

На правах рукописи

КОХАН АНДРЕЙ ВАЛЕРЬЕВИЧ

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ХРЕБТОВ**

25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

Автореферат диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого–минералогических наук

Москва

2013

Работа выполнена на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета и в Музее землеведения Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

Научный руководитель:

доктор геолого–минералогических наук, профессор
Дубинин Евгений Павлович

Официальные оппоненты:

Мирлин Евгений Гилельевич доктор геолого-минералогических наук,
Геологический музей им. В.И. Вернадского, старший научный сотрудник, зам.
директора по научной работе

Баранов Борис Викторович кандидат геолого-минералогических наук,
Институт океанологии им. П. П. Ширшова, зав. лаб. палеогеодинамики и
палеоокеанологии

Ведущая организация: Геологический институт РАН

Защита состоится 19 февраля 2013 г. в 14 час. 30 мин. на заседании диссертационного совета Д.501.001.39 при Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119234, Москва, Ленинские горы, МГУ, геологический факультет, ауд. 825.

С диссертацией можно ознакомиться в читальном зале Научной библиотеки Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, в Отделе диссертаций Фундаментальной библиотеки по адресу: Ломоносовский проспект, 27.

Автореферат разослан 18 января 2013 г.

Ученый секретарь

диссертационного совета
доктор геол.–мин. наук, профессор



А.Г. Рябухин

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы. Срединно–океанические хребты (СОХ) являются планетарной морфоструктурой и протягиваются через все океаны. Их рифтовые зоны представляют собой места формирования новой океанической коры. Рельеф и глубинное строение рифтовых зон СОХ отличаются в основном в зависимости от скорости спрединга. К концу XX века согласно этому критерию сформировалось разделение срединно–океанических хребтов на 3 класса: медленноспрединговые (<4 см/год), быстроспрединговые (>8 см/год) и среднеспрединговые ($4 \text{ см/год} < V_{\text{ср}} < 8 \text{ см/год}$). В последние 20 лет активно шли исследования малоизученных участков мировой системы СОХ с $V_{\text{ср}} < 2$ см/год. В течение этого периода времени был накоплен обширный материал об их рельефе и глубинном строении [Глебовский и др., 2006; Шипилов, 2008; Пейве, Чамов, 2008; Пейве, 2009; Зайончек и др., 2010; Дубинин и др., 2011; 2012; Соколов, 2011; Crane et al., 2001; Dick et al., 2003; Jokat et al., 2003; Sauter et al., 2004; Pierce et al., 2005; Cannat et al., 2008; Sauter, Cannat, 2010 и др.]. Он показывает, что данные хребты значительно отличаются в своем строении от медленноспрединговых. Анализ материалов о рельефе дна, геолого–геофизических характеристиках и глубинном строении таких хребтов, а также результаты экспериментального моделирования, позволяют выделить их в самостоятельный тип, установить особенности тектонического строения, выделить их тектонические типы, основные структурообразующие факторы и геодинамические обстановки развития ультрамедленного спрединга.

Цель работы. Изучение особенностей структурообразования рифтовых зон СОХ в условиях различных кинематических и геодинамических режимов ультрамедленного спрединга. Для достижения поставленной цели **решались следующие задачи:**

1. Сбор, обработка и интерпретация новых данных многолучевого эхолотирования, а также обобщение и критический анализ опубликованных геолого–геофизических материалов по тематике работы.
2. Анализ тектонического строения ультрамедленных спрединговых хребтов.
3. Построение и анализ структурных схем для участков спрединговых хребтов, имеющих различную геодинамическую и кинематическую специфику.
4. Анализ кинематики и геометрии спрединга ультрамедленных хребтов.

5. Экспериментальное изучение особенностей структурообразования спрединговых хребтов, находящихся в разных геодинамических и кинематических условиях ультрамедленного спрединга.
6. Выявление основных структурообразующих факторов ультрамедленного спрединга.

Фактический материал. В основу работы положены новые данные многолучевого эхолотирования полученные в 24–м (2006 г.), 25–м (2007 г.), и, при участии автора в 26–м (2009 г.) рейсах НИС «Академик Николай Страхов», а также данные, полученные в 17 рейсах 1990–2000–х годов, размещенные в сети интернет и любезно предоставленные французскими коллегами из Институтов физики Земли, гг. Париж и Страсбург, Института морских исследований, г. Брест. В работе был использован 30–секундный грид рельефа дна мирового океана GEBCO_08 версии 20100927.

Объекты исследования. В работе рассматриваются рифтовые зоны COX, раздвигающихся со скоростями менее 2 см/год. Исследованы хребты Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича, Гаккеля, Американо–Антарктический хребет (ААХ) и Юго–Западный Индийский хребет (ЮЗИХ). Также были рассмотрены геодинамические обстановки проявления ультрамедленного спрединга

Методика работы. Для анализа сегментации рассмотренных спрединговых хребтов использовались представления о сегментации рифтовых зон COX изложенные в работах [Дубинин и др., 1992; Мирлин и др., 1992; Дубинин, Ушаков, 2001; Sempere et al., 1992; Macdonald et al., 1982; Lonsdale, 1994; Crane et al., 2001; Dick et al., 2003; Cannat et al., 2008]. За основу исследований принималось разделение рифтовых зон COX на три типа с различным геологическим, геофизическим и геоморфологическим строением в зависимости от скорости спрединга: медленные, средние и быстрые.

При изучении морфологии и тектоники рифтовых зон, их структурной сегментации применялся морфоструктурный и кинематический анализ. Морфоструктурный анализ рельефа осевых вулканических хребтов и флангов спрединговых хребтов проводился по методикам, описанным в работах [Smith et al., 1995; Escartin et al., 1999; Garrel, 2001]. Для интерпретации данных многолучевого эхолотирования, построения морфоструктурных схем использовались методики, разработанные отечественными геоморфологами [Ласточкин, 1987; Бурский, Кулешова, 2008], а также программные пакеты Grapher 5.0, Global Mapper 12.0, GMT 4 [Wessell, Smith, 1995], Mirone 2.1 [Luis, 2007], QGIS 7.0.

Для выявления особенностей структурообразования и сегментации рифтовых зон проводилось экспериментальное моделирование с использованием материалов, условий подобия и методик, представленных в работах [Шеменда, 1983; Грохольский, Дубинин, 2006; Schemenda, Grokholsky, 1994]. Для анализа связей между рельефом дна и глубинным строением литосферы использовались результаты численного моделирования [Галушкин и др., 2007, 2008; Tucholke et al., 2008; Дубинин и др., 2010].

Научная новизна работы. 1. На основании комплексного анализа рельефа и геолого–геофизических данных проведено тектоническое районирование ультрамедленных спрединговых хребтов в зависимости от особенностей их строения и кинематики спрединга

2. Построены оригинальные морфоструктурные схемы для участков рифтовых зон ультрамедленных спрединговых хребтов.
3. Проведенные экспериментальные исследования, учитывающие геодинамическую и кинематическую специфику каждого спредингового хребта, вместе с комплексным анализом рельефа и геолого–геофизических данных позволили выявить характерные особенности структурообразования и ведущие геодинамические факторы, определяющие тектоническое строение спрединговых хребтов с ультрамедленными скоростями растяжения.
4. Выделены геодинамические обстановки ультрамедленного спрединга, а также участки ультрамедленных спрединговых хребтов с характерным набором морфоструктурных и тектонических признаков, которые могут служить в качестве типовых. Рассмотрена интенсивность проявления и взаимосвязи эндогенных структурообразующих процессов в разных геодинамических условиях ультрамедленного спрединга.

Практическая и теоретическая значимость работы. Новые данные о морфотектонике и геодинамике ультрамедленных спрединговых хребтов актуальны для дальнейшего развития представлений о природе и эволюции океанической коры. В прикладном аспекте данные о строении рифтовых зон ультрамедленных спрединговых хребтов могут быть использованы при анализе условий образования глубоководных гидротермальных полиметаллических сульфидов и их морфоструктурной приуроченности, а также при анализе эволюции палеоспрединговых бассейнов. Результаты работы включены в учебную программу «Экспериментальное моделирование рельефообразующих деформаций океанической литосферы» и реализованы в рамках специального учебного курса.

Защищаемые положения. 1. Ультрамедленный спрединг проявляется в следующих геодинамических обстановках: 1) на спрединговых хребтах, сформированных при расколе континентальной литосферы и расположенных вблизи полюсов относительного вращения плит; 2) в пределах океанической литосферы при перескоках оси спрединга, сопровождающихся отмиранием старого и формированием нового хребта на стадии перехода от рифтинга к спредингу; 3) при растяжении в структурах типа *pull-apart*; 4) в транзитных зонах между двумя спрединговыми хребтами; 5) в сдвиго–раздвиговых зонах, сформированных в пределах океанической литосферы; 6) при продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы; 7) на активных континентальных окраинах при междуговом, задуговом и рассеянном спрединге.

2. Особенности рельефа и тектонического строения ультрамедленных хребтов определяются: **геодинамической обстановкой формирования хребта, кинематикой спрединга, температурой мантии, толщиной коры и литосферы.** Основными факторами, определяющими их морфологию и тектоническое строение являются:

- для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей – увеличение температуры мантии, интенсивности магмоснабжения и толщины коры по мере приближения к Исландской термической аномалии, неортогональность спрединга;
- для хребта Книповича – формирование в пределах транзитной зоны между хребтами Гаккеля и Мона в условиях косоугольного спрединга с различными сочетаниями сдвиговых и раздвиговых напряжений на отдельных сегментах хребта и вблизи континентальной литосферы Баренцева моря и Шпицбергена;
- для хребта Мона – косоугольный спрединг в условиях мощной и относительно холодной литосферы и узкой рифтовой зоны;
- для хребта Гаккеля и Юго–Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) – минимальные скорости спрединга, изменение температуры мантии и неортогональности спрединга вдоль простирания хребтов.

3. Геодинамические условия и кинематика спрединга определяют следующие основные тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов: 1) хребты, развивающиеся в условиях высокой прогретости мантии под влиянием горячей точки (хр. Рейкьянес и хр. Кольбейнсей, участки $3-9^\circ$ и $35-52^\circ$ в.д. ЮЗИХ); 2) хребты с субортогональным растяжением без трансформных разломов (западный сегмент хр. Гаккеля, участок $16-25^\circ$ в.д. ЮЗИХ); 3) хребты с косым растяжением, с относительно холодной мантией и обедненным

магмоснабжением (центральный сегмент хребта Гаккеля, участки 9–16° и 60–70° в.д. ЮЗИХ, хребет Мона); 4) хребты, развивающиеся со значительной компонентой сдвига в транзитной зоне между двумя спрединговыми хребтами (хр. Книповича, трог Лена).

Личный вклад автора. В основе диссертации лежит геолого–геофизический анализ строения ультрамедленных спрединговых хребтов и экспериментальные исследования структурообразующих деформаций. Автор интерпретировал с использованием современных программ данные многолучевого эхолотирования 17 экспедиций, в 26–м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» автор участвовал в обработке и интерпретации 6200 км съемки многолучевым эхолотом. Были проанализированы морфотектонические особенности 163 осевых вулканических хребтов и асимметричных блоков флангов хребтов вдоль 202 профилей, на каждом из которых располагалось от 10 до 25 сбросов. Автор обобщил и критически проанализировал опубликованные геолого–геофизические материалы; провел сравнительный анализ имеющихся данных. Лично автором были проведены эксперименты, включающие около 500 опытов, посвященных исследованию спрединговых хребтов, осуществлена обработка и интерпретация результатов.

Апробация работы. Основные результаты работы были представлены на 16 конференциях: XIV Международная конференция Ломоносовские чтения (Москва, 2007), XLIII, XLIV Тектонические совещания (Москва, 2008, 2010, 2012), 1–я, 2–я молодежные тектонофизические школы–семинары (Москва, 2009, 2011), Геология: история, теория, практика (Москва, 2009), XVIII и XIX Международных научных конференциях по морской геологии (Москва, 2009, 2011), EGU General Assembly 2010 (Вена, 2010), VI Щукинские чтения (Москва, 2010), Современное состояние наук о земле (Москва, 2011), Рабочее совещание Российской секции международного проекта Interridge Russian ridge (Москва, 2011), 4–е Яншинские чтения (Москва, 2011), XIX Международная конференция «Ломоносов–2012» (Москва, 2012), совещание рабочей группы "Геоморфология морского дна" при Совете РАН по Проблемам Мирового океана, секция геология (Москва, 2012), Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле (Москва, 2012). По результатам исследований автором лично сделано 10 устных докладов и представлено 4 постера.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 27 работ, из них 5 статей в рецензируемых журналах, входящих в перечень ВАК.

Структура работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и приложения. Ее объем составляет 231 страницу, включая 103 иллюстрации, 9 таблиц. Список литературы состоит из 282 наименований, из них 202 иностранных.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю д.г.–м.н. Евгению Павловичу Дубинину за руководство и постоянное внимание на всех этапах работы. Автор искренне благодарен заведующему лабораторией экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ им. 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 благодарит за предоставленную возможность работы в экспедиции НИС «Академик Николай Страхов» заведующего лабораторией геоморфологии и тектоники дна океана ГИН РАН д.г.–м.н. А.О. Мазаровича. Автор благодарит начальника геофизического отряда экспедиции к.г.–м.н. С.Ю. Соколова и команду батиметрического отряда экспедиции в составе Зарайской Ю.А. и Мороза Е.А. за помощь в освоении методики сбора и обработки данных многолучевого эхолотирования. Автор благодарен д.г.–м.н. Д.Е. Тетерину за помощь в освоении программного пакета GMT. Весьма плодотворными были обсуждения и советы научных сотрудников и преподавателей кафедры геоморфологии Географического факультета МГУ к.г.н. В.И. Мысливца, к.г.н. Фроля В.В., д.г.н. Лукашова А.А.. Важное значение для выполнения задач данной работы имели оригинальные материалы, предоставленные зарубежными коллегами М. Кеннэт (Институт физики Земли, Париж), Д. Саутером (Институт физики Земли, Страсбург) и В. Тосэлло (Французский институт морских исследований, Брест) за что автор выражает им искреннюю признательность. Отдельную благодарность за терпение, понимание и всестороннюю поддержку автор выражает своей семье. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12–05–00528–а) и Минобрнауки России (ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России»).

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Мировая система спрединговых хребтов, как глобальная морфотектоническая структура дна океана.

Глобальная система спрединговых хребтов протягиваются через все океаны, на расстояние около 70000 км, их ширина варьирует от 200 до 3000 км. В рифтовых зонах спрединговых хребтов происходит растяжение литосферы, поднятие к поверхности

мантийных расплавов, формирование новой океанической коры (аккреция). Совокупность этих процессов получила название спрединга океанического дна [Hess, 1962].

Ключевым параметром, определяющим морфологию и тектонику дна, а также глубинное строение спрединговых зон, является скорость спрединга. Скорость спрединга на срединно–океанических хребтах изменяется от 0,7–1,3 до 18 см/год. В соответствии с ней СОХ подразделяют на несколько типов: с медленной (менее 4 см/год), средней (4–8 см/год), быстрой (8–12 см/год) и ультрабыстрой (более 12 см/год) скоростью раздвижения [Дубинин, Ушаков, 2001].

Для хребтов с медленными скоростями спрединга характерна морфология рифтовых долин и отсутствие, как правило, стационарной осевой магматической камеры в коре. Для быстроспрединговых хребтов типична морфология осевых поднятий и наличие стационарных магматических очагов в коре. Спрединговые хребты со средними скоростями имеют переходную морфологию.

Исследования 1990–х и 2000–х годов показали, что хребты со скоростями спрединга менее 2 см/год обладают характеристиками, значительно отличающимися от аналогичных характеристик медленноспрединговых хребтов. Данные хребты представлены хребтами бассейна Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана: Рейкьянес, Кольбейнсей, Мона, Книповича, Гаккеля. Также к ним относятся Юго–Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), Американо–Антарктический хребет, спрединговые хребты Красного моря и Аденского залива. Они занимают около 20 % от всей длины мировой системы спрединговых хребтов.

Глава 2. Тектоническое строение ультрамедленных спрединговых хребтов и геодинамические обстановки проявления ультрамедленного спрединга.

Хребет Рейкьянес Хребет располагается к югу от о. Исландия и протягивается на расстояние ≈ 1000 км от ТР Байт до п–ова Рейкьянес. Спрединг на хребте происходит со скоростями от 1,85 до 2 см/год [Меркурьев и др., 2009; DeMets et al., 2010]. Хребет имеет простирание 36° , косое к вектору раздвижения плит 99° . Угол α между направлением растяжения и простиранием рифтовой зоны составляет $63–65^\circ$. Рифтовая зона хребта сформирована эшелонированными S–образными осевыми вулканическими хребтами, располагающимися субортогонально направлению растяжения [Сборщиков, Руденко, 1985; Searle et al., 1998]. В пределах хребта было выделено три провинции сменяющих друг друга с севера на юг по мере приближения к о. Исландия: с рифтовой долиной, с переходной

морфологией, с осевым поднятием. По мере сокращения толщины хрупкого слоя коры происходит изменение характера сбросообразования по механизмам, характерным для спрединговых хребтов с переходной морфологией [Дубинин и др., 2011; Кохан, 2012]. При приближении к о. Исландия длина осевых вулканических хребтов возрастает, сокращается их ширина и амплитуда смещений между ними.

Сейсмические исследования показали, что толщина коры в восточной части п-ова Рейкьянес составляет 21–22 км, в районе 63° с.ш. – 13–14 км [Weir et al., 2001], 61° с.ш. – 9–10 км [Smallwood, White, 1998; Jacoby et al. 2007], а в районе 58° с.ш. – 7,5–8 км [Sinha et al., 1998]. Эти значения превышают средние значения для медленно раздвигающегося Срединно–Атлантического хребта, составляющие $7,1 \pm 0,7$ км [White et al., 1992]. На широте 58° с.ш. хрупкий слой проникает в верхнюю часть мантии до глубины около 16–17 км. В районе 61°30' с.ш. мощность хрупкого слоя составляет 9 км [Searle et al., 1998; Sinha et al., 1998]. По мере приближения к Исландской термической аномалии вдоль хребта происходит возрастание толщины коры, сокращения толщины хрупкого слоя литосферы и увеличение ширины рифтовой зоны.

Интенсивность воздействия Исландского плюма подвержена колебаниям во времени, что приводит к периодическим перестройкам оси спрединга и формированию вне оси чередующихся массивов сегментированной (слабое влияние плюма) и несегментированной (возрастающее воздействие плюма) литосферы [Меркурьев и др., 2009; Benediktsdottir et al., 2012].

Хребет Кольбейнсей протягивается на 650 км от 67° с.ш. до 71°40' с.ш. от разломной зоны Тьорнес до ТР Ян–Майен. Скорость спрединга изменяется от 1,85 см/год (67° с.ш.) с направлением в 105° до 1,7 см/год (71°40' с.ш.) с направлением в 110° [De Mets et al., 2010]. Хребет ориентирован по азимуту в 20°. Таким образом, угол α составляет 80–85°. Тектоническое строение хребта подчиняется аналогичным закономерностям, что и на хребте Рейкьянес. Но данный хребет демонстрирует асимметрию воздействия Исландского плюма, которая может быть обусловлена наличием структурного барьера на пути мантийного потока в виде разломной зоны Тьорнес [Hooft et al., 2006].

В отличие от хребта Рейкьянес хребет Кольбейнсей расчленен трансформными разломами Спар (69° с.ш., 34 км смещения) и Эгвин (70°40' с.ш., смещение оси – 36 км). На участке от 69° 30' с.ш. до 70° 20' с.ш. толщина коры на оси хребта составляет от 7,2 до 11 км [Kodaira et al., 1997]. В южной части она составляет 12.1 ± 0.4 км, а севернее 67°20' с.ш.

сокращается до 9.4 ± 0.2 км [Hoofst et al., 2006]. По сравнению со значениями характерными для хребта Рейкьянес, толщина коры на хребте Кольбейнсей на 2–3 км меньше аналогичных значений на том же расстоянии от Исландии.

Асимметричное влияние Исландского плюма на рельеф и структурообразование спрединговых хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей отчетливо фиксируется в тектонике рифтовой зоны [Мирлин, 1978; 2006]. К югу, вдоль хребта Рейкьянес оно прослеживается на 800–850 км и даже до 1200–1300 км и выражается в постепенном заглублении оси, изменении осевой морфологии от осевых поднятий до рифтовых долин и в отсутствии трансформных разломов. К северу от Исландии вдоль хребта Кольбейнсей это влияние прослеживается лишь на 500–600 км. Тем не менее, избыточное магмоснабжение и прогретость мантии наблюдаются по всей длине хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей, о чем свидетельствуют повышенные значения толщины коры.

Хребет Мона формирует границу Евразийской и Американской плит на участке от острова Ян–Майен до $73^{\circ}30'$ с.ш. 8° в.д. Его длина составляет около 580 км. Рифтовая долина хребта имеет простирание в 60° . Направление спрединга составляет 115° [De Mets et al., 2010]. Таким образом, угол α составляет 55° . Скорость спрединга на хребте – 1,6 см/год. Хребет не нарушен трансформными смещениями. Рельеф дна рифтовой зоны хребта сформирован серией эшелонированных осевых вулканических хребтов (ОВХ), ориентированных по азимуту в 30° . Длина этих вулканических построек – 15–25 км, высота – 300–600 м. Их разделяют впадины амагматических сегментов глубиной до 3,2 км, длиной 20–35 км, субпараллельные направлению растяжения или бортам рифтовой долины.

Хребет Книповича протягивается более чем на 550 км вдоль континентальной окраины архипелага Шпицберген от $73^{\circ}45'$ до $78^{\circ}35'$ с.ш. [Crane et al., 2001; Пейве, Чамов, 2008; Зайончек и др., 2010] и входит в сложно устроенную транзитную зону между хребтами Мона и Гаккеля. Долина хребта не нарушена трансформными смещениями. Скорость спрединга на хребте составляет 1,5–1,7 см/год. Азимут простирания хребта меняется в районе $75^{\circ}50'$ с.ш. Севернее этой широты хребет имеет ориентировку 000° – 007° (002°), а южнее 343° – 350° (347°). С учетом направления раздвижения плит для отрезка хребта в 307° [De Mets et al., 2010], отклонение от нормального направления спрединга в северной части хребта равно 37° , а в южной 53° [Curewitz et al., 2010]. Спрединг на хребте характеризуется значительной сдвиговой компонентой и, судя по кинематике, занимает промежуточное положение между трансформным разломом и спрединговым центром. Вдоль простирания

хребта неоднократно изменяется степень отклонения направления спрединга от ортогонального. Угол α равный разности между простиранием сегмента хребта и направлением раздвижения изменяется от 33° до 63° .

Рифтовая зона сформирована поднятиями магматических сегментов (МС) и трогами амагматических сегментов (АС). Поднятия с относительным превышением над днищем более 500 м разбивают рифтовую долину на 6 амагматических сегментов. Их длина варьирует от 30 до 145 км, а простирание от 011° до 340° [Crane et al., 2001]. Высота МС составляет 0,5–1,1 км. Все МС ориентированы субортогонально направлению растяжения, прослеживаются вне оси в виде цепочек подводных гор протяженностью 30–50 км. АС характеризуются редуцированным вулканизмом и глубиной дна до 3,4–3,8 км [Зайончек и др., 2010; Crane et al., 2001]. Океаническая кора под рифтовой долиной хребта Книповича отличается аномально низкой мощностью (3–3,5 км на участках трогов и 4,5–5,5 км на участках поднятий) [Kandilarov et al., 2008; 2010]. Даже небольшие различия в кинематике растяжения приводят к перестройке структурного плана хребта. При возрастании угла α разломы ориентируются все более субпараллельно направлению растяжения и приобретают сдвиго–сбросовую кинематику, сокращаются длина магматических сегментов и площадь рифтовых террас [Кохан и др., 2012]. Хребет является исключительно молодым спрединговым центром, испытавшим перестройку в недавнем прошлом, о чем свидетельствуют рельеф флангов и рифтовой долины хребта, магнитные аномалии [Соколов, 2011; Ямпольский, Соколов, 2012], а также распределение внеосевых следов магматических сегментов и разломов. Молодость хребта и сложная кинематика спрединга, сочетающая сдвиговые и раздвиговые напряжения подчеркивают его аномальное строение.

Хребет Гаккеля формирует границу между Евразийской и Американской плитами. Он простирается примерно на 1800 км от 83° с.ш. 6° з.д. до 125° в.д. Скорость спрединга на хребте варьирует от 1,4–1,5 см/год до 0,7 см/год, ее значения наименьшие для всей системы СОХ. Спрединг на протяжении большей части хребта ортогонален, среднее простирание оси составляет $30\text{--}50^\circ$, среднее направление растяжения – $120\text{--}140^\circ$ [DeMets et al., 2010]. Угол α составляет $80\text{--}100^\circ$, за исключением восточной части хребта, где $\alpha=45\text{--}55^\circ$. На основании морфологических особенностей и глубинного строения на хребте были выделены три сегмента [Cochran et al., 2003; Jokat et al., 2003; Michael et al., 2003; Cochran, 2008]: западный вулканический сегмент (ЗВС, 7° з.д. -3° в.д.), центральный амагматический сегмент (ЦАС, $3\text{--}30^\circ$ в.д.), восточный вулканический сегмент (ВВС, $30\text{--}95^\circ$ в.д.).

ЗВС протягивается на 220 км. Скорость спрединга составляет 1,35–1,5 см/год. Днище рифтовой долины располагается на глубинах 3,8–4 км. Каждые 10–20 км в его пределах наблюдаются крупные вулканические хребты, высотой 1,2–1,5 км, длиной 15–50 км. Борта долины расчленены многочисленными крутопадающими сбросами. Толщина коры по данным [Jokat, Schmidt–Aursch, 2007] составляет 2,5–4,9 км. В драгировках полностью преобладают базальты.

Протяженность ЦАС составляет 300 км. Скорость спрединга составляет 1,27–1,35 см/год. На всем протяжении отрезка хребта наблюдается только один крупный вулканический центр в районе 19° в.д. На остальной части рифтовой долины не обнаружено вулканических построек и свежих лавовых потоков [Cochran et al., 2003; Cochran, 2008;]. Отсутствие магматической активности наблюдается в условиях субортогонального растяжения. Днище рифтовой долины находится на глубинах 5–5,5 км и состоит из серии удлиненных впадин. Толщина коры на участке ЦАС составляет 1,3–2,5 км [Jokat, Schmidt–Aursch, 2007]. На флангах хребта пологие сбросы располагаются на расстоянии от 12 до 25 км друг от друга и ограничивают поднятия высотой до 2,2 км.

Протяженность ВВС составляет около 600 км. Скорость спрединга здесь варьирует от 0,7 до 1,27 см/год. На данном участке хребет изгибается к северу, угол α составляет 45–55°. В рельефе дна сочетаются субортогональные растяжению МС с минимальными глубинами до 2,5 км и впадины АС с глубинами до 5,2 км. На флангах рифтовой зоны наблюдаются как пологие, так и крутопадающие сбросы. Толщина коры составляет 2,5–3,5 км [Jokat, Schmidt–Aursch, 2007].

Юго–Западный Индийский хребет протягивается на 7700 км от тройного соединения (ТС) Буве (55° ю.ш., 0°40′ в.д.) до ТС Родригес (25° ю.ш., 70° в.д.) [Sclater et al., 1978, 1981]. Скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток и изменяется от 1,6 до 1,27 см/год [DeMets et al., 2010]. Отклонение спрединга от ортогонального варьирует в широких пределах: угол α изменяется от 32 до 90°. Соответственно изменяется и величина эффективной скорости спрединга, которая варьирует в диапазоне от 0,8 до 1,6 см/год. О температурной гетерогенности мантии свидетельствует существование вблизи хребта нескольких горячих точек: Буве и Шона – в западной части хребта, Марион – в районе центральной части, хребта Крозе – в области восточной части хребта [Sauter et al., 2009].

Хребет разделяется на две части гигантской трансформной системой Принц–Эдуард–Эндрю Бейн, смещающей ось спрединга на 1100 км. Восточная часть сильно сегментирована

частыми трансформными разломами, в то время как в западной части хребта (Африкано–Антарктический хребет) трансформные разломы практически отсутствуют. Сложная морфология и тектоническое строение хребта отражают историю его развития. Хребет удлинялся в результате пропегейтинга рифтовой оси к западу и востоку в ходе кинематических перестроек и миграции ТС Буве и ТС Родригес в противоположных направлениях. Эти изменения зафиксировались в рельефе внеосевой литосферы [Vaines et al., 2007; Patriat et al., 2008].

На основании анализа рельефа дна, глубинного строения, геометрии и кинематики спрединга в пределах хребта были выделены 6 тектонических провинций, характеризующихся различным строением рельефа рифтовой зоны, морфоструктурной сегментацией и интенсивностью проявления тектонических, магматических и метаморфических рельефообразующих процессов, и сходными с отдельными участками ультрамедленных спрединговых хребтов Северной Атлантики и Арктики.

Американо–Антарктический хребет расположен в южной части Атлантического океана и протягивается от тройного соединения Буве до тройного соединения, расположенного в юго–восточной части моря Скотия. Хребет разделяет Южно–Американскую плиту и формирующуюся плиту Сюр. Относительный полюс их вращения располагается в районе Южного полюса. Скорость растяжения на хребте составляет около 1,8 см/год [DeMets et al., 2010]. ААХ формируется вдоль эйлеровой широты и представляет собой сдвиго–раздвиговую структуру, состоящую из коротких ортогональных МС типа *pull–apart* длиной 35–50 км, наклонных АС и разделяющих их протяженных трансформных разломов с амплитудой смещения 100–700 км. Сегментация хребта, кинематика спрединга и геохимия базальтов отличаются в пределах участков к югу и северу от ТР Буллард. Угол α составляет 33–38° на севере и 49–53° на юге хребта. Исходя из особенностей истории развития, сегментации и кинематики хребта, было сделано предположение, что хребет сформировался как «вынужденная» граница плит в процессе формирования плиты Скотия и продвижения астеносферного потока с запада на восток.

Анализ рельефа, тектонического строения и кинематики спрединга рассматриваемых хребтов позволяет выявить особенности их строения, установить ведущие геодинамические факторы, контролирующие структурообразование и определить типовые участки в пределах этих хребтов.

Геодинамические обстановки проявления ультрамедленного спрединга. Анализ геолого–геофизической информации показал, что растяжение литосферы, сопровождаемое ультрамедленным спредингом, может проявляться как в пределах спрединговых хребтов, так и в других обстановках. **Ультрамедленный спрединг наблюдается на спрединговых хребтах:**

а) сформированных при расколе континентальной литосферы и расположенных вблизи полюсов относительного вращения (хребты Гаккеля, Мона, Рейкьянес, Юго–западный Индийский, Красноморский и Аденский рифты);

б) расположенных в транзитных зонах, сформированных между двумя спрединговыми хребтами (хребет Книповича);

в) расположенных в сдвиго–раздвиговых зонах в пределах океанической литосферы (Американо–Антарктический хребет);

Другие обстановки, в которых растяжение литосферы может сопровождаться ультрамедленным спредингом:

а) перескок оси спрединга сопровождающийся отмиранием одного спредингового хребта (затухание спрединга) и формированием нового хребта при переходе от рифтинга к спредингу (хр. Математиков и северная ветвь Восточно–Тихоокеанское поднятие);

б) локальное растяжение на фоне регионального сдвига, приводящее к формированию структур типа *pull-apart* (трог Кайман);

в) продвижение спредингового хребта в пределы континентальной литосферы: (Красноморско–Аденский рифт, рифт Калифорнийского залива);

г) в зонах активных континентальных окраин: междуговой спрединг (Марианский трог); задуговой спрединг (спрединговый центр моря Фиджи); рассеянный, или диффузный спрединг в задуговых районах (центральный бассейн моря Скотия в древности и современный рассеянный спрединг в юго–восточной части моря Скотия).

Специфика геодинамической обстановки в значительной степени определяет морфоструктурную выраженность спрединговых систем.

Глава 3. Экспериментальное моделирование процессов структурообразования на ультрамедленных спрединговых хребтах.

Обзор подходов и методик экспериментального моделирования. Существующие в настоящее время методики экспериментального моделирования в зонах напряжений растяжения и сдвига можно условно подразделить на три группы: 1) изучение структурообразования в континентальных рифтах [Шерман, Бабичев, 1989; Логачев и др.,

2000; Malkin, Shemenda, 1991; Keep, McClay, 1998; Mart, Dauteuil, 2000; Corti et al., 2003, 2006; McClay et al., 2003; Tirel et al., 2006; Konstantinovskaya et al., 2007], 2) изучение процессов деформации сдвига [Белоусов, Гзовский, 1964; Шерман и др., 1991; Талицкий, Галкин, 1995; Гончаров и др., 2005; Ребецкий и др., 2008; Гончаров, 2010; Basile, Brun, 1999; Dauteuil, Murt, 1998; Smit et al., 2008; Dooley, Schreurs, 2012], 3) изучение образования морфоструктурного плана осевых участков океанических рифтовых зон и трансформных разломов [Грохольский, Дубинин, 2006; Грохольский, Дубинин, 2010; Дубинин и др., 2011; Shemenda, Grokholsky, 1991, 1994; Basile, Brun, 1999; Thibaud et al., 1999; Garel et al., 2002; Dauteuil et al., 2002; Acocello, 2008; Autin et al., 2010; Tentler, Accocella, 2010]. Подавляющее большинство экспериментальных методик рассматривают спрединг с точки зрения механики процесса и исключают температурные факторы, влияющие на характер структурообразования. Для решения задач, поставленных в данной работе, экспериментальное моделирование выполнялось по уникальной методике, с использованием оригинального модельного вещества и оборудования [Грохольский, Дубинин, 2006]. В ее рамках учитываются термические факторы, определяющие толщину хрупкого слоя литосферы и воздействующие на рельеф модели в модельной рифтовой зоне. Модельное вещество отвечает критериям подобия, описанным в работах [Шеменда, 1983; Грохольский и др., 2012; Schemenda, Grokholsky, 1994]. Эксперименты, проведенные по данной методике, хорошо воспроизводят характер структурообразования в рифтовых зонах рассмотренных хребтов и способствуют решению поставленных задач. Описания экспериментов приведены в приложении. В проведенных экспериментах рассматривались: 1 – процессы первоначального разрушения однородного слоя, приводящие к образованию микро – и макротрещин, формирующих сегментацию оси спрединга [Грохольский, Дубинин, 2006; Schemenda, Grokholsky, 1991]; 2 – процессы аккреции неоднородного слоя по механизму образования и развития литосферного клина приводящего к формированию характерного рельефа рифтовых зон в виде валов (хребтов) [Malkin, Schemenda, 1991; Schemenda, Grokholsky, 1994]. Описания экспериментов приведены в приложении.

Моделирование структурообразования в условиях влияния горячей точки (хребты Рейкьянес и Кольбейнсей). Модельная рифтовая зона – линейная зона с утоненной литосферой задавалась под углом в 60° (для хребта Рейкьянес) и 80° (для хребта Кольбейнсей) к направлению растяжения в соответствии с кинематикой спрединга на хребтах. Скорость спрединга в модели составляла $\sim 1.67 \cdot 10^{-5}$ м/с. В модели изменялись

следующие параметры: 1) ширина W зоны прогрева (рифтовой зоны) которая изменялась от 2 до 5 см, 2) толщина H хрупкого слоя коры в осевой зоне, которая изменялась от 1 до 3 мм. Эксперименты воспроизводили геодинамические условия трех выделенных на хребтах провинций.

Хребет Рейкьянес. Трещины, формировавшиеся в пределах ослабленной зоны, обладали S-образной формой и ориентировались под углом $70\text{--}80^\circ$ к направлению растяжения. Их длина была ограничена шириной ослабленной зоны. В экспериментах, воспроизводящих условия северной провинции хребта, трещины достигали длины в 3–10 см. Мелкие трещины практически отсутствовали. Величина смещений между трещинами достигала 0,5–0,8 см. При сокращении ширины ослабленной зоны и увеличении толщины хрупкого слоя длина трещин сокращалась, а величина смещений между ними возрастала. Напряжение между крупными трещинами реализовывалось скоплениями более мелких трещин. Впоследствии области смещений трансформировались в сдвиго–раздвиги, развивавшиеся по типу природных нетрансформных смещений. Длина трещин в экспериментах, моделирующих геодинамические условия южной провинции хребта, достигала 0,8–3,5 см. Амплитуда смещений между ними достигала 0,8–2 см. В экспериментах, моделирующих геодинамические условия провинции хребта с переходной морфологией, длина трещин составляла от 1,5 до 7 см, а величина смещений между ними – 0,3–1 см.

Для хребта Кольбейнсей особенности структурообразования подчинялись сходным закономерностям. Таким образом, структурообразование в экспериментах, посвященных хребтам Рейкьянес и Кольбейнсей, демонстрирует четкую закономерность: при сокращении ширины ослабленной зоны и увеличении толщины хрупкого слоя в ее пределах происходит сокращение длины трещин и увеличивается величина смещений между ними. В природных условиях трещины используются расплавом для проникновения к поверхности и вдоль них образуются ОВХ, формирующие морфоструктуру их рифтовых зон.

Моделирование структурообразования в транзитной зоне между хребтами Мона и Гаккеля (хребет Книповича). Были проведены эксперименты по моделированию структурообразования, как для всей переходной зоны между хребтами Мона и Гаккеля (угол $\alpha=33^\circ$), так и для отдельных сегментов хребта с характерными для них углами α (40° и 50°). Скорость растяжения в модели составляла $\sim 1,5 \cdot 10^{-5}$ м/с.

Важнейшим фактором, определяющим сегментацию трещин, является угол наклона ослабленной зоны по отношению к направлению растяжения. Была проведена серия экспериментов, при которой этот угол менялся от 10 до 50°. Постепенно при увеличении угла наклона длина сдвиго–раздвигов и раздвигов нарастала. Наиболее сложная сегментация наблюдалась в серии экспериментов, моделирующих геодинамическую обстановку всей транзитной зоны от хребта Мона до хребта Гаккеля. Угол наклона транзитной ослабленной зоны составлял 30–35°. В этом случае в пределах ослабленной зоны формировались короткие бассейны растяжения, ориентированные либо ортогонально к растяжению, либо под углом 10–20° к его вектору, соединенные сдвигами и сдвиго–раздвигами. В процессе эксперимента вначале закладывались зоны растяжения. За ними формировались сдвиговые трещины. После соединения всех трещин в единую систему в модели развивались структуры типа *pull-apart*. Сегментация системы была нестабильна, наблюдались многочисленные перескоки и отмирания отдельных элементов спрединговой оси.

Экспериментальное моделирование показало, что даже при незначительном изменении составляющих сдвига и раздвига и ориентировки сегментов хребта характер структур, определяющих морфологию рифтовой зоны, будет изменяться от сдвиговых до сдвиго–раздвиговых. При этом в природе формируются бассейны типа *pull-apart*, соединенные сдвигами и сдвиго–раздвигами различной длины.

Моделирование структурообразования при ортогональном ультрамедленном растяжении (хребет Гаккеля). Скорости спрединга составляли $1 \cdot 10^{-5}$ и $0,7 \cdot 10^{-5}$ м/с. Величина валов при скорости $1 \cdot 10^{-5}$ м/с была выше по сравнению с медленной скоростью $1,35 \cdot 10^{-5}$ м/с и достигала местами 3–3,5 см. При этом величина смещений сокращалась и не превышала 1–3 см. Характерной особенностью экспериментов было формирование отчетливо выраженной фрагментации в виде субперпендикулярных оси спрединга нарушений. Они являются аналогами формирующихся в условиях медленного спрединга внеосевых следов смещений. Их формирование носило унаследованный характер и было связано с первичными нарушениями картины трещиноватости – изгибами и небольшими перекрытиями осей спрединга.

Аккреция при скорости $0,7 \cdot 10^{-5}$ м/с на различных стадиях экспериментов происходила преимущественно в одном направлении, то есть асимметрично. Отличительной чертой аккреции была прямолинейность оси. Амплитуда смещений не превышала 1–2 см. Другой отличительной чертой аккреции было формирование широких аккреционных валов. Их

ширина на отдельных участках достигала 3–4,5 см. Данный параметр был максимальным по сравнению с более медленными скоростями спредингами [Дубинин и др., 2012]. Глубина модельной рифтовой долины превышала аналогичный параметр медленно–спредингового хребта в 1–2 см

Моделирование структурообразования при косом спрединге в условиях слабо прогретой рифтовой зоны (хребет Мона). Скорость спрединга в модели составляла $\sim 1.5 \cdot 10^{-5}$ м/с. Угол наклона ослабленной зоны относительно направления растяжения составлял 55° . Полученные результаты во многом воспроизводили результаты экспериментов по моделированию условий структурообразования в южной провинции хребта Рейкьянес. Важным отличием было формирование в структуре модели хорошо выдержанных сдвиговых и сдвиго–раздвиговых зон между сегментами, ортогональными направлению растяжения. Вдоль этих сегментов, между зонами сдвига, происходила аккреция коры. Сдвиговые сегменты стабильно функционировали в процессе проведения экспериментов. Они были выражены в рельефе модели в виде линейных впадин.

Моделирование структурообразования при ортогональном ультрамедленном спрединге с различными по амплитуде и ширине смещениями оси (Юго–Западный Индийский хребет). Скорость спрединга в модели составляла $0,7 \cdot 10^{-5}$ м/с. Ослабленная зона закладывалась со смещениями различной ширины и амплитуды. Ширина смещений менялась от 2 до 4 см. Амплитуда смещений изменялась от 3 до 5 см. В пределах модели закладывалось 2–3 смещения. Опыты проводились с целью выявления возможных механизмов формирования косых амагматических сегментов, встречающихся в пределах восточной части хребта. В пределах участков смещений закладывались сдвиги, которые впоследствии трансформировались в неортогональные к направлению аккреционные сегменты. Они формировались быстрее в пределах более широких и высокоамплитудных смещений. Также косые аккреционные сегменты формировались в пределах ортогональных участков модели в результате разнонаправленных перескоков оси спрединга.

Таким образом, экспериментальное моделирование позволило выявить основные параметры, контролирующие особенности морфологии и тектонического строения ультрамедленных хребтов (толщина литосферы, неортогональность спрединга, ширина рифтовой зоны с утоненной литосферой), выявить геодинамические факторы, определяющие специфику структурообразования рассмотренных спрединговых хребтов. Для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей – косой спрединг в условиях изменения толщины

хрупкого слоя и ширины зоны прогрева коры по мере приближения к о. Исландия. Для хребта Мона – косой спрединг в условиях узкой зоны прогрева и значительная толщина хрупкого слоя. Для хребта Книповича – изменение угла наклона рифтовой зоны относительно направления растяжения от сегмента к сегменту, сильнокосой спрединг транзитной зоны между хребтами Мона и Гаккеля. Для хребта Гаккеля – ортогональный спрединг в условиях максимальной величины хрупкого слоя коры и минимальных скоростей спрединга. Внеосевой рельеф в условиях ультрамедленного спрединга формируется при максимальных величинах валообразных структур.

Глава 4. Тектонические типы ультрамедленных спрединговых хребтов.

В данной главе представлены результаты анализа кинематики и геометрии спрединга, морфотектоники осевых и фланговых зон рассмотренных ультрамедленных хребтов, а также САХ, предпринятые с целью подтверждения выделения тектонических провинций хребтов.

Анализ кинематики и сегментации рассмотренных хребтов показал, что в их пределах выделяется три типа сегментации характерной для ультрамедленного ортогонального спрединга, для ультрамедленного косого спрединга и для спрединга в пределах транзитной зоны между двумя спрединговыми хребтами. Формирование набора геолого–геоморфологических особенностей, характерных для крайнего случая амагматического ультрамедленного спрединга (пологие отдаленные сбросы на флангах хребта, максимальные глубины, преобладание серпентинизированных перидотитов в драгировках и др.), хорошо согласуется с порогом эффективной скорости спрединга в 1,3 см/год, но обладает рядом исключений. Они обусловлены повышенной температурой мантии, возрастом и историей развития спрединга (хребет Книповича, центральная часть ЮЗИХ). При эффективных скоростях спрединга, близких к 1,3 см/год может формироваться спрединг с набором особенностей, характерных для медленного спрединга (западная часть ЮЗИХ и западный сегмент хр. Гаккеля) и для переходной морфологии (центральная часть ЮЗИХ), что также связано с повышенной температурой мантии и, как следствие, более интенсивным магмоснабжением. Таким образом, структурообразование в рифтовых зонах и на флангах рассмотренных спрединговых хребтов определяют следующие факторы: **геодинамическая обстановка формирования хребта, кинематика спрединга, температура мантии, толщина коры и литосферы.** Все они контролируют интенсивность проявления тектонических, магматических и метаморфических структурообразующих процессов, в итоге определяя генезис и эволюцию структур хребта.

Анализ показал, что следующие участки ультрамедленных спрединговых хребтов формируются под воздействием сходных сочетаний данных факторов, и, как следствие имеют сходное тектоническое строение и кинематику спрединга: 1) участки 35–52° в.д. и 3–9° в.д. ЮЗИХ и хребты Рейкьянес и Кольбейнсей; 2) ЗВС хр. Гаккеля и участок 16–25° в.д. ЮЗИХ, сходные по строению с медленно–спрединговым САХ; 3) участки 9–16° и 60–70° в.д. ЮЗИХ, ЦАС хр. Гаккеля; 4) строение и кинематика спрединга участка 52–60° ЮЗИХ, ВВС хр. Гаккеля и хребта Книповича отличаются уникальными характеристиками.

Для участков ультрамедленных спрединговых хребтов третьего и четвертого типов характерна уникальная сегментация амагматических и магматических сегментов (АС и МС). АС выражены в рельефе в виде глубоких впадин с максимальными глубинами до 4,5–5,7 км. В их пределах существенно уменьшается вулканическая активность. В драгировках, помимо базальтов, значительное место занимают серпентинизированные мантийные перидотиты. АС в условиях косоугольного растяжения ориентируются под углом к направлению растяжения. На их флангах наблюдаются валлообразные симметричные поднятия шириной 10–25 км с пологими склонами высотой до 1–2 км, которые представляют собой поверхности сместителей пологопадающих разломов–детачментов. Толщина коры АС минимальна и составляет от 0 до 3,5 км.

МС всегда ориентируются субортогонально растяжению. В рельефе дна они выражены осевыми вулканическими хребтами. Именно к ним приурочена максимальная вулканическая активность. Для них характерна толщина коры от 3 до 8 км. В драгировках преобладают базальты. Вне оси таким сегментам соответствуют массивы литосферы, расчлененные сбросами, удаленными друг от друга на расстояние не более первых километров, высотой до 0,8–1 км.

Наличие уникальной сегментации и специфического набора морфологических и геолого–геофизических характеристик позволяет рассматривать хребты со скоростями раздвижения менее 2 см/год как особый класс ультрамедленных спрединговых хребтов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ рельефа и тектонического строения рифтовых зон ультрамедленных спрединговых хребтов показал, что разнообразие их морфоструктурной выраженности определяется разной интенсивностью проявления эндогенных процессов, контролируемых геодинамическими условиями формирования и развития хребтов, кинематикой спрединга, температурой

мантии. Структурная сегментация рассмотренных спрединговых хребтов характеризуются следующими особенностями:

- сочетание малоамплитудных нетрансформных смещений и протяженных эшелонированных осевых вулканических хребтов s-образной формы при косом спрединге, морфометрические параметры которых и морфология хребта в целом меняются по мере приближения к горячей точке (хр. Рейкьянес, хр. Кольбейнсей, участки 3–9° и 35–52° в.д. ЮЗИХ);
- чередование впадин амагматических сегментов и вулканических хребтов магматических сегментов примерно равной длины в днище рифтовой долины при косом спрединге (хр. Мона);
- сочетание коротких раздвиговых магматических сегментов в виде осевых вулканических хребтов и протяженных впадин сдвиговых амагматических сегментов при косом спрединге (хр. Книповича);
- сочетание протяженных осевых вулканических хребтов и коротких малоамплитудных нетрансформных смещений при ортогональном спрединге (участок 16–25° ЮЗИХ, ЗВС хр. Гаккеля);
- сочетание коротких и крупных осевых вулканических хребтов магматических сегментов и протяженных максимально глубоких (с глубинами до 5,7 км) амагматических сегментов, наличие пологих и отдаленных друг от друга сбросов на флангах хребта (участки 9–16° и 60–70° в.д. ЮЗИХ, ЦАС хр. Гаккеля)

2. Обобщение геолого–геофизической информации, а также результаты морфоструктурного и кинематического анализа, а также экспериментального моделирования, позволили установить основные параметры и геодинамические причины, определяющие специфику структурообразования при ультрамедленном растяжении в процессе аккреции коры. Основными из них являются: геодинамическая обстановка формирования хребта, кинематика спрединга, температура мантии, толщина коры и литосферы. Изменение этих параметров в пространстве и времени в условиях ультрамедленного спрединга определяют интенсивность проявления эндогенных процессов (тектонических, магматических и метаморфических) и, как следствие, особенности аккреции коры и структурообразования.

3. Установлены главные факторы, определяющие специфику структурообразования на исследуемых хребтах:

- для хребтов Рейкьянес и Кольбейнсей – увеличение температуры мантии, толщины коры, ширины зоны прогрева, интенсивности вулканических процессов и магмоснабжения по мере приближения к Исландской термической аномалии, неортогональность спрединга;
- для хребта Книповича – формирование в пределах транзитной зоны между хребтами Гаккеля и Мона в условиях взаимодействия сдвиговых и раздвиговых напряжений и многочисленных перестроек спрединга; неортогональность спрединга, близость континентальной литосферы Баренцева моря и Шпицбергена;
- для хребта Мона – косой спрединг в условиях толстой и относительно холодной литосферы и узкой стабильной рифтовой зоны;
- для хребта Гаккеля и Юго–Западного Индийского хребта – наиболее низкие скорости спрединга в условиях изменяющейся вдоль оси спрединга температуры мантии и кинематики спрединга; соотношение эндогенных структурообразующих процессов меняется вдоль простирания хребтов: при преобладании тектонического фактора в рельефообразовании, на отдельных участках важную роль играют магматические и метаморфические процессы;
- для Американско–Антарктического хребта – формирование в пределах океанической литосферы при наличии значительных сдвиговых напряжений.

4. Выявлены геодинамические обстановки проявления ультрамедленного спрединга.

СПИСОК РАБОТ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи в реферируемых журналах из списка ВАК

1. Зайончек А. В., Брекке Х., С. Ю. Соколов, Ермаков А. В., Ефимов В. Н., Зарайская Ю. А., Ахмедзянов В. Р., Калинин Н. Д., **Кохан А. В.**, Мороз Е. А., Ольшанецкий Д. М., Разумовский А. А., Ямпольский К. П. Строение зоны перехода от шельфа Баренцева моря к хребту Книповича севернее о. Медвежий (предварительные результаты работ 26 го рейса НИС “Академик Николай Страхов”) // ДАН. Т.430. 2010. № 6. С. 824–829.
2. 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.

3. Дубинин Е.П., **Кохан А.В.**, Грохольский А.Л., Розова А.В. Особенности морфологии рельефа и структурообразования в рифтовой зоне хребта Рейкьянес // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. 2012. №1. С. 75–83.

4. **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2012. № 1. Выпуск № 19. С. 59–77.

5. **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. 2012. Т. 52. №5. С. 744–756.

Статьи в сборниках

6. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Кохан А.В.**, Абрамова А.С. Геодинамический анализ рельефа и морфоструктурной сегментации спрединговых хребтов Арктического региона с ультрамедленными скоростями на основе физического моделирования // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 5. – М.: ГЕОС, 2009. С. 37–42.

7. **Кохан А.В.**, Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Абрамова А.С. Экспериментальное моделирование структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // В сб.: Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 93–101.

8. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., **Кохан А.В.**, Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент–океан северо–западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т.4. – М.: Paulsen. 2010. С.111–157.

9. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Кохан А.В.**, Абрамова А.С. Геоморфология, тектоника и геодинамика спрединговых хребтов Арктического региона // Мат. VI Щукинских чтений – М.: Изд-во МГУ. 2010. С. 220–223.

10. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., **Кохан А.В.**, Абрамова А.С. Физическое моделирование структурообразования и сегментации ультрамедленных хребтов Рейкьянес, Книповича и Гаккеля // В сб.: Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Мат. XLIII тект. Совещ. Т. 1. – М.: ГЕОС. 2010. С. 209–212.

11. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., **Кохан А.В.**, Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича на основе экспериментального моделирования // В сб.: Современное состояние наук о Земле, Материалы XLIII тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС. 2011. С. 312–313.
12. **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Структурообразование и морфология ультрамедленных спрединговых хребтов с косым механизмом спрединга // В сб.: Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы–семинара. –М.: ИФЗ РАН. 2011. Т. 1. С. 139–149.
13. Петрова А.В., **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Особенности аккреции коры и геометрии оси спрединга (по результатам экспериментального моделирования) // В сб.: Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы Второй молодежной школы–семинара. –М.: ИФЗ РАН. 2011. Т. 1. С. 232–239.
14. **Кохан А.В.**, Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Экспериментальное моделирование осевого и внеосевого структурообразования спрединговых хребтов // В Сб.: Современные вопросы геологии. Материалы молодежной конференции 4–е Яншинские чтения. 9–11 ноября 2011. –М.: ГЕОС. 2011. С. 87–94.
15. **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Роль вулканических и тектонических процессов в геоморфологии, структурообразовании и сегментации ультрамедленных спрединговых хребтов // В сб.: Материалы симпозиума «Вулканизм и геодинамика». – Екатеринбург. изд–во ИГГУрОРАН. 2011. С. 289–292.
16. Дубинин Е.П., Тетерин Д.Е., Грохольский А.Л., **Кохан А.В.**, Курбатова Е.С. Рельеф и гравитационное поле центральной части моря Скоша // В сб.: Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т.5. –М.: ГЕОС. 2011. С. 80–85.
17. **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Кинематика спрединга и сегментация ультрамедленных спрединговых хребтов // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т.5. –М.: ГЕОС. 2011. С. 123–128.
18. Дубинин Е.П., Тетерин Д.Е., **Кохан А.В.**, Курбатова Е.С. Рифтогенные и палеосубдукционные бассейны Западной Антарктики и моря Скоша // В сб.: Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. –М.: ГЕОС. 2012. С. 122–127.

19. Тетерин Д.Е., Дубинин Е.П., **Кохан А.В.**, Курбатова Е.С. Рифтогенные бассейны центральной части моря Скоша // В сб.: Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. –М.: ГЕОС, 2012. С. 440–444.

20. **Кохан А.В.**, Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Сегментация рифтовой оси ультрамедленных спрединговых хребтов (по геоморфологическим, геолого–геофизическим и экспериментальным данным) // В сб.: Третья тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т.1. М.: ИФЗ. 2012. С. 290–295.

Тезисы докладов

21. **Кохан А.В.** Геодинамический анализ рельефа дна хребта Рейкьянес // В сб.: Материалы XIV Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов–2007». –М.: Мысль. Т. 1. 2007. С. 258.

22. Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Кохан А.В.** Экспериментальное моделирование рельефообразующих деформаций в рифтовой зоне хребта Рейкьянес // В сб.: Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики, Материалы XLI тектонического совещания. –М.: ГЕОС. Т. 1. 2008. С. 356–357.

23. **Кохан А.В.**, Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Абрамова А.С. Экспериментальное моделирование особенностей структурообразования и сегментации спрединговых хребтов Арктики и Полярной Атлантики // Тез. докладов Межд. конференции, посвященной 250–летию Гос. Геол. Музея им. В.И.Вернадского РАН. Геология, история, теория, практика. Москва, 14–16 октября 2009. С.116–119.

24. **Kokhan A.V.**, Grokholsky A.L., Abramova A.S., Dubinin E.P., Sokolov S.Yu. Structure–forming deformations on Knipovich ridge (physical modeling) // Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010–7143, 2010. EGU General Assembly 2010; <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010–7104.pdf>.

25. **Kokhan A.V.**, Grokholsky A.L., Dubinin E.P. Experimental study of structure–forming deformations in ultra–slow spreading Arctic and Polar Atlantic ridge // Geophysical Research Abstracts Vol. 12, EGU2010–7143, 2010. EGU General Assembly 2010; <http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2010/EGU2010–7143.pdf>.

26. Петрова А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., **Кохан А.В.** Формирование осевых и внеосевых структур в зонах спрединга на основании экспериментального моделирования //

Материалы рабочего совещания Российского отделения международного проекта Inter Ridge 1–2 июня 2011. –М.: ИГЕМ РАН. 2011. С. 96–99.

27. **Кохан А.В.**, Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Особенности структурообразования на спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики на основе экспериментального моделирования // Материалы рабочего совещания Российского отделения международного проекта Inter Ridge 1–2 июня 2011. –М.: ИГЕМ РАН. 2011. С. 100–103.