical Research*. – 1998. – Vol. 103. – P. 12545-12566.

176. Wareham C.D., Pankhurst R.J., Thomas R.J., Storey B.C., Grantham G.H., Jacobs J., Eglinton B. M. Pb, Nd, and Sr Isotope Mapping of Grenville-Age Crustal Provinces in Rodinia // *The Journal of Geology*. – 1998. – Vol. 106 – P. 647-659.

177. Watson S.J., Whittaker J.M., Halpin J.A., Williams S.E., Milan L.A., Daczko N.R., Wyman D.A. Tectonic drivers and the influence of the Kerguelen plume on seafloor spreading during formation of the early Indian Ocean // *Gondwana Research*. – 2016. – Vol. 35. – P. 97-114.

178. Whittaker J. M., Müller R. D., Gurnis M. Development of the Australian-Antarctic depth anomaly // *Geochemistry Geophysics Geosystems*. – 2010 – Vol. 11. – №11. – P. 1-23.

179. Whittaker J.M., Williams S.E., Halpin J.A., Wild T.J., Stilwell J.D., Jourdan F., Daczko N.R. Eastern Indian Ocean microcontinent formation driven by plate motion changes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2016. – №454. – P.2 03-212.

180. Whittaker J.M., Williams S.E., Müller R.D. Revised tectonic evolution of the Eastern Indian Ocean // *American Geophysical Union* – 2013 – Vol. 14. – №6. – P. 1891-1909.

181. Williams S.E., Whittaker J.M., Granot R., Müller D.R. Early India-Australia spreading history revealed by newly detected Mesozoic magnetic anomalies in the Perth Abyssal Plain // *Journ. of Geophys. Res.: Solid Earth*. – 2013. – Vol. 118. – P. 3275-3284.

182. Yamasaki T., Gernigon L. Redistribution of the lithosphere deformation by the emplacement of underplated mafic bodies: implications for microcontinent formation // *J. Geol. Soc., London*. – 2010. – Vol. 167. – P. 961–971.

183. Yatheesh V., Bhattacharya G.C., Mahender K. The terrace like feature in the mid-continental slope region off Trivandrum and a plausible model for India-Madagascar juxtaposition in immediate pre-drift scenario // *Gondwana Research*. – 2006. – Vol. 10. – P. 179-

185.

184. Zastrozhnov D., Gernigon L., Gogin I., Abdelmalak M.M., Planke S., Faleide J.I., Eide S., Myklebust R. Cretaceous-Paleocene Evolution and Crustal Structure of the Northern Vøring Margin (Offshore Mid-Norway): Results from Integrated Geological and Geophysical Study // Tectonics. – 2018. – Vol. 37. – №.2. – P. 497–528.

185. Zwaan F., Schreurs G., Nalibof J. Insights into the effects of oblique extension on continental rift interaction from 3D analogue and numerical models // Tectonophysics. – 2016. – №693. – P. 239-260.

Интернет-ресурсы

186. GEBCO 2014. GEBCO One Minute Grid global bathymetric grid. In: General Bathymetric Chart of the Oceans. – www.gebco.net

187. GEBCO_08 grid. ver. 20090202. – <http://www.gebco.net>

188. Geoscience Australia ga.gov.au – (<http://www.ga.gov.au/scientific-topics/energy/province-sedimentary-basin-geology/petroleum/offshore-southwest-australia/wallaby-plateau>)