Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

ЗАРАЙСКАЯ ЮЛИЯ АНДРЕЕВНА

ГЕОМОРФОЛОГИЯ, СЕЙСМИЧНОСТЬ И НЕОТЕКТОНИКА СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА В НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОМ БАССЕЙНЕ И ПРОЛИВЕ ФАРМА

25.00.03 - Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

> Научный руководитель: д. геол.-мин. наук А.О. Мазарович

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ 4 ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА 10 1.1. Район исследований 10 1.2. История изучения рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-оксанических хребтов 18 1.4. Примпр сегментации ультрамедленных срединно-оксанических хребтов 18 1.4. Примпр сегментации ультрамедленного срединно-оксанического хребта Гаккеля 24 1.5. История изучения сейсмичности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама 27 1.6. Представления о геодинамической эволюции региона 33 ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ 39 2.1. фактический материал, используемый в исследовании 35 2.2. Источники и анализ батиметрических данных 35 2.3. Источники и анализ батиметрических данных 45 ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ 52 3.1. Рельеф хребта Книповича 52 3.2. Рельеф хребта Книповича 76 3.3. Рельеф зоны Граздома Моллой 76 3.3. Рельеф зоны граздома Моллой 77 3.4. Рельеф зоны граздома Кативности срединного хребт	ОГЛАВЛЕНИЕ	
ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА 10 1.1. Район исследований 10 1.2. История изучения рельефа Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама 12 1.3. Особенности рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов 18 1.4. Пример сегментации ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля 24 1.5. История изучения сейсмичности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама 27 1.6. Представления о геодинамической эволюции региона 33 ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ 3. Осточники и анализ батиметрических данных 35 2. Источники и анализ батиметрических данных 35 2. Источники и анализ сейсмологических данных 45 ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ 52 БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 52 3.1. Рельеф хребта Книповича 52 3.2. Рельеф зоны разлома Моллой 67 3.3. Рельеф зоны Шлицбергенского разлома 72 3.5. Рельеф тога Лена 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙ	введение	4
1.1. Район исследований 10 1.2. История изучения рельефа Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама 12 1.3. Особенности рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов 18 1.4. Пример сегментации ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля 24 1.5. История изучения сейсмичности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама 27 1.6. Представления о геодинамической эволюции региона 33 ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ 39 2.1. Фактический материал, используемый в исследовании 35 2.2. Источники и анализ батиметрических данных 35 С. Источники и анализ батиметрических данных ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 52 3.1. Рельеф хребта Книповича 52 3.2. Рельеф хребта Моллой 76 3.3. Рельеф тога Лена 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ 78 4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича 78 4.2. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповичо 78 4.3.	ГЛАВА 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ИЗУЧЕННОСТИ НОРВЕЖСКО-	
1.2. История изучения рельефа И оегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов 18 1.3. Особенности рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов 18 1.4. Пример сегментации ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля 24 1.5. История изучения сейсмичности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама 27 1.6. Представления о геодинамической эволюции региона 33 ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ 39 2.1. Фактический материал, используемый в исследовании 39 2.2. Источники и анализ батиметрических данных 35 2.3. Источники и анализ сейсмологических данных 45 ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 52 3.1. Рельеф зоны разлома Моллой 52 3.2. Рельеф зоны Піпінцібергенского разлома 76 3.3. Рельеф трога Лена 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ 78 4.1. Характер сейсмической активности грансформного разлома Моллой 96 4.2. Характер сейсмической активности грансформного разлома Моллой 96 4.3. Характер сейсмической активност	ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА	10
2.1. Фактический материал, используемый в исследовании 39 2.2. Источники и анализ батиметрических данных 39 2.3. Источники и анализ сейсмологических данных 45 ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 52 3.1. Рельеф хребта Книповича 52 3.2. Рельеф зоны разлома Моллой 67 3.3. Рельеф хребта Моллой 70 3.4. Рельеф зоны Шпицбергенского разлома 72 3.5. Рельеф трога Лена 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОГО хребта Книповича 4.1. Характер сейсмической активности грансформного разлома Моллой 90 4.3. Характер сейсмической активности грединного хребта Моллой 93 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома	 1.2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА 1.3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА И СЕГМЕНТАЦИИ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ 1.4. ПРИМЕР СЕГМЕНТАЦИИ УЛЬТРАМЕДЛЕННОГО СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА ГАККЕЛЯ 1.5. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА 	12 18 24 27
2.2. ИСТОЧНИКИ И АНАЛИЗ БАТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ 38 2.3. ИСТОЧНИКИ И АНАЛИЗ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ 45 ГЛАВА 3. ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 52 3.1. РЕЛЬЕФ ХРЕБТА КНИПОВИЧА 52 3.2. РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗЛОМА МОЛЛОЙ 67 3.3. РЕЛЬЕФ ХРЕБТА МОЛЛОЙ 70 3.4. РЕЛЬЕФ ЗОНЫ ШПИЦБЕРГЕНСКОГО РАЗЛОМА 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ 78 4.1. ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА КНИПОВИЧА 78 4.2. ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА МОЛЛОЙ 90 4.3. ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ СРЕДИННОГО ХРЕБТА МОЛЛОЙ 93 4.4. ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ШПИЦБЕРГЕНСКОГО ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА 98 4.5. ХАРАКТЕР СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РИФТА ЛЕНА 101	ГЛАВА 2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ	39
БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ БАТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ 52 3.1. РЕЛЬЕФ ХРЕБТА КНИПОВИЧА 52 3.2. РЕЛЬЕФ ЗОНЫ РАЗЛОМА МОЛЛОЙ 70 3.4. РЕЛЬЕФ ЗОНЫ ШПИЦБЕРГЕНСКОГО РАЗЛОМА 72 3.5. РЕЛЬЕФ ТРОГА ЛЕНА 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ 4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича 78 4.2. Характер сейсмической активности грансформного разлома Моллой 90 4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой 93 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена 101	2.2. ИСТОЧНИКИ И АНАЛИЗ БАТИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ	39
3.1. Рельеф хребта Книповича 52 3.2. Рельеф зоны разлома Моллой 67 3.3. Рельеф хребта Моллой 70 3.4. Рельеф зоны Шпицбергенского разлома 72 3.5. Рельеф трога Лена 72 ГЛАВА 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ И ЧАСТОТНО-МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ 4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича 78 4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой 90 4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой 93 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена 101	БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО ДЕТАЛЬНЫМ	
МАГНИТУДНЫЙ АНАЛИЗ СЕЙСМИЧНОСТИ 78 4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича 78 4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой 90 4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой 93 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена 101	3.1. Рельеф хребта Книповича 3.2. Рельеф зоны разлома Моллой 3.3. Рельеф хребта Моллой 3.4. Рельеф зоны Шпицбергенского разлома	67 70 72
4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой 90 4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой 93 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома 98 4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена 101		78
A CONTROLLE CONTROLLE DE PROPERTO DE LA CONTROLLE DE LA CONTRO	4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича 4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой 4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома	90 93 98
4.6. ОТНОШЕНИЕ І УТЕНЬЕРГА-РИХТЕРА ДЛЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ ХРЕЬТОВ И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА 105	4.6. ОТНОШЕНИЕ ГУТЕНБЕРГА-РИХТЕРА ДЛЯ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ ХРЕБТОВ И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА	

<u>ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ НЕОТЕКТОНИКИ НОРВЕЖСКО-</u> <u>ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА И ПРОЛИВА ФРАМА ПО</u>

<u>РЕЗУЛЬТАТАМ МОРФОЛОГИЧЕСКОГО И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОГО</u>		
АНАЛИЗОВ	108	
5.1. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕНЕРАЛЬНЫХ СТРУКТУР В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГРЕНЛАНДСКОГО	МОРЯ	
	108	
5.2. Влияние сдвиговой компоненты на развитие зон спрединга северной части Норвежс	КО-	
Гренландского бассейна	112	
5.3. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СЕГМЕНТАЦИИ АРКТИЧЕСКИХ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ ХРЕБТОВ	116	
5.4. ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИКИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА	126	
5.5. ОРТОГОНАЛЬНЫЙ СПРЕДИНГ В ПРОЛИВЕ ФРАМА	130	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	135	
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ	138	
ЛИТЕРАТУРА	139	

Введение

Область перехода срединно-океанического хребта (СОХ) из Атлантического в Северный Ледовитый океан, расположенная на севере Гренландского моря, представляется ключевой для понимания эволюции арктического региона в кайнозое, включая новейший этап. Здесь, сравнительно небольшой на сосуществуют спрединговые, рифтовые трансформные территории, И геодинамические обстановки в непосредственной близости от континентальной окраины, без изучения которых невозможно создать достоверную модель геодинамического развития Арктики.

Актуальность работы

На фоне возросшего многостороннего интереса к Арктическому региону, связанного с поиском и разведкой полезных ископаемых и определения границ зон экономических интересов разных государств, изучение геоморфологии и новейших тектонических движений в Арктике представляет особую важность и актуальность. Современные геодинамические процессы, которые происходят по периферии западного и северо-западного обрамления Баренцева моря, включая сейсмическую активность, могут быть причиной опасных геологических процессов на шельфе и ложе океана (катастрофические оползни, с образованием волн цунами, выбросы газа и пр.). Их понимание важно для предсказания возможности этих явлений, которые необходимо учитывать при проектировании, строительстве подводных инженерных объектов и иной деятельности человека.

Цель и задачи работы

Целью настоящего исследования является выявление особенностей новейшей тектоники и геодинамики границы Северо-Американской и Евразийской плит в северной части Гренландского моря.

В работе решаются три основные задачи:

- 1) выявление особенностей рельефа ультрамедленных спрединговых хребтов Книповича, Моллой и трога Лена по данным многолучевой батиметрии;
- 2) проведение пространственно-временного и частотно-энергетического анализов данных о землетрясениях региона;
- 3) определение неотектонической структуры зоны перехода из Северной Атлантики в Арктический бассейн по полученным новым батиметрическим и сейсмологическим данным.

Фактический материал

В работе использовались данные:

- детальной батиметрической съемки, полученные в 24-27-ом рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (2006-2010 гг.) при непосредственном участии автора;
- детальных батиметрических съемок по программам AMOR и SCISEX (хребет Гаккеля) и данные Института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера (AWI) для пролива Фрама;
 - о рельефе трога Лена из литературных источников (Snow et al., 2011);
- Международной батиметрической карты Арктического Океана IBCAO 3.0 (Jakobsson et. al, 2012), редактором которой, в составе международного коллектива, является автор;
- из каталога землетрясений Передовой Национальной Сейсмологической Системы (США) (Advanced National Seismic System ANSS) (http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html);
- о фокальных механизмах из каталога проекта «The Global CMT Project» (Dziewonsky et al., 1981, Ekström et al., 2012) и из литературных источников (Engen et al., 2003, Läderach et al., 2011);
- •из коллекции карт Лаборатории геоморфологии и тектоники океанов Геологического института PAH (http://atlantic.ginras.ru/gallery/central atlantic/central atlantic.html).

Объекты исследования

Основными объектами исследования являются арктические ультрамедленные спрединговые хребты Книповича, Моллой и трог Лена, а также зоны трансформных разломов (TP) Моллой и Шпицбергенская.

Научная новизна

Проведен комплексный анализ детальных батиметрических, полученных в 24-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», и сейсмологических данных на всей протяженности границы Северо-Американской и Евразийской плит от Гаккеля. В результате которого хребта Мона до выявлены магматический активности вдоль хребта Книповича и предложена новая модель сегментации хребта. Получены статистические данные проявлении сейсмической активности в условиях ультрамедленного косого растяжения. По результатам анализа сейсмических данных приведены основания для определения принадлежности хребта Книповича к структурам с промежуточной геодинамикой, проявляющей свойства спредингового хребта и трансформного разлома. По результатам анализа дана интерпретация характера структурообразования в соответствии с особенностями кинематики и геодинамики зоны перехода системы срединно-океанических хребтов Северо-Атлантического бассейна ИЗ TP Моллой Шпицбергенский Арктический. Показано, что И являются трансформными деформациями единственными на севере Норвежско-Гренландского и в Арктическом бассейнах, а хребет Моллой является единственным участком ортогонального спрединга в проливе Фрама.

Защищаемые положения

1. В пределах хребта Книповича выделяется два сегмента, граница между которыми находится в районе 75.7° - 75.8° с.ш. Южный сегмент практически амагматичен, а в северном преобладают как вулканические постройки центрального типа, так и вулканические поднятия на дне рифтовой долины.

- 2. Система трансформных разломов Моллой, Шпицбергенский и, расположенный между ними, хребет Моллой представляют собой участок СОХ, сформировавшийся в условиях современного направления растяжения по азимуту 307°. Это единственная зона развития ортогонального спрединга, ограниченного трансформными структурами, на всем протяжении (3000 км) от Ян-Майенского ТР до 86° в.д. хребта Гаккеля.
- 3. Хребет Книповича представляет собой структуру, которая по сейсмическим характеристикам сочетает признаки как спрединговой системы, так и трансформного разлома.

Практическая и теоретическая значимость работы

Анализ батиметрических данных наряду с выделением особенностей сейсмического режима позволяет выявить ряд опасных геологических процессов на дне океана, в том числе подводных оползней, приводящих к образованию волн цунами. Выявление закономерностей в проявлении сейсмичности в регионе может быть использовано для дальнейшей разработки методики прогнозирования сейсмической ультрамедленных хребтов Bce активности региона. особенности вышеперечисленные региона важны ДЛЯ планирования инженерных сооружений и коммуникаций. Пренебрежение строительство данными, полученными в работе, может привести к значительным экономическим потерям.

Полученные данные об особенностях структурообразования и сегментации в пределах рифтовой зоны ультрамедленных срединно-океанических хребтов кайнозойского возраста в различных кинематических обстановках важны как для дальнейшего изучения подобных зон спрединга, так и для изучения обстановок образования древних пассивных океанических окраин. Развитие сети сейсмологических станций в Арктическом регионе в течении последнего десятилетия позволило получить качественно новые данные о землетрясениях региона, анализ которых, проведен в данной работе.

Личный вклад автора

На экспедиционном этапе работы автор принимала участие в:

- 24-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2006 году в Северной Атлантике у арх. Шпицберген в качестве оператора эхолота в составе геоморфологического отряда;
- 25-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2007 году в Баренцевом море и Северной Атлантике у арх. Шпицберген в качестве оператора эхолота в составе геоморфологического отряда;
- 26-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2008 году в Баренцевом море и Северной Атлантике в качестве начальника геоморфологического отряда;

где производила сбор и обработку батиметрических данных и в дальнейшее составлением трехмерных моделей рельефа и батиметрических карт.

На камеральном этапе работы автор проводила:

- анализ данных о рельефе ультрамедленных СОХ региона;
- пространственно-временной и частотно-магнитудный анализы сейсмологических данных для ультрамедленных хребтов мировой системы COX;
- сопоставление данных о сейсмичности с морфологическими элементами хребтов и трансформных разломов;
- синтез результатов анализов и интерпретацию неотектонических и геодинамических особенностей региона на его основе.

Публикации и апробация результатов

Результаты исследования докладывались на российских и международных конференциях на:

- XIV международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» (2007, Москва);
- XVII международной научной конференции (школе) по морской геологии (12-16 ноября 2007, Москва);
- Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8-11 июня 2009, Ростов-на-Дону);

- Третьей международной конференции молодых ученых и студентов "Новые направления исследований в Науках о Земле" (5 6 октября 2009, Баку);
 - XLII Тектоническом совещании (2009, Москва);
- 4-ых Яншинских чтениях. Современные вопросы геологии (9-11 ноября 2011, Москва);
 - AGU Fall Meeting (19-22 декабря 2014, Сан-Франциско).

По материалам диссертации опубликовано 17 работ, из них 7 статей в журналах, входящих в список, рекомендованный ВАК.

Объем и структура работы

Работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Общий объем работы составляет 155 страниц. В тексте содержится 68 рисунков и 6 таблиц. В списке литературы 152 наименования.

Благодарности

Автор благодарит научного руководителя Мазаровича Александра Олеговича за руководство и за внимание, уделенное этой работе. Отдельная благодарность Юрьевичу Соколову Сергею за помощь, обсуждения и обучение геофизическим и программным аспектам научного познания, Турко Наталию Николаевну и всех сотрудников Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН за всестороннюю поддержку, обсуждение работы и за совместную работу, которая многому меня научила. Также выражаю свою благодарность экипажу и научной группе НИС «Академик Николай Страхов», без которых эта работа не смогла бы состояться. Особенно хочу поблагодарить Абрамову Анастасию Сергеевну за помощь, поддержку и нашу совместную любовь к хребту Книповича. Отдельная благодарность Зарайским Андрею Владимировичу и Елене Андреевне, которые всегда меня поддерживали, Ольшанецкому Дмитрию Михайловичу за неоценимую помощь и нечеловеческое терпение. Отдельно автор благодарит Зарайскую Ирину Юрьевну за все.

Глава 1. Краткий очерк изученности норвежско-гренландского бассейна и пролива фрама

1.1. Район исследований

Географическое положение территории исследования - северная часть Гренландского моря. Границы морей и океанов устанавливает Стандарт Международной Гидрографической Организации S-23 «Границы Океанов и Морей» (Limits..., 1953). Согласно этому документу северной границей Гренландского моря является линия, соединяющая северную точку арх. Шпицберген с северной точкой о. Гренландия. На востоке море ограничено западной береговой линией о. Западный Шпицберген, на юго-востоке граница определяется по линии, соединяющей самую южную точку о. Западный Шпицберген и северную точку о. Ян Майен, вдоль западной береговой линии острова до южного окончания острова, далее до мыса Герпир (65°05' с.ш., 13°30' з.д.) о. Исландия. Юго-западная граница проходит по линии, соединяющей мыс Страумнес (северо-западная точка о. Исландия) и мыс Нансена (68°15' с.ш., 29°30' з.д.) о. Гренландия. Западная граница проходит по береговой линии о. Гренландия от мыса Нансена до северной точки острова. В северной части Гренландского моря располагаются изученные в ходе исследования объекты: хребет Книповича, зона разлома Моллой, хребет Моллой, зона Шпицбергенского разлома и трог Лена (Рис. 1.1, 1.2).

В структурном плане в работе рассмотрена граница между двумя тектоническими плитами — Евразийской и Северо-Американской. В пределах изучаемой территории она представлена срединным хребетом Книповича, трансформным разломом Моллой, срединным хребетом Моллой и Шпицбергенским трансформным разломом. В проливе Фрама границей является рифт Лена.

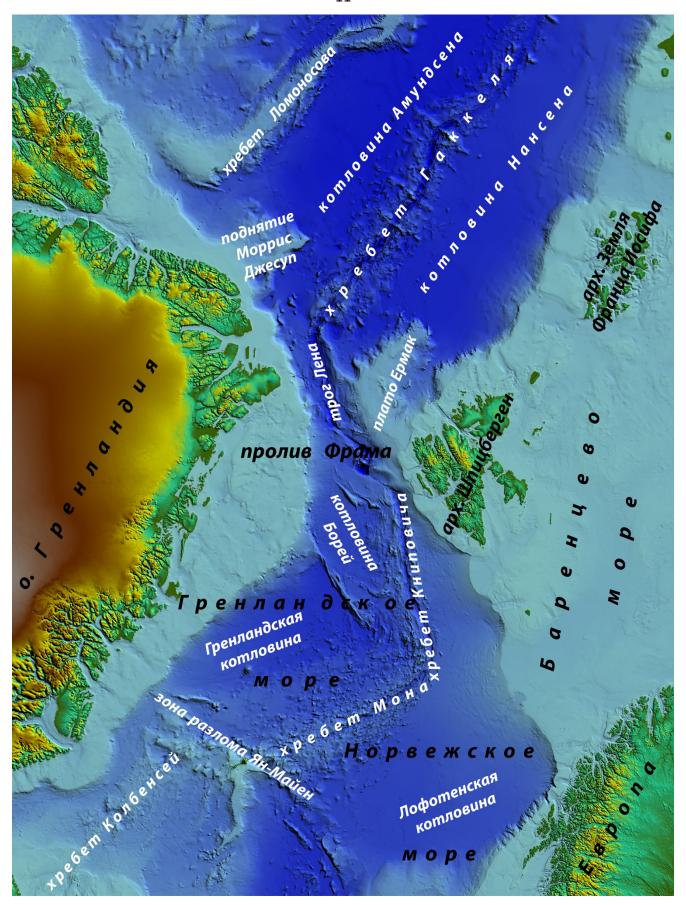


Рис. 1.1. Названия основных форм рельефа (батиметрическая основа IBCAO 3.0).

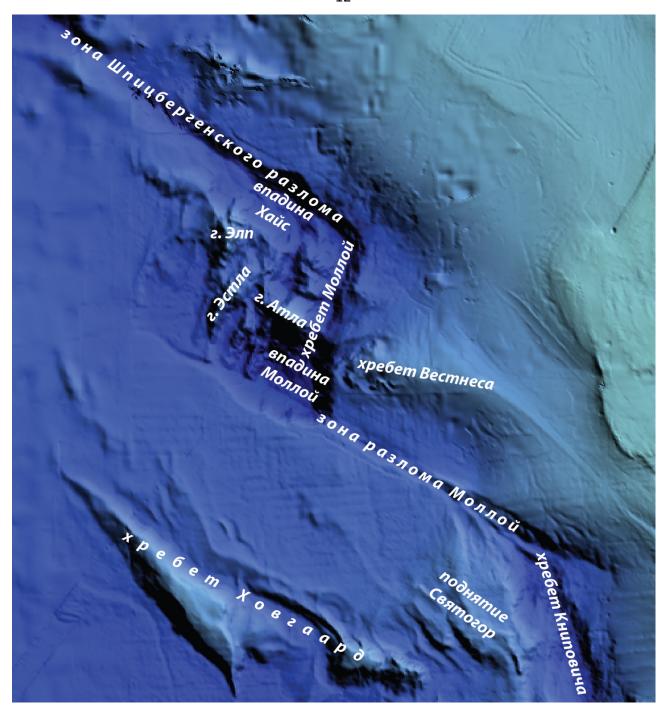


Рис. 1.2. Названия основных форм рельефа пролива Фрама (батиметрическая основа IBCAO 3.0).

1.2. История изучения рельефа Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама

Первое общее представление о рельефе дна Норвежско–Гренландского бассейна сформировалось к концу XIX века. Основной вклад в изучение батиметрии в то время внесла Норвежская Северная Атлантическая экспедиция, под руководством профессора X. Мона в 1876 г. Так же в период с 1893 по 1896 г.

Ф. Нансен проводил работы на борту парусно-моторной шхуны «Фрам», что дало новые данные о рельефе глубоководной части арктического бассейна (Рис. 1.3).

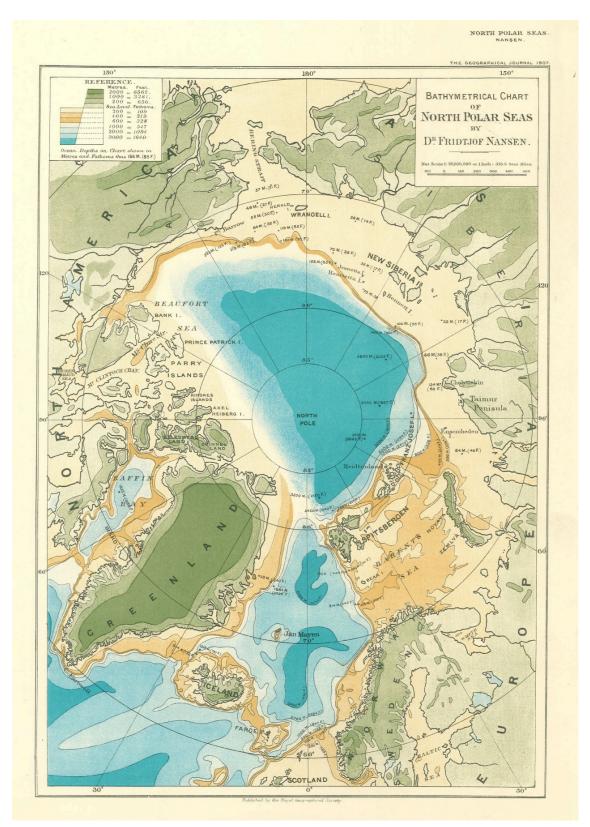


Рис. 1.3. Батиметрическая карта Арктики Фритьофа Нансена, 1907 г. (http://www.fni.no/polhogda-tour.html).

В начале XX века норвежские, датские и британские экспедиции продолжили изучение района. Основным направлением исследований являлась океанология определялись физические и химические свойства водных толщ, тогда как батиметрический промер служил вспомогательным методом. Для определения глубин применялся лот, представляющий собой тяжелый свинцовый отвес, закрепленный на веревке или тросе. Измерение глубин этим прибором было процессом трудоемким, занимало много времени и входило в число станционных работ. Точность определения глубины была не высока, как и точность позиционирования пространстве. Обобщенное описание рельефа Норвежско-Гренландского бассейна появилось к первой половине XX века, так были получены промеры глубин в районе котловин и гребневой зоны срединноокеанического хребта Мона, который который на картах того времени показан в виде вала, отделяющего Гренландскую котловину от Норвежской (Литвин В.М., 1964).

С внедрением однолучевого эхолота для изучения глубин Мирового океана в 20-ых годах XX века точность измерений увеличилась. Однолучевой эхолот – акустический прибор, не требующий специальной остановки судна, а получающий непрерывные данные о глубинах по пути следования. Таким образом, в результате съемки получается профиль рельефа дна. Однако при этом методе существует проблема интерполяции между профилями, точность которой зависит от плотности промерных галсов. Сопоставление профилей, полученных с разных судов в это время и их пространственное позиционирование также представляет отдельную проблему.

В 1933 и 1935 годах в Норвежско-Гренландском бассейне проводились работы немецкими экспедициями на судне «Метеор», а в 1933 и 1937-1938 годах – американскими на судне «Веслекари» под руководством Л. Бойд. В 50-х годах регулярно проходили норвежские океанографические экспедиции (Литвин В.М., 1964). Они показали, что Норвежско-Гренландский бассейн имеет более сложное строение, в том числе были обнаружены подводные горы, осложняющие вершинную поверхность срединно-океанического хребта. В 50-ых годах XX века

началось активное изучение глубоководной акватории Северного Ледовитого океана отечественными исследователями. В это время начали свою работу советские дрейфующие станции «Северный полюс» на регулярной основе. В 1948-1955 гг. составлением батиметрической карты Арктического бассейна занимался русский гидрограф Я. Я. Гаккель (Литвин В.М., 1964). Сопоставив все полученные данные, он предсказал существование хребта в центральной части Евразийского бассейна, который, после открытия в 48-ом году, был назван в его честь. С 1954 года океанографические исследования стали проводить советские экспедиции Полярного научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО), которые вначале были эпизодическими, а во время Международного геофизического года и Международного геофизического сотрудничества в 1957-59 годов стали регулярными (Литвин В.М., 1964). Они продолжались и в последующие годы. Во время этих экспедиций в 1960-1961 годах было исследовано продолжение хребта Мона в Арктический бассейн, было срединно-океанический хребет вблизи установлено, что подножья баренцевоморского материкового склона резко поворачивает на север. Анализ материалов этих экспедиций и некоторых других данных позволил В.Д. Дибнеру, Я.Я. Гаккелю и В.М. Литвину при составлении геоморфологической карты Северного Ледовитого океана показать положение следующего звена срединноокеанических хребтов, соединяющего в единую систему хребты Мона и Гаккеля (Дибнер и др., 1965). Новый хребет был назван именем Н.М. Книповича, ученого, родоначальника промыслово-океанографических исследований на Севере конца XIX начала XX веков.

В 1979 г. был издан арктический лист 5.17 в пятом издании серии карт Генеральной Батиметрической Карты Океанов (ГЕБКО). Несмотря на то, что первый лист ГЕБКО вышел еще 1903 г., а полноценное 1-ое издание в 1905 году, международное сообщество экспертов — составителей этих изданий не имели достаточного количества открытых батиметрических данных для составления отдельного арктического листа. Лист 5.17 был составлен для широт севернее 64° с.ш. на основе всех открытых батиметрических данных того времени, которые

позволяли очертить только основные крупные формы рельефа (Jakobsson, Macnab, 2006).

В 60-ых годах XX века начали широко использовать многолучевой эхолот сначала для военных целей, а позднее и гражданских (Фирсов Ю.Г., 2010). Многолучевой эхолот позволяет производить площадную съемку рельефа дна с высоким разрешением. На данный момент этот инструмент является наиболее эффективным ДЛЯ изучения рельефа дна океана, хотя съемка остается дорогостостоящим и длительным процессом. К 2014 году площадь детальных батиметрических съемок составила меньше 10% всей площади океанического дна. Внедрение в 1983 году системы глобального спутникового радионавигационного позиционирования (GPS) для гражданского использования упростило и улучшило качество пространственной привязки батиметрических данных. Однако, проблема компиляция данных, полученных в разное время или разными системами многолучевого эхолотирования, ограничивает точность региональных глобальных батиметрических карт.

Детальное изучение рельефа Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов с применением многолучевых эхолотов начался в 80-е годы XX века. Были получены результаты батиметрической и сонарной съемки хребта Книповича в Норвежско-Гренландском бассейне комплексом SeaMARC II в 1989-1990 гг. (Стапе et al., 2001). Отдельные элементы хребта были обследованы в экспедициях НИС "Профессор Логачев" в 1996 г. и НИС "Академик Мстислав Келдыш" в 1998 г. В международной экспедиции «Книпович-2000» на борту НИС «Профессор Логачев» в 2000 г. (Черкашев и др., 2001) были получены новые батиметрические и сонарные данные, а также сведения о тектонике, магматизме и гидротермальных процессах в рифтовой зоне хребта.

В 1998 и 2002 годах были опубликованы карты Северного Ледовитого океана в масштабах 1:5000000 и 1:2500000 соответственно под редакцией Г.Д. Нарышкина (Карта рельефа..., 1998, Карта рельефа..., 2002). Помимо топографической карты им была составлена и орографическая карта Северного Ледовитого океана (Орографическая карта..., 1995).

В 2000 году вышло первое издание электронной карты Арктического океана of International Bathymetric Chart Arctic Ocean (IBCAO), созданной международным научным сообществом и объединившим в себе большую часть батиметрических данных, полученных к моменту выхода карты (Jakobsson, Маспаь, 2006). Вышеупомянутая карта Г.Д. Нарышкина (Карта рельефа..., 1998) вошла в первое издание как основной источник информации о рельефе обширных областей глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана. Для морей западного полушария были арктических использованы данные арктического листа ГЕБКО 5.17. К настоящему моменту вышло еще два дополненных издания IBCAO (Jakobsson, et al., 2008, Jakobsson et al., 2012).

Ледовая обстановка и суровые погодные условия затрудняют получение непрерывных детальных батиметрических и геофизических данных в Евразийском бассейне. Положение границы Евразийской и Северо-Американской плит первоначально было установлено с привлечением данных о распределении эпицентров землетрясений в данном районе.

Детальные батиметрические данные на район гребневой зоны хребта Гаккеля были получены в период с 1996 по 2001 год, по результатам проведения международных экспедиций с использованием подводных лодок «Роду» в 1996 году и «Hawkbill» (1998, 1999 гг.) в рамках программы SCICEX - Science Ice Exercices (Tolstoy et al., 2001, Edwards et al. 2001) и немецкого ледокола «Polarstern» и американского ледокола «Healy» в рамках программы Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMOR) 2001 года (Jokat et al., 2003). Состояние современной батиметрической изученности показано на рисунке 1.4 по состоянию на 2012 год.

Основными отечественными работами в области геоморфологии, тектоники и геодинамики Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов являются: Литвин, 1964, Аветисов, 1996, Батурин, 1990, Богданов, 2004, Гусев, Шкарубо, 2001, Дибнер и др., 1965, Зайончек и др., 2010, Карасик и др., 1984, Карта рельефа..., 1998, Пейве и др., 2009, Пейве, Чамов, 2008, Черкашев и др., 2001, Шкарубо, 1996, Шипилов, 2005, Соколов и др., 2014 и другие. Основные

зарубежные работы: Sundvor, Eldholm, 1979, Eldholm et al., 1984, Myhre, 1984, Eiken, Austegard, 1987, Myhre, Eldholm, 1987, Crane et al., 1988, Austegard, Sundvor, 1991, Faleide et al., 1991, 1996, Hjelstuen et al., 1996 и другие.

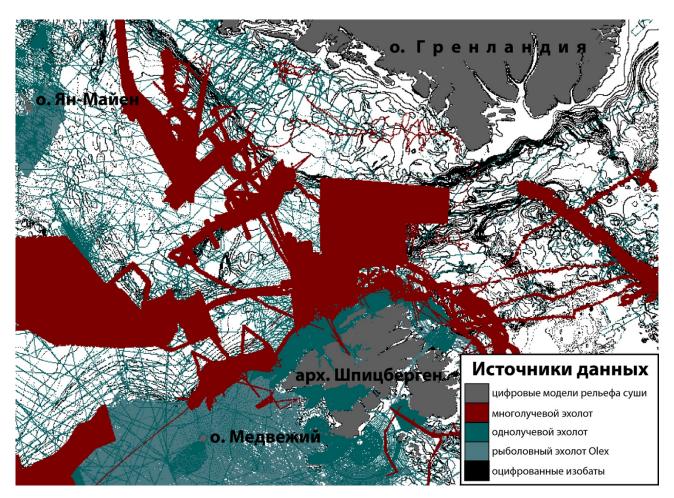


Рис. 1.4. Схема батиметрической изученности севера Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама (по IBCAO 3.0 Source Identification Grid).

1.3. Особенности рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов

Основные детальные батиметрические исследования с использованием Норвежско-Гренландском многолучевых эхолотов В И Евразийском глубоководных бассейнах проводились на СОХ. В Мировом океане они являются объектом исследований шельфов. Они основным после являются морфологическим выражением дивергентных границ (зон раздвижения) плит в

океане. СОХ имеют протяженность порядка 60 000 км. Их ширина изменяется от 1000 до 4000 км. Превышение над близлежащими котловинами составляет 1500-3000 м. Структуры занимают 17 % площади Мирового океана. Система СОХ протягивается практически непрерывно от шельфа моря Лаптевых (хребет Гаккеля) в Северном Ледовитом океане на юг по осевой части Атлантического океана (Срединно-Атлантический хребет), далее в Индийском океане, где разделяется на две ветви в тройной точке Родригес. Одна ветвь протягивается на север в Аденский залив и далее в Красное море, вторая уходит в сторону Тихого океана, где выражена в виде Восточно-Тихоокеанского поднятия. Осевая часть СОХ характеризуется повышенной сейсмичностью и активным магматизмом основного состава. Здесь происходит образование (аккреция) новой океанической коры (Hess, 1962).

Предположительно, скорость мантийной конвекции, скорость раздвижения плит и толщина литосферы обуславливают глобальные растяжения плит. СОХ различаются скоростью растяжения, которая определяет термодинамический режим литосферы, ее толщину, эффективную прочность, а также морфологию рельефа. По различиям скорости выделяется четыре группы хребтов: медленные (1-4 см/г), средние (4-8 см/г), быстрые (8-12 см/г) и ультрабыстрые (12-16 см/г). В свою очередь хребты c медленными скоростями подразделяются ультрамедленные (< 2 см/г) и медленные (2-4 см/г), а средние на медленные среднеспрединговые хребты (4-6 см/г) и быстрые среднеспрединговые хребты (6-8 см/г), которые различаются по своей морфологии (Дубинин, Ушаков, 2001). Хребты Книповича, Моллой и трог Лена, рассматриваемые в настоящей работе, относятся к хребтам с ультрамедленной скоростью спрединга (Рис. 1.5) (Dick et al., 2003).

Несмотря на то, что скорость раздвижения плит в этих районах была определена еще в конце 70-ых годов XX века (Minster, Jorden, 1978), в отдельную группу они были выделены только в начале XXI века (Dick et al., 2003). Удаленность большенства ультрамедленных СОХ от основных транспортных путей и сложные природные условия привели к тому, что систематические

детальные батиметрические исследования начались только в 80-ых годах XX века.

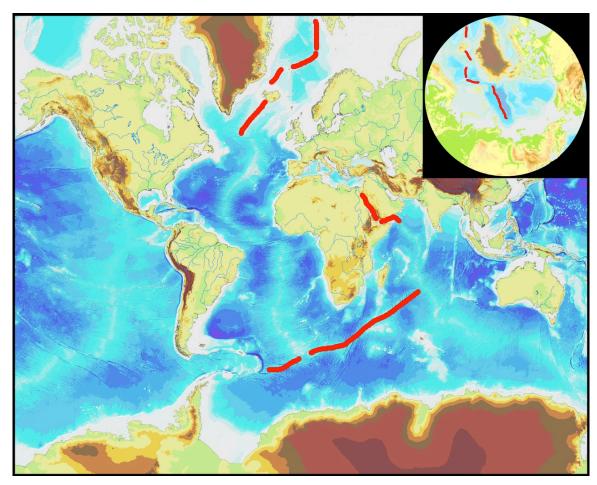


Рис. 1.5. Ультрамедленные срединно-океанические хребты (Dick et al., 2003).

СОХ, которые формируются при очень медленных значениях скорости спрединга (<2 см/г), представляют собой протяженные поднятия океанического дна с сильно расчлененным рельефом. Последние исследования показывают, что отличия ультрамедленных хребтов намного больше, чем предполагалось раньше. В условиях быстрого спрединга, основным фактором, определяющим характер рельефа, является наличие и температурный режим магматической камеры, тогда как при ультрамедленных скоростях морфология контролируется совокупностью различных факторов, в том числе геометрией оси спрединга, термической структурой астеносферы и другими.

Рельеф медленно и ультрамедленных спрединговых хребтов отличается высокой расчлененностью гребневой зоны и наличием глубоко врезанной осевой депрессии, называемой рифтовой долиной. Существует несколько гипотез, объясняющих ее происхождение. Одна из них, «гипотеза потери гидравлического напора», основывается на том, что потери гидравлического напора на трение относительно высоко вязкой магмы при ее подъеме в канале под осевой частью рифта достаточно велики для образования депрессии дна над восходящим потоком (Lachenbruch, 1976). Потери напора компенсируются подъемом стенок рифтовой долины относительно ее дна. Другая гипотеза - «гипотеза шейки» говорит о том, что рифтовая долина образуется при утонении слоя литосферы в осевой зоне, находящейся в состоянии растяжения. Утонение и образование шейки происходит в зоне пластичного течения, где напряжения превосходят предел текучести литосферы (Tapponnier, Francheteau, 1978). Так как литосфера медленных хребтов относительно холодная и прочная, то зона пластичных течений будет узкая, локализованная в пределах оси. Эти две гипотезы не противоречат друг другу. Оба эффекта могут иметь место в медленно раздвигающихся хребтах одновременно (Дубинин, Ушаков, 2001).

В общем случае океаническая кора сравнительно проста по своему составу и представляет собой верхний дифференцированный слой мантии, сверху перекрытый слоем пелагических осадков. Упрощенный разрез сверху вниз имеет следующее строение (Мазарович, 2006).

Самый верхний — осадочный слой — представлен карбонатными осадками, отложившимися на глубине меньше 4 км или бескарбонатными красными и глубоководными глинами (глубже 4 км). Часто в разрезах встречаются вулканогенные осадки, а вблизи крупных рек — терригенные. Средняя мощность осадков невелика — около 0,5 км и только у материковых склонов и в районах крупных речных дельт она возрастает до 10-12 км и даже 15 км. Связано это с явлением лавинной седиментации, благодаря которой практически весь терригенный материал, сносимый с суши, отлагается в прибрежных зонах и на материковых склонах.

Второй слой — базальтовый, в верхней части сложен подушечными лавами толеитовых базальтов океанского типа, ниже располагаются долеритовые дайки того же состава. Общая мощность базальтового слоя океанической коры, по сейсмическим данным, достигает 1,4-1,5 км иногда 2 км.

Третий слой – дайковый, подстилаемый снизу габбро. Мощность габбрового слоя составляет 4,7-5 км.

Общая мощность океанической коры без осадочного слоя, достигает 5-8 км и не зависит от возраста. Под гребнями СОХ мощность океанической коры обычно сокращается до 3-4 км и даже до 1,5-2 км (непосредственно под рифтовыми долинами).

Таким образом, океаническая кора формируется в зоне COX за счет внедрения базальтовых расплавов из астеносферного слоя Земли и излияния толеитовых базальтов на океанское дно, сопровождающихся повышенной сейсмичностью (Дубинин, Ушаков, 2001).

На основании термических характеристик литосферы принята система сегментации COX (Macdonald K.C. et al., 1987, Grindlay et al., 1991). Сегменты первого порядка ограничены трансформными разломами, более низкие порядки связаны с разномасштабными смещениями в пределах рифтовой зоны. По результатам последних исследований ультрамедленных СОХ были введены понятия магматического и амагматического сегментов (Астафурова и др., 2000, Dick et al., 2003; Snow, Edmonds, 2007, Klein, 2003; Jokat et al., 2003, Okino et al., 2002). Магматические сегменты являются основными районами вулканической активности и следовательно районами излияния базальтов на океанское дно. В пределах этих сегментов отмечаются отрицательные мантийные аномалии Буге, предполагается, что в их центральных частях кора утолщается (Okino et al., 2002). Морфологически эти сегменты выделяются как линейные осевые поднятия, при этом борта рифтовой долины имеют ступенчатое строение, обусловленное Магматические сбросами. сегменты эшелонированы ИЛИ разделены нетрансформными смещениями, часто расположены под углом к направлению раздвижения плит (Dick et al., 2003).

Амагматические сегменты являются характерными структурами ультрамедленных хребтов. В отличие OT 30H трансформных разломов, разделяющих магматические сегменты хребтов c большими скоростями спрединга, амагматические сегменты являются центрами аккреции коры. Хотя механизм наращивания коры для этих сегментов до конца не исследован, мантийные перидотиты, преимущественно драгируемые здесь, говорят о том, что наращивание коры может происходить за счет внедрения, кристаллизации и серпентинизации пород мантии В условиях ограниченного поступления расплавленного мантийного вещества и, следовательно, более холодного верхнего Амагматические сегменты ориентированы в мантии. параллельно направлению спрединга. Морфологически сегменты выражены около корытообразными понижениями километра глубиной, простираться на 50 км и больше вдоль оси хребта. Здесь присутствуют редкие конические вулканические постройки или небольшие щитовые вулканы. Однако, в пределах таких сегментов редуцирован третий слой океанической коры и широко распространены перидотиты, имеющие слабую намагниченность (Dick et al., 2003).

Таким образом, в поперечном разрезе ультрамедленные хребты отличаются наличием глубокой рифтовой долины. Продольный профиль определяется чередованием магматических И амагматических сегментов, где первые представлены поднятиями, ориентированными вдоль, либо косо направлению спрединга, а вторые представляют собой вытянутые вдоль оси хребта понижения, где аккреция коры происходит параллельно направлению раздвижения плит при непосредственном внедрении мантийных перидотитов. Подстилающая мантия в ультрамедленных COX «холодная», что обуславливает расчлененный рельеф большими амплитудами глубин. По последним c гравиметрическим данным океаническая кора в пределах рифтовой долины тонкая, за счет того, что здесь отсутствует третий слой (Dick et al., 2003).

1.4. Пример сегментации ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля

В основном вышеописанные принципы сегментации были сформулированы в результате изучения ульрамедленного хребта Гаккеля. Одним из примеров подобного исследования является работа (Michael et al., 2003). Хребет Гаккеля является центром спрединга Евразийского бассейна в Северном Ледовитом океане. Западным окончанием является область сочленения с трогом Лена, на восточном продолжении хребта Гаккеля располагается Лаптевоморско-Момская рифтовая система. Видимая протяженность хребта составляет около 1600 км, далее на протяжении 200 км хребет выражен продольной впадиной рифтовой долины (рифтовые горы практически полностью погребены под мощными толщами осадков) (Гусев и др. 2002, Eldholm et al., 1990(1)).

Параллельно оси хребта располагаются парные линейные магнитные аномалии. Ближайшая к оси хребта определяется как 5 магнитная аномалия, крайняя — 24 (Карасик, 1980; Карасик и др., 1984). Возраст раскрытия Евразийского бассейна составляет порядка 60-55 млн. лет. Осевая часть рифтовой долины в среднем опущена на 4000-5000 м ниже уровня моря, хребет возвышается над абиссальной равниной на 1000-2000 м. Скорость спрединга составляет 0,7 — 1,4 см/г.

Расположение хребта около широкого арктического шельфа предполагает активный снос осадков. Максимальная величина осадочного чехла установлена в котловине Амундсена, где его мощность составляет около 2000 м, тогда как в котловине Нансена мощность осадков колеблется от 300 до 700 м (Богданов, 2004).

В 2001 году в рамках международной экспедиции к северному полюсу была произведена детальная батиметрическая съемка рифтовой долины хребта Гаккеля от места его сочленения с трогом Лена до 85° в.д. По результатам данной экспедиции были выделены магматические и амагматические сегменты рифтовой долины на основании данных сонарной съемки, результатов драгировок и геофизических данных (Michael et al., 2003). В пределах исследованного района

авторы выделяют западный вулканический сегмент (ЗВС), зону редкого проявления магматизма - центральный амагматический сегмент (ЦАС), и восточный вулканический сегмент (ВВС) (рис. 1.6).

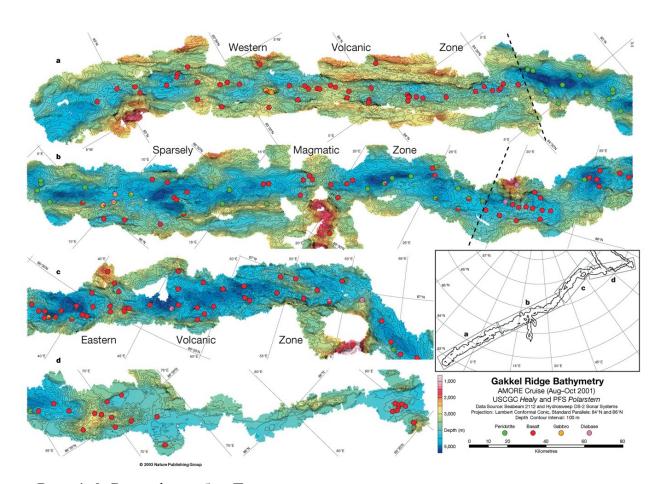


Рис. 1.6. Рельеф хребта Гаккеля по данным многолучевого эхолотирования, проведенного в рамках программы AMOR и результаты опробования коренных пород (Michael et al., 2003). Точки: зеленые — перидотиты, красные — базальты, желныте — габбро, розовые - диабазы.

ЗВС (7° з.д. – 3° в.д.) начинается у сочленения с трогом Лена, протягиваясь на 220 км, включает в себя пять осевых вулканических поднятий. Каждое из них имеет протяженность от 15 до 50 км и возвышается на 400 – 1200 м над дном рифтовой долины. Они отделены друг от друга небольшими зонами в пределах которых зафиксированы вулканические конусы. Поднятый материал показал, что в пределах данного сегмента распространены подушечные базальты, в том числе свежие. В пределах всего сегмента выявлены признаки активной вулканической

деятельности. Рельеф рифтовой долины с линейными вулканическими поднятиями соответствует рельефу хребтов со скоростью раздвижения вдвое больше той, что установлена для хребта Гаккеля. Склоны рифтовой долины представлены ступенчатыми сбросами, ограничивающими рифтовую долину в 7-20 км шириной (Michael et al., 2003).

ЦАС в районе 3° в.д. отделен от ЗВС небольшим нетрансформным смещением длиной 10 км. В области сегмента глубина рифтовой долины увеличивается больше чем на 1000 м и составляет около 5000 м. Уклон склонов, 20°. ограничивающих рифтовую долину, составляет около Склоны террасированы, что определяется серией сбросов амплитудой больше 1000 м. В пределах рифтовой долины отсутствуют вулканические поднятия, отмечаются небольшие седловины до 200 м глубиной. Описываемый сегмент протягивается на 60 км на северо-восток. В районе 7° в.д. простирание хребта через небольшое нетрансформное смещение меняется на юго-восточное направление. После чего амагматический сегмент протягивается еще на 100 км до 17° в.д. (Michael et al., 2003).

Изменения морфологии хребта сопровождаются изменением состава пород (см. рис. 1.5). Здесь были подняты мантийные перидотиты, некоторые сравнимы по возрасту со свежими базальтами предыдущего сегмента (Michael et al., 2003). В районе между 3° в.д. и 8° в.д. базальтов найдено не было, тогда как в районе между 8° в.д. и 12° в.д. среди превалирующих перидотитов были найдены относительно древние базальты, не покрытые стеклянной коркой и было поднято несколько образцов диабазов. Изменения после 3° в.д. прослеживаются также в поле гравитационных аномалий в редукции свободного воздуха. Происхождение данного сегмента связано c непосредственным внедрением мантийных перидотитов без вулканической активности. Первые признаки появления вулканизма отмечаются в районе 13° в.д. и еще один центр появления базальтового магматизма расположен в районе 19° в.д. Однако, весь 300 километровый сегмент расположенный между 3° в.д. и 29° в.д. авторы относят к

амагматическому сегменту, так как всего 20 % площади дна рифтовой долины покрыто базальтовыми покровами (Michael et al., 2003).

ВВС расположен в пределах 29°-85° в.д., здесь отмечается шесть вулканических поднятий в пределах рифтовой долины (31°, 37°, 43°, 55°, 69°, 85° в.д.). Поднятия протягиваются на 15-50 км (в среднем около 30 км), расстояние между поднятиями составляет 50-160 км. В пределах данного сегмента наблюдается небольшое различие в направлении спрединга и ориентации оси хребта, что позволяет отнести его к сегменту «косого» спрединга хребта Гаккеля. В пределах данного сегмента широко распространены покровы базальтов (Michael et al., 2003).

1.5. История изучения сейсмичности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама

Изучение сейсмичности Арктического региона началось в XX веке (Аветисов, 1996). Редкая сеть сейсмологических станций регистрировала отдельные сильные события. В 20-30-ых годах были опубликованы первые каталоги арктических землетрясений, количество событий, зарегистрированных к этому времени не превышало 100 штук. Международный Геофизический год (1957-1959 гг.) повлиял на развитие сети станций и его результатом, в том числе, стал ряд публикаций по сейсмичности Арктики (например, Лазарева, Мишарина, 1965; Линден, 1963). В 1965 году вышла работа Л. Сайкса «Сейсмичность Арктики» (Sykes, 1965), где автор использует полученные к этому моменту данные и интерпретирует их с точки зрения формирующейся в это время теории литосферных плит. В последующие годы возросло количество публикаций, рассматривающих различные аспекты сейсмичности арктического региона. Особенное внимание уделялось Норвежско-Гренландскому бассейну наиболее обеспеченному данными (Bragazangi, Dorman, 1970, Husebye et al., 1975., Einarsson, 1986) Из основных обобщающих работ последних двух десятилетий стоит отметить монографию Аветисова Г.П. «Сейсмоактивные зоны Арктики» (Аветисов, 1996) и работу О. Энгена и коллег "The Arctic Plate Boundary" (Engen

et al., 2003). В течение 2000-ых годов была проведена серия экспериментов по изучению микросейсмичности (Schlindwein et al., 2007; Läderach et al., 2011; Schlindwein et al., 2013; Schlindwein et al., 2015).

Количество станций и их удаленность от сейсмоактивного региона определяют качество получаемых данных. Недостаточная обеспеченность станциями приводит к потере данных о землетрясениях, особенно с магнитудой Mb < 4 и к некорректному определению координат очагов. Состояние сети арктических станций до 50-ых годов XX века позволяло регистрировать только события с магнитудой выше 5,5-6. Каждая станция обслуживала территорию в 5 млн км². В период 1950-1960 гг. были запущены в эксплуатацию новые станции, и их общее число увеличилось более чем в 5 раз. Однако основное их количество было сосредоточено в Скандинавии, тогда как плотность станций в пределах остальной площади полярных стран осталась практически неизменной. К началу 70-ых годов в Арктике работало 20 станций (по одной на 1 млн км²). Последующее десятилетие развивалась сеть станций в Северной Америке и на территории СССР. К концу 80-ых годов сеть насчитывала 43 станции, сконцентрированных в Северной Америке и Скандинавии. Нижний порог регистрируемых событий в целом для Арктики понизился до магнитуд М=3,9-4, а для арктического региона Северной Америки он составил М=3-3,5 и для Скандинавии М=2-2,5 (Аветисов, 1996). В 90-ых годах на арктической территории России из 33 функционирующих станций закрылись 30. Однако 9 из них были впоследствии восстановлены. Станции Норильск, Билибино, Сусуман и Тикси были выведены из эксплуатации всего на 1-3 года. В первом десятилетии XXI века на территории Российской Федерации было закрыто еще 3 советские полярные станции и открыто 17 новых, 12 из которых проработали непродолжительный период времени. По данным Геофизической службы РАН на 60° конец 2013 севернее с.ш. функционирует 47 станций (http://www.ceme.gsras.ru/net.htm).

Все циркумполярные страны имеют сети станции, передающие свои данные в Международный Сейсмологический Центр (ISC), Геологическую Службу США

и Национальный Информационный Центр Землетрясений (NEIC), Геофизическую службу РАН и другие сейсмологические агентства. После 2010 года по данным ISC (Storchak et al., 2015) международные каталоги пополнялись данными с 461 станции расположенной севернее 60° с.ш. (рис. 1.7). С 1960 года сеть станций начала развиваться на территории всего арктического региона. До конца 1990-ых годов существовало два основных центра скопления станций — Аляска и Скандинавия. С 2000-ых годов появление большого количества новых станций на территориях Канады, России, Исландии и о. Гренландия сделало сеть более равномерной, хотя и с явным преобладанием станций в западном полушарии.

На каждой станции при определении параметров землетрясения используется сферически-симметричная модель распределения свойств внутри подробность и приближенность к условиям региона которой, сильно влияет на точность данных. Наиболее точные результаты могут быть получены при условии количества регистрирующих станций, большого ИХ достаточно близкого расположения к эпицентру и равномерности распределения станций вокруг сейсмоактивной области (Болдырев, 1998). Обширная область арктического океана имеет серьезные ограничения по всем трем вышеперечисленным параметрам, таким образом, параметры очагов землетрясений имеет достаточно низкую точность.

Землетрясение является следствием тектонического процесса, земной коре. Совокупность отражает происходящего в ЭТИХ процессов геодинамическую структуру региона. Сведения 0 механизме очагов землетрясений дают необходимую информацию для понимания тектонического процесса землетрясения. Для этого, кроме количественной оценки выделившейся энергии, определяют также направление основных действующих сил, плоскости разрыва, амплитуду и скорость подвижки по этим плоскостям (Болдырев, 1998).

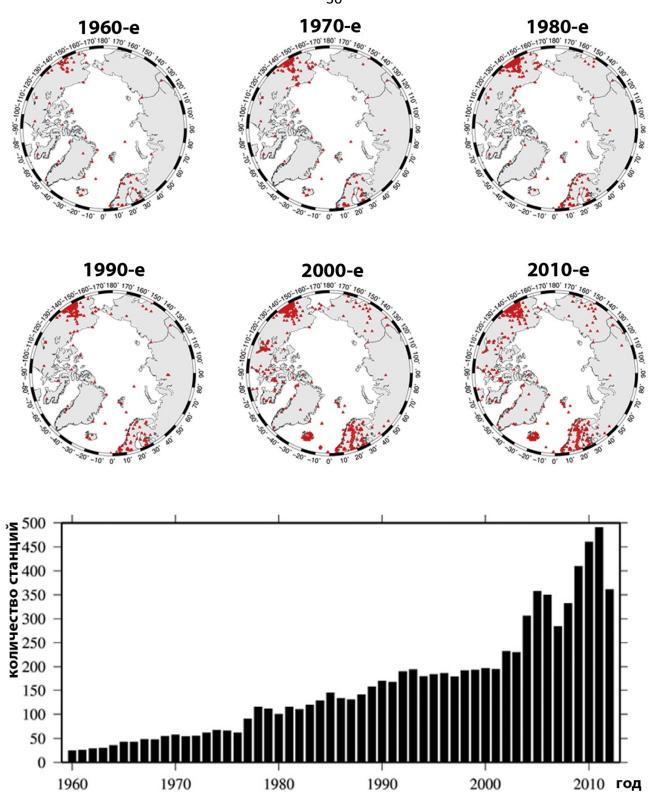


Рис. 1.7. Изменение количества арктических станций. Верхний рисунок показывает положение станций в арктическом регионе. Нижняя диаграмма показывает ежегодное изменение количества сейсмологических станций (Storchak et al., 2015).

Характер сейсмичности медленных СОХ лучше всего изучен в районе Срединно-Атлантического хребта (САХ) и нарушающих его трансформных разломов. Установлены основные закономерности проявления активности в условиях медленного спрединга. Трансформные и рифтогенные события имеют высокий уровень самоподобия частотно-энергетических параметров.

Проявление сейсмической активности в рифтогенных структурах приурочено к бортам, реже к днищу рифтовой долины. Механизмы землетрясений САХ сбросовые решаются как нарушения, направленные перпендикулярно направлению растяжения. Механизмы, характерные для ТР, представлены ориентированными вдоль направления сдвигами, растяжения. Эпицентры сильнейших землетрясений концентрируются на рифтогенных и стыках трансформных зон. Для землетрясений с Mb > 5 было установлено, что в области рифтогенных структур большая часть энергии выделяется за счет слабых землетрясений, тогда как в областях трансфорных разломов сейсмотектонический процесс определяют сильнейшие землетрясения (Болдырев, 1998). В целом, частотно-магнитудные характеристики сейсмичности контролируются фундаментальным законом: чем больше масштаб явления, тем реже оно возникает (Уломов, 1999).

При исследовании границ плит арктического региона было установлено, что эпицентры землетрясений в зоне хребта Книповича распределены неравномерно. Наблюдается сгущение эпицентров в пределах рифтовой долины в одних местах и их латеральной разрозненности в других (Аветисов, 1996, 1998; Аветисов и др., 1999; Sigmond, 1992). Несколько севернее 76° с.ш. гребневая зона нарушена косоориентированным грабеном север-северо-западного простирания, за пределами рифтовой долины грабен полностью компенсирован осадками. К зоне грабена приурочены эпицентры землетрясений (Аветисов, 1998), фокальные механизмы которых свидетельствуют о режиме сброса в направлении ЗЮЗ-ВСВ, т.е. ортогонально по отношению к основному для хребта Книповича направлению растяжения (ЗСЗ-ВЮВ). Все это говорит о разнонаправленных напряжениях растяжения в пределах хребта (Гусев, Шкарубо, 2001). В отличие от режима

сброса, достаточно уверенно устанавливаемого на хребте Мона, здесь во многих случаях преобладает сдвиговая компонента (Верба и др., 2000). Анализа Г. П. Аветисова сейсмологических данных показывает, что в пределах хребта сохраняется геодинамическая тенденция «косого» спрединга (Аветисов, 1998). Геодинамика хребта Книповича также трактуется как трансформный разлом с элементами раздвига (Верба и др., 2000).

Сейсмичность зоны ТР и трога Лена была описана в работе «The Arctic Plate Boundary» (Engen et al., 2003). Авторы работы отмечают разрозненное положение землетрясений на хребте Лена и связывают ее, по аналогии с хребтом Книповича, с нестабильным положением границы плит и высокой скоростью заполнения бассейнов осадочным материалом. Авторы указывали на существование двух разломных зон в южной и центральной частях трога Лена, однако их существование не подтвердилось при детальном батиметрическом картировании (Schlindwein et al., 2015).

Институт Альфреда Вегенера с 2001 года провел ряд измерений микросейсмичности на разных хребтах арктического региона с помощью станций, установленных на дрейфующих льдах и донных сейсмографов (Schlindwein et al., 2015). Исследование (Schlindwein, 2012) скоплений землетрясений, полученных по телесейсмическим данным (далее сейсмичность) и микросейсмичности в Арктическом бассейне с помощью кластерного анализа показало, что скопления 8 и больше землетрясений с магнитудой больше 4 характерно для магматических сегментов ультрамедленных хребтов, тогда как в районах амагматических сегментов подобных скоплений не наблюдается вообще. Однако, не все магматические сегменты отмечены подобной сейсмичностью. В. Шлиндвайн (Schlindwein et al., 2012) провела сравнение скоплений сейсмичности и микросейсмичности, зарегистрированной местной сетью станций. Сравнение показало, что продолжительность и местоположение скоплений землетрясений, полученных по телесейсмическим данным получается достаточно точным, исключение составил только один случай, где сильные землетрясения

происходили 1.1 день, тогда как по данным микросейсмичности продолжительность цикла составила 7.1 дней.

В районе трога Лена исследование микро- и сейсмической активности проводилось в период 2008-2009 гг. (Läderach et al., 2011). Для регистрации локальной микросейсмичности были установлены сети регистраторов на плавучих льдах. Результаты исследования оказались достаточно неожиданными. Не смотря на то, что сейсмичность сконцентрирована на западном борту, предполагается, что микросейсмичность должна проявляется равномерно на дне рифтовой долины трога. Однако, двухлетние наблюдения показали, что зона проявления сейсмической активности всего спектра магнитуд совпадает.

Исследование глубинности микросейсмичности (Schlindwein et al., 2015), полученной Институтом Альфреда Вегенера, выявило особенность магматической активности ультрамедленных хребтов. В районе 76°20' с.ш. и 76°50' с.ш. на хребте Книповича и в скоплении землетрясений в районе 85° в.д. на хребте Гаккеля были зарегистрированы события с очагом на глубине больше 20 км. По данным сейсмического профилирования мощность коры в районе хребта Книповича составляет 5 км, а на хребте Гаккеля около 10 км. Таким образом, очаги землетрясений были зарегистрированы глубоко в верхней мантии. В районе хребта Книповича глубокофокусные землетрясения сконцентрированы северной и южной границах магматического сегмента с уменьшением глубины очагов к центру этого сегмента, что отражает структуру поля напряжений при внедрении интрузий в процессе вулканической активности

1.6. Представления о геодинамической эволюции региона

Ряд работ в той или иной степени затрагивают вопрос геодинамической эволюции Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейна (Пущаровский, 1976, Карасик, 1980, Карасик и др., 1984, Шипилов, 2005, Гусев, Шкарубо, 2001, Гусев, 2005, Соколов, 2011, Talwani, Eldholm, 1977, Eldholm et al., 1987, Crane et al., 1991, Faleide et al., 1991, Thiede et al., 1995, Thiede, Myhre, 1996, Mosar et al., 2002 (1), Crane et al., 2001, Torsvik et al., 2002, Engen et al., 2008).

Модели развития рассматриваемого региона были предложены на основании анализа магнитных аномалий. В целом они друг другу не противоречат. Некоторые авторы расходятся в интерпретации времени возникновения и отмирания палеоцентров спрединга, например, хребта Эгир, который расположен в Норвежском бассейне к востоку от о. Исландия. Сложность для интерпретации представляет регион хребта Книповича и котловины Борей (см. Рис. 1.1), так как здесь отсутствует четкий рисунок магнитных аномалий. Определенное расхождение мнений вызывает у исследователей район между Гренландией и Канадским Арктическим архипелагом. Вплоть до последнего десятилетия модели развития арктического региона основывались разрозненных на геофизических данных.

Предполагается (Шипилов, 2004), что раскрытие Атлантического океана началось с центрального сегмента в начале средней юры (около 170 млн. лет назад). Затем, 150 млн. лет назад, спрединг сместился в Южно-Атлантическую область. Раскрытие Северного сегмента Атлантики определяется в 100-80 млн. лет назад (поздний мел). Арктический бассейн начал раскрываться с Канадской впадины Амеразийского бассейна во второй половине раннемеловой эпохи, где образование океанической коры остановилось 95-80 млн. лет назад.

В тоже время (95-80 млн. лет назад) начинается постепенное раскрытие Атлантического океана в сторону Арктики через систему хребтов Лабрадорского моря и Баффинова залива. Развитие этой ветви началось с раскрытия Лабрадорского бассейна, которое продолжалось и в палеоцене, затем спрединг распространился к северу, где в течение палеоцена-эоцена формировалась впадина Баффинова залива. Последняя по-видимому была ограничена разломной зоной Вегенера (в проливе Нэрис, между Канадским Арктическим архипелагом и Гренландией), предположительно, трансформного типа. С палеоцена начал развиваться спрединговый центр Евразийского бассейна - хребет Гаккеля (Шипилов, 2004; Torsvik et al., 2002).

В заливе Баффина и Лабрадорском море спрединг прекращается предположительно к концу эоцена (35 млн. лет назад).

Другая цепь спрединговых хребтов продвигалась с востока от Гренландии. В палеоцене (65-60 млн. лет назад) эволюция Норвежского моря перешла от стадии континентального рифтогенеза к раскрытию океанического бассейна и образованию пассивных континентальных окраин. Регион был подвержен влиянию развивающегося Исландского плюма.

К раннему эоцену (около 55 млн. лет назад) рифтовая система Рейкъянес – Эгир – Мона начала образование океанической коры Норвежско-Гренландского бассейна (Torsvik et al., 2002). Но в позднем олигоцене - начале миоцена (25-20 млн. лет назад) произошло постепенное отмирание спредингового центра в районе хребта Эгир, образование новой океанической коры переместилось на запад, где образовался хребет Колбенсей, отделивший от материка поднятие Ян Майен.

В сегменте океана между зоной разломов Ян Майен и Гренландская-Сенья с раннего палеоцена (66-57 млн. лет) стабильно развивался срединно-океанический хребет Мона, относительно которого в кайнозое образовались обширные впадины Гренландская и Лофотенская. В это же время происходило развитие хребта Гаккеля, разделяющего котловины Нансена и Амундсена. Хребет Гаккеля и хребет Мона имеют примерно одно и тоже северо-восточное простирание. (Talwani and Eldholm, 1977; Vogt and Avery, 1974, Шипилов, 2005).

В области между хребтами Мона и Гаккеля образовалась континентальная Шпицбергенская сдвиговая зона (Talwani, Eldholm, 1977), также называемая в литературе сдвиговая зона Де Гир (Engen et al., 2008). В настоящее время рудиментом этой сдвиговой зоны является система разломов Хорнсунн, расположенная на внешней части шельфа Западного Шпицбергена (Батурин и Нечхаев, 1989). В процессе раскрытия хребтов Мона и Гаккеля в области Шпицбергенской сдвиговой зоны добавилась растягивающая составляющая. По ослабленной зоне разломов стала закладываться сложная система рифтов и смещающих их сдвиговых разрывных нарушений, затем оформившееся в систему зон спрединга и ТР. Влияние растяжения распространялось с юга на север с постепенного раскрытия с формированием спредингового центра хребта

Книповича (Talwani and Eldholm 1977; Vogt et al., 1982; Vogt, 1986; Crane et al., 1988; Eldholm et al., 1990; Crane et al., 1991). На юге хребта спрединг начался не позднее начала палеогена 54 млн. лет (23 аномалия), в центральной части хребта не позднее позднего эоцена 36 млн. лет (13 аномалия), на севере возраст спрединга остается неясным и условно датируется 5-6 аномалией около 10 млн. лет (Vogt, 1986).

В результате в зоне между хребтом Мона и хребтом Гаккеля наблюдается резкое изменение геометрии раскрытия океана. Ось хребта, не испытывая, практически никакого смещения по отношению к хребту Мона, разворачивается 90° и практически следует ПО касательной к Баренцевоморской континентальной окраине, сближаясь с ней на севере в районе архипелага Шпицберген до 80 км. Таким образом, между о. Гренландия и архипелагом Шпицберген ось спрединга смещена на восток относительно центральной оси бассейна. Сравнение батиметрической карты и карты аномального магнитного поля (Olesen et al., 1997) показывает несогласное положение современной рифтовой долины и простирания магнитных аномалий. В связи с этим существует две теории формирования океанической впадины Гренландского моря. Одна группа исследователей полагает, что она образовалась результате асимметричного спрединга, когда превалировало наращивание западного фланга спредингового хребта (Crane et al., 1991). Другая группа исследователей предполагает, что современная рифтовая зона хребта Книповича возникла в результате перескока оси спрединга в восточном направлении, произошедшем в позднем миоцене. Новая ось растяжения при этом сформировалась при тенденции спрямления своего простирания (Гусев, Шкарубо, 2001). Если принимать теорию перескока, остается открытым вопрос о времени этого события. Норвежские исследователи Дж. Скогсейд и др. датируют его 7 аномалией (Skogseid et al., 2000). Что подтверждается региональным стратиграфическим несогласием позднеолигоценового времени (Бугрова и др., 2001).

Существующие геодинамические модели, основанные на анализе структуры аномального магнитного поля, сейсмических и батиметрических данных

(Батурин, 1990; Шкарубо, 1996, 1999; Ohta, 1982; Talwani, Eldholm, 1977), предполагают многочисленные смещения оси хребта по системе поперечных разломов. Однако более детальные батиметрические построения не подтверждают значительных сдвиговых смещений в пределах гребневой зоны хребта и его рифтовой долины.

В раннем олигоцене (33,3 млн. лет назад) направление движения плит изменилось и обстановка генерального правостороннего сдвига сменилась на обстановку косого раздвига, после чего началось раскрытие центральной части хребта Книповича (Engen et. al, 2008), а 21 млн. лет назад образование трога Лена (Snow et. al, 2011).

Таким образом, на данный момент считается, что хребты Мона и Гаккеля образовались практически одновременно в раннем палеогене (около 55-60 млн. лет назад) и продвигались с юго-запада на северо-восток с образованием глубоководных котловин. Сложная система СОХ и ТР, включающая в себя хребет Книповича, ТР Моллой, хребет Моллой, Шпицбергенский ТР и трог Лена начали формироваться с юга на север с раскрытия южной части хребта Книповича, начиная с раннего палеогена (около 60 млн. лет назад) до раннего миоцена (21 Лена. млн. лет назад) времени раскрытия трога Продвижение трещинообразования здесь происходило по разломным сдвиговым структурам, заложенным в раннем палеогене (60-57 млн. лет назад).

Период с олигоцена по четвертичное время в российской литературе рассматривается как неотектонический или новейший этап геологической истории Земли (Трифонов, 1999). Термин «неотектоника» был введен В.А. Обручевым для обозначения главной особенности этого этапа – интенсивного горообразования (Обручев, 1948).

Неотектонические движения особенно позднеплейстоценового - голоценового времени практически не искажены последующими процессами и доступны для изучения на поверхности планеты. В тоже время сейсмичность и геофизические поля позволяют заглянуть под поверхность и получить

трехмерную картину неотектонического этапа геологической истории (Трифонов, 1999).

Таким образом, неотектонический этап на севере Гренландского моря начался с формирования области растяжения и продолжился последующим раскрытием здесь океанического бассейна. Рассматриваемая в данной работе система СОХ и ТР полностью сформировалась на неотектоническом этапе развития Земли.

Глава 2. Фактический материал и методика обработки

2.1. Фактический материал, используемый в исследовании

В работе использовались данные:

- детальной батиметрической съемки, полученные в 24-27-ом рейсах НИС «Академик Николай Страхов» (2006 2010 гг.) при непосредственном участии автора;
- детальных батиметрических съемок по программам AMOR и SCISEX (хребет Гаккеля) и данные Института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера (AWI) для пролива Фрама;
 - о рельефе трога Лена из литературных источников (Snow et al., 2011);
- Международной батиметрической карты Арктического Океана IBCAO 3.0 (Jakobsson et. al, 2012), редактором которой, в составе международного коллектива, является и автор;
- •из каталога землетрясений Передовой Национальной Сейсмологической Системы (США) (Advanced National Seismic System ANSS) (http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html)
- о фокальных механизмах из каталога проекта «The Global CMT Project» ((Dziewonsky et al., 1981, Ekström et al., 2012)) и из литературных источников (Läderach et al., 2011, Engen et al., 2003)
- •из коллекции карт Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института PAH (http://atlantic.ginras.ru/gallery/central atlantic/central atlantic.html)

2.2. Источники и анализ батиметрических данных

Во время экспедиций НИС «Академик Николай Страхов» сбор данных о рельефе дна был осуществлен гидроакустической системой RESON (Дания), которая включает в себя многолучевые эхолоты SeaBat 8111 (мелководный) и SeaBat 8150 (глубоководный), после 24 рейса модифицированную до версии 7150,

GPS антенну, сенсор движения судна OCTANS, датчики скорости звука у антенн эхолота (SVP-70) и в водной толще (SVP-30).

Частота гидроакустического сигнала мелководного эхолота составляет 100 кГц, система генерирует 101 луч с шириной 1.5° х 1.5°, угол обзора эхолота 150°. Он использовался незначительное время для съемок на шельфе архипелага Шпицберген.

Для картирования района хребта Книповича был использован глубоководный эхолот, который имеет частоту гидроакустического сигнала 12 кГц и генерирует 234 луча шириной 2° х 2°, угол обзора эхолота составляет 150°. Для получения сплошного покрытия расстояние между галсами варьировалось между 4 и 7 км в зависимости от глубины океана. WGS84 был использован в качестве горизонтального датума, За вертикальный датум был принят средний уровень океана. Полученные батиметрические данные были собраны и обработаны на борту судна в программном пакете PDS2000. В результате была получена цифровая модель рельефа с ячейкой 100х100 м, визуализация которой затем производилась в программных пакетах Surfer и ArcGIS.

В работе были использованы также общедоступные детальные данные полученные американскими исследователями в районе хребта Гаккеля по программам SCICEX-98 и SCICEX-99 и данные Института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера (AWI) разных лет объединенные в единый грид для района пролива Фрама, а также данные полученные в рамках международной программы AMOR 2001 для хребта Гаккеля.

Программа «The Science Ice Exercises» (SCICEX) была организованна в 1995 году совместно американскими военно-морскими силами и Национальным Научным Фондом США году как 5-летняя программа изучения ледового покрова, океанологии, биологии и геологии Арктического бассейна с помощью атомных подводных лодок (Edwards et al., 2001). Для проведения программ SCICEX-98 и SCICEX-99 атомная подводная лодка «Hawkbill» была оборудована геофизической системой картографирования «Seafloor Characterization and Mapping Pods» (SCAMP), специально созданной для получения цифровых

моделей рельефа дна Арктического Океана. Система включает в себя многолучевой эхолот и сонар бокового обзора с частотой гидроакустического сигнала 12 кГц, профилограф высокого разрешения, гравиметр и систему сбора и контроля качества данных. Для навигации в подледных условиях использовалась стационарная система навигации подводной лодки в сочетании с данными Системы Глобального Позиционирования (GPS), полученных при ее всплытии. Точность определения относительных координат составила около 3 м. Рейс SCICEX-99 в районе осевой части хребта Гаккеля производился на глубине 225 м и скорости 16 узлов. Средняя ширина полосы батиметрической съемки составила 10 км, полоса съемки сонаром бокового обзора — 16 км. Глубина проникновения сигнала профилографа в районах распространения осадочных толщ составила 100 м. За время экспедиций было получено покрытие батиметрической съемкой западной части хребта Гаккеля, включающей в себя данные о рельефе рифтовой долины и ее флангов на 50 км в обе стороны от оси хребта (Edwards et al., 2001).

Международная программа Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition (AMOR 2001) была проведена летом 2001 года с использованием двух ледоколов: НИС «Поларштерн» института Полярных и Морских Исследований Альфреда Вегенера (Бременхафен, Германия) и американского ледокола береговой охраны США «Хили» (Сиеттл, США) (Michael et al., 2001). Оба судна оснащены системами глубоководного многолучевого эхолотирования - Hydrosweep DS-2 и Seabeam 2112 соответственно.

Первая система работает с частотой 15,5 к Γ ц, формирует 59 лучей шириной 2° х 2° и имеет максимальный угол обзора 120° на глубине 4700 м. Вторая система имеет частоту гидроакустической посылки 12 к Γ ц и формирует 121 луч шириной 2° х 2° и достигает максимального угла обзора в 120° на глубине 4500 м. Полученные данные были обработаны в программном пакете CARIS HIPS. По данным, полученным многолучевыми эхолотами, в программном пакете ArcInfo международной группой специалистов была построена Цифровая Модель Рельефа (ЦМР) с ячейкой 100х100м. В ходе экспедиции было закартировано 9900 км 2 .

Институт Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера проводил батиметрические съемки в районе пролива Фрама в период с 1984 по 1997 годы (Klenke, Schenke, 2002). Общая площадь съемки составила 36500 км². По полученным данным была составлена цифровая модель рельефа с ячейкой 100х100 м. Для составления модели были использованы данные 9 рейсов (табл. 1). Данные были получены двумя системами многолучевого эхолотирования. До 1989 года использовалась 16-лучевая система SeaBeam, позднее она была заменена на 59-лучевой Hydrosweep DS-1 (табл. 2). В период проведения батиметрических съемок в проливе Фрама использовались последовательно три навигационные системы: Indas/Transit, ANP/Kompass на базе GPS и NACOS DGPS. Данное обстоятельство учитывалось при построении обобщенной цифровой модели рельефа. Так как система Indas/Transit дает точность определения координат в несколько километров и только для отдельных удаленных друг от друга точек, то для пересчета навигационной информации на все протяжение съемки использовались данные о направлении и скорости судна. Сенсор движения судна также изменился в период наблюдений. В первых рейсах использовался механический гирокомпасс, в последствии замененный на две лазерные системы MINS. Гирокомпасс дает большую ошибку при крутых поворотах которые происходят систематически при судна, проведении батиметрических съемок (Klenke, Schenke, 2002).

Рейс	Год	Кол-во дней	Эхолот
ARK II/4	1984	6 дней	Seabeam
ARK III/2	1985	2 дня	Seabeam
ARK III/3	1985	7 дней	Seabeam
ARK IV/1	1987	3 дня	Seabeam
ARK IV/3	1987	6 дней	Seabeam
ARK VII/3a	1990	10 дней	Hydrosweep
ARK VIII/3	1991	5 дней	Hydrosweep
ARK XI/2	1995	5 дней	Hydrosweep
ARK XIII/3	1997	3 дня	Hydrosweep

Таблица 1. НИС "Поларштерн" рейсы в проливе Фрама (Klenke, Schenke, 2002).

Эхолот	Seabeam	Hydrosweep	
Год установки	1982	1989	
Частота	12.3 кГц	15.5 кГц	
Кол-во лучей	16	59	
Угол обзора	42.67°	90° (120°)	
Ширина	0.73*	2.0*	
отражающей пов-ти			
Ширина луча	2.67°	2.3°	
Расстояние между точками			
поперек трека (на 2500 м)	~131 м† / ~151 м‡	~67 м† / ~130 м‡	
Расстояние между точками			
вдоль трека (на 2500 м)	~25 м	~50 м	

Таблица 2. Характеристики систем многолучевого эхолотирования на борту НИС "Поларштерн". Обозначения: * - надир, † - центральные лучи, ‡ - краевые лучи (Klenke, Schenke, 2002).

Положение доступных детальных батиметрических данных, используемых в работе, показано на рисунке 2.1.

Для общей характеристики рельефа дна в районах, где отсутствует детальная съемка использовалась Международная батиметрическая карта Арктического Океана IBCAO 3.0 (Jakobsson et al., 2012). В мае 2011 года в Университете Стокгольма состоялось «Первое совещание по картированию дна Арктики и Антарктики», по результатам которого автор вошла в состав редакционной коллегии IBCAO 3.0. Данные, вошедшие в третье издание карты, содержат большое количество результатов многолучевого эхолотирования, включая результаты 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и программ AMOR 2001, SCISEX-98 и 99 и съемку пролива Фрама института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера. В Университете Стокгольма был разработан алгоритм, позволяющий создавать цифровые модели рельефа с комбинированным разрешением, зависящим OT плотности данных конкретного участка модели (Hell, Jakobsson, 2011). Таким образом, у ЦМР

IBCAO 3.0 участки с достаточной плотностью данных имеют разрешение 500х500 м. Размер ячейки грида в районах с низкой изученностью определяется расстоянием между отдельными промерами глубин.

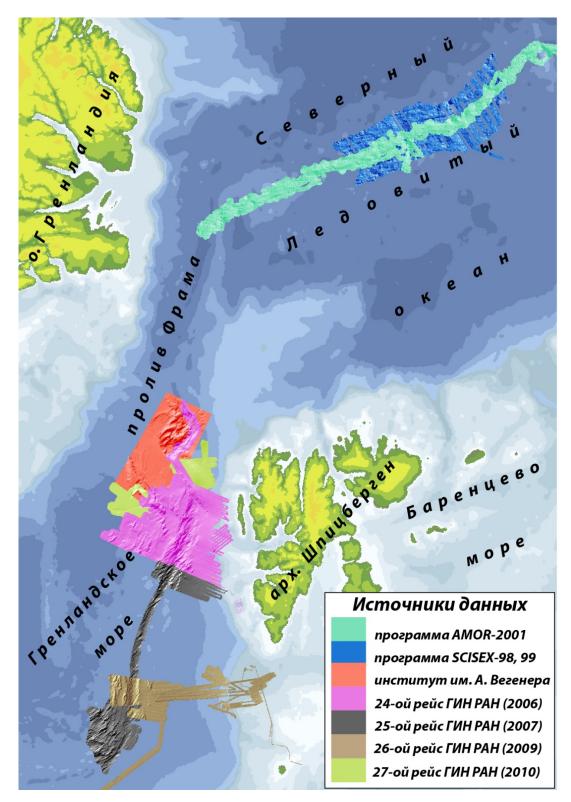


Рис. 2.1. Положение детальных батиметрических данных, использованных в работе (батиметрическая основа IBCAO 3.0).

вышеописанные ЦМР Bce были собраны в единую базу данных исследуемого программной среде ArcGIS, региона где производился дальнейший анализ. Были получены морфометрические параметры: глубины, наклона склонов, превышения относительно расстояния, УГЛЫ глубины окружающего дна и т.п. Также были получены значения азимутов ориентации всех основных элементов рельефа от оси рифтовой долины, до осложняющих склоны рифтовой долины террасовидных уступов. Была построена серия карт и 3Д моделей рельефа и серия продольных и поперечных профилей рельефа.

2.3. Источники и анализ сейсмологических данных

В работе проанализированы данные по землетрясениям Северной Атлантики и Арктики за период с 1978 по 2012 годы включительно. Сведения о сейсмических событиях с магнитудой Мb > 3 взяты из каталога Передовой Национальной Сейсмологической Системы (США) Advanced National Seismic (http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html, doi:10.7932/NCEDC). System Система поддерживает открытый каталог землетрясений, выложенный в сети Интернет. Система создана для сбора и предоставления информации о землетрясениях на основе современных методов мониторинга. Хотя основной целью создания каталога является изучение землетрясений в пределах США, он событий информацию о большинстве зарегистрированных поверхности Земли. Тут представлены события начиная с 1898 года собранные из каталогов организаций-партеров, входящих в состав ANSS. Поступающие данные фильтруются, чтобы избежать дублирования событий и повторяющихся решений для одних и тех же событий. Алгоритм фильтрации для событий с несколькими решениями выбирает те решения, которые зарегистрированы сетью, находящейся в районе, где произошло землетрясение, в противном случае отбраковываются решения с меньшей магнитудой. Из дублирующих решений зафиксированных одной и той же сетью, выбирается одно с большей магнитудой. Так же при фильтрации предполагается, что используемые каталоги не содержат одних и тех же событий с разными координатами, однако разные каталоги могут иметь разные пространственные решения для одного землетрясения. В этом случае критерий отбора предполагает, что два события дублируют друг друга, если имеют решения на расстоянии до 100 км и с разницей меньше 16 сек, в каталог попадает только одно из этих событий (http://quake.geo.berkeley.edu/anss/anss-detail.html#catalog-creation).

Данные предоставляются пользователю в виде таблиц, состоящих из 11 колонок. Первые две содержат дату и время события с точностью до десятой доли секунды, следующие колонки содержат координаты, далее значение магнитуды и индекс, обозначающий уравнение, по которому она рассчитывалась. Также указано количество станций, зарегистрировавших землетрясение, идентификационный номер землетрясения, среднеквадратическая погрешность и исходный каталог. В целом, в каталоге содержаться события с 1920 года, но для Арктического региона первые события, содержащиеся в каталоге, относятся к 1963 году. Из истории развития сейсмологической сети видно (см. Главу 1), что характер и точность регистрируемых данных не равномерен во времени. Более или менее надежные и систематические данные (Mb > 4) для арктического региона стали поступать с 1980-ых годов. К 1964 г. была разработана единая методика Международного Сейсмологического Центра для обработки первичных данных станций (Болдырев, 1998). Вплоть до 1960-ых годов оборудование мировой сети сейсмологических станций не позволяло регистрировать события с магнитудой Mb < 5, т.е. наиболее распространенные в районе срединно-океанических хребтов. До конца 1970-ых используемые сейсмографы определяли относительную глубинность гипоцентров, землетрясения СОХ относятся к мелкофокусным землетрясениям, что в каталоге обозначается глубиной 33 км. Позднее при введении нового оборудования на сейсмологических станциях глубина гипоцентров землетрясений срединноокеанических хребтов стала определяться в 10 км. В связи с этим в исследовании не используются землетрясения, зарегистрированные ранее 1978 года.

Часть землетрясений, содержащихся в каталоге, не удовлетворяют требованиям исследования по точности определения координат. При ширине дна рифтовой долины до 15-20 км, необходимо, что бы ошибка в определении

положения эпицентра составляла не больше 15 км. По О. Эльдхольму (Eldholm, 1998), изучавшему сейсмичность арктического региона, данная точность здесь достигается при условии, что событие зарегистрировано 30 и больше станциями. При этом условии выборка содержит 162 события, что недостаточно при описании всех звеньев СОХ от хребта Книповича до хребта Гаккеля, общей протяженностью около 1100 км. Однако, при условии, что в исходном каталоге одна запись описывает одно событие, для достижения необходимой точности (Engen et al., 2003), можно использовать события, зарегистрированные больше, чем 12 станциями с магнитудой объемных волн больше 4,0. Для зоны СОХ события с магнитудой меньше 4,0 также представляют интерес, они составляют около 8,5 % данных. Такие события были включены в анализ с учетом того, что ошибка в определении координат может достигать 50 км. Такая точность позволяет отнести то или иное событие к определенному сегменту рифтовой долины, но без привязки к конкретной морфоструктуре. Таким образом, производился отбор событий, зарегистрированных больше, чем 12 станциями с магнитудой больше 3, чтобы средняя ошибка определения координат составляла не больше 15 км. В дальнейшем, при использовании данных предполагается, что координаты очагов определяются с достаточной точностью, так как объективно это невозможно проверить.

Землетрясения характеризуются с помощью шкал интенсивности и магнитуд. Интенсивность выражает силу события. Она основана не на измерениях, а на баллах, определяемых ОПЫТНЫМ наблюдателем. Таким образом, шкала интенсивности является описательной шкалой. Для статистического землетрясения используется количественного описания шкала Первоначально магнитуда определялась как десятичный логарифм максимальной амплитуды колебания грунта, зарегистрированной определенным сейсмографа (стандартным крутильным сейсмографом) на определенной станции на расстоянии 100 км от эпицентра, используя эмпирические расчеты для перехода от любого расстояния к 100 км (Рихтер, 1963). Подобная шкала неприменима для определения силы удаленных землетрясений. Б. Гутенберг и Ч.

Рихтер в 1936 году предложили (Gutenberg, Richter, 1936) использовать рассчитанную горизонтальную амплитуду грунта в микронах по большим поверхностным волнам с периодом 20 сек для построения шкалы магнитуд для удаленных событий. При этом, учитывая, что поверхностные волны не регистрируются при глубокофокусных землетрясениях, была построена шкала магнитуд для этой группы событий на основе записей объемных волн (Рихтер, 1963). Магнитуда связана с энергией, выделяемой в очаге землетрясения в форме упругих волн. Часть потенциальной энергии деформации должна расходоваться на механическую работу по перемещению и разрушению горных пород в области разрыва, а часть рассеивается в виде тепла. Сейсмические волны, покинувшие область гипоцентра, поглощаются достаточно мало. Следовательно, энергия может быть рассчитана по амплитудам и периодам записанных волн, представляет большую часть излученной энергии (Рихтер, 1963).

Существует несколько формул, для определения магнитуды события, вычисляется локальная магнитуда (Ml), моментальная (Mw) и магнитуда поверхностных волн (Ms), однако наиболее употребимой в каталоге является магнитуда объемных волн (Mb). События с другими магнитудами до 2000-ых годов встречаются единично, наиболее широко они используются в последнее десятилетие. Пересчет магнитуд в данной работе не производился, а события магнитудой Mb. Таким использовались только cобразом, анализируемая выборка унифицирована по методу расчета магнитуды и по точности определения глубины и координат очага. Каталог Арктических землетрясений имеет пропуски событий с магнитудой меньше 4,4 (Engen et al., 2003). Конечная выборка помимо этого имеет пропуски зарегистрированных событий как ПО диапазону магнитуд, так И ПО пространственному распределению, что учитывалось в дальнейшем при анализе данных и выводов. Количество событий в изначальной построении теоретических выборке, в процессе и после фильтрации показано в таблице 3 Как видно конечная выборка (выделена жирным) содержит чуть более половины

изначального количества событий, имеющихся в каталоге. Конечная выборка содержит 314 событий.

	Выборка, N	Отфильтровано	
	Выоорка, т	%	N
Изначальная выборка	592	0	0
Фильтрация по году	499	16	93
Фильтрация по кол-ву станций	380	20	119
Фильтрация по магнитуде	336	7,4	44
Пространственная фильтрация	314	3,7	22
Сумма		47,1	278

Таблица 3. Количество землетрясений отсеянных при фильтрации.

Пространственно-временной и частотно-магнитудный анализ сейсмических данных произведен в программной среде Microsoft Excel. Условно события были классифицированы по магнитуде на слабые Mb < 4, средние 4 < Mb < 5 и сильные Mb > 5 землетрясения. Анализ производился отдельно для каждой рифтогенной и трансформной структуры региона. В таблице 4 показано количество проанализированных событий.

	хребет	разлом	хребет	разлом	трог
	Книпович	Моллой	Моллой	Шпицбергенский	Лена
N событий	127	31	36	49	71
Протяженность сегмента, км	500	120	63	155	250
Событие на L км	3,94	3,87	1,75	3,16	3,52

Таблица 4. Количество событий в конечной выборке для каждой структуры.

Для них были построены следующие графики:

- Гистограмма динамики частоты землетрясений во времени

- Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде
- Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси структуры
 - Гистограмма частоты землетрясений вдоль оси структуры
 - График пространственно-временного распределения землетрясений
 - Кривая повторяемости землетрясений

Для расчета количества энергии, выделяемой при землетрясении, использовалось соотношение между магнитудой М и излученной энергией LgE:

$$LgE = 5.8 + 2.4M$$
 (Kacaxapa, 1985)

Данное соотношение также было использовано в работе «Сейсмоактивные зоны Арктики» (Аветисов, 1996). Закон повторяемости Гутенберга-Рихтера часто используется для описания характера сейсмической активности тектонических структур. В общем виде закон представлен выражением:

$$LgN_m = a - bM$$
 (Gutenberg, Richter, 1949),

где N_m количество землетрясений с магнитудой m и выше в единицу времени, а и b – постоянные.

Визуальный анализ приуроченности сейсмических событий к выявленным морфологическим анализом тектоническим структурам был произведен в программной среде ArcGIS с учетом точности сейсмологических данных. Основное внимание уделено пространственному распределению землетрясений в зависимости от магнитуды и их приуроченности к морфоструктурным элементам.

Для определения вида разрывных тектонических нарушений необходимы сведения о фокальных механизмах землетрясений, которые можно определить двумя методами. Первый основан на распределении полярности вступлений Рволн на записях группы станций. Этот метод позволяет получить сведения о характере движения в источнике относительно сильных землетрясений (Mb > 4,5)

(Болдырев, 1998). Второй способ определения называется метод центроида тензора сейсмического момента (ЦТСМ). Его разработала «Гарвардская группа» во главе с А. Дзевонским (Dziewonsky et al., 1981). Данный метод основан на преобразовании зарегистрированных сетью цифровых станций полных пакетов волн от продольных до поверхностных. Он усредняет процесс в источнике и характеризует главный этап развития разрыва (Аветисов, 1996). Совпадение решений, полученных разными методами, в сейсмоактивных зонах дивергентных и трансформных типов границ плит проверено на примере САХ, где получены вполне удовлетворительные результаты (Болдырев, 1998). Для анализа фокальных механизмов землетрясений были использованы данные каталога Гарварда, полученые по методу тензора момента центроида (Dziewonski et al., 1981, Ekström et al., 2012). Для рассматриваемого района в каталоге определено 97 фокальных механизмов.

Глава 3. Особенности рельефа Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама по детальным батиметрическим данным

3.1. Рельеф хребта Книповича

Хребет Книповича располагается в северной части Норвежско-Гренландского бассейна. Он протягивается на 500 км от хребта Мона на юге до трансформного разлома Моллой на севере. Скорость разрастания океанической коры на хребте Книповича по оценке П. Вогта с коллегами (Vogt et. al., 1982), с которой хорошо согласуются данные К. Крейн и других (Crane et al, 1982), а также А.М. Карасика (Карасик, 1985) составляет в среднем 1,4 см/год.

«хребет» Стоит отметить, что название не отражает морфологию рассматриваемой структуры (рис. 3.1). Восточный борт поднятия погребен под осадками континентального склона шпицбергенской континентальной окраины. В рельефе дна хорошо выделяется лишь депрессия рифтовой долины. Рифтовые горы западного фланга включают в себя четыре гряды, расположенные параллельно ее простиранию. На восточном борту располагаются отдельные поднятия, маркирующие положение наиболее высоких пиков зоны рифтовых гор. Природа формирования горных гряд на флангах хребта не до конца понятна, предположительно они являются результатом повышенной магматической активности в отдельных районах зоны спрединга (Crane et al., 2001).

Рифтовая долина хребта Книповича имеет субмеридиональное простирание. Поперечный профиль рифтовой долины V-образный. Склоны осложнены террасовидными уступами, подчеркивающими блоковое строение гребневой зоны хребта. Сбросы нарушают фундамент и весь перекрывающий его осадочный чехол, что указывает на сравнительно недавний возраст дислокаций растяжения. Уступы расположены довольно часто с 500-метровым шагом по глубине друг относительно друга.

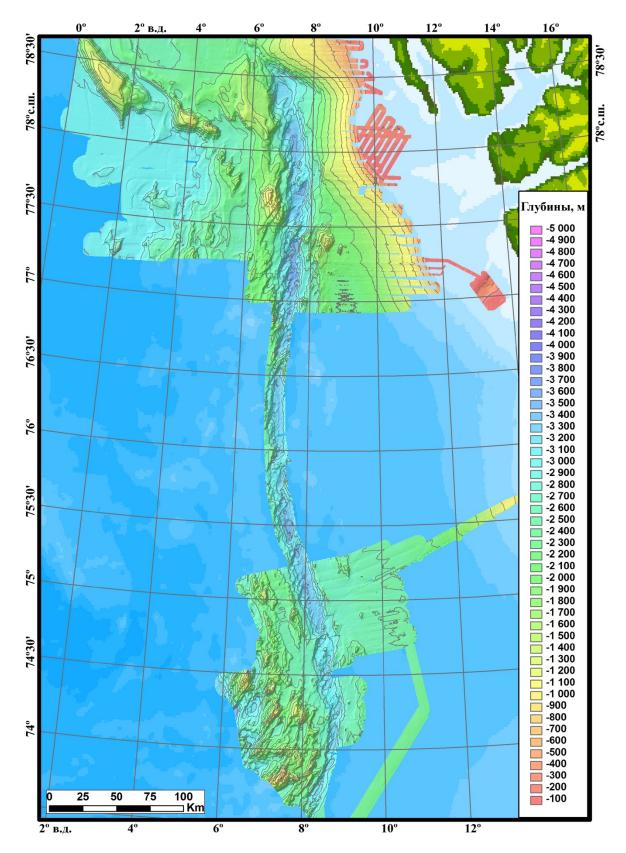


Рис. 3.1. Рельеф хребта Книповича. Компиляция результатов детальных батиметрических съемок в 24, 25, 26 и 27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Батиметрическая основа – IBCAO 3.0.

Вулканизм проявлен более активно в северной части рифтовой долины хребта, разломы наиболее распространены в ее южной части (Черкашев и др., 2001). Подобное различие в вулканической и тектонической активности может свидетельствовать о различных фазах эволюции хребет Книповича и/или предполагать различие в активности магматических ячеек для южной и северной его частей (Черкашев и др., 2001).

Ширина рифтовой долины изменяется на протяжении хребта, на севере она достигает 30-40 км, а в центральной и южной части сужается до 20 км. Детальное картирование показало наличие на дне рифтовой долины протяженных ромбовидных 3400 впадин M глубиной, разделенных ДΟ ОАТКП ориентированными поднятиями с вершинами на глубинах от 2800 м до 3000 м. Поднятия осложнены вулканическими постройками центрального типа (рис. 3.2), хорошо дешифрируемыми по детальным батиметрическим данным, полученным в рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Характер отражения акустического сигнала от дна, полученный гидролокатором бокового обзора (ГБО) (Crane et al., 1995), также указывает на то, что поднятия являются молодыми вулканическими постройками, что подтверждается материалом, поднятым во время драгирования и пробоотбора трубками в рейсах НИС «Академик Николай Страхов». В 24 рейсе (Научный отчет..., 2006) были подняты относительно свежие базальты с незначительной степенью выветривания закалочного стекла в районе северных косоориентированных поднятий в рифтовой долине (77°54' с.ш. и 77°24' с.ш.). В тоже время в пределах впадин вулканизм практически полностью отсутствует. Вышеописанные признаки являются характерными ДЛЯ ультрамедленных хребтов.

Д. Кьюрвитц с коллегами (Curewitz et al., 2010) опираясь на батиметрические и гравиметрические данные выделили 5 магматических и 6 амагматических сегментов в пределах рифтовой долины хребта Книповича (рис. 3.3).

Аномалии силы тяжести в свободном воздухе на море (Гайнанов, Пантелеев, 1991) отражают преимущественно рельеф контрастной плотностной границы между водной толщей и дном. Для изучения плотностных неоднородностей в

коре и верхней мантии была введена редукция поля, представляющая собой численную компенсацию недостающих в водной толще масс до уровня, соответствующего средней плотности коры. Данная процедура, которая называется редукцией Буге, основана на информации о рельефе дна, получаемой независимым измерением с помощью эхолотных промеров и предположении о средней плотности океанической коры. Расчет аномалий Буге иногда называют мысленным экспериментом по «досыпанию» недостающих масс водной толщи после которого основной вклад в вариабельность аномального гравитационного поля вносят плотностные неоднородности под дном.

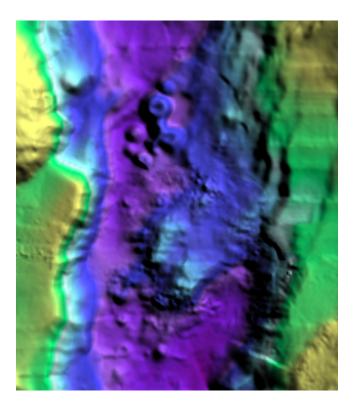


Рис. 3.2. Вулканические постройки центрального типа на днище рифтовой долины хребта Книповича в районе магматического сегмента 1М.

Мантийные аномалии Буге рассчитываемые по методике (Kuo, Forsyth, 1988) широко распространены в литературе и использовались (Okino, 2002, Curewitz, 2011) для расчета аномалий Буге хребта Книповича (рис. 3.3). Методика обладает следующими особенностями: в ней для дальнейшей «послойной» редукции плотностных неоднородностей верхней части разреза литосферы используется

предположение о равномерной мощности коры, равной 6000 м (значение выбрано таким образом чтобы удовлетворить как осевым частям так и флангам); расчет проводимый в частотной области удаляет низкочастотную часть поля и приводит аномальное поле к нулевому среднему (Кио, Forsyth, 1988). Предположение о средней постоянной мощности коры слишком далеко от истины и может привести к существенным ошибкам особенно в медленноспрединговом хребте с низкой продуктивностью магматизма и мощностью коры по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) около 3-4 км (Ritzman et al, 2002).

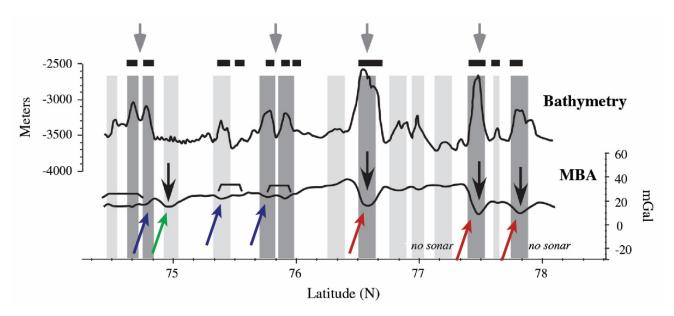


Рис. 3.3. Батиметрический профиль (вверху) и мантийной аномалии Буге (внизу) вдоль рифтовой долины хребта Книповича. Вертикальные полосы – спрединговые сегменты: темно-серые - устойчивые с внеосевыми цепями подводных гор (серые направленные вниз стрелки), светло-серые — локальные слабовыраженные поднятия на дне рифтовой долины. Черные жирные линии вверху - участки дна с холмистым рельефом лавовых потоков и хребтов с подушечными лавами, определенными по сонарным записям. Черные стрелки и скобки отмечают минимумы мантийных аномалии Буге под магматическими сегментами (Curewitz et al., 2010). Стрелки: синие - максимумам рельефа не соответствуют минимумы аномалий Буге, красные - максимумам рельефа соответствуют минимумы аномалий Буге, зеленая — отсутствует положительная форма рельефа при выраженном минимуме аномалий Буге.

Смысл локальных минимумов аномалий Буге в осевой части медленных спрединговых хребтов состоит в выражении плотностных минимумов в коре, обычно ассоциируемых с магматизмом повышенной продуктивности (Дмитриев и др., 1999). В рельефе формируется общее повышение уровня дна рифтовой специфической морфологией, осложненное вулканическими долины постройками центрального типа, увеличивается мощность базальтового слоя, повышается сейсмический фон и т.д. Импульсы магматизма повышенной продуктивности могут создавать на флангах СОХ парные гравитационные аномалии типа «бычьи глаза». В целом перечисленный выше набор геологогеофизических свойств представляет собой специфический «парагенез» явлений в спрединговой зоне, ключевым фактором которого является неравномерная интенсивность магматизма вдоль оси хребта, формирующая характеристики сопутствующих параметров. Собственно средняя интенсивность магматизма вдоль крупного сегмента COX определяется ключевым параметром геодинамических процессов в осевых частях (Дубинин и др., 2013) - скоростью спрединга. Вариации относительно средних значений определяются локальной спецификой структуры.

Приведенный в работе (Curewitz, 2011) вариант сегментации обладает следующими особенностями. Объяснимое соответствие минимумов мантийной Буге и максимумов рельефа как сочетание разуплотнения и интенсивного магматизма, выраженного в рельефе в соответствии с указанным парагенезом (см. красные стрелки на рис. 3.4), существует от северного окончания хребта Книповича приблизительно до его средней части (~76°), где наблюдается перегиб оси хребта. Южнее ситуация меняется. Здесь максимумам рельефа не соответствуют выраженные минимумы Буге (см. синие стрелки на рис. 3.4), или, по крайней мере, они есть с амплитудой на уровне фона. Это говорит о особенностей формировании морфологических без значительного магматического разуплотнения (либо таковое не находится на оси САХ, хотя это мало вероятно поскольку осевые минимумы Буге обычно очень широки до первых сотен км, на Книповиче - около 60 км). Возможным механизмом может быть подъем бортов хребта в «сухих» условиях - без магматических камер и разуплотнения за счет изостатического выравнивания в зоне с компонентой растяжения. В районе 75° с.ш. есть еще сегмент (см. зеленая стрелка на рис. 3.4) где сформирован минимум Буге без положительной формы рельефа. Либо здесь еще не начался, либо сформировано разуплотнение без магматизм магматического процесса за счет начальной стадии серпентинизации. В пользу последней интерпретации говорит наличие метановой аномалии (Черкашев и др., 2001) в водной толще. В любом варианте интерпретация магматических и амагматических сегментов (Curewitz, 2010), приведенная на рисунке, не является однородной по паре причина-следствие. Это показывает присутствие неучтенного фактора в проведенной сегментации. Бинарная картина (магматическийамагматический сегмент) сложнее и южнее 76° упрощенная интерпретация не объясняет фактуры. Различия в кинематике и строении северной и южной частей хребта Книповича рассмотрены в работе А.В. Кохана (Кохан, 2012). В его работе также указывается на разный возраст формирования частей.

На рисунке 3.4 представлена корреляция, составленная автором по данным: аномалий Буге Р. Форсберга и С. Кеньона (Forsberg, Kenyon, 2005), рассчитанных по классической методике (Гайнанов, Пантелеев, 1991), рельефа дна и положения вдоль оси вулканических построек центрального типа (результаты экспедиционных работ НИС «Академик Николай Страхов»), а также типов базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006).

Аномалии Буге вдоль оси хребта Книповича имеют средний уровень около 210 мГал (рис. 3.4, 3.5). В пределах северная части хребта, начиная с широты 75.7°-75.8°, наблюдается серия минимумов на 10-20 мГал ниже фона, которые в целом соответствуют положительным формам рельефа. В этих местах зафиксированы наложенные вулканические постройки на поднятия дна рифтовой долины северо-восточной ориентации. На рисунке 3.4 видно, что в области сегментов 3М и отчасти 2М группы вулканов смещены на север. Положение этих построек может быть объяснено нестабильностью магматического процесса на

хребте Книповича, например, за счет миграции напряжений, создающих поднятия дна рифтовой долины к югу от магматических очагов.

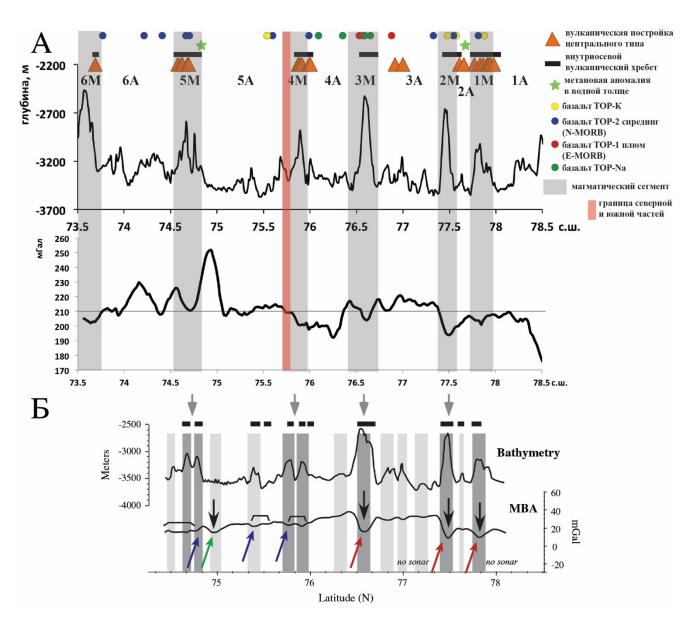


Рис. 3.4. Корреляция аномалий Буге и рельефа дна вдоль оси хребта Книповича.

А – корреляция, составленная автором по данным: аномалий Буге (внизу) (по Forsberg, Kenyon, 2005), рельефа дна (вверху) (экспедиции НИС "Академик Николй Страхов"), положения вдоль оси вулканических построек центрального типа, типов базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006) и метановых аномалий в водной толще (Черкашев и др., 2001). Горизонтальная линия на профиле аномалий Буге – фоновое значение поля.

Б – сегментация хребта Книповича (Curewitz et al., 2010) (см. описание к рисунку 3.3).

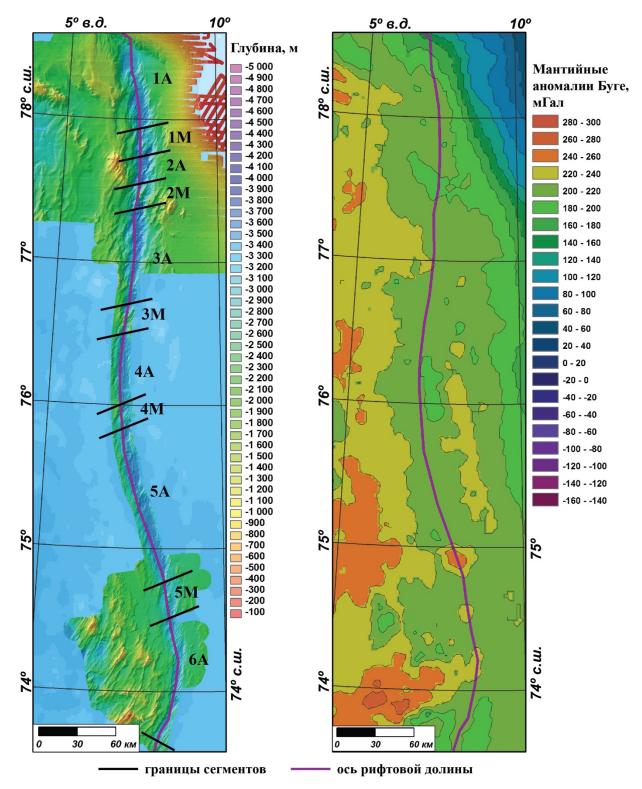


Рис. 3.5. Рельеф осевой части (слева) по данным 24, 25, 26 и 27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» и мантийные аномалии Буге (справа) по данным (Forsberg, Kenyon, 2005), рассчитанные по методике (Гайнанов, Пантелеев, 1991) в районе хребта Книповича. А – амагматический сегмент, М – магматический сегмент.

Разнообразие типов базальтового вулканизма вдоль северной части хребта Книповича свидетельствует о том, что процесс поставки магматического материала здесь более развит. Он состоит преимущественно из малоглубинного и низкотемпературного вида TOP-Na.

Сегмент 5А не содержит минимумов Буге и положительных форм рельефа, таких как внутриосевые поднятия и вулканы (рис. 3.4). Он имеет другой азимут по сравнению с северной частью хребта, более близкий к нормали к хребту Мона. Исключением является максимум Буге около широты 74.9°, который совпадает с обнаруженным ранее (Черкашев и др., 2001) проявлением метана. Возможной интерпретацией данной аномалии может быть выход плотных ультраосновных пород, серпентинизация которых может сопровождаться синтезом метана. К востоку от хребта на этой широте к нему примыкает депрессия (см. рис. 3.1), которая может иметь происхождение, объяснимое сдвиговым смещение по данному сегменту и формированием пулл-апарт на восточном борту. Сегмент 6А имеет повышенный средний фон аномалий Буге - 215 мГал и стандартный спрединговый тип магматизма.

Таким образом, вдоль хребта Книповича выявляются различия определенных ранее сегментов, которые позволяют представить сегментацию в многоуровневом стиле. Первый уровень – генеральные различия северной и южной части хребта с границей по широте 75.7°-75.8°. Второй уровень – частные различия магматических и амагматических сегментов внутри первого уровня. В северной части наблюдаются сегменты с совпадением форм рельефа (1М и 4М) и с их смещением (2М и 3М). В южной части выделяется сильно амагматичный «сдвиговый» сегмент (5A) с возможным выходом ультрабазитов и метана. В (5M)пределах магматического сегмента положительному рельефу соответствует минимум Буге. Образцы спрединговых базальтов были получены в рифтовой долине амагматического сегмента 6А. В аномалиях Буге здесь наблюдается локальный максимум.

Кинематическая составляющая также подтверждает приведенную выше сегментацию. Северный участок хребта характеризуется относительно более

ортогональным спредингом, тогда как южный участок имеет большую долю сдвиговой компоненты в спрединге (Кохан и др., 2012). Эти небольшие различия в кинематике хребта отражаются в рельефе рифтовой зоны. Более длинные магматические сегменты, переуглубленные амагматические сегменты на севере против уменьшенных магматических сегментов. По данным Д. Кьюрвиц (Curewitz et al., 2010) в южной части хребта наблюдается меньшее количество даек. В целом, для внутриосевых поднятий характерно преобладание субортогональных растяжению разломов, а для рифтовых бассейнов субпараллельных.

Выделенный нами первый уровень сегментации соответствует сегментации в пределах хребта Гаккеля. Как было показано в первой главе, в пределах хребта Гаккеля выдяляются три крупных сегмента ЗВС, ЦАС и ВВС в пределах которых располагаются локальные магматические и амагматические центры (Michael et al., 2003).

В течение 24, 25, 26 и 27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» была проведена детальная батиметрическая съемка северного и южного окончаний хребта Книповича и дна рифтовой долины (см. рис. 3.1), что дало более полное представление о рельефе хребта.

Северный полигон (24 и 27 рейсы) включает в себя рифтовую долину, западный борт, захватывая небольшой участок глубоководной котловины Борей и континентальный склон. В районе полигона видно три основных направления структур. Рифтовая долина хребта Книповича имеет генеральное направление оси по азимуту 350°, поднятия в пределах дна рифтовой долины и рифтовые горы ориентированы в СВ-ЮЗ направлении по азимуту 30°, при этом вершины как внутририфтовых поднятий, так и рифтовых гор выстраиваются вдоль линии ЮВ-СЗ направления по азимуту 340°.

В 25 и 26 рейсах была произведена батиметрическая съемка южного полигона и дна рифтовой долины, соединяющего северный и южный полигоны съемок. Южный полигон располагается между 73°30' с.ш. и 75° с.ш. Простирание поднятий в пределах рифтовой долины здесь аналогично простиранию структур северного полигона. На западном склоне хребта Книповича зафиксированы

практически изометричные поднятия незначительно вытянутые в меридиональном направлении, имеющие СЗ-ЮВ простирания, высота которых относительно абиссальных котловин составляет около 2000-2500 м. Ширина поднятий достигает 20 км при длине в 30 км. Описываемые поднятия расположены на западном фланге хребта Книповича. По данным акустического профилирования ожидаемых структур сжатия в этом районе зафиксировано не было (Пейве и др., 2009).

В ходе рейсов получен рельеф дна рифтовой долины на всем ее протяжении. Батиметрической съемкой зафиксированы эшелонированные бассейны разделенные вытянутыми под углом 25-40° поднятиями, осложненными отдельными вулканическими постройками центрального типа.

Рассмотрим более детально рельеф магматических и амагматических сегментов рифтовой долины (рис. 3.6).

Первый магматический сегмент расположен между 77°48' с.ш. и 77°55' с.ш. Гребень поднятия находится на глубине 3000 м, а превышение над окружающим дном рифтовой долины составляет 450-500 м.

Гряды гребневой зоны в районе первого магматического сегмента осложнены эшелонироваными поднятиями на флангах хребта, вытянутыми под углом 30°-40° к генеральному простиранию хребта, формирующими линию, секущую ось хребта по азимуту 320° с ЮВ на СЗ. Поднятия имеют превышения 1000-1200 м относительно дна рифтовой долины (рис 3.7).

Второй магматический сегмент расположен в районе 77°25' с.ш. и 77°31' с.ш. Гребень располагается на глубине 2500 км, превышение над дном рифтовой долины составляет 1000 м.

Третий (76°32' с.ш. и 76°38' с.ш.) с гребнем достигающем глубины 2350 м и превышением 1100 м.

Четвертый (75°52' с.ш. и 75°55' с.ш.) достигает глубины 3000 м в районе гребневой зоны, превышение составляет 500м. В районе данного сегмента происходит изменение направления оси хребта Книповича. Южнее азимут оси составляет 345° , севернее -2° .

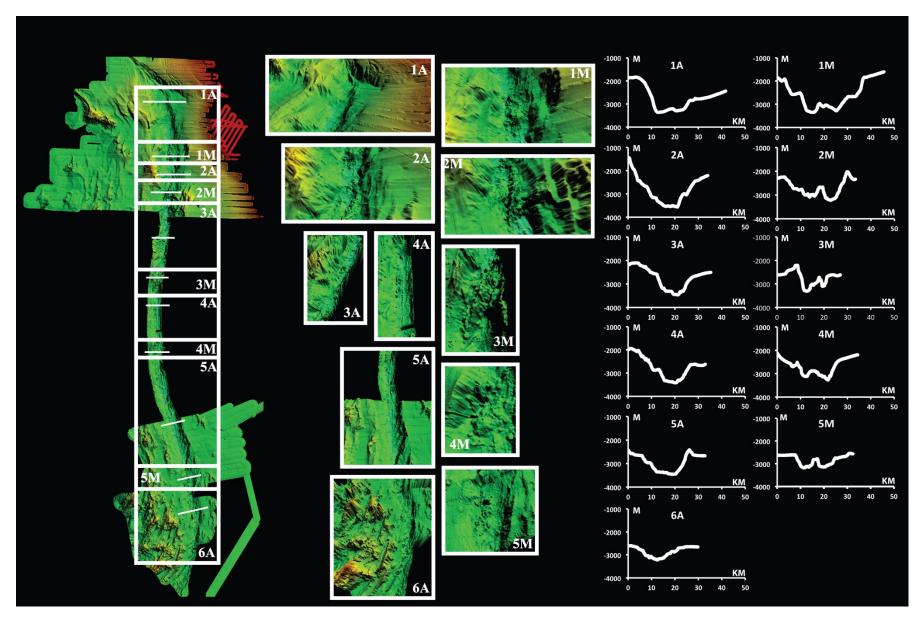


Рис. 3.6. 3Д рельеф хребта Книповича по данным детальных съемок и поперечные профили рельефа (положение – белые линии).

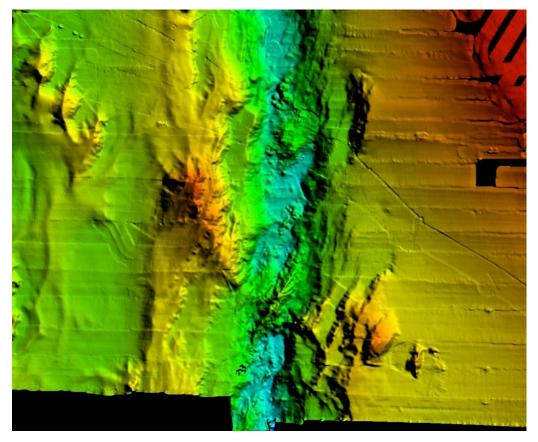


Рис. 3.7. Эшелонированные поднятия на флангах хребта Книповича в районе второго магматического сегмента.

Гребневая зона пятого (74°36' с.ш. и 74°41' с.ш.) магматического сегмента располагается на отметке 2750-3000 м, превышение над окружающими амагматическими сегментами составляет около 550 м.

Первый амагматический сегмент с севера ограничен трансформным разломом Моллой. Сегмент протягивается на 70 км по генеральному азимуту 2°. Днище долины расширяется с севера на юг с 10 км до 20 км. Борта осложнены разломами ориентированными по азимуту 30°. Средняя глубина днища составляет 3250 м, максимальная достигает 3460 м в районе 78° с.ш.

Второй амагматический сегмент протягивается всего на 20 км по генеральному азимуту 0°. Ширина днища составляет 15 км. Глубина достигает 3490 м в центральной части сегмента.

Третий амагматический сегмент имеет протяженность 75 км и ориентирован по азимуту 3°. Ширина днища не превышает 10 км. В центральной части сегмента расположена группа вулканических построек центрального типа, не выделяемая в

отдельный магматический сегмент по причине отсутствия данных об активности вулканизма (рис. 3.8). Глубина уменьшается в направлении с севера на юг с 3500 м до 3000 м. На всем протяжении днище нарушено разломами имеющими азимут 30°.

Четвертый амагматический сегмент протягивается на 55 км по азимуту 0° . Ширина днища рифтовой долины также составляет 10 км, оно расположено на глубине 3400 м.

Пятый амагматический сегмент является наиболее протяженным. Его длина составляет 125 км. Генеральный азимут изменяется и составляет 345°. Разломы, секущие борта и днище долины имеют азимут 30°. Глубины изменяются в диапазоне от 3000 до 3400 м.

Шестой амагматический сегмент протягивается на 60 км до области сочленения с хребтом Мона. Глубина сегмента составляет 3100-3200 м. Ширина рифтовой долины уменьшается в южном направлении с 10 км до 5 км. В плане ось хребта плавно дугообразно изогнута в восточном направлении.

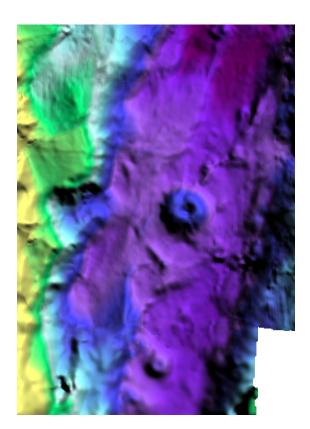


Рис. 3.8. Вулканические постройки центрального типа в третьем амагматическом сегменте.

В целом хребет Книповича имеет достаточно однородную структуру. Глубина днища рифтовой долины варьирует в пределах от 3200 до 3500 м в каждом амагматическом сегменте, за исключением шестого сегмента, где глубины составляют 3100-3200 м. Направление магматических сегментов меняется в пределах 25° - 40°. Азимут простирания сдвиговых структур составляет 30° на всем протяжении и не зависит от направления оси хребта Книповича. Напротив второго, третьего и четвертого магматических сегментов располагаются цепочки эшелонированных поднятий, что указывает на стабильное положение этих сегментов во времени. Средняя протяженность амагматических сегментов составляет 65 км, за исключением второго и пятого сегментов длина которых 20 и 125 км соответственно. В пределах всех амагматических сегментов дно рифтовой долины осложнено небольшими поднятиями и разломами, ориентированными практически ортогонально к направлению спрединга. Ширина днища рифтовой долины изменяется в небольших пределах 10-20 км. Превышение над днищем рифтовой долины трех из пяти магматических сегментов составляет 500 м, тогда как второй и третий сегменты имеют вдвое большее превышение. При детальной батиметрической съемке в районах практически всех выделенных магматических сегментов были зафиксированы вулканические конусы (рис. 3.4, 3.6, 3.7), за исключением второго и третьего сегментов, где съемка сонаром бокового обзора SeaMARC II (Crane et al., 2001) зафиксированы обширные лавовые потоки.

В рельефе гребневой зоны западного фланга хребта сохраняется превалирующее направление простирания структур по азимуту 30°, что указывает на стабильную геодинамическую обстановку формирования форм рельефа в регионе во времени.

3.2. Рельеф зоны разлома Моллой

Зона разлома Моллой протягивается на 120 км на запад между хребтами Книповича и Моллой. Азимут простирания оси разлома составляет 305°, что соответствует направлению раздвижения плит (307°).

Зона разлома выражена в рельефе узкой депрессией с глубиной до 2600 м. На рис 3.9 видно, что глубина депрессии увеличивается в направлении к хребту Моллой. В плане видно некоторое расширение зоны разлома при приближении к хребту Книповича и ветвление разломных структур в зоне сочленения с ним. Подобная ситуация характерна для разломных структур и имеет название «конский хвост». Ветвление разлома свидетельствует об остановке продвижения трещины (Кирмасов, 2011).

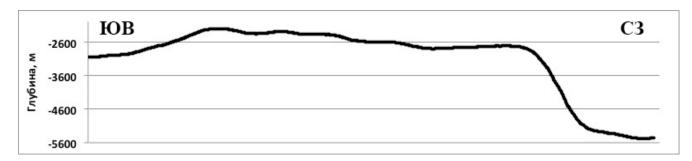


Рис. 3.9. Продольный профиль ТР Моллой.

Серия поперечных профилей (рис. 3.10) показывает сложный рельеф зоны разлома. Ее западная часть имеет V-образный ассиметричный профиль с крутым южным и пологим северным бортами. В центральной части рельеф зоны разлома усложняется и в восточной части на дне депрессии выделяется три осложняющих понижения. Северный борт разлома на 300-400 м ниже южного и погребен под толщей осадков континентального склона. На трехмерной модели рельефа (рис. 3.10) видно, что континентальный склона осложнен бороздами. На профиле непрерывного сейсмического профилирования (НСП), полученном в 27 рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (рис. 3.11) эти формы рельефа соответствуют субвертикальным нарушениям, прослеживающимся от поверхности осадочной толщи по всей мощности проникновения акустического сигнала (~ 350 м). Таким образом, при наличии мощной толщи осадков континентального склона и депрессии разломной зоны, а также нодальной впадины Моллой в сочетании со сбросовыми нарушениями в толще осадков северный склон разлома Моллой потенциально опасен для образования подводных оползней.

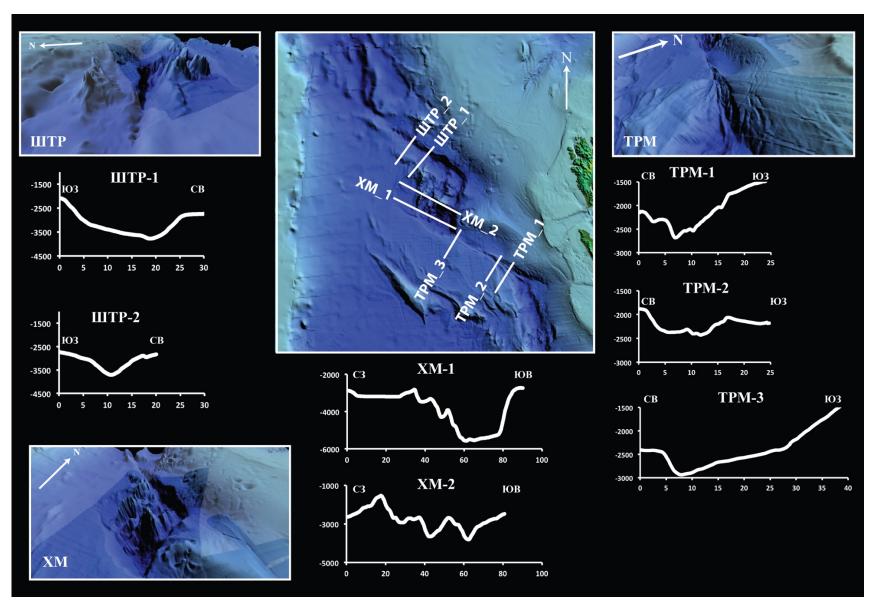


Рис. 3.10. 3Д рельеф района ТР Моллой и Шпицбергенский и хребта Моллой по IBCAO 3.0 и детальным данным и поперечные профили рельефа. Белые линии – положение профилей. ТРМ – трансформный разлом Моллой, XM – хребет Моллой, ШТР – Шпицбергенский трансформный разлом.

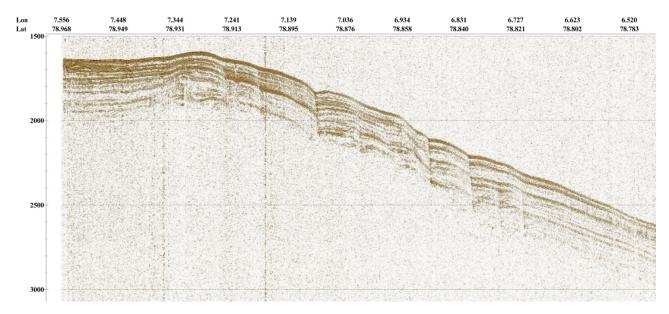


Рис. 3.11. Профиль непрерывного сейсмического профилирования, полученный в 27 рейсе НИС «Академик Николай Страхов». Направление профиля с СВ на ЮЗ.

3.3. Рельеф хребта Моллой

Хребет Моллой является самым коротким отрезком срединно-океанических хребтов в исследуемом районе (рис. 3.10). Он протягивается на 63 км в направлении ЮЗ-СВ. Ось хребта располагается практически ортогонально направлению раздвижения плит по азимуту 20°, что позволяет говорить о «нормальном» спрединге. Ширина рифтовой долины составляет 30 км. Глубины в осевой части достигают 4500 м, средняя глубина составляет 3800 м (рис. 3.12). Профиль V-образный (рис. 3.10).

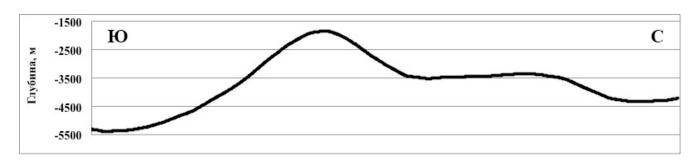


Рис. 3.12 Продольный профиль хребта Моллой.

У сочленения рифтовой долины с зоной разлома Моллой расположена одноименная нодальная впадина. Это наиболее глубокая впадина в

рассматриваемом регионе, максимальная глубина достигает 5500 м. Впадина имеет изометричную форму, корытообразный продолиный профиль, ее диаметр от бровки до бровки составляет 35 км, широкое и плоское днище достигает 20 км. С юга, востока и севера впадина ограничена прямыми крутыми склонами, на западе склон более пологий и ступенчатый (рис. 3.10). На пересечении с Шпицбергенским разломом сформировалась еще одна нодальная впадина Хайес, вытянутая вдоль простирания разлома. Максимальная глубина впадины составляет 4500 км.

На дне рифтовой долины расположено осевое поднятие. Западная депрессия рифтовой долины имеет глубину 3600 м, соизмеримую с глубиной восточной депрессии (рис. 3.10). Минимальной глубины 1500 м достигает гора Атла, расположенная в южной части осевого поднятия. Вершина горы вытягивается поперек гряды на 10 км, ограничивая с севера впадину Моллой. Высота горы и ее положение относительно нодальной впадины говорит об их сопряженном формировании. Борта рифтовой долины сформированы сбросовыми нарушениями, ориентированными параллельно простиранию оси рифтовой долины.

Восточный борт хребта Моллой перекрыт мощными толщами осадков, сносимыми с баренцевоморского шельфа. Хребет Вестнеса расположен у восточного борта нодальной впадины Моллой. На восточном борту хребта детальным батиметрическим картированием зафиксированы структуры, характеризующие обстановку подводного оползня (Freire et al., 2014).

Западная гребневая зона имеет 3 гряды вытянутые параллельно оси рифтовой долины. Минимальная глубина в районе первой гряды достигается в районе горы Эстла и достигает 1700 м. Гора Эстла ориентирована параллельно рифтовой долине хребта Моллой. В районе второй гряды расположена гора Элп с вершиной на глубине 1600 м.

3.4. Рельеф зоны Шпицбергенского разлома

Зона Шпицбергенского разлома имеет простирание 310⁰ и ее протяженность составляет 155 км. Шпицбергенский разлом практически параллелен разлому Моллой. Активная часть разлома вне зоны сочленения с хребтом Моллой имеет пологий южный склон и крутой северный и следовательно асииметричный поперечный профиль. На западе в зоне сочленения с трогом Лена профиль изменяется на V-образный с одинаковым уклоном склонов (рис. 3.10). Крылья ТР смещаеются по механизму правого сдвига в направлении раздвижения Евразийской и Северо-Американской плит. Глубина осевой части зоны разлома уменьшается с 4300 м до 2800 м в направлении от оси хребта Моллой (рис. 3.13).

Детальные батиметрические данные в западной части зоны Шпицбергенского разлома не открыты для широкого доступа (рис. 3.10). Наилучшее представление о рельефе дает ЦМР IBCAO 3.0 (Jacobsson et al., 2012). На рисунке 3.10 видно, что разлом расширяется у зоны сочленения с хребтом Моллой. Северный борт осложнен поперечным хребтом протягивающимся параллельно депрессии на 40 км, имеющим основание до 15 км.

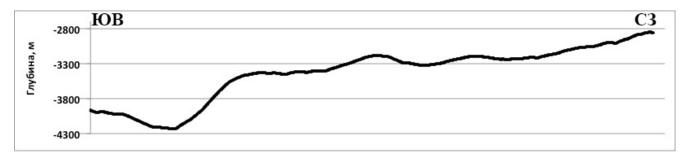


Рис. 3.13. Продольный профиль Шпицбергенского трансформного разлома.

3.5. Рельеф трога Лена

Трог занимает центральное положение в проливе Фрама. На севере он сочленяется с хребтом Гаккеля под углом около 90°. В данном районе проходило несколько рейсов НИС «Поларштерн» немецкого Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, батиметрические данные и ЦМР не открыты для публичного использования, но частично использованы в работе 2011

года (Snow et al, 2011). Карта (рис. 3.14) из этой статьи дополнила анализ рельефа на основе ЦМР IBCAO 3.0 (Jakobsson et. al, 2012).

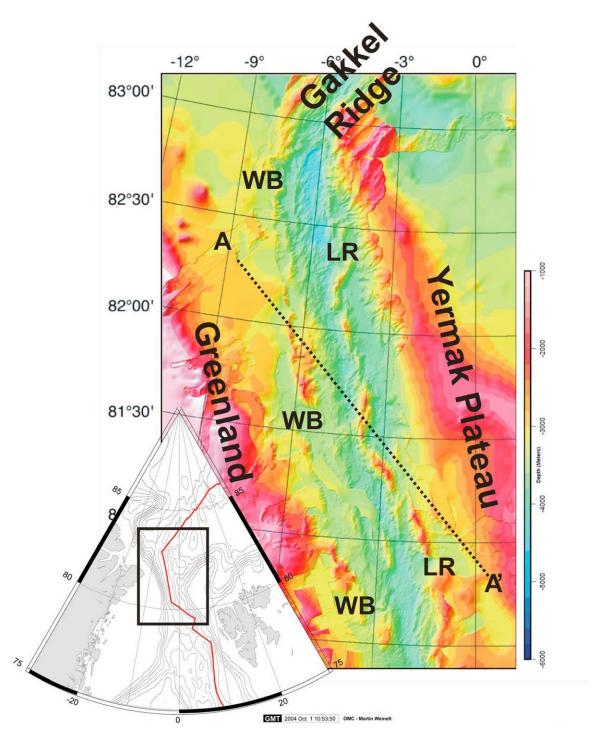


Рис. 3.14. Батиметрическая карта трога Лена (Snow et al, 2011). WB – западный блок, LR – хребет Лакки (отрицательным числом обозначается западная долгота).

Как и в случае с хребтом Книповича, использование термина «трог» для описываемой структуры не оправдано. Термин «трог» употребляется для форм рельефа, представляющих собой широкие корытообразные долины ледникового происхождения, тогда как трог Лена является рифтом (Snow et al., 2011) в начальной стадии развития (рис. 3.15) и в рельефе выражена сложной системой депрессий и поднятий.

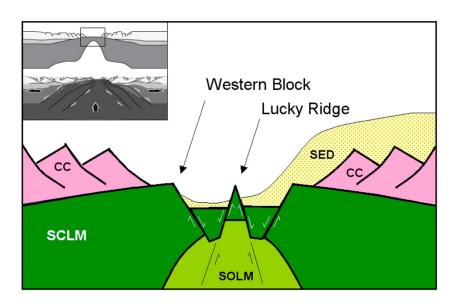


Рис. 3.15. Геологическая интерпретация трога Лена. Профиль построен параллельно направлению раздвижения. СС – континентальная кора, SED – осадочная толща, SCLM – субконтинентальная литосфера, SOLM – субокеаническая литосфера (Snow et al., 2011).

Пролив Фрама располагается в северной части Гренландского моря, имеет ширину около 120-150 км и глубины до 3 км. Трог Лена протягивается на 250 км от зоны Шпицбергенского разлома до хребта Гаккеля. В структурном плане трог Лена формирует впадину пролива Фрама. Рифтовая зона трога Лена занимает близкое к осевому положение с небольшим смещением к востоку. Скорость раздвижения здесь оценивается в 1,3 см/год (DeMets et al., 1990, Ehlers and Jokat, 2009). Трог представляет собой депрессию рифтовой долины с глубинами от 3200 м до 4700 м (рис. 3.16). Глубина рифтовой долины относительно окружающего дна 200-1700 м и увеличивается в северном направлении. По бортам можно

выделить по одной гряде рифтовых гор, представленными эшелонированными, вытянутыми вдоль простирания оси рифтовой долины под небольшим углом в ЮЮЗ-ССВ направлении отдельными поднятиями. Рифтовая долина врезана между шпицбергенским и гренландским континентальными склонами, подножие которых переходит в борта долины. В ее пределах ориентация осложняющих структур также имеет ЮЮЗ-ССВ направление. Ширина рифтовой долины составляет 20-30 км.

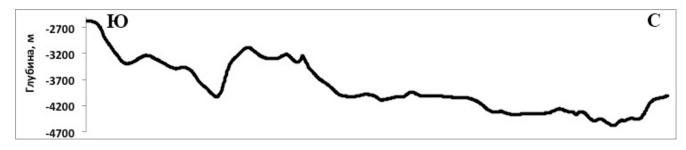


Рис. 3.16. Продольный профиль долины трога Лена.

На протяжении всего трога отсутствуют поперечные разломные зоны. Ранее выделялись два возможных нарушения в районе 81°20' с.ш. и 81°50' с.ш. (Engen et. al, 2003), однако данные детальной батиметрии не подтвердили их наличие. В центральной части рифтовой долины располагается хребет, расположенный субпараллельно ее оси и протягивающийся на три четверти длины трога Лена от сочленения с Шпицбергенским разломом до 82°20' с.ш. В литературе хребет получил название «Лакки». Он является осевым поднятием фундамента и возвышается над дном рифтовой долины на 1500 м (Snow et al., 2011). От зоны Шпицбергенского разлома до 81°30' с.ш. хребет Лакки дугообразно изгибается от восточного борта рифтовой долины к западному борту. От 81°30' с.ш. до 82°20' с.ш. хребет протягивается параллельно западному борту долины, северное окончание хребта изгибается косо поперек дна рифтовой долины и заканчивается у ее восточного борта. Хребет Лакки состоит из цепочки поднятий сочлененных в протяженный хребет с отдельными пиками. Северную часть рифтовой долины между 82°20' с.ш. и областью сочленения с хребтом Гаккеля занимает опущенный блок с выровненным днищем, ограниченный террасированными

бортами. Здесь были получены образцы пород, которые представляли собой свежие базальты, по своему геохимическому составу относящиеся к Западной Вулканической Зоне хребта Гаккеля (Snow et al., 2011).

Трог Лена представляет собой протяженный сегмент срединного хребта. Это сегмент первого порядка не нарушенный трансформными разломами или иными разломными смещениями и без крупных очагов магматической активности или вулканов центрального типа (Snow et al., 2011).

Результаты опробования коренных пород на бортах рифтовой долины и хребта Лакки показывают, что трог является амагматическим сегментом СОХ на всем своем протяжении (Läderach et al., 2010).

Таким образом, в описываемом районе с одной стороны наблюдается серия признаков растяжения: хорошо выраженная система рифтовых долин, повышенная сейсмичность в осевой зоне растяжения, наличие поперечных разломов, смещающих ось рифтовой долины по типу трансформных разломов. При этом отсутствие четко выраженных линейных магнитных аномалий и ассиметричное положение рифтовой долины в пределах бассейнов, предполагает наличие сложной комбинации растяжения и правостороннего сдвига в условиях близости к континентальной окраине и молодого океанического бассейна.

Анализ рельефа исследуемых структур позволил выявить их характерные особенности и отличительные черты.

Так в результате проведенного нами исследования рельефа хребта Книповича с привлечением геолого-геоморфологических данных было выявлено, что южная и северная части хребта являются сегментами, отличающимися не только кинематикой и рельефом, но и характером подстилающей мантии и магматизмом. Граница между сегментами расположена на широте 75.7°-75.8° с.ш., где происходит изменение простирания оси хребта.

Так же в результате проведенного анализа было установлено, что система разлом Моллой-хребет Моллой-Шпицбергенски разлом, в отличие от хребта Книповича и трога Лена, сформировались в полном соответствии с существующим полем напряжений, т.е. разломы развиваются параллельно

направлению растяжения, а хребет ортогонально ему. В рельефе выделяется комплекс форм, характерных для медленно-спрединговых хребтов Центральной Атлантики. На всем протяжении от зоны Ян-Майенского разлома до лаптевоморского окончания хребта Гаккеля это единственная зона развития ортогонального спрединга, ограниченного не амагматическими сегментами, а трансформными разломами.

Дивергентные и трансформные границы плит имеют отличные друг от друга характеристики сейсмической активности, которые в совокупности с морфологическими признаками позволяют интерпретировать геодинамическую обстановку. Рассмотрим сейсмичность исследуемой территории.

Глава 4. Пространственно-временной и частотно-магнитудный анализ сейсмичности

4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича

На рисунке 4.1 показана динамика частоты землетрясений во времени в районе срединного хребта Книповича. Наибольшее количество событий (8) было зарегистрировано в 2006 году.

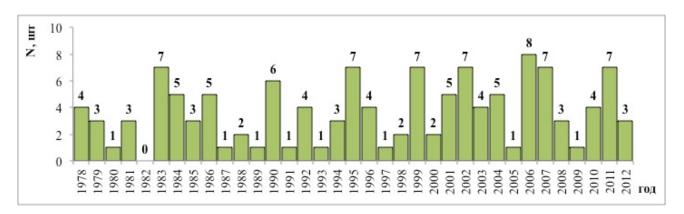


Рис. 4.1. Динамика частоты землетрясений вдоль хребта Книповича.

График распределения землетрясений по магнитуде (рис 4.2) показывает, что в районе хребта происходят события в диапазоне магнитуд 3,6-5,7 с максимумом в районе магнитуд 4,5-4,6. Землетрясение с магнитудой Мb=5,7 является самым сильным в пределах ультрамедленных СОХ северной Атлантики и Арктики. Второе по величине событие произошло на хребте Мона в 100 км от ТР Ян-Майен и его магнитуда составила Мb=5,6.

В районе 76° с.ш. выделяется максимальное количество энергии (рис 4.3). В этой зоне происходят наиболее сильные землетрясения. Подобная картина характерна для хрупких холодных блоков океанической коры, например в зонах ТР. При приближении к ТР Гренландский-Сенья количество выделяемой энергии также увеличивается. При этом соотношение общей суммарной энергии к количеству землетрясений значительно меньше в сравнении с 76° с.ш., что говорит о меньшей магнитуде землетрясений.

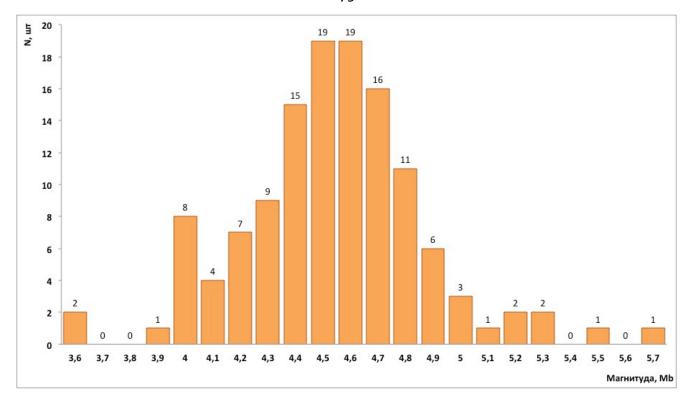


Рис. 4.2. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси хребта Книповича.

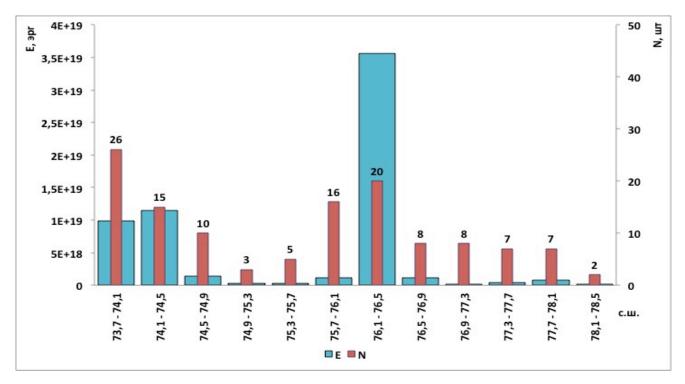


Рис. 4.3. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль хребта Книповича. Голубые столбцы – суммарная энергия, красные столбцы – количество событий.

Наиболее сильные землетрясения происходят в районе 76° с.ш. в четвертом амагматическом сегменте 4A (рис. 4.4). Здесь наблюдается изменение простирания оси хребта.

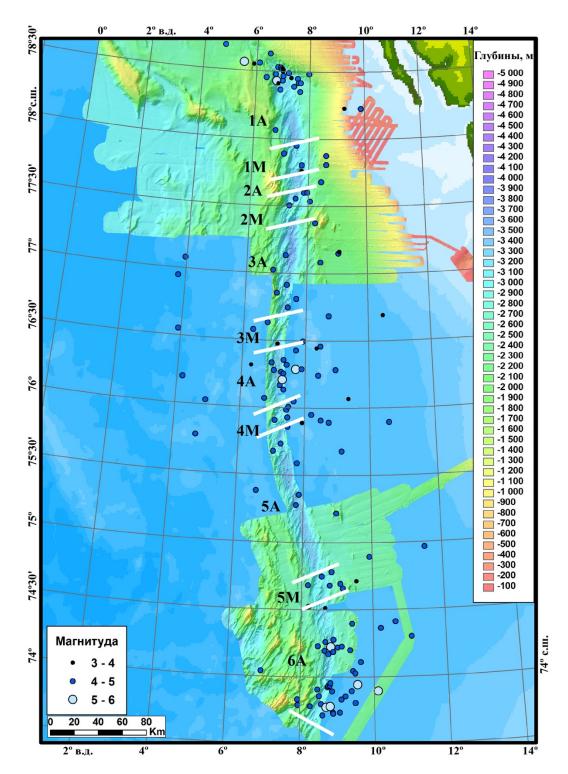


Рис. 4.4. Эпицентры землетрясений в районе хребта Книповича. Белыми линиями отмечены границы сегментов, A – амагматические, М – магматические сегменты.

На графике распределения количества землетрясений по долготе (рис. 4.5) и на пространственно-временном графике (рис 4.6) видно, что в пределах срединного хребта выделяются два основных сгущения сейсмичности. Первое расположено в области сочленения с срединным хребтом Мона, второе в центральной части (76° с.ш.). На карте северной части хребта Книповича (рис. 4.7) видно, что существует третье сгущение в области сочленения хребта Книповича и разлома Моллой, но в данном исследовании эти землетрясения рассматриваются в рамках сейсмичности ТР Моллой, так как часть из них находится на продолжении оси ТР. На рисунке 4.6 видно, что магматические сегменты в целом более сейсмически активны, чем амагматические, что объясняется тем, что процесс внедрения даек, распространенный на этих сегментах, сопровождается повышенной фоновой сейсмичностью. Однако, землетрясения с наибольшей магнитудой зарегистрированы в пределах сегментов 4А и 6А и, в целом, здесь наблюдается повышенный сейсмический фон. Практически не происходит землетрясений в районе сегмента 1А и в области наиболее протяженного сегмента 5А. Рассмотрим более подробно распределение событий в рамках предложенной выше сегментации.

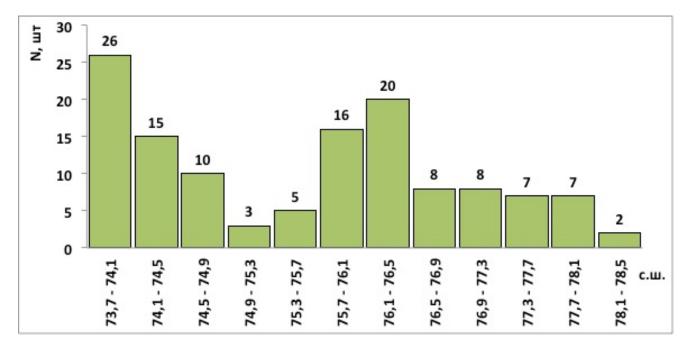


Рис. 4.5. Распределение количества землетрясений по широте вдоль хребта Книповича.

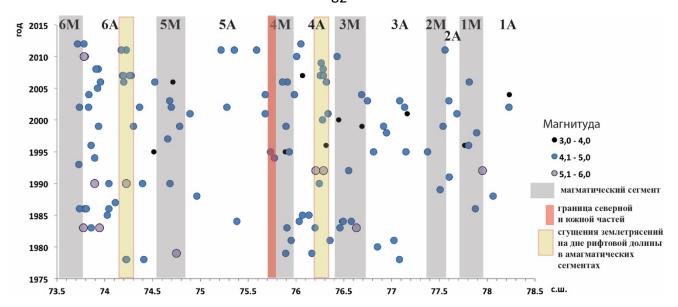


Рис. 4.6. График пространственно-временного распределения сейсмичности вдоль оси хребта Книповича.

Сегмент 1А примыкает своим северным окончанием к зоне ТР Моллой, что и обуславливает характер сейсмичности, которая концентрируется в районе пересечения с ТР (рис. 4.7). В этом сгущении находятся как землетрясения с механизмом сброса, спровоцированные процессами растяжения, так и сейсмичность с механизмом сдвига. В пределах самого сегмента сейсмическая активность практически отсутствует. Единичное событие зарегистрировано на западном борту рифтовой долины.

В сегментах 1М и 2М зарегистрированы средние и слабые по магнитуде землетрясения на склонах внутриосевых поднятий и на бортах рифтовой долины.

Рифтовая долина сегмента 2A асейсмична. В этом районе зарегистрировано только одно землетрясение средней магнитуды на восточной гряде рифтовых гор.

3A 4.7) проявлению Северная часть сегмента (рис. схожа ПО сейсмоактивности с вышеописанными амагматическими сегментами. Здесь регистрируются отдельные редкие события на бортах рифтовой долины и на восточной гряде рифтовых гор. В южной части этого сегмента (рис. 4.8) землетрясения происходят на дне рифтовой долины. На карте-врезке показана микросейсмичность, полученная двухдневный период за донными

сейсмометрами, установленными в ходе рейса ARK-XXIV/3 2009 года на НИС «Поларштерн» (Jokat at al., 2012; Schlindwein et al., 2015).

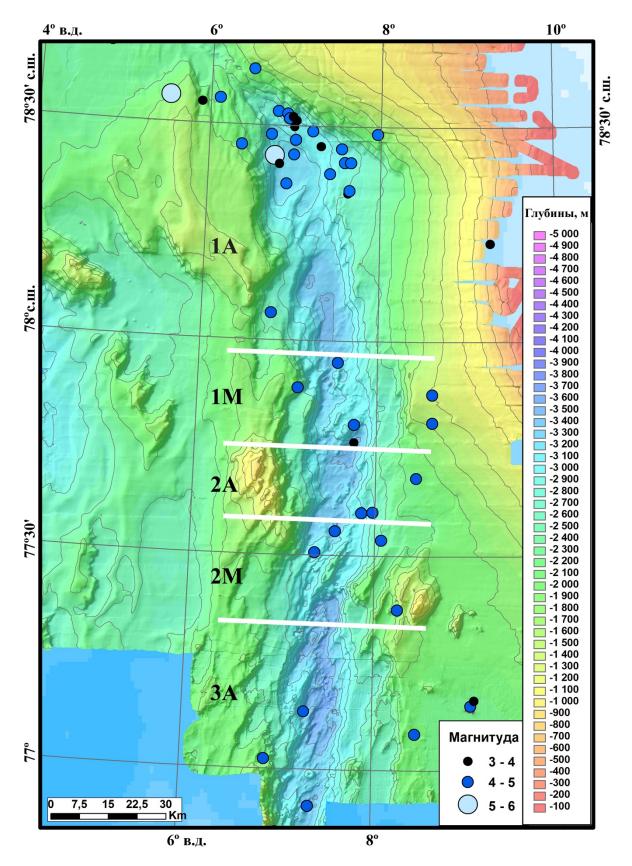


Рис. 4.7. Эпицентры землетрясений в северной части хребта Книповича.

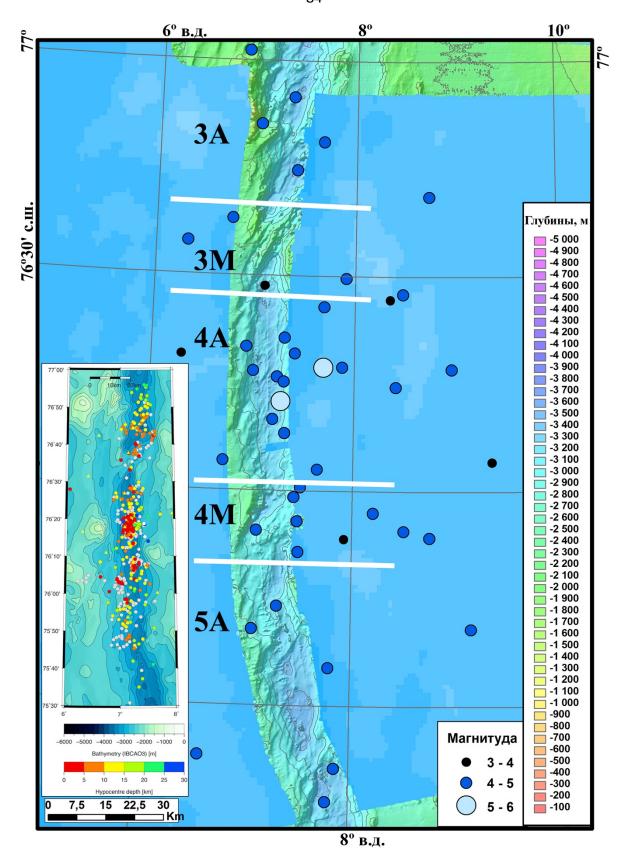


Рис. 4.8. Эпицентры землетрясений в центральной части хребта Книповича. Карта врезка — эпицентры микросейсмичности (Schlindwein et al., 2015), где цветом обозначена глубинность гипоцентров, серые точки — землетрясения, глубина очагов которых не определена.

Микросейсмичность сфокусирована в днище рифтовой долины, а глубина гипоцентров постепенно уменьшается с 20-25 км до 5-10 км в сторону третьего магматического сегмента. При мощности коры до 4 км (Ritzman et al, 2002, Jokat et al., 2012) очаги землетрясений с магнитудой меньше 2 регистрируются достаточно глубоко в верхней мантии.

В области третьего сегмента 3Mсейсмичность, магматического зарегистрированная мировой сетью станций, практически отсутствует. Эпицентры землетрясений располагаются в районе рифтовых гор хребта, а на борту внутриосевого поднятия зарегистрировано одно событие со слабой магнитудой. Интенсивность микросейсмичности здесь тоже снижена (см. картуврезку рис. 4.8), а глубина гипоцентров от 0 до 10 км. По данным сейсмического профилирования мощность коры здесь увеличивается до 5,7 км (Jokat at al., 2012), то есть микросейсмичность сфокусирована в толще океанической коры.

В сегменте 4А регистрируется аномальная сейсмическая активность. Здесь увеличивается как количество землетрясений, так и их магнитуда. Основное количество событий расположено на восточном фланге хребта. Скопление землетрясений также располагается на дне рифтовой долины на широте 76°15′ с.ш. Микросейсмичность также сфокусирована в этой области. В отличии от микросейсмических событий сегмента 3А, здесь прослеживается две генерации землетрясений. Одна из них имеет схожее плавное уменьшение глубины гипоцентров в сторону третьего магматического сегмента, при этом здесь зафиксированы наиболее глубокофокусные землетрясения с глубиной очага до 30 км. Куполообразное расположение гипоцентров вокруг третьего магматического сегмента отражает термическую структуру литосферы (Schlindwein et al., 2015). Вторая генерация локально сфокусирована в коре.

Так как донные станции, регистрирующие микросейсмичность, располагаются в относительной близости от источника, появляется возможность рассчитать глубину гипоцентров событий. В тоже время глубина гипоцентров событий, зафиксированных мировой сетью станций, не устанавливается в силу

удаленности станций от источника сигнала. Данная особенность не позволяет отнести анализируемые в работе события к определенной вышеописанной генерации, обычно глубина гипоцентров в районе срединных хребтов указывается 10 км, что означает, что они мелкофокусные. Однако, для землетрясений с магнитудой больше 5, зарегистрированные в этом районе, указана глубина 24 км и 27,8 км, что возможно говорит о том, что они относятся к первой глубокофокусной генерации землетрясений.

В пределах сегмента 3A глубина рифтовой долины несколько меньше. Здесь регистрируется локальный минимум гравитационной аномалии в редукции Буге. Образцы базальтов, полученные с бортов рифтовой долины сегмента (Дмитриев и др., 2006), определяются как малоглубинный и низкотемпературный ТОР-Nа тип. Все эти факторы могут объясняться наличием разуплотненного магматического вещества, питающего вулканическую активность третьего вулканического сегмента. Стоит отметить, что на флангах хребта в районе наиболее сейсмически активной центральной части сегмента 3A располагаются симметричные поднятия, схожие с поднятиями образующимися в районах Срединно-Атлантического хребта, где установлено наличие магматических камер.

Сегмент 4М характеризуется повышенной сейсмичностью средней магнитуды, тяготеющей к восточному флангу хребта. Микросейсмичность наоборот сфокусирована на западном борту рифтовой долины. Глубина событий определяется в широком диапазоне от 0 до 20 км. Южнее описываемого сегмента рифтовая долина меняет свое направление.

Сегмент 5А представляет собой наиболее протяженный амагматический сегмент хребта Книповича. Здесь направление оси хребта определяет преобладание сдвиговой компоненты скорости над раздвиговой (Кохан, 2012 (2)). Он отличается пониженной сейсмической активностью (см. рис. 4.6 и рис. 4.8). Сейсмические события зафиксированы в областях распространения сбросов косо пересекающих рифтовую долину. Переуглубленные впадины асейсмичны. Отдельные землетрясения происходят на флангах хребта.

Сейсмическая активность возобновляется в районе сегмента 5M. События расположены по бортам рифтовой долины и на правом фланге хребта. Все события имеют среднюю и слабую магнитуду.

На рисунке 4.9 видно, что сегмент 6А характеризуется повышенной сейсмичностью. В пределах этого сегмента можно выделить два сгущения землетрясений. Одно располагается в районе 74°15' с.ш., а второе у южного окончания сегмента у сочленения с другим центром спрединга – срединным хребтом Мона. Основная активность тяготеет к восточному борту хребта, где прослеживается в сторону континентального склона субпараллельно хребту Мона. Здесь зарегистрировано четыре сильных землетрясения, два из них имеют магнитуду Мb=5,2, одно магнитуду Мb=5,1 и одно Мb=5,3. Сейсмичность 74°15' с.ш. сфокусирована в рифтовой долине хребта в области очередного изменения направления оси хребта. Тут также изменяется характер рельефа рифтовой долины. К северу от 74°15' с.ш. долина более широкая с меньшей глубиной днища и нарушена многочисленными разломами, косо секущими ее от борта до борта. Южнее ширина долины резко уменьшается, а глубина увеличивается, а направление оси хребта постепенно приближается к направлению внутриосевых разломов.

Следует отметить преобладание сейсмической активности на борту хребта. Это может свидетельствовать о тенденции к перемещению оси спрединга. Также отдельные землетрясения регистрируются и на шпицбергенском континентальном склоне, они могут быть вызваны вертикальными смещениями, возникающими в коре при быстром накоплении осадков (Schlindwein et al., 2015).

Фокальные механизмы землетрясений в пределах хребта Книповича (рис. 4.10) показывают характер и направление смещений по разломам в районе. Большинство решений представляют собой сброс. Поверхности сместителей ориентированы по азимуту 30°, т.е. под углом к простиранию оси хребта и субпараллельно протиранию внутриосевых поднятий и разломных нарушений. В зоне третьего магматического сегмента (3М) на западном фланге хребта расположены два взброса. Сочетание разнонаправленных решений фокальных

механизмов, полученных для района рифтовой долины хребта Книповича, говорят о сложной тектонической обстановке.

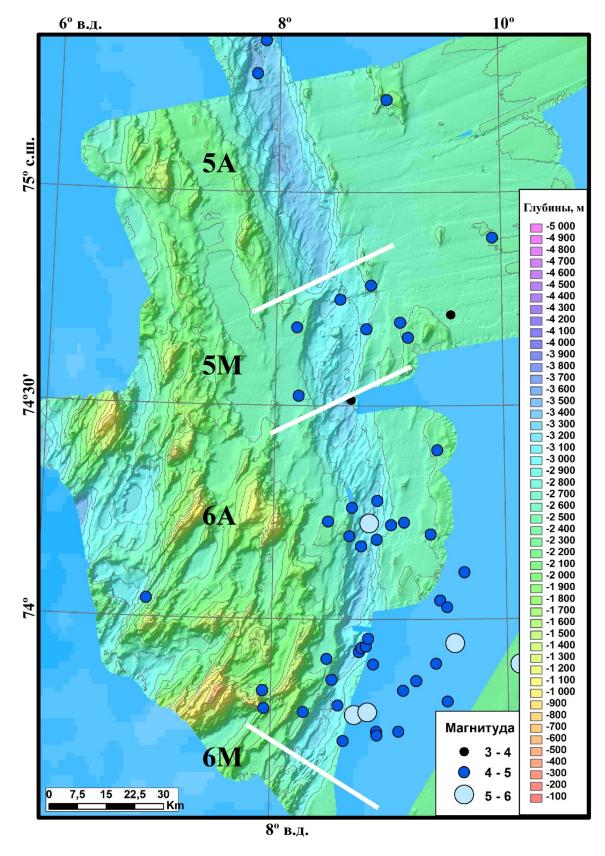


Рис. 4.9. Эпицентры землетрясений в южной части хребта Книповича.

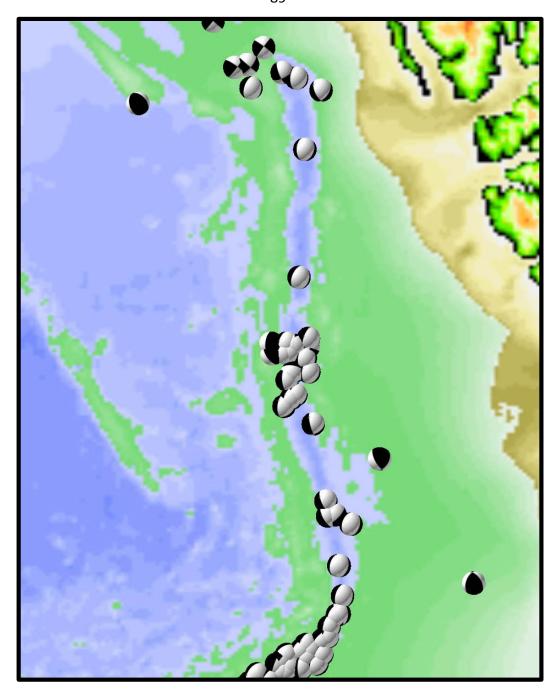


Рис. 4.10. Фокальные механизмы землетрясений хребта Книповича (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - IBCAO 3.0.

Таким образом, в пределах центральных сегментов хребта эпицентры землетрясений сосредоточены как в рифтовой долине и на ее склонах, так и рассеяны в пределах восточной гребневой зоны хребта. Основная сейсмическая активность концентрируется в районах пересечения хребта Книповича с трансформными разломами и в районе 76° с.ш. По характеру распределения эпицентров прослеживается продолжение хребта Мона на восток в район

континентального склона. В сегменте 3А наблюдается повышенная активность сопряженная с вулканическими постройками центрального типа. Сегмент 4А, не отмеченный вулканической активностью, имеет повышенный сейсмический фон. В пределах сегментов зарегистрирована глубокофокусная ЭТИХ двух микросейсмичность. Глубина гипоцентров уменьшается в направлении сегмента 3М. Наличие отдельных очагов вулканизма, локальный минимум аномалии Буге, меньшие глубины дна рифтовой долины указывают не на сфокусированность магматизма пределах 3M, a скорее на широкую зону воздействия магматического очага в зоне между сегментом 3А и 4М. Амагматический сегмент 6А с преобладающей сдвиговой составляющей практически асейсмичен.

4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой

В зоне ТР Моллой с 1978 по 2012 гг. было зарегистрировано 32 события, удовлетворяющих условиям исследования.

График распределения землетрясений по времени (рис. 4.11) показывает, что в пределах ТР Моллой сейсмические события единичны. Некоторая активизация наблюдалось в 2003 - 2005 годах.

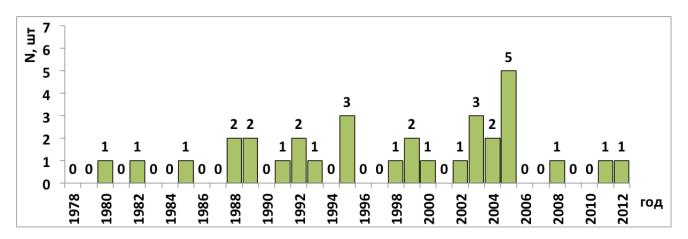


Рис. 4.11. Динамика частоты землетрясений вдоль оси ТР Моллой.

Землетрясения на TP Моллой происходят в диапазоне магнитуд 3,3-5,7 с пиком в районе магнитуды Mb=4,6 (рис. 4.12). Присутствие сильных землетрясений характерно для зон TP.

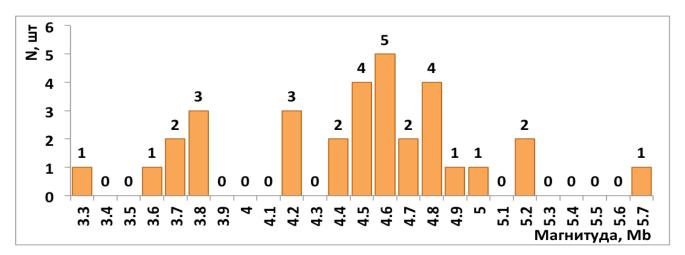


Рис. 4.12. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси TP Моллой.

На графике распределения суммарной энергии вдоль ТР Моллой (рис. 4.13) максимальное количество энергии выделяется в центральной части зоны ТР. Здесь на южном борту разлома было зафиксировано землетрясение с магнитудой Mb=5,7.

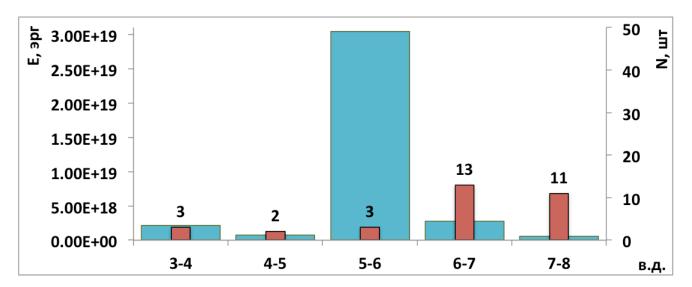


Рис. 4.13. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси ТР Моллой. Голубые столбцы – суммарная энергия, красные столбцы – количество событий.

В тоже время видно, что максимальное количество событий зарегистрировано в области сочленения ТР с срединным хребтом Книповича, однако это землетрясения низкой и средней магнитуды, при которых выделяется небольшое количество энергии.

График пространственно-временного распределения сейсмичности (рис. 4.14) показывает, что события концентрируются в зоне пересечения с хребтом Книповича. Здесь наиболее разнообразное проявление по магнитудам и стабильная активность во времени. Центральная часть разлома менее активна и здесь было зарегистрировано всего три события, одно из которых, как указано выше, с максимальной магнитудой. Область пересечения со спрединговым центром Моллой не отмечена повышением сейсмической активности. Здесь зарегистрировано всего шесть событий средней и высокой магнитуды.

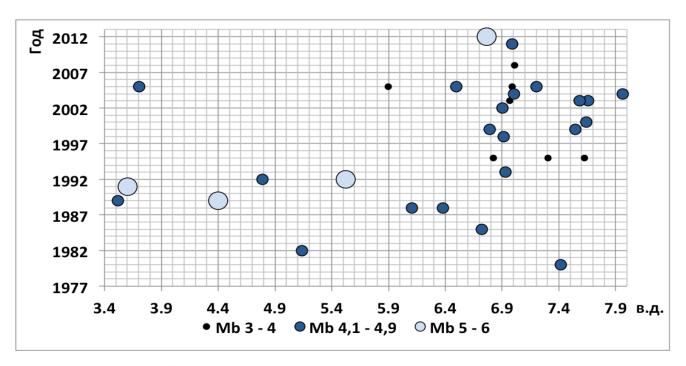


Рис. 4.14. График пространственно-временного распределения сейсмичности вдоль оси ТР Моллой.

Сейсмическая активность в днище желоба разлома проявлена только в зоне сочленения с хребтом Книповича. Западнее эпицентры располагаются к югу от разлома.

Фокальные механизмы для ТР Моллой (рис. 4.15) решаются как сдвиги с плоскостью сместителя параллельной оси ТР, что соответствует геодинамической интерпретации активной зоны трансформного разлома, расположенной между двумя центрами спрединга.

В целом, сейсмическая активность ТР Моллой несколько ниже, чем на других ТР, однако диапазон магнитуд, преобладающая магнитуда и решения фокальных механизмов характерны для геодинамической обстановки активной зоны трансформного разлома.

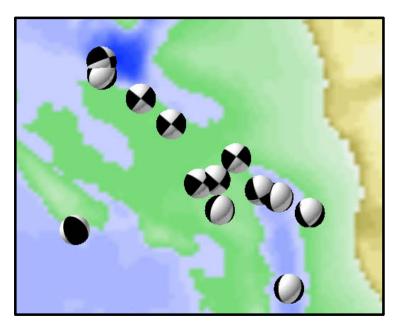


Рис. 4.15. Фокальные механизмы в районе TP Моллой (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - IBCAO 3.0.

4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой

С 1978 по 2012 гг. зарегистрировано 36 событий, которые вошли в анализ.

Сейсмичность срединного хребта Моллой не превышает общего уровня активности на других рассматриваемых сегментах, что показано на графике распределения количества землетрясений по времени (рис. 4.16).

Зарегистрированные события равномерно распределены в диапазоне магнитуд 3,4-4,8. Наиболее распространены события с магнитудами Mb=4,3, 4,4, 4,7 (рис. 4.17). По сравнению с ТР Моллой диапазон магнитуд в районе хребта

узкий, что является отличительным свойством сейсмичности спрединговых центров.

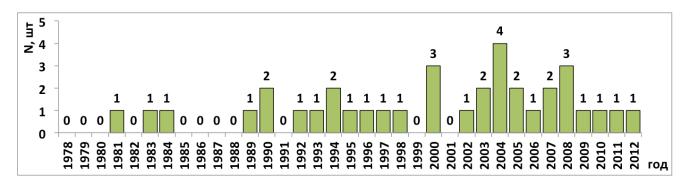


Рис. 4.16. Динамика частоты землетрясений вдоль оси хребета Моллой

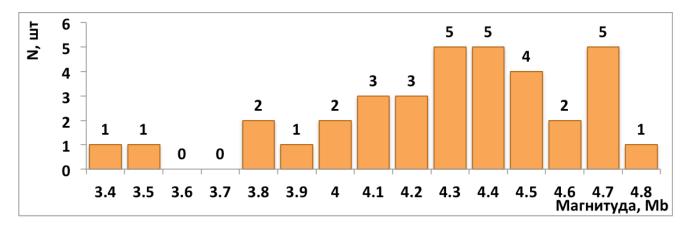


Рис. 4.17. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси хребта Моллой.

На рисунке 4.18 видно, что в районе хребта Моллой повышена сейсмическая активность, но при этом выделение энергии достаточно небольшое за счет того, что магнитуда событий не превышает Mb=4,8. Подобное сейсмическое проявление характерно для хребтов с медленным спредингом.

На графике пространственно-временного распределения (рис. 4.19) видно, что в отличии от ТР Моллой, на хребте сейсмическая активность проявляется последние два десятилетия, которым предшествовал долговременный период затишья. Ближе к зонам сочленения с ТР Моллой и Шпицбергенский землетрясения регистрировались на протяжении всего периода наблюдений.

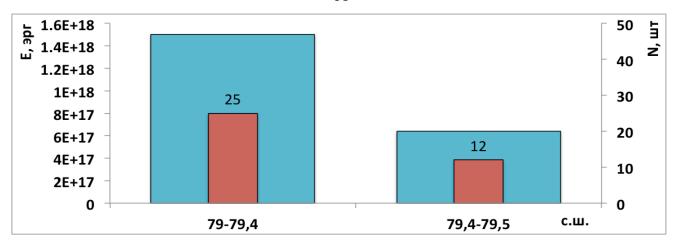


Рис. 4.18. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси ТР Моллой. Голубые столбцы – суммарная энергия, красные столбцы – количество событий.

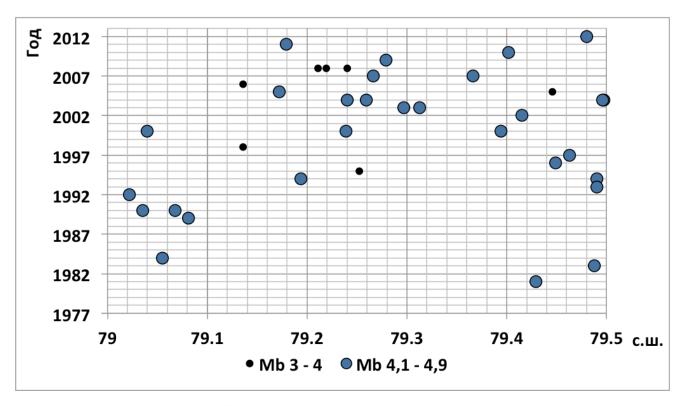


Рис. 4.19. График пространственно-временного распределения землетрясений хребта Моллой

В пределах днища рифтовой долины зарегистрировано всего три события. Большая часть эпицентров расположена на склонах рифтовой долины и на грядах рифтовых гор с небольшим превалированием активности в пределах западного

борта хребта. Наиболее сейсмически активны первые гряды (ближайшие к рифтовой долине) рифтовых гор.

В пределах внутренних углов сочленений с трансформными разломами Моллой и Шпицбергенский отмечается смещение землетрясений в направлении от оси хребта.

Фокальные механизмы (рис. 4.20) в районе хребта Моллой имеют решения сброса с плоскостью сместителя параллельной оси рифтовой долины, что указывает на обстановку растяжения в этом районе. В пределах днища рифтовой долины одно решение соответствует остановке сжатия.

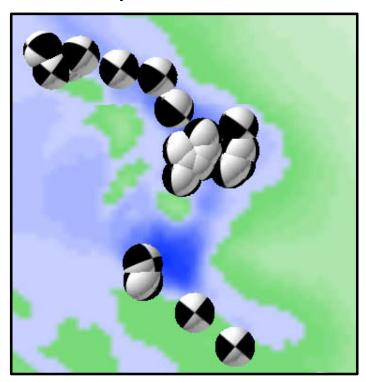


Рис. 4.20. Фокальные механизмы хребта Моллой (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - IBCAO 3.0.

На батиметрической карте (рис. 4.21) видно, что в районе хребта Моллой слабые события происходят на восточном борту рифтовой долины, поверхность которого перекрыта мощной толщей осадков. На западном борту зарегистрированы события со средними значениями магнитуды.

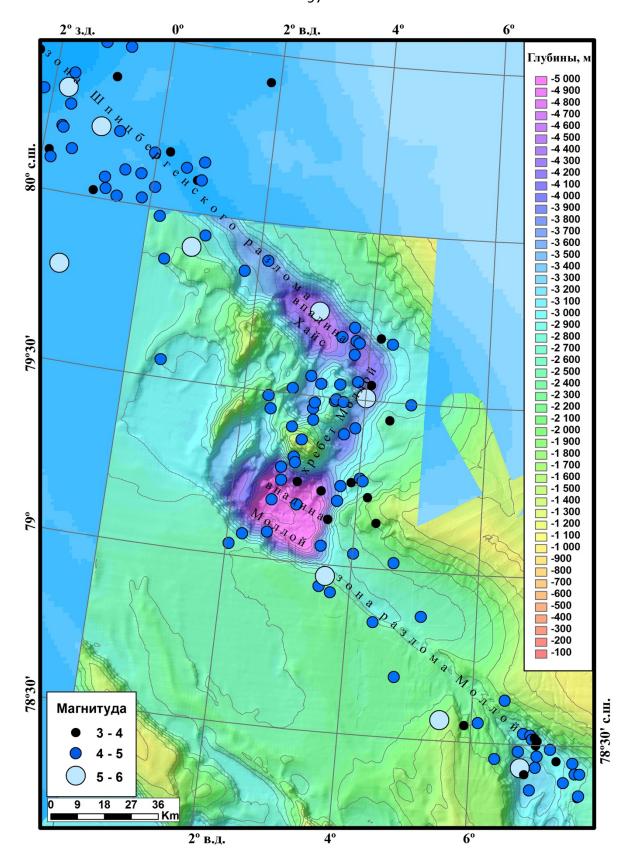


Рис. 4.21. Эпицентры землетрясений в районе TP и хребта Моллой (детальные батиметрические данные Института Альфреда Вегенера (Klenke, Schenke, 2002).

Таким образом, хребет Моллой обладает наиболее «классическими» для обстановки спрединга характеристиками. Преобладание сейсмической активности низкой и средней магнитуды, распространение эпицентров в пределах всей зоны хребта от днища рифтовой долины до первой гряды рифтовых гор и фокальные механизмы сбросов с плоскостью сместителя параллельной оси рифтовой долины характеризуют обстановку ортогонального спрединга, когда ось хребта располагается перпендикулярно направлению раздвижения плит.

4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома

В районе Шпицбергенского ТР с 1978 по 2012 гг. зарегистрировано 49 событий, вошедших в анализ.

График распределения землетрясений по времени (рис. 4.22) показывает схожий с ТР Моллой уровень сейсмичности. Максимальное количество событий было зарегистрировано в 1997 году.

В районе ТР зарегистрированы события в диапазоне магнитуд 3,8-5,3 с центральной магнитудой Мb=4,5 (рис. 4.23). В целом, разброс по магнитудам небольшой и отсутствуют события с очень слабой и очень сильной магнитудой, но в отличии от хребтов Моллой и Лена, зарегистрированы землетрясения с магнитудой больше Мb=5 и центральная магнитуда повышена.

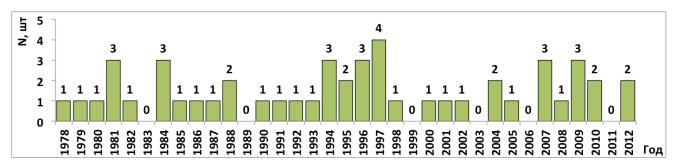


Рис. 4.22. Динамика частоты землетрясений вдоль оси Шпицбергенского ТР.

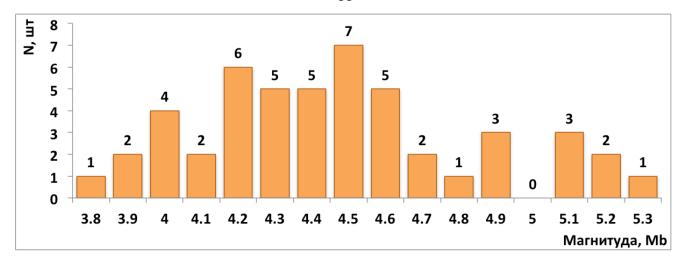


Рис. 4.23. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси Шпицбергенского TP.

Суммарная энергия землетрясений (рис. 4.24), выделяемая в районе ТР, отличается пониженными значениями на протяжении всего разлома, что объясняется отсутствием очень сильных событий. Однако события с магнитудой больше 5 вносят свой вклад в районе 1° з.д. и 3° в.д. Также видно, что 1°-2° в.д. отличаются очень низкой сейсмической активностью.

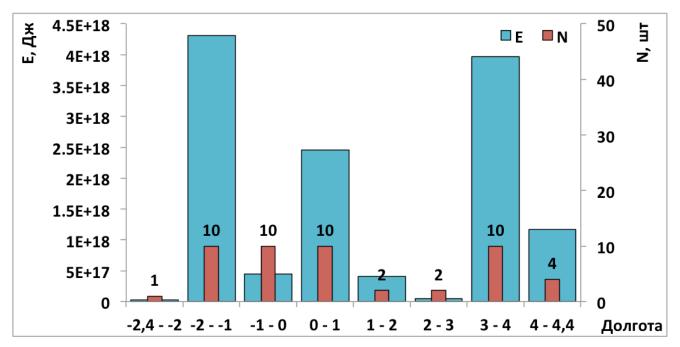


Рис. 4.24. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси ТР Шпицбергенский (отрицательным числом обозначается западная долгота).

Шпицбергенский ТР активен на небольшом отрезке в районе пересечения с хребтом Моллой, в районе 1°-2° в.д. активность практически отсутствует, западнее вплоть до зоны сочленения с трогом Лена сейсмичность проявляется равномерно. График пространствено-временного распределения (рис. 4.25) показывает, что землетрясения происходят на протяжении всего периода наблюдений.

Эпицентры землетрясений распределены как в зоне разлома, так и южнее его, район пониженной активности располагается у гребневой зоны рифтовых гор западного фланга срединного хребта Моллой (рис. 4.21).

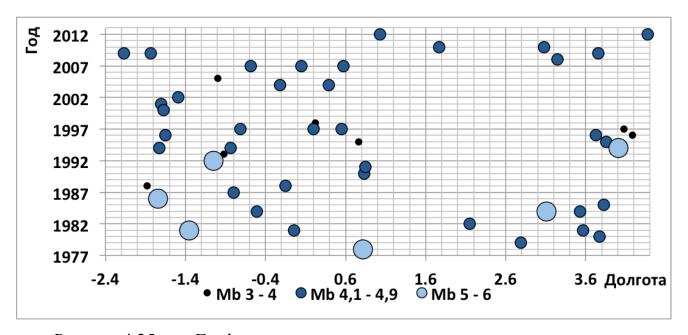


Рис. 4.25. График пространственно-временного распределения землетрясений Шпицбергенский ТР (отрицательным числом обозначается западная долгота).

Фокальные механизмы имеют решения сдвига с плоскостью сместителя параллельно оси разлома (рис. 4.26), что позволяет интерпретировать участок разлома Шпицбергенский в интервале между трогом Лена и хребтом Моллой как активную зону трансформного разлома.

Таким образом, проведенный анализ сейсмических данных зоны перехода от хребта Книповича к трогу Лена, позволяет говорить о наличии активных

тектонических процессов, характерных для дивергентных и трансформных границ плит.

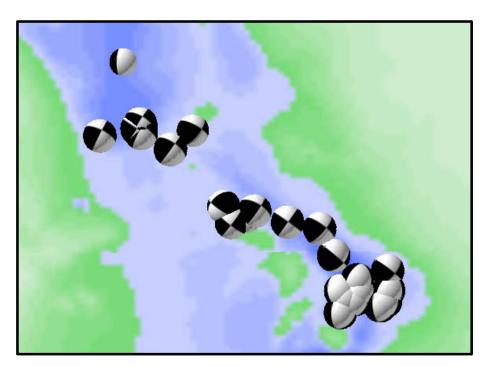


Рис. 4.26. Фокальные механизмы ТР Шпицбергенский (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - IBCAO 3.0.

4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена

В районе рифта Лена зарегистрировано 71 событие с 1978 по 2012 гг., удовлетворяющее условиям данного исследования.

Распределение землетрясений по времени (рис. 4.27) показывает возрастание количества регистрируемых событий с 1995 года. В целом, судя по количеству событий, сейсмическая активность рифта Лена ниже, чем в районе срединного хребта Книповича.

Землетрясения происходят в диапазоне магнитуд 3,3-5, что немного шире, чем на срединном хребте Моллой. Максимальное количество событий имеет магнитуду Мb=4,4 (рис. 4.28). В целом, подобное распределение соответствует характеру сейсмичности центров спрединга.

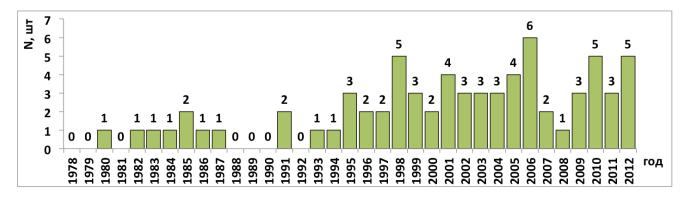


Рис. 4.27. Распределение землетрясений по годам в районе рифта Лена

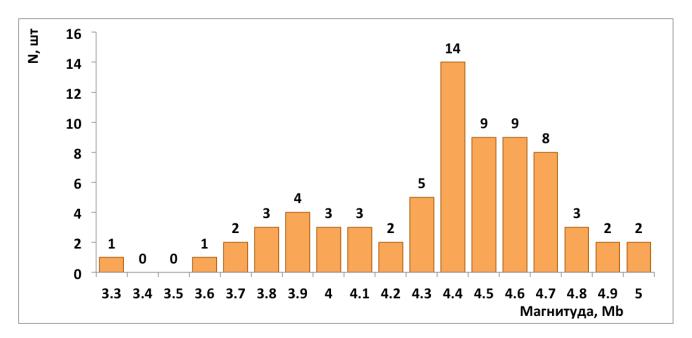


Рис. 4.28. Распределение количества событий по магнитуде в районе рифта Лена.

График распределения суммарной энергии по широте (рис. 4.29) показывает, что в районе рифта происходит большое количество слабо энергетических событий.

Рифт Лена сейсмически активен на всем своем протяжении с некоторым уменьшением сейсмичности в северном направлении. На пространственновременном графике (рис. 4.30) видно, что в последние два десятелетия произошла активизация тектонических процессов и усиление сейсмичности рифта. Сильные события были зарегистрированы в 2012 году. Основное количество землетрясений имеют среднюю магнитуду. До 1992 года в районе рифта не было зарегистрировано ни одного слабого землетрясения. Корреляция аномалий Буге,

рельефа, сейсмичности и особенностей магматизма не проводилась, по причине отсутствия детальной ЦМР.

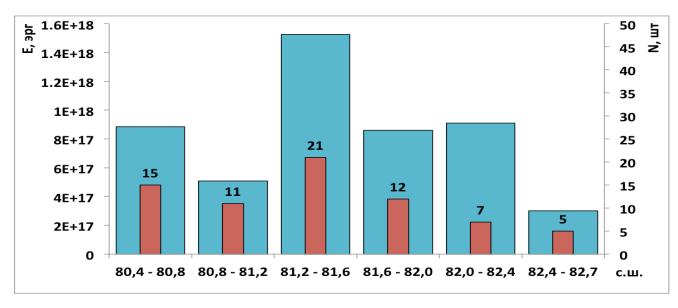


Рис. 4.29. Суммарная энергия землетрясений в районе рифта Лена.

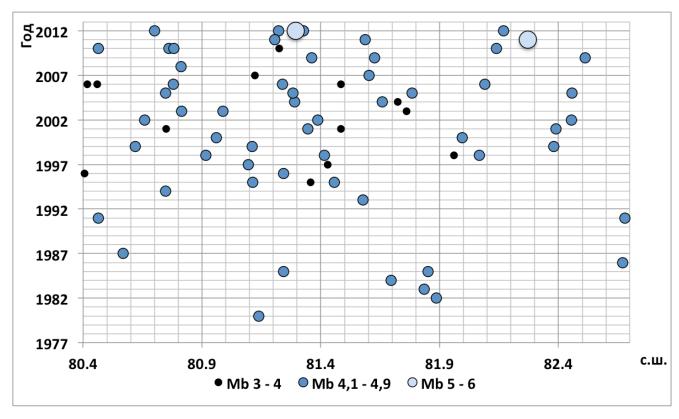


Рис. 4.30. Пространственно-временное распределение землетрясений трог Лена

Фокальные механизмы рифта Лена (рис. 4.31) имеют решения сбросов с плоскостью сместителя, ориентированной под углом к оси рифтовой долины параллельно поднятиям, осложняющим днище долины.

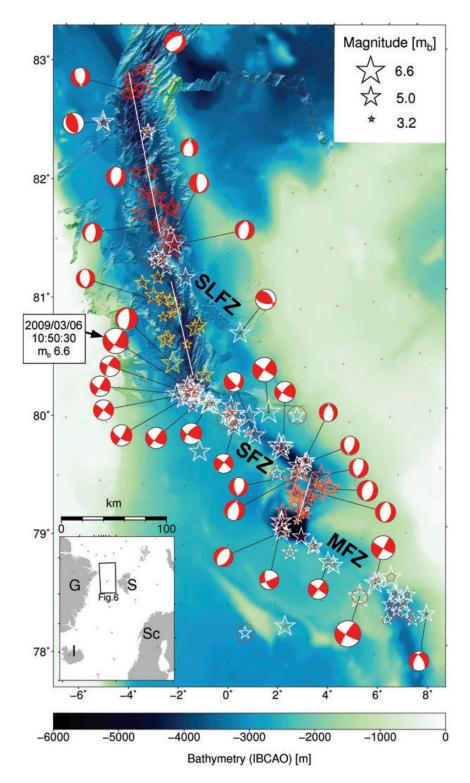


Рис. 4.31. Фокальные механизмы землетрясений в районе рифта Лена (Laderach et al., 2011) (отрицательным числом обозначается западная долгота).

В южной части рифта Лена события располагаются на западном борту. На восточном борту землетрясения практически не регистрируются. В северной части события концентрируются на днище широкой рифтовой долины. Сейсмичность на бортах внутриосевого хребта Лакки проявлена в его веверной часть, где он занимает центральное положение на дне рифтовой долины. Северная треть рифта Лена практически асейсмична.

4.6. Отношение Гутенберга-Рихтера для ультрамедленных хребтов и трансформных разломов Арктического региона

В общем случае отношение Гутенберга-Рихтера (logN = a - bM) имеет высокое значение коэффициента b для зон спрединга (Francis, 1968). Это можно объяснить сниженным полем напряжения зон растяжения (Wyss, 1973), так как большое количество деформаций, характерных для данной геодинамической обстановки, слабо сейсмичны. Внедрение даек и изостатическое поднятие бортов рифтовой долины сопровождаются частыми и очень слабыми землетрясениями. Понижение значения коэффициента b происходит в областях развития трансформных разломов (Болдырев, 1998).

Графики повторяемости (рис 4.32) для отдельных участков срединноокеанического хребта имеют прямо пропорциональную зависимость между магнитудой и количеством землетрясений для магнитуд $Mb \ge 4,4$.

Наименьшие коэффициенты b установлены для трансформных разломов Моллой (b=1,39) и Шпицбергенский (b=1,09), что указывает на повышенное состояние напряжения. Для спрединговых участков коэффициенты b увеличиваются, так Мона (b=2,08), Гаккеля (b=2,33), трога Лена (b=2,32) и Моллой (b=2,18) имеют значения больше 2, т.е. сниженное поле напряжения. При этом хребет Книповича имеет коэффициент b=1,63, что указывает на переходное между спредингом и трансформной деформацией состояние в этом районе. Полученные нами данные для зоны ТР не противоречит результатам анализа коэффициента b, проведенного О. Энгеным и коллегами (Engen et al., 2003).

Положение графиков повторяемости для хребта Моллой, трога Лена и ТР в нижнем левом углу обусловлено маленькими выборками сейсмических событий. Для проверки полученых данных были получены значения коэффициента в для других участков САХ. Отношение Гутенберга-Рихтера для ТР Романш, являющегося показательным примером трансформной деформации в Атлантическом океане, составило b=1,06. Для ТР Эндрю-Бейн b=1,01. Также был посчитан коэффициент для ультрамедленного спредингового хребта Кольенсей, расположенного в приполярной Атлантике, значение коэффициента составило b=2,77.

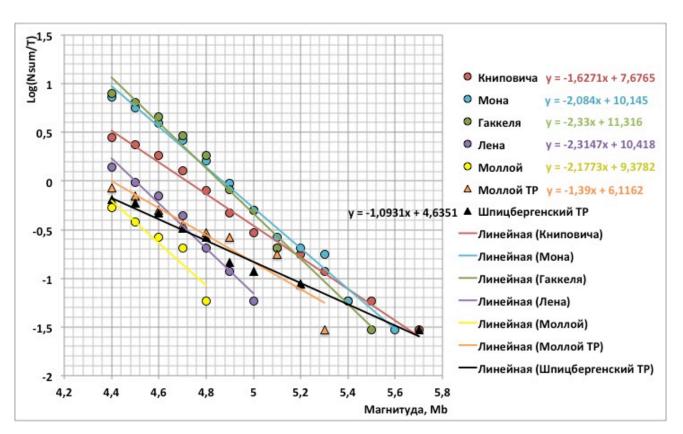


Рис. 4.32. Графики повторяемости землетрясений. Линии трендов (наклоны графиков повторяемости): зеленая - для зон спрединга; фиолетовая - для трансформных зон; розовая – для хребта Книповича.

Таким образом, при прочих равных условиях, хребет Книповича имеет аномальное значение коэффициента b для срединно-океанических ультрамедленных хребтов Арктики и северной Атлантики. Вклад сдвиговой

компоненты скорости в кинематику хребта и структура термического поля напряжения в районе 76° с.ш. определяют характер сейсмической активности хребта Книповича, причем вклад сейсмической активности в районе 76° с.ш. является решающим.

Нами были показано, что особенности пространственной структуры и частотно-магнитудных характеристик сейсмичности хребта Книповича различны для северного и южного сегментов. Так в южном сегменте сейсмическая активность сконцентрирована в областях изменения направления оси хребта, регистрируются сильные землетрясения. При здесь же ЭТОМ вышеописанных зон активности амагматические сегменты в целом практически асейсмичны на всем своем протяжении. Северный сегмент отличается более равномерным проявлением сейсмической активности вдоль оси вне зависимости отсутствия магматической составляющей. Сейсмическая от наличия или 76°-77° с.ш., как показывают микросейсмические активность в районе исследования, отражает термическую структуру литосферы и подстилающей мантии, формирующую два соседних магматических сегмента.

Кроме того, проведенный нами расчет отношения Гутенберга-Рихтера для спрединговых хребтов и трансформных разломов показал, что сейсмичность хребта Книповича имеет промежуточное значение коэффициента b, что означает, что при повышенной частоте слабых и очень слабых землетрясений, что типично для спрединговых структур, здесь происходят сильные землетрясения, обычно характерные для холодной литосферы трансформных зон.

Характер сейсмичности и решения фокальных механизмов для системы ТР Моллой-срединный хребет Моллой-ТР Шпицбергенский типичны для зон развития ортогонального спрединга и сопряженных с ним зон ТР.

Глава 5. Особенности неотектоники Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама по результатам морфологического и сейсмологического анализов

5.1. Особенности формирования генеральных структур в северной части Гренландского моря

Как было показано в первой главе, система спрединговых хребтов и трансформных разломов в северной части Норвежско-Гренландского бассейна сформировалась на новейшем этапе эволюции земной коры. Изменение направления тектонических привело перестройке движения ПЛИТ К сформированной здесь в палеоцен-эоценовое время Шпицбергенской сдвиговой зоны. Упрощенная тектоническая реконструкция (рис. 5.1), основанная на геофизических данных показывает, что к моменту изменения направления движения Северо-Американской плиты здесь была сформирована система разломов, образовавшихся в условиях обширной правосдвиговой деформации. Сопряженные зоны транстенссии и транспрессии привели к формированию поднятий и локальных зон растяжения с внедрением глубинного высокоплотного мантийного материала на обоих концах сдвиговой зоны. Локальные напряжения сжатия привели к формированию поднятий, таких как хребет Сенья, а внедрение глубинных расплавов отражено в гравитационных аномалиях разломной зоны Сенья и Хорнсунд (Eldholm et al., 1987). Авторы тектонической реконструкции (Eldholm et al., 1987) не вполне уверены в правильности датировок спрединга к востоку от Гренландской зоны разломов, так как при ее составлении было недостаточно данных о возрасте океанического коры котловины Борей. Теоретическая реконструкция предполагает эоценовое время ее возникновения в западной части. Более поздние данные (Engen et al., 2008) указывают 18-20 аномалию, т.е. более позднее время раскрытия этой части бассейна и его меньшие размеры. Мозаичное поле магнитных аномалий на севере Гренландского бассейна затрудняет определение возраста и положения основных центров образования океанической коры.

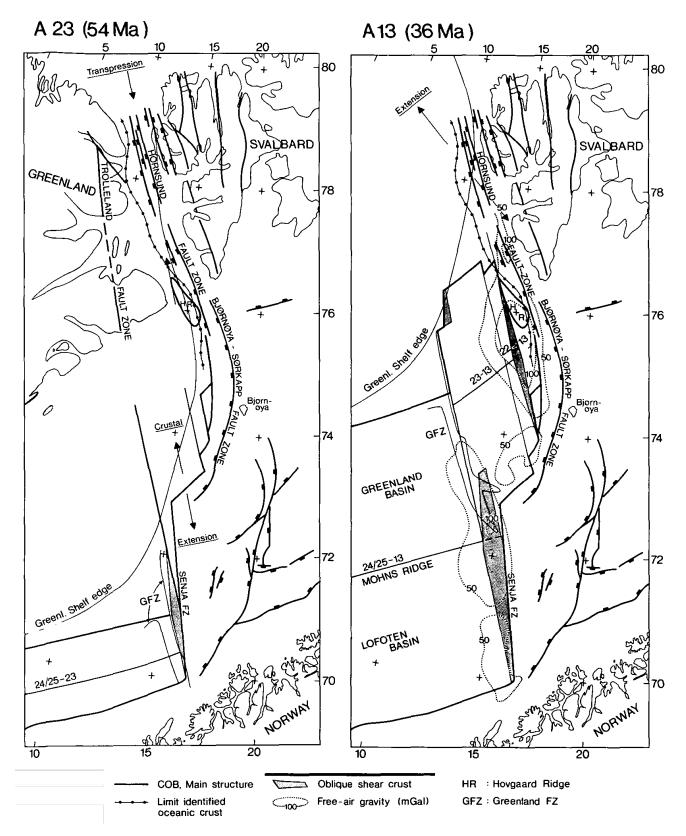


Рис. 5.1. Тектоническая реконструкция Норвежско-Гренландского моря в палеоцене-эоцене (по Eldholm et al., 1987).

Дальнейшее изменение направления основных движущих сил в раннем олигоцене привело к формированию пролива Фрама, соединяющего Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны. Современное направление растяжения (DeMets et al., 1990) показано на рисунке 5.2. Видно, что к сдвигу между Гренландской и Шпицбергенской окраинами добавилась компонента растяжения, что привело к развитию спрединга и формированию океанической коры. При этом общая конфигурация образовавшихся линиаментов была унаследована от положения разломных структур Шпицбергенской сдвиговой зоны, что привело к развитию косого спрединга.

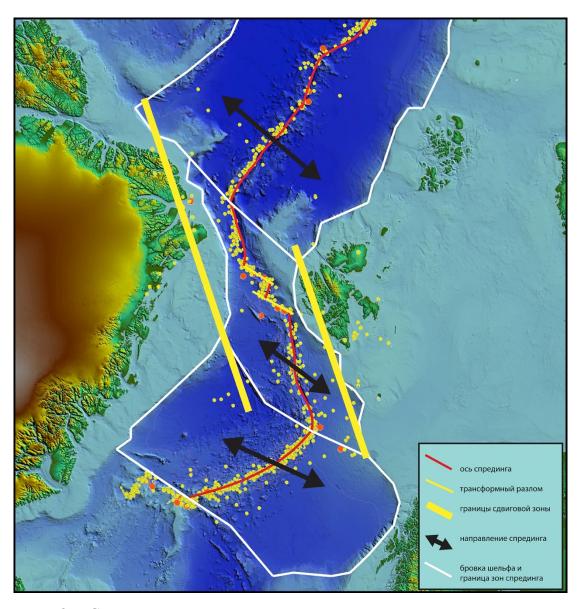


Рис. 5.2. Схема направления основных движущих сил в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах (DeMets et al., 1990).

Срединный хребет Мона протягивается на 600 км по генеральному азимуту 50°. На расстоянии 220 км от бровки баренцевоморского шельфа он сочленяется под углом 115° со срединным хребтом Книповича. Последний протягивается на 250 км по азимуту 350° - 355°. Севернее он ориентирован по азимуту 2° на протяжении 250 км. Северное окончание хребта Книповича располагается в 50 км от бровки баренцевоморского шельфа, а его восточный борт погребен под осадками. Генеральное простирание бровки шельфа Баренцева моря от южной оконечности архипелага Шпицберген до плато Ермак составляет 340°. Азимут бровки Гренландского шельфа от Гренландского разлома до Шпицбергенского ТР составляет 2°, а севернее, до плато Моррис Джезуп азимут составляет 330°, т.е. субпараллельно простиранию шпицбергенской континентальной окраины. Угол между направлением продвижения хребта Книповича и простиранием бровки баренцевоморского шельфа составляет 10°. Далее на север располагается ТР Моллой, потягивающийся на 120 км по азимуту 305°. Следующий сегмент СОХ протягивается всего на 63 км и имеет азимут простирания 20°. Шпицбергенский ТР имеет протяженность 155 км от сочленения с хребтом Моллой до сочленения с рифтом Лена и азимут 310°. Самым северным сегментом в проливе Фрама является рифт Лена, протягивающийся на 290 км по азимуту 345°. Он сочленяется под углом 135° с центром раскрытия Арктического бассейна – хребтом Гаккеля, который протягивается по генеральному азимуту 30° от рифта Лена до шельфа моря Лаптевых на 2000 км. Таким образом, рифт Лена унаследовал положение разломов Шпицбергенской сдвиговой зоны. Направление хребта Книповича на 10°-20° отличается от генерального направления этой зоны с увеличением угла в северной части хребта, а трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский располагаются практически перпендикулярно хребтам Гаккеля и Мона (80°-100°) и субпараллельно направлению раздвижения плит, составляющему 307° (DeMets et al., 1990).

Рельеф и «запечатленные» в нем структурные особенности являются отражением геодинамики территории и глубинных процессов. Положение между двумя осями ультрамедленного спрединга с направлением раскрытия бассейнов

290°-295° при развитии структурных элементов по существовавшей ранее Шпицбергенской сдвиговой зоне с направлением оси сдвига 340° определило особенности формирования рельефа севера Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама. Предопределенное заложенными ранее структурами положение осей спрединга несогласно существующему полю напряжений привело к развитию структур, совмещающих признаки растяжения и сдвига.

5.2. Влияние сдвиговой компоненты на развитие зон спрединга северной части Норвежско-Гренландского бассейна

Переход СОХ из Норвежско-Гренландского в Евразийский бассейн выражен рельефе протяженной глубокой депрессией рифтовой долины хребта Книповича, смещенной от оси океанического бассейна к Шпицбергенской континентальной окраине. Зона перехода между хребтом Мона и хребтом Гаккеля протягивается на 1000 км. Приблизительно каждые 250 км происходят изменения конфигурации генеральных осей зоны перехода. Южная часть хребта Книповича имеет ССВ направление. На границе южного и северного сегментов в районе 75.7° - 75.8° с.ш. происходит изменение направления оси спрединга на субмеридиональное. На участке 500-750 км от хребта Мона располагаются два трансформных разлома. Севернее располагается рифт Лена с ССЗ направлением оси рифтовой долины. Как было показано выше хребет Книповича и рифт Лена развиваются субпараллельно генеральным разломным структурам Шпицбергенской сдвиговой зоны под углом к современному направлению растяжения. Таким образом, рельеф спрединговых структур сформировался в условиях косого раздвига с формированием характерных форм рельефа, таких как переуглубленные впадины и косо ориентированные внутриосевые поднятия в рифтовой долине хребта Книповича, эшелонированный внутриосевой хребет Лакки и характерный рельеф склонов рифтовой долины, сформированный сбросовыми нарушениями ориентированными субортогонально направлению растяжения под углом к простиранию оси хребта.

Ультрамедленные скорости спрединга в арктическом регионе и существенная сдвиговая компонента скорости в исследуемой зоне приводят к снижению эффективной скорости спрединга хребта Книповича. Рассмотрим зону транзита между хребтом Мона и хребтом Гаккеля как широкую правосдвиговую область (рис. 5.3). С баренцевоморской стороны она ограничена разломом Хорнсунд и Баренцевоморским шельфом, а с противоположной стороны Гренландским разломом и разломом Троллеланд.

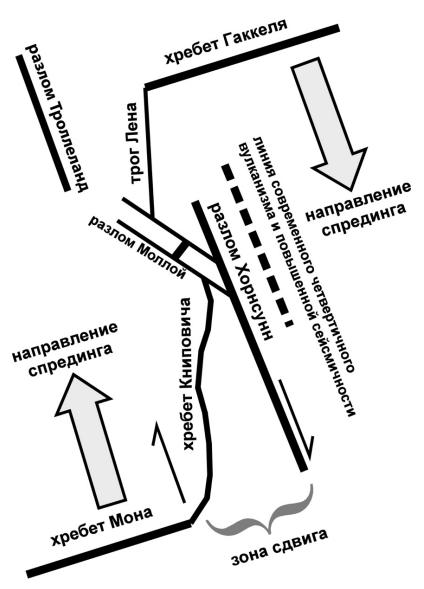


Рис. 5.3. Принципиальная схема современной тектоники дивергентных структур района исследований (Соколов и др., 2014)

Развитие сдвиговых деформаций сопровождается формированием структур сжатия и растяжения на окончаниях генерального разлома, так называемых «динамопар» (рис. 5.4) (Разломы..., 1963).

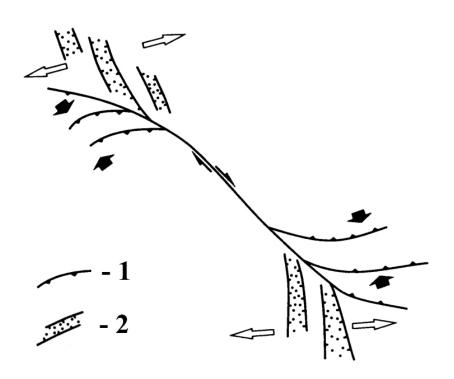


Рис. 5.4. Классический вариант динамопары — зеркально симметричных парных разломов сжатия (1) и растяжения (2) у окончания правосдвигового нарушения (Кирмасов А.Б., 2011). 1 — надвиги, взбросы; 2 — сбросы.

В районе хребта Книповича наблюдается нехарактерное для срединных хребтов сочетание структур растяжения и сжатия, осложняющееся изменением его простирания. В северной части хребта сейсмичность незначительно смещена в восточный борт (см. рис. 4.7, 4.8). Однако, по данным непрерывного сейсмического профилирования, проведенного в 24-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов», в области сочленения хребта Книповича и ТР Моллой на поднятии Святогор распространены взбросы (рис. 5.5), формирование которых может быть объяснено влиянием сдвиговой компоненты.

В целом, сейсмическая активность смещена на восточный борт на всем протяжении хребта (см. рис. 4.4), что может свидетельствовать о продвижении

активной зоны растяжения от современной оси спрединга к флангам. В районе 76° с.ш. на западном борту хребта также зафиксированы два землетрясения с механизмом сжатия (см. рис. 4.10), которые могут быть результатом изменения направления оси.

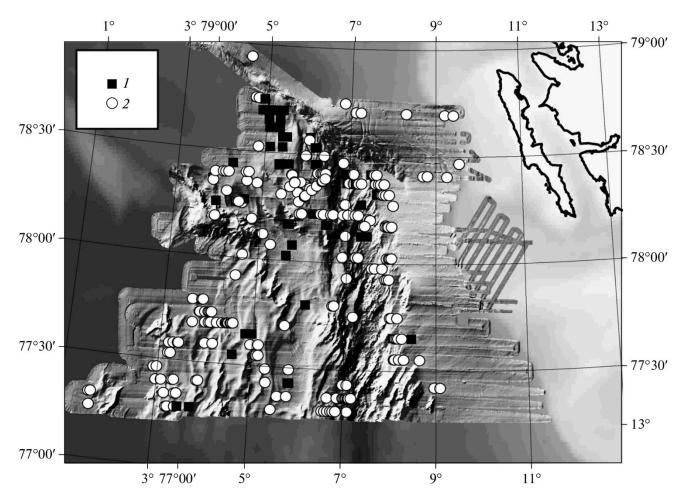


Рис. 5.5. Распределение взбросов (1) и сбросов (2) в районе северного окончания хребта Книповича (Соколов и др., 2014)

Сейсмичность в южной части рифта Лена смещена на западный борт и фокальные механизмы решаются как сбросы (см. рис. 4.31). На восточном борту было зафиксировано лишь одно событие с механизмом сжатия. На северном окончании рифта Лена сейсмичность представляет собой противоположную картину поля напряжений. Данных о строении рифта недостаточно, но эти данные могут быть объяснены влиянием сдвига.

В рассматриваемом районе ситуация с наложением современного поля напряжений на созданную ранее тектоническую конфигурацию привело к формированию неустойчивой системы СОХ, существующей при значительной правосдвиговой составляющей. Смещение сейсмической активности на восточный фланг хребта Книповича и западный фланг рифта Лена указывают на подвижность этой системы. Можно предположить, что ранее уже происходило перестроение оси хребта Книповича в восточном направлении. По расчетам некоторых исследователей перескок хребта произошел в раннем миоцене (Гусев, Шкарубо, 2001; Skogseid et al., 2000).

Ориентация плоскостей отрыва в зонах сжатия и растяжения, полученных при решении фокальных механизмов землетрясений в районе хребта Книповича и трога Лена под острым углом к генеральному разлому соответствует представлениям о формировании динамопар сдвиговых деформаций.

Если рассматривать область формирования океанической коры между хребтами Мона и Гаккеля, учитывая правосдвиговое движение, то рассмотренные выше структуры сжатия и растяжения на хребте Книповича и троге Лена можно считать элементами динамопар, образовавшихся в краевых частях трещин отрыва. Таким образом, положение оси спрединга под углом к направлению растяжения влияет на формирование рельефа и структурных элементов в широкой зоне, включающей как рифтовые долины, так и фланги хребтов.

5.3. Дополнительные данные о сегментации арктических ультрамедленных хребтов

Арктические спрединговые хребты развиваются в условиях ультрамедленного растяжении при низкой температуре верхней мантии (Michael et al., 2003). Ранее было установлено, что рельефообразование и развитие структур при таких условиях зависят от геодинамической обстановки, кинематики спрединга, изменений температуры мантии, толщины коры и литосферы (Кохан, 2013). Это означает, что перечисленные параметры контролируют интенсивность тектонических и магматических процессов, и

следовательно формирование, масштаб и выраженность крупных магматических и амагматических сегментов. Сопоставление данных о характере осевого рельефа, положении вулканических внутриосевых хребтов и построек центрального типа с данными о структуре мантийных аномалий Буге и сейсмической активности позволяет проследить взаимосвязь между плотностными неоднородностями в верхней мантии и структурообразованием. Нами было проведено подобное сопоставление для хребтов Мона, Книповича и Гаккеля.

В таблице 5 указаны параметры формирования крупных сегментов рассматриваемых хребтов. Хребет Мона представляет собой структуру, развивающуюся в условиях косого спрединга, скорость которого составляет 1,6 см/год, мощность формирующейся здесь коры 4-4,5 км, что немного превышает среднюю мощность коры, зафиксированную на рассматриваемой в данной работе территории.

	Мощность коры, км	Угол α	Скорость спрединга,			
			см/год			
хр. Мона	4-4,5	55°	1,6			
Южный сегмент хр. Книповича	2,5-3,5	37°	1,5-1,7			
Северный сегмент хр. Книповича	3,5-5,5	53°	1,5-1,7			
ЗВС хр. Гаккеля	2,5-4,9	80°-100°	1,35-1,5			
ЦАС хр. Гаккеля	1,3-2,5	80°-100°	1,27-1,35			
ВВС хр. Гаккеля	2,5-3,5	45°-50°	0,8-0,9			

Таблица 5. Мощность коры, угол α и скорость спрединга для крупных сегментов спрединговых хребтов Мона, Книповича, Гаккеля.

Основным отличием южного и северного сегментов хребта Книповича является значение угла α (угол между направлением спрединга и направлением оси хребта) для южного сегмента угол α составляет 37°, для северного 53°, что, как уже было отмечено раньше, указывает на наличие значительной сдвиговой

компоненты в кинематике южного сегмента. При небольших изменениях скорости спрединга мощность коры южного сегмента несколько ниже.

ЗВС и ЦАС хребта Гаккеля формируются в условиях ортогонального спрединга при небольшом уменьшении скорости в районе ЦАС, при этом мощность коры ЦАС значительно меньше, чем для ЗВС. ВВС развивается при наименьшей скорости раскрытия 0,8-0,9 см/год в условиях косого спрединга с формированием коры сопоставимой по мощности с корой ЗВС.

Хребет Книповича. Как было показано в предыдущих главах, корреляция геолого-геофизических данных, рельефа и сейсмической активности хребта Книповича (рис. 5.6) дает основание для выделения северной и южной частей хребта как отдельных сегментов. Южная часть хребта представляет собой в целом амагматический сегмент, тогда как северная – магматический. Ранее, в третьей и четвертой главах уже были показаны их основные отличия. Подчеркнем отсутствие значительных минимумов и относительно высокий фон аномалий Буге, а также наличие обширной асейсмичной зоны в южном сегменте. Тогда как в северном сегменте наблюдается сопряженность минимумов аномалий Буге с магматическими центрами, при котором происходит формирование положительных форм рельефа в результате более высокопродуктивного магматизма. Отметим также проявление разнообразных типов базальтового магматизма (Дмитриев и др., 2006) и повышенную сейсмическую активность северного сегмента. Максимум Буге в 250 мГал на широте 74.9 вероятно связан с выходом ультраосновных пород верхней мантии в амагматических (сухих) условиях, на что косвенно указывает наличие метановой аномалии в водной толще (Черкашев и др., 2001), связанной с газофлюидными потоками продуктов серпентинизации.

<u>Хребет Гаккеля.</u> В первой главе было показано, что вдоль оси хребта Гаккеля выделяется три крупных сегмента — ЗВС, ЦАМ и ВВС (см. рис. 1.6). Главное различие сегментов хребта Гаккеля состоит в соотношении протяженности и количества магматических и амагматических центров, которые содержат

информацию о характере аккреции коры. Магматические сегменты ЗВС и ВВС имеют существенные отличия (Michael et al., 2003).

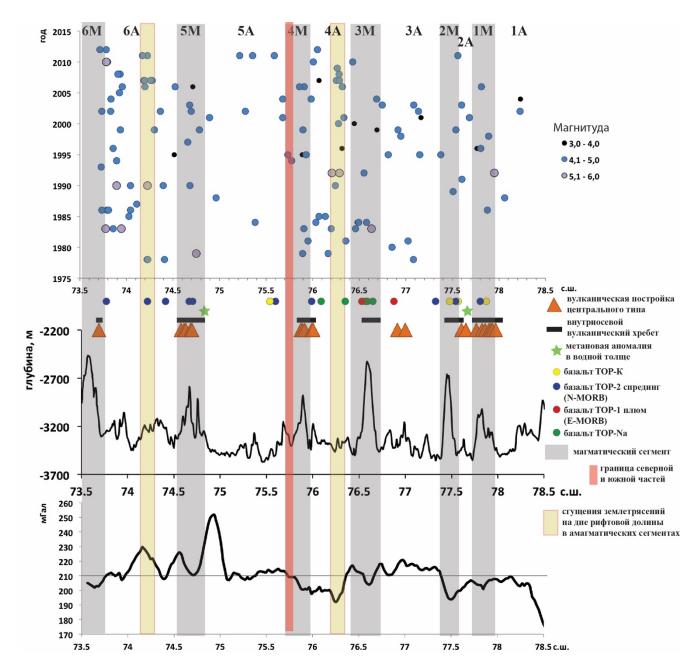


Рис. 5.6. Корреляция пространственно-временного распределения землетрясений вдоль рифтовой долины хребта Книповича (верхний график), вдольосевых аномалий Буге (нижний профиль) (по Forsberg, Kenyon, 2005), вдольосевого рельефа дна (средний профиль) (данные экспедиций НИС «Академик Николай Страхов»), положения вулканических построек центрального типа, а также типов базальтового магматизма по данным (Дмитриев и др., 2006) и метановых аномалий в водной толще по данным (Черкашев и др., 2001).

На рисунке 5.7 видно, что в районе ЗВС расположен глубокий минимум аномалии Буге, которому соответствует общее поднятие дна рифтовой долины до глубины 4000 м. Превышение вулканических внутриосевых хребтов над дном долины составляет 1000 м. ВВС представляет собой наиболее протяженную часть хребта Гаккеля, протягиваясь на 450 км и, предположительно, продолжается до 94° в.д. Таким образом, общая протяженность сегмента составляет 650-700 км.

В пределах ВВС выделяется шесть магматических центров (31°, 37°, 43°, 55°, 69° , 85° в.д.). Между 30° и 70° в.д. дно рифтовой долины опускается до 5000 м. Восточнее 40° в.д. магматическим центрам соответствуют локальные минимумы аномалий Буге на 10-15 мГал ниже фонового значения. Картина меняется восточнее 70° в.д. Дно рифтовой долины расположено на глубине 4000 м, амплитуда рельефа вулканических сооружений уменьшается, а в районе 75° в.д. в рельефе отсутствует форма, сопряженная с существующим минимумом аномалий Буге. Западнее 40° в.д., в области магматических поднятий регистрируется лишь незначительное понижение значений аномалий Буге. Между 40° и 45° в.д. располагается вулканический хребет, выраженный в поле аномалий Буге значительным минимумом (60 мГал). В районе ЗВС наблюдается повышенный уровень сейсмической активности, тогда как в районе ВВС он значительно ниже. В последнем расположены вулканические постройки (85° в.д.). Здесь, в 1999 году, было зафиксировано продолжительное извержение подводного вулкана, которое сопровождалось значительной сейсмической активностью (252 землетрясений) (Tolstoy et.al, 2001). Данные о микросейсмической активности (Schlindwein et al., 2015) показывают, что землетрясения проявляются как в коре, так и в верхней мантии на глубинах 15-20 км. Это говорит о точечном характере данной аномалии сейсмичности. Вероятнее всего она связана с локальным магмовыводящим каналом, по которому произошли одномоментные подвижки вещества на всем диапазоне глубин.

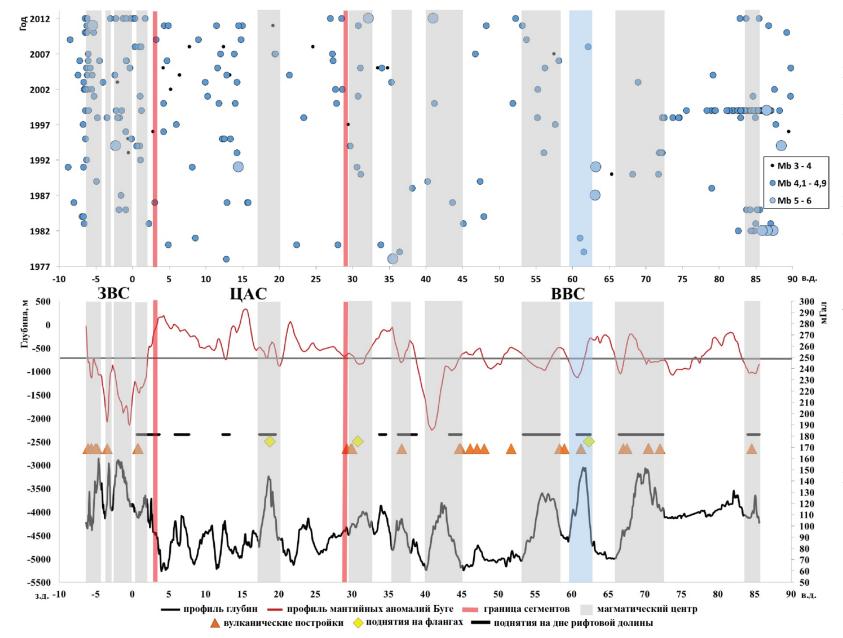


Рис. 5.7. Корреляция пространственновременного распределения землетрясений вдоль рифтовой долины хребта Гаккеля (верхний график), вдольосевых аномалий Буге (средний профиль), вдольосевого рельефа дна (нижний профиль) по ІВСАОЗ.0, а также положения внутриосевых хребтов, вулканических построек центрального типа. ЗВС –западный вулканический сегмент, ЦАС – центральный вулканический сегмент, ВВС – восточный вулканический сегмент (положение см. рис. 1.5). Голубой заливкой выделено поднятие дна рифтовой долины, которому соответствует минимум аномалии Буге и поднятие на флангах, не выделяемое как отдельный магматический центр.

ЦАС протягивается на 300 км между ЗВС и ВВС. На всем его протяжении ширина рифтовой долины существенно превышает таковую в вулканических сегментах. Дно долины расположено на глубинах 5000-5250 м. На ней сформированы поднятия, ориентированные параллельно оси хребта. В районе 19° в.д. располагается единственный магматический центр, отмеченный в рельефе поднятием амплитудой до 1500 м. Также здесь на обоих флангах хребта располагается поднятие, ориентированное перпендикулярно оси. При этом значения мантийных аномалий Буге здесь находятся на уровне фона. В целом, для сегмента характерны максимумы аномалий Буге. ЦАС развивается в условиях ортогонального ультрамедленного спрединга. Мощность коры в районе ЦАС минимальна и не превышает 2 км (Jokat, Schmidt–Aursch, 2007). Данные донного опробования показывают, что здесь преобладают серпентинизированные габбро, перидотиты и диабазы (Michael et al., 2003). Область ЦАС, расположенная к западу от вулканического поднятия более сейсмически активна, чем восточная. Подобный уровень сейсмической активности наблюдается в троге Лена на хребте Лакки. Область ЦАС, расположенная к востоку от вулканического поднятия практически асейсмична. Здесь происходит изменение направления оси рифтовой долины от 40° до 70° и следовательно ортогональный спрединг сменяется «косым». Подобная асейсмичность амагматического сегмента отмечается и на южном сегменте хребта Книповича.

Необходимо отметить, что корреляция между магматичностью (или амагматичностью) с одной стороны, и средним значением аномалий Буге в сочетании с анализом сейсмической активности не позволяет проводить четкие границы сегментов. Выделяется зона шириной 25-30 км и более, в которой происходит плавная смена значений этих параметров от одного типа к другому.

Хребет Мона. Хребет Мона до 0°30′ з.д. развивается под влиянием Ян-Майенской горячей точки (Rickers et al., 2013). Отсутствие детальных батиметрических данных в промежутке между 5° з.д. и 1° в.д. ограничивает возможности анализа рельефа рифтовой долины. На продольном профиле рельефа осевой части рифтовой долины видно, что на отрезке от 2° з.д. до 5° з.д. днище

долины располагается на глубине около 2000 м (рис. 5.8). Восточнее дно долины опускается до глубины 3000-3500 м.

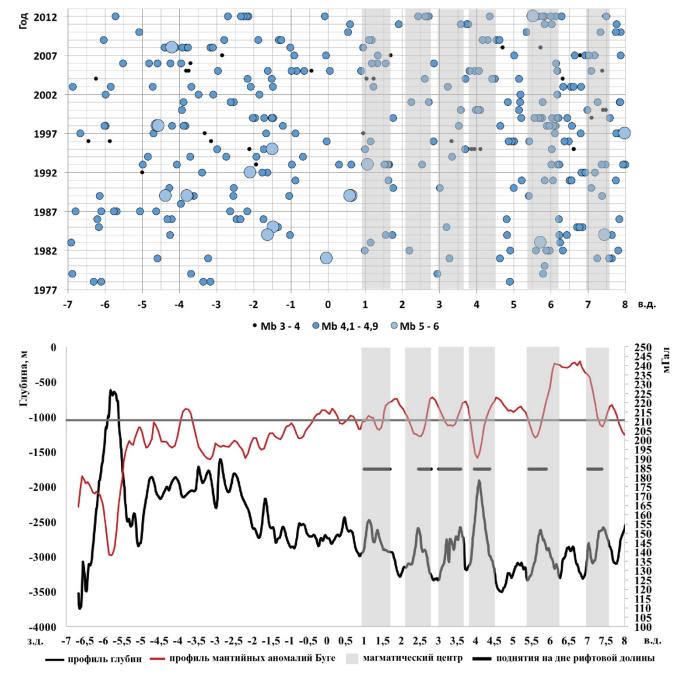


Рис. 5.8. Корреляция пространственно-временного распределения землетрясений вдоль рифтовой долины хребта Мона (верхний график), вдольосевых аномалий Буге (средний профиль), вдольосевого рельефа дна (нижний профиль) по IBCAO3.0, положения поднятий, расположенных на дне рифтовой долины.

Морфология рифтовой долины восточной части хребта Мона характеризуется наличием центров локального магматизма, чередующихся с амагматическими впадинами. Вулканическим хребтам, расположенным на дне рифтовой долины соответствуют минимумы аномалии Буге, а разделяющим их впадинам – максимумы.

Доступные батиметрические данные не позволяют говорить о наличии или отсутствии вулканических построек центрального типа. В пределах восточной части хребта выделяется шесть поднятий (1°в.д., 2,5°в.д., 3,5°в.д., 4°в.д., 5,5° в.д., 7° в.д.). Их вершины достигают глубин 2500-2650 м, вершина поднятия 4°в.д. расположена на глубине 2000 м. Дно разделяющих их впадин опускается до отметок 3100-3500 м. Протяженность поднятий составляет 10-20 км, впадин 10-30 км.

Относительные минимумы аномалий Буге (10-20 мГал) наблюдаются в районе трех поднятий 2,5°в.д., 4°в.д., 5,5° в.д., остальным соответствуют минимумы 5-7 мГал. Значительный максимум (30 мГал) расположен в районе впадины на 6,5° в.д. Здесь также отмечается повышение сейсмической активности. В целом, в восточной части хребта Мона наблюдается равномерная фоновая сейсмическая активность с некоторым увеличением в восточном направлении одновременно с увеличением средних значений аномалий Буге.

Прослеживается несколько закономерностей формирования магматических и амагматических сегментов арктических ультрамедленных спрединговых хребтов. В таблице 6. приведены основные геолого-геофизические и кинематические параметры для отдельных магматических и амагматических сегментов хребтов Мона, Книповича и Гаккеля.

При анализе данных параметров можно сделать вывод, что с падением скорости спрендинга глубина осевой части хребтов увеличивается, а мощность коры уменьшается. Относительные значения минимумов и максимумов аномалий Буге в районах магматических сегментов не зависят от скорости спрединга. В пределах всех сегментов значения минимумов изменяются в диапазоне от 5 до 20 мГал, исключением является район 43° в.д. в пределах ВВС (65 мГал).

Относительные значения максимумов аномалий Буге не превышают 20 мГал, кроме области 6,5° в.д. на хребте Мона (30 мГал). Для амагматических сегментов так же не прослеживается связь экстремумов значений аномалий Буге с изменение скорости спрединга. Минимумы варьируют в пределах от 1 до 8 мГал, максимумы от 8 до 40 мГал.

	Глуби впади		Глубина вершин поднятий, м		Относи- тельные минимумы МАБ, мГал		Относи- тельные максимумы МАБ, мГал		Мощность коры, км		Скорость спрединга, см/год		Угол а
	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min	max	min
Хр. Мона	3300	3500	2000	2650	5	20	7	30	4	4,5		1,6	55
Южный сегмент	3400	3600	2800	3100	2	8	15	40	2,5	3,5	1,5	1,7	37
Север- ный сегмент	3400	3600	2600	3000	5	20	5	10	4,5	5,5	1,5	1,7	53
ЦАС	4800	5300	4300	3300	1	8	8	40	1,3	2,5	1,27	1,35	80
ЗВС	4000	4400	2900	3000	20	60		20	2,5	4,9	1,35	1,5	80
BBC	4100	5200	3100	3100	5	65	5	20	2,5	3,5	0,8	0,9	45

Таблица 6. Геолого-геофизические и кинематические параметры для сегментов спрединговых хребтов Мона, Кноповича (северный сегмент, южный сегмент) и Гаккеля (ЗВС, ЦАС, ВВС). Салатовым цветом отмечены магматические сегменты, голубым – амагматические. Максимумы и минимумы МАБ указаны относительно фоновых значений (см. рис. 5.6, 5.7, 5.8).

Формирование магматических и амагматических сегментов не зависит от кинематических условий. Сегменты, сформированные в условиях ортогонального спрединга, обладают более выраженными особенностями. ЗВС хребта Гаккеля отличается наиболее интенсивной магматической активностью. ЦАС хребта Гаккеля, сформировавшийся в условиях ортогонального растяжения, имеет глубокую рифтовую долину при наименьшей мощности коры. Мощность коры в

районе южного сегмента хребта Книповича уменьшается на 2 км по сравнению с северным сегментом, но глубина дна впадин рифтовой долины остается неизменной.

Таким образом, чередование магматических и амагматических сегментов не зависит от локальных изменений скорости спрединга и положения оси хребтов относительно направления растяжения. Вероятнее всего оно регулируется локальными неоднородностями подстилающей мантии и дискретным характером пространственного распределения магмовыводящих каналов (Дмитриев и др., 1999). Выделенные нами крупные сегменты хребта Книповича являются характерными для ультрамедленных спрединговых хребтов, формирующимися при различных условиях аккреции океанической коры.

5.4. Особенности геодинамики хребта Книповича

Изменение простирания оси срединного хребта Книповича привело к формирование двух гетерогенных частей, имеющих различные параметры спрединга. Южный амагматический сегмент сформировалась при существенном влиянии правостороннего сдвига, тогда как на северный его влияние заметно меньше, а кора формируется в магматических условиях.

Данные о строении осадочной толщи на западном фланге и в днище рифтовой долины хребта Книповича, а так же данные о магнитных аномалиях Норвежско-Гренландского бассейна не согласуются с современным положением хребта Книповича. Одним из объяснений этого может являться наложенное положение современной оси на сформированную ранее океаническую кору.

Пространственное положение хребта Книповича вблизи Шпицбергенской континентальной окраины приводит к тому, что его восточный фланг находится в зоне лавинной седиментации. Отличительной чертой хребта Книповича является распространение консолидированных осадков на бортах рифтовой долины (Гусев, Шкарубо, 2001, Зайончек и др., 2010, Соколов и др., 2014). Результаты предыдущих исследований (Шкарубо, 1996) осадочной толщи и коренных пород показали, что осадки распределены крайне неравномерно. В районе 75° с.ш. на

флангах хребта наблюдается повышенные мощности осадков (до 2 км). При драгировании бортов рифтовой долины были подняты древние осадочные породы. Данное обстоятельство указывает в пользу предположения о перескоке оси хребта (Crane et al., 1991).

Последние данные интерпретации геофизических разрезов (Пейве, Чамов, 2008, Зайончек и др., 2010, Кvarven et al., 2014, Amundsen et al., 2011), а также результаты пробоотбора (Пейве, Чамов, 2008, Зайончек А.В. и др., 2010, Соколов и др., 2014) в центральной и северной частях хребта Книповича позволяют говорить о более молодом возрасте хребта. Геофизические данные о строении осадочной толщи показывают наличие на обоих бортах хребта оползневых отложений, датируемых в интервале 1,7 - 2,5 млн. лет (Kvarven et al., 2014), тогда как на бортах и днище рифтовой долины данные отложения отсутствуют. Авторы предполагают, что на данном этапе своего развития глубина рифтовой долины была меньше и оползневые отложения могли достичь западного борта. Отсутствие данной осадочной толщи в районе рифтовой долины объясняется тем, что современный активный вулканизм уничтожил следы осадочных отложений.

В структуре аномалий магнитного поля современная ось хребта Книповича практически не выражена (Olesen et. al., 1997). Только в северной части выделяется осевая отрицательная аномалия (рис. 5.9). Подобное проявление магнитного поля может объясняться двумя обстоятельствами. Либо современная ось спрединга продвигалась с севера на юг, либо магматическая активность в северной части привела к формированию осевой аномалии, тогда как амагматический процесс формирования коры в южной части определил отсутствие современной аномалии магнитного поля (Соколов и др., 2014).

Перемещение оси спрединга хребта Книповича и последующий раздвиг совпадает по времени (около 20 млн. лет назад) с проявлением магматической активности в пределах архипелага Шпицберген. Предполагается, что именно Норвежско-Гренландском спрединговая активность В бассейне могла стимулировать магматическую активность В пределах баренцевоморской континентальной окраины (Сущевская, Беляцкий, 2007). Первичные расплавы щелочных магм образовывались из обогащенной, насыщенной флюидами субконтинентальной мантии и по составу они близки сильно обогащенным расплавам, обнаруженным в виде жил в мантийных включениях четвертичных вулканов архипелага Шпицберген.

Исследования базальтов хребта Книповича (Матвеенков, 1983, Сущевская и др., 1997, Харин, 1993, Neumann, Schilling, 1984 и др.) показали, что их состав определяет слабые магнитные аномалии, что и наблюдается в реальной картине аномального магнитного поля хребта Книповича.

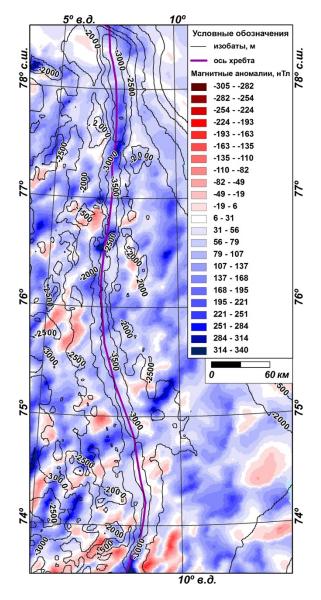


Рис. 5.9. Аномальное магнитное поле в районе хребта Книповича (по Olesen et al., 1997, Соколов С.Ю., 2014).

Подобное сложное устройство хребта Книповича отражается в соотношении Гутенберга-Рихтера. Произведенные нами расчеты показывают, что хребет Моллой и рифт Лена по частотно-магнитудным характеристикам имеют параметры схожие с ультрамедленными спрединговыми хребтами Мона, Гаккеля и Колбенсей. Трансформные разломы Моллой и Шпицбергенский имеют параметры, свойственные трансформным структурам САХ. Хребет Книповича имеет промежуточное значение коэффициента b, т.е. его сейсмическая активность обладает свойствами как океанического рифта, так и трансформного разлома.

Пример схожей структуры меньшего масштаба располагается в районе трансформного разлома Мошеш (рис. 5.10) к востоку от о. Буве в южной части Атлантического океана.

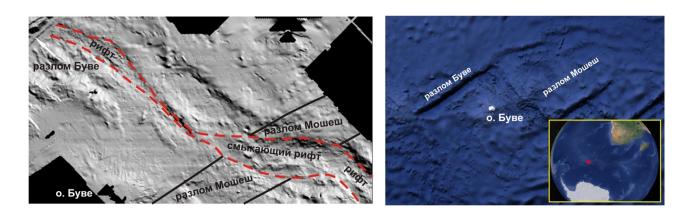


Рис. 5.10. Рельеф района смыкающего рифта восточнее о. Буве (положение – на врезке справа). Слева – по данным 18-ого рейса НИС "Академик Николай Страхов" (1994 г., Мазарович, 2000), справа - по (http://earth.google.com/)

Эта структура имеет сходство с рифтом, разломной зоной и нодальной впадиной. В силу этих обстоятельств он может рассматриваться как структура особого рода - смыкающий рифт (Мазарович, 2000). Под этим термином подразумевается рифтоподобная структура соединяющая два смещенных (на первые десятки км) сегмента рифтовой системы. С геодинамической точки зрения смыкающий рифт может быть назван трансформирующим. Аналогами подобного рода структур, с определенными оговорками, могут быть названы сложные

нодальные впадины в разломе Курчатова, система нодальных впадин Меркурий-Марафон, и некоторые разломы в Южной Атлантике.

5.5. Ортогональный спрединг в проливе Фрама

В отличии от хребта Книповича и рифта Лена, которые унаследовали свое положение от существовавшей ранее Шпицбергенской сдвиговой зоны, система ТР и хребет Моллой сформировались независимо от нее 21 млн. лет назад (Ehlers, Jokat, 2009).

Геодинамическая обстановка в проливе Фрама напоминает строение экваториальной части САХ, в пределах которой происходит смещение коротких спрединговых сегментов трансформными разломами. В области пересечения ТР со спрединговыми хребтами образуется характерное сочетание форм рельефа – нодальные впадины и поднятия внутреннего и внешнего угла (рис. 5.11). Как было показано в третьей главе, на сочленении ТР Моллой и хребта Моллой сформировалась изометричная нодальная впадина Моллой, районе пересечения со Шпицбергенским разломом сформирована еще одна нодальная впадина Хайес меньшей глубины вытянутая вдоль простирания разлома. На СВ борту нодальной впадины, отделяющем ее от рифтовой долины, расположена гора Атла, которая по данным драгирования может быть интерпретирована как мантийная протрузия (Bonatti, Michael, 1989). Ее положение позволяет отнести ее к внутреннему угловому поднятию. Восточный склон хребта Моллой погребен под осадочным чехлом, однако, простирания форм рельефа западного борта ориентированы параллельно оси рифтовой долины, что характерно ортогонального спрединга.

Некоторые черты сходства с зонами сочленения рифт-трансформ на САХ, имеет не только рельеф, но и характер сейсмической активности. Отсутствие сильных землетрясений с магнитудой Mb>5 и равномерная в пространстве среднемагнитудная реализация упругих напряжений характеризуют обстановку постепенной низкоэнергетической релаксации, широко распространенной в областях медленного ортогонального растяжения САХ. Стоит отметить, что

уровень активности на хребте Моллой несколько выше, как и амплитуда и выраженность форм рельефа. В целом, в районе хребта Моллой наблюдается несколько гипертрофированный по сравнению с САХ парагенез деформаций сдвига и растяжения. Близость к Шпицбергенской континентальной окраине может приводить к асимметрии наращивания океанической коры с усилением формирования западного борта.

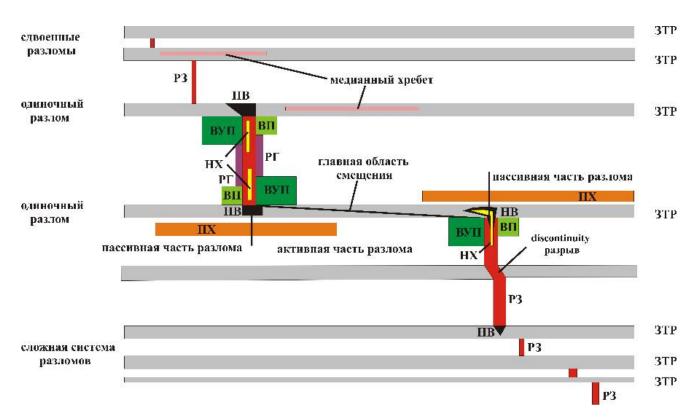


Рис. 5.11. Принципиальная схема соотношения рифтовых зон (РЗ) и зон трансформных разломов (ЗТР). ВУП - внешнее угловое поднятие, ВП - внутреннее угловое поднятие, НВ - нодальная впадина, ПХ - поперечный хребет, РЗ - рифтовая зона, НХ - неовулканический хребет, РГ - рифтовые горы (Мазарович, 2005)

Скорость осадконакопления в северо-восточной части и непосредственная близость ТР Моллой к бровке шельфа несколько нивелирует рельеф в районе ТР Моллой. Он выражен в рельефе узким v-образным понижением сложной конфигурации вдоль простирания разлома, смещенным к южному борту обширной ассиметричной депрессии, противоположный борт которой сложен

хребтом Вестнеса. Ширина глубокой депрессии сопоставима с протяженностью ЮВ борта впадины Моллой. Размеры нодальной впадины, конфигурация осадочного хребта Вестнеса, широкая впадина, вмещающая осевую зону ТР указывает на широкую зону трансформной деформации, сформированной в пределах холодного блока литосферы.

Профиль МОВ (метод отраженных волн) AWI-20020500 (рис. 5.12) был получен в рейсе ARKXVIII/2 НИС "Поларштерн" в 2002 году. Он пересекает хребет Моллой, его западный борт, впадину Моллой и заканчивается на Характер гренландском континентальном рельефа склоне. поверхности фундамента, погружения направлении величина В OT оси спрединга, скомпенсированная за мощность осадочного слоя указывают на океаническую кору, сформированную в области спрединга. На профиле видно, что океаническая кора погружается в направлении от оси хребта до границы континент-океан с нехарактерной ступенью в 50-60 км от оси. Однако моделирование влияния мощности осадочного чехла достаточно показывает хорошее совпадение с положением фундамента. Высокие скорости накопления осадков во впадине Моллой привели к дополнительному погружению океанической коры возрастом старше 11 млн. лет. Как видно, к этому возрасту авторы относят и небольшое изменение скорости спрединга, необходимое для объяснения полученных данных аномалий магнитного поля (Ehlers, Jokat, 2009).

Все вышеперечисленные признаки позволяют интерпретировать систему ТР и хребта Моллой как молодую структуру, сформированную ортогонально полю напряжений раздвижения Северо-Американской и Евразийской тектонических плит.

В результате проведенного нами исследования было установлено, что в пределах хребта Книповича можно выделить более высокий уровень сегментации. Южная часть хребта формируется как амагматический сегмент в условиях очень косого раздвига. Нами было показано, что южный сегмент Книповича имеет сходство с ЦАС хребта Гаккеля, сформированным в условиях ортогонального спрединга. Северная часть хребта Книповича является магматическим сегментом,

схожим по характеру структурообразования с аналогичными сегментами хребта Гаккеля и хребта Мона.

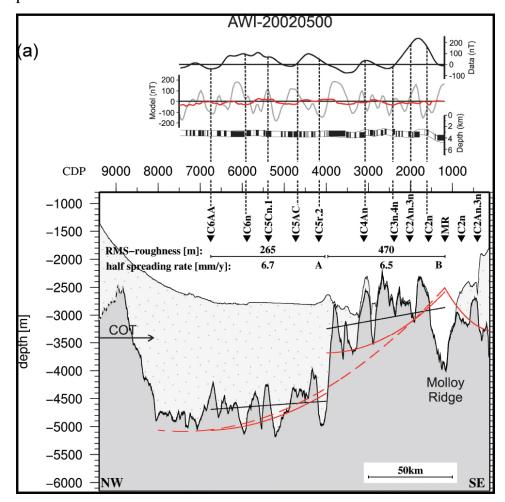


Рис. 5.12. Верхний профиль: измеренные (черная линия), смоделированные (серая линия) и отфильтрованные смоделированные магнитные данные (красная линия) вдоль профиля AWI-20020500. Параметры моделирования: мощность намагниченного слоя 1 км; магнитная восприимчивость k = 0.0045; отклонение I =82.6°; магнитное склонение D=-5.9°; современная общая интенсивность F = 54453.8 nT (по IGRF) и осевая намагниченность J = 20 A m - 1. Нижний профиль: Интерпретация сейсмического профиля AWI-20020500 во впадине Моллой с пересечением хребта Моллой. Темно-серый: фундамент; светло-серый с точками: осадочный чехол. Красные линии: кривая термического погружения (юговосточная часть) и скорректированная за осадки кривая погружения (северозападная часть). Пунктирная красная линия: кривая погружения для всей к северо-западу океанической коры OT хребта Моллой. Черная эмпирическая линия тренда глубины фундамента, используемая для расчета

среднеквадратического расчлененности рельефа. СОТ - переход континент-океан (Ehlers, Jokat, 2009).

Анализ сейсмических данных показывает, что несмотря на то, что в целом структуры хребета Книповича схожи со структурами других ультрамедленных спрединговых хребтов, он развивается в геодинамических условиях, совмещающих некоторые свойства трансформной деформации и спрединга, что отражается в характере сейсмической активности.

Система арктических ультрамедленных спрединговых хребтов на всем своем протяжении не нарушена трансформными разломами. Южная часть хребта Книповича, для которой угол α равен 37°, развивается как амагматический спрединговый сегмент. Предполагается, что в пределах амагматических сегментов ультрамедленных хребтов напряжения сдвига реализуются в пределах рифтовой зоны без разрыва ее сплошности (Пейве, 2009), что ограничивает возможность формирования трансформных деформаций. Исключение составляет система ТР Моллой-хребет Моллой-ТР Шпицбергенский расположенная в проливе Фрама между северным окончанием хребта Книповича и южным окончанием трога Лена. Возраст данной системы составляет около 22 млн. лет. Трансформные разломы располагаются субпараллельно направлению растяжения, а спрединговый хребет Моллой сформировался в условиях ортогонального спрединга.

Заключение

В работе рассмотрены особенности новейшей тектоники и геодинамики СОХ севера Гренландского моря и пролива Фрама. Граница Евразийской и Североамериканской плит здесь представляет собой систему океанического рифтов с ортогональным (впадина Моллой) или косым (хребет Книповича) спредингом, трансформных разломов (Моллой и Шпицбергенский) и рифта на стадии развития субконтинентальной коры (трог Лена).

Батиметрические данные, полученные методом многолучевого эхолотирования дна, позволили выявить ранее не известные детали строения рельефа зоны перехода СОХ из Атлантического океана в Северный Ледовитый. В 24-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», при непосредственном участии автора, были получены данные о строении глубоководных бассейнов, вулканических хребтов и построек центрального типа в рифтовой зоне хребта Книповича на всем его протяжении. В северной и южной части хребта были собраны дополнительные данные о строении флангов хребта. Также были обследованы ТР Моллой, восточный борт рифтовой долины хребта Моллой и северный борт ТР Шпицбергенский. Анализ полученных батиметрических данных с привлечением дополнительно геофизической информации выявил, что существующая сегментация СОХ изучаемого региона не учитывает все изменения плотностных неоднородностей верхней мантии. Автором были обработаны цифровые батиметрические и сейсмологические данные и, с учетом полученной информации, предложена и обоснована новая сегментация хребта Книповича. Анализ данных о сейсмической активности региона, проведенный в рамках исследования, показал, что различия в кинематических условиях формирования ульрамедленных хребтов приводят к изменениям в характере сейсмической активности. Предполагается, что в пределах амагматических сегментов с маломощной корой, с узкой зоной прогрева и соответственно с большой мощностью хрупкого слоя, реализуются напряжения сдвига, фокусирующиеся в пределах рифтовой долины без формирования трансформных смещений (Пейве,

2009). Нехарактерной для рассматриваемой территории является область формирования ТР Моллой и Шпицбергенский.

В результате проведенного нами исследования были сделаны следующие выводы:

1. В пределах хребта Книповича выделяется два сегмента, граница между которыми находится в районе 75.7° - 75.8° с.ш.

Отсутствие минимумов аномалий Буге сопряженных с вулканическими поднятиями на дне рифтовой долины южнее этой границы и наличие здесь протяженных участков амагматической аккреции коры, которым соответствуют максимумы аномалий Буге, позволяют выделить эту часть хребта Книповича в южный амагматический хребет. Севернее проведенной границы протяженность амагматических сегментов уменьшается, а магматическим соответствуют минимумы аномалий Буге, так же на этом отрезке хребта Книповича изменяется характер сейсмической активности, что позволяет объединить его в северный магматический сегмент.

2. Система трансформных разломов Моллой, Шпицбергенский и, расположенный между ними, хребет Моллой представляют собой участок СОХ, сформировавшийся в условиях современного направления растяжения по азимуту 307°. Это единственная зона развития ортогонального спрединга, ограниченного трансформными структурами, на всем протяжении (3000 км) от Ян-Майенского ТР до 86° в.д. хребта Гаккеля.

В работе показано, что система трансформных разломов и хребет Моллой является единственным участком, сформировавшимся в соответствии с современным направлением растяжения на севере Норвежско-Гренландского бассейна и в проливе Фрама. Формирование амагматических сегментов в области ультрамедленного спрединга предотвращает развитие трансформных деформаций даже при наличии большой сдвиговой компоненты скорости. Система ТР, сформировавшаяся в проливе Фрама, является для арктического региона уникальной.

3. Хребет Книповича представляет собой структуру, которая по сейсмическим характеристикам сочетает признаки как спрединговой системы, так и трансформного разлома.

Комплексный анализ батиметрических и геофизических данных позволил выявить особенности строения хребта Книповича, которые позволяют интерпретировать данную структуру как одно из звеньев ультрамедленных срединно-океанических хребтов. Однако, характер сейсмической активности, в частности повышенная фоновая активность с магнитудой Mb < 5.0 при наличии самых сильных землетрясений региона, позволяет говорить о геодинамической природе хребта Книповича, совмещающей как признаки спрединга, так и трансформа.

Список сокращений

восточный вулканический сегмент
·
гидролокатор бокового обзора
Генеральная Батиметрическая Карта Океанов
глубинное сейсмическое зондирование
западный вулканический сегмент
научно-исследовательское судно
непрерывное сейсмическое профилирование
Полярный научно-исследовательски институт рыбного
хозяйства и океанографии
Срединно-Атлантический хребет
срединно-океанический хребет
трансформный разлом
центральный амагматический сегмент
цифровая модель рельефа
центроид тензора сейсмического момента
Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition
Advanced National Seismic System
Alfred Wegener Institute
central moment tensor
Global Positioning System
International Bathymetric Chart of Arctic Ocean
International Seismological Center
National Earthquake Information Center
Science Ice Exercises
sound velocity profiler

Литература

- 1. Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики // Спб. ВНИИОкеаногеология. 1996. 183 С.
- 2. Аветисов Г.П. Особенности геодинамики зоны подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 2. СПб. 1998. С. 46-57.
- 3. Астафурова Е.Г., Гуревич Н.И., Даниэль Е.Д., Мащенков С.П. Сопоставление особенностей аккреции океанической коры при низкоскоростном и сверхнизкоскоростном спрединге // Российский журнал наук о Земле. Т. 2. № 3. 2000. С. 295-301.
- 4. Батурин Д. Г. Структура и геодинамика области трансформных разломов Моллой в системе срединных хребтов Норвежско-Гренландского океанического бассейна // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 3. С. 436—442.
- 5. Батурин Д.Г., Нечхаев С.А. Глубинное строение Шпицбергенского краевого плато северо-восточной части Гренландского моря // Доклады Академии наук СССР. 1989. Т. 306. № 4. С. 925-930.
- Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13-30.
- 7. Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта // М.: Национальный геофизический комитет РФ. 1998. 124 С.
- 8. Бугрова Э.М., Гусев Е.А., Тверская Л.А. Олигоценовые породы хребта Книповича // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIV Международной школы морской геологии. М.: ГЕОС. Т. І. 2001. С. 28–29.
- 9. Верба В. В., Аветисов Г. П., Степанова Т. В., Шолпо Л.Е. Геодинамика подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. Т. 2. № 4. 2000.

- 10. Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка // М.: Недра. 1991. 214 С.
- 11. Гусев Е.А. К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы совещания. М.: ГЕОС. Т. 1. 1999. С. 229-232.
- 12. Гусев Е.А. Новые данные по строению хребта Книповича, Геология и геофизика средино-океанических хребтов // Материалы рабочего совещания Российского отделения международного проекта InterRidge. Спб.: ВНИИОкеангеология. 2001. С. 32.
- 13. Гусев Е.А. Олигоценовый этап тектонического развития Гренландского моря // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 5. Апатиты. Издво: КНЦ РАН. 2005. С. 157-167.
- 14. Гусев Е.А., Зайончек А.В., Мэннис М.В., Рекант П.В., Рудой А.С., Рыбаков К.С., Черных А.А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. Вып. 4. 2002. С. 40-54.
- 15. Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. Т. 3. N 2. 2001. С. 165–182.
- 16. Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М., Мартынов В.Т., Шургаева Н.Д. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана. // Труды НИИГА. Т. 143. 1965. С. 341-345.
- 17. Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. Т.1. № 6. 1999. С. 457-476.
- 18. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и Р-Т условий эволюции базальтов срединно-океанических

- хребтов и их региональное распределение // Петрология. Т. 14. № 3. 2006. С. 227-247.
- 19. Дубинин Е. П., Кохан А. В., Сущевская Н. М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. № 3. 2013.
- 20. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез // М.: ГЕОС. 2001. 293 С.
- 21. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Аб" рамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континентокеан 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.
- 22. Зарайская Ю.А., Фроль В.В. Сейсмичность хребта Рейкъянес в связи с особенностями его морфологии // Вестник Московского университета. С. 5: География. Изд-во: МГУ. № 4. 2013.
- 23. Карасик А. М., Куташова А. И., Позднякова Р. А., Рождественский С. С, Норвежско-Гренландский бассейн // «Геофизические характеристики земной коры Атлантического океана.» Недра. 1985. С. 17-49.
- 24. Карасик А.М. Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра. 1980. С. 178-193.
- 25. Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н. История формирования Северного Ледовитого океана // 27-й МГК. Геология Арктики. Т. 4. М.: Наука. 1984. С. 151-159.

- 26. Карта Рельефа Дна Северного Ледовитого Океана, масштаб 1: 5 000 000 (под ред. Нарышкина Г.Д.) // ГУНиО МО. ВНИИОкеангеология. РАН. СПб.: 1998.
- 27. Карта рельефа дна Центрального Арктического бассейна, масштаб 1:2500 000 // ГУНиО МО. РФ. 2002.
 - 28. Касахара К. Механика землетрясений // М.: Мир. 1985. 264 С.
- 29. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа // М.: Научный мир. 2011. 368 С.
- 30. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной Атлантики // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. № 1. Вып. № 19. 2012. С. 59–77.
- 31. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. Т. 52. № 5. 2012. С. 744–756.
- 32. Лазарева А.П., Мишарина Л.А. О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса // Физика Земли. № 2. 1965. С. 5-10.
- 33. Линден Н.А. Изучение сейсмичности Арктики // Сейсмологические исследования. М.: изд-во АН СССР. № 5. 1963. С. 7-26.
- 34. Литвин В.М. Рельеф дна Норвежского моря. // Труды ПИНРО. Вып. 16. 1964. С. 89-109.
- 35. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России // М.: ГЕОС. 2006. 192 С.
- 36. Матвеенков В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединноокеанических хребтов с разными скоростями спрединга //Геотектоника. Т. 4. 1983. С. 26-36.

- 37. Научный отчет 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов» в северной части Баренцева моря и Норвежско-Гренландском бассейне // ГИН РАН. 2007. 145 С.
- 38. Обручев В.А., Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. 1948. С. 13-24.
- 39. Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1: 5000 000 // Гл. ред. Г.Д. Нарышкин. Хельсинки.: Карттакссус. 1995.
- 40. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5-19.
- 41. Пейве А.А., Добролюбова К.О., Сколотнев С.Г., Сущевская Н.М., Разницин Ю.Н., Зайончек А.В., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Зарайская Ю.А., Ескин А.Е., Ефимов В.Н., Мазарович А.О., Мороз Е.А., Разумовский А.А., Ямпольский К.П. Строение области сочленения хребтов Книповича и Мона (Северная Атлантика) // Доклады РАН. Т. 426. № 3. 2009. С. 355-360.
- 42. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (северная атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. № 1. 2008. С. 38-57.
- 43. Пущаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. № 2. 1976. С. 3-14.
- 44. Разломы и горизонтальные движения земной коры // Труды Геологического института. Вып. 80. 1963. 311 С.
- 45. Рельеф и донные отложения Норвежско-Гренландского бассейна под ред. Д.Е. Гершакович. Мурманск: Пинро. Вып. 42. 1979. 164 С.
- 46. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология // М.: Иностранная литература. 1963. 670 С.

- 47. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. Т. 437. № 3. 2011. С. 378–383.
- 48. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29. DOI: 10.7868/S0016853X14030060
- 49. Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В. Причины образования геохимической гетерогенности толеитового магматизма полярных областей Мирового океана // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. 2009. С. 209-214.
- 50. Сущевская Н.М., Черкашев Г.А., Богданов Ю.А., Цехоня Т.И. Геохимические и тектонические неоднородности строения хребтов Мона Книпович // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XII Международной школы морской геологии. Т. II. М.: ГЕОС. 1997. С. 188-189.
 - 51. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии // М.: Научный мир. 1999. 252 С.
- 52. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. № 4–5. 1999. С. 6-22.
- 53. Фирсов Ю.Г. Основы гидроакустики и использования гидрографических сонаров // СПб.: Нестор-История. 2010. 348 С.
- 54. Хайзен Б., Тарп А., Юинг Н. Дно Атлантического океана // Изд-во Иностранная литература. 1962.
- 55. Харин Г. С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана // М.: Наука. 1993.
- 56. Черкашев Г.А. Тамаки К., Баранов Б.В., Герман К., Гусев Е.А., Егоров А.В., Жирнов Е.А., Крейн К., Куревиц Д., Окино К., Сато Х., Сущевская Н.

Исследование рифтовой зоны хребта Книповича: экспедиция «Книпович-2000» // ДАН РФ. Т. 378. № 4. 2001. С. 518–521.

- 57. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // Докл. РАН. Т. 402. N 3. 2005. C. 1-5.
- 58. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. № 5. 2004. С. 26-52.
- 59. Шкарубо С. И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. МАГЭ. Мурманск. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1999. С. 71-79.
- 60. Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1996. С.101—114.
- 61. Amundsen I.M.H., Blinova M., Hjelstuen B.O. The Cenozoic western Svalbard margin: sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading // Marine Geophysical Research. V. 32. N 4. 2011. P. 441-453.
- 62. Austegard A., Sundvor E. The Svalbard Continental Margin: Crustal Structure from Analysis of Deep Seismic Profiles and Gravity // Univ. Bergen Seismol. Obs. Sci. Rep. N 53. 1991. 31 P.
- 63. Barazangi M., Dorman J. Seismicity map of the Arctic compiled from ESSA, Coast and Geodetic Survey, epicenter data January 1961 through September 1969 // Bulletin of the Seismological Society of America. V. 60. 1970. P. 1741-1743.
- 64. Bonatti E., Michael P.J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 91. 1989. P. 297-311.

- 65. Breivik A., Mjelde R., Grogan P., et al. Crustal structure and transform margin development south of Svalbard based on ocean bottom seismometer data // Tectonophysics. V. 369. 2003. P. 37-70.
- 66. Crane K. Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen transform fault // Tectonophysics. V. 89. 1982. P. 1-32
- 67. Crane K., Doss H., Vogt P., et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Mar. Geophys. Res. V. 22. 2001. P. 153–205.
- 68. Crane K., Sundvor E., Buck W. R., Martinez F. Rifting in the northern Norwegian-Greenland sea: Thermal tests of asymmetric spreading // J. Geophys. Res. V. 96 (B9). 1991. P. 14529–14550. doi:10.1029/91JB01231.
- 69. Crane K., Sundvor E., Foucher J., et al. Thermal Evolution of the Western Svalbard Margin // Mar. Geophys. Res. V. 9. 1988. P. 165 194.
- 70. Crane K., Vogt P.R., Solheim A. (eds.) Seafloor atlas of the northern Norwegian-Greenland Basin // Norsk Polarinstitutt. Meddelelser. V. 137. 1995. 172 P.
- 71. Curewitz D., Okino K., Asada M. et al. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra–slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74°30′ N–77°50′ N // Journal of Structural Geology. V. 32. 2010. P. 727–740.
- 72. Dallmann W.K., Andresen A., Bergh S.G., Maher H., Ohta Y. Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard // Norsk Polarinstitutt Meddelelser. N. 128. 1993. 46 P.
- 73. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions //. Geophys. J. Int.. V. 181. 2010. P. 1–80.
- 74. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. V. 426. 2003. P. 407-412.

- 75. Dziewonsky A.M., Chou T., Woodhouse J.S. Determination of earthquake source parameters from waveform date for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. V. 86. N B4. 1981. P. 2825-2852.
- 76. Edwards, M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstieh D.R., Coakley B.J., Cochran J.R. Evidence of Recent Volcanic Activity on the Ultra-Slow Spreading Gakkel Ridge // Nature. V. 409. 2001. P. 808 812.
- 77. Ehlers B.M., Jokat W. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // Geophys. J. Int. V. 177. 2009. P. 451-462.
- 78. Eiken O, Austegard A. The Tertiary orogenic belt of West-Spitsbergen: Seismic expressions of the offshore sedimentary basins // Norsk geol Tidsskr V. 67. 1987. P. 383-394.
- 79. Einarsson P. Seismicity along the eastern margin of the North American Plate. // The western North Atlantic region. Boulder. Colorado.: Geological Society of America. The Geol. of N.America. V. M. 1986. P. 99-116.
- 80. Ekström G., Nettles M., Dziewonski A. M. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. Vol. 200-201. 2012. P. 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
 - 81. Eldholm 1998
- 82. Eldholm O., Faleide J.I., Myhre, A.M. Continent-ocean transition at the western Barents Sea // Svalbard continental margin. Geology. V. 15. 1987. P. 1118-1122.
- 83. Eldholm O., Karasik A., Reksnes P. The North American plate boundary // The geology of North America. V. L. The Arctic Ocean Region. Chap. 11. 1990. P. 580-581.

- 84. Eldholm O., Skogseid J., Sundorov E., Myhre A. The Norwegian-Greenland Sea // The geology of North America. V. L. The Arctic Ocean Region. Chap. 20. 1990. P. 351-362.
- 85. Eldholm O., Sundvor E., Myhre A. M., Faleide J. I. Cenozoic evolution of the continental margin off Norway and western Svalbard // Petroleum Geology of the North European Margin. London.: Graham and Trotman. 1984. P. 3-18.
- 86. Engen J., Faleide I., Dyreng T. K. Opening of the Fram Strait Gateway: a review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. V. 450. N. 1-4. 2008. P. 51-69.
- 87. Engen O., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. Geophys. Res. V. 108. N B2. 2075. 2003. doi:10.1029/2002JB001809
- 88. Faleide J.I., Gudlaugsson S.T., Eldholm O., et al. Deep seismic transects across the sheared western Barents Sea-Svalbard continental margin // Tectonophysics. V. 189. 1991. P. 73-89.
- 89. Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., et al. Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea-Svalbard continental margin // Global Planet Change. V. 12. 1996. P. 53-74.
- 90. Forsberg R., Kenyon S. Gravity and Geoid in the Arctic region the northern polar gap now filled 2005. http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/agp/histagp.html
- 91. Francis T.J.G. The detailed seismicity of mid-ocean ridges // Earth and planetary science letters. V. 4. 1968. P. 39-46.
- 92. Freire F., Gyllencreutz R., Jafri R.U., Jakobsson M. Acoustic evidence of a submarine slide in the deepest part of the Arctic, the Molloy Hole // Geo-Mar Letters. 2014. DOI 10.1007/s00367-014-0371-5
- 93. Grindlay N.R., Fox P.J., Macdonald K.C. Second-Order Ridge Axis Discontinuities in the South Atlantic: Morphology, Structure and Evolution // Mar. geophys. Res. V. 13. N 1. 1991. P. 21-50.

- 94. Gutenberg B., Richter C.F. On Seismic Waves (third paper) // Gerlands Beitrage zur Geophysik. V. 47. 1936. P. 73-131.
- 95. Gutenberg B., Richter C.F. Seismicity of the Earth and associated phenomena // Princeton University Press. New Jersey.: Princeton. 1949. P. 273.
- 96. Hanisch J. West Spitsbergen Fold Belt and Cretaceous opening of the Northeast Atlantic // Petroleum Geology of the North European Margin. 1984. P. 187-198.
- 97. Harbert et al. Late Crateceous and tertiary plate motions in the North Atlantic // The geology of North America. V. L. The Arctic Ocean Region. 1990. P. 580-581.
- 98. Hell B., Jakobsson M. Gridding heterogeneous bathymetric data sets with stacked continuous curvature splines in tension // Mar. Geophys. Res. V. 32(4). 2011. P. 493-501. doi:10.1007/s11001-011-9141-1.
- 99. Hess H.H. History of ocean basins // Petrologic Studies: A Volume in Honor of Buddington A.F., Engel A.E.J., James H.L., B.F. Leonard (eds). New York.: Geological Society of America. 1962. P. 599–620.
- 100. Hjelstuen B.O., Elverhøi A., Faleide J.I. Cenozoic erosion and sediment yield in the drainage area of the Storfjorden Fan // Global Planet Change V. 12 1996. P. 95-117.
- 101. Husebye E. S., Gjøystdal H., Bungum H., Eldholm O. The seismicity of the Norwegian and Greenland Seas and adjacent continental shelf areas // Tectonophysics. V. 26. 1975. P. 55-70.
- 102. Jakobsson M., Macnab R. A comparison between GEBCO Sheet 5.17 and the International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 1.0 // Marine Geophys. Res. V. 27. 2006. P. 35–48.
- 103. Jakobsson M., Macnab R., Mayer L., et al. An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological,

- geophysical and oceanographic analyses // Geophys. Res. Let. V. 35. 2008. doi: 10.1029/2008GL033520.
- 104. Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebesco M., Schenke H.W., Zarayskaya Y.A., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. Geophysical Research Letters. V. 39. 2012. doi: 10.1029/2012GL052219.
- 105. Johnsen S., Mork A., Dypvik H., Nagy J. Outline of the geology of Svalbard // 7th Workshop of the IMPACT Programme: Submarine craters and ejecta-crater correlation. NGF Abstract and Proceedings of the Norwegian Geological Society. V. 1. 2001. P. 93-112.
- 106. Jokat W., Kollofrath J., Geissler W.H., Jensen L. Crustal thickness and earthquake distribution south of the Logachev Seamount, Knipovich Ridge // Geophysical Research Letters. V. 39. N 8. 2012. oi:10.1029/2012GL051199
- 107. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C., et al. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. N 423(6943). 2003. P. 962-965.
- 108. Klein E.M. Earth science: Spread thin in the Arctic, News and Views // Nature V. 423. 2003. P. 932–933.
- 109. Klenke M., Schenke H.W. New bathymetric model for the central Fram Strait // Marine Geophys. Res. V. 23. 2002. P. 367–378.
- 110. Kuo B. Y., Forsyth D. W. Gravity anomalies of the ridge-transform system in the South Atlantic between 31 and 34.5 S: Upwelling centers and variations in crustal thickness // Marine Geophysical Researches. V. 10. N 3-4. 1988. P. 205-232.
- 111. Kvarven T., Hjelstuen B. O., Mjelde R. Tectonic and sedimentary processes along the ultraslow Knipovich spreading ridge // Marine Geophysical Research. V. 35. N 2. 2014. P. 89-103.

- 112. Lachenbruch A.H. Dynamics of a passive spreading center // J. Geophys. Res. V. 81. N 11. 1976.
- 113. Läderach C., Schlindwein V., Schenke H.W., Jokat W. Seismicity and active tectonic processes in the ultra-slow spreading Lena Trough, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. V. 184. 2011. P. 1354–1370. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04926.x

114. Läderach et al 2010

- 115. Limits of oceans and seas. Special Publication N 23. 3rd Edition // Monte-Carlo.: IHO. 1953. P. 42.
- 116. Ljonesa F., Kuwano A., Mjeldea R., et al. Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund // Tectonophysics. V. 378. 2004. P. 17–41.
- 117. Macdonald K.C., Sempere J.-C, Fox P.J., Tyce R. Tectonic Evolution of Ridge-Axis Discontinuities by the Meeting, linking or self-decapitation of neighboring Ridge Segments // Geology. V. 15. 1987. P. 993-997
- 118. Michael P., Thiede J., Langmuir C., et al. Results of the Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition AMORE 2001 Seafloor Spreading at the Top of the World // International Ridge-Crest Research. V. 10(2). 2001. P. 57-60.
- 119. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J. B., et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. V. 423 (6943). 2003. P. 956-961. doi: 10.1038/nature01704
- 120. Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions // J. Geophys. Res. V. 83(B11). 1978. P. 5331–5354. doi:10.1029/JB083iB11p05331.
- 121. Mosar J., Elizabeth A., Osmundsen P. Greenland-Norway separation: a geodynamic model for The North Atlantic // Norwegian Journal of Geology. 2002. V. 82. P. 281-298.

- 122. Mosar J., Lewis G., Torsvik T. North Atlantic seafloor spreading rates: implication for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea // J. of Geol. Society. V. 159. 2002. P. 503-515.
- 123. Myhre A. Compilation of seismic velocity measurements along the margins of the Norwegian-Greenland Sea // Norsk Polarinst. Skr. N 180. 1984. P. 41-61.
- 124. Myhre A.M , Eldholm O. The western Svalbard margin (74°–80°N) // Mar. Petrol Geol. V. 5 1987. P. 134-156.
- 125. Neumann E.R., Schilling J.G. Petrology of basalts from the Mohns-Knipovich Ridge; the NorwegianGreenland Sea // Contributions to Mineralogy and Petrology. V. 85. 1984. P. 209-223.
- 126. Ohta Y. Morphotectonic studies around Svalbard and the northernmost Atlantic // Canadian Soc. Petrol. Geol. Memoir. V. 8. 1982. P. 415-429.
- 127. Okino K., Curewitz D., Asada M., et al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth and Planetary Science Letters. V. 202. 2002. P. 275-288.
- 128. Olesen O., Gellein J., Håbrekke H., et al. Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas. Scale 3 million // Geological Survey of Norway. 1997.
- 129. Rickers F., Fichtner A., Trampert J. The Iceland Jan Mayen plume system and its impact on mantle dynamics in the North Atlantic region: Evidence from full-waveform inversion // Earth and Planetary Science Letters. V. 367. 2013. P. 39–51. doi:10.1016/j.epsl.2013.02.022.
- 130. Ritzmann O., Jokat W. Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup. 2002. Pages???

- 131. Sanderson D.G., Marchini W.R.D. Transpression // J. of Struc. Geology. V. 6. N 5. 1984. P. 449-458.
- 132. Schlindwein V., Demuth A., Korger, E., et al. Seismicity of the Arctic midocean Ridge system // Polar Science. N 9. 2015. P. 146-157.
- 133. Schlindwein V., Demuth, A., Geissler, W.H., Jokat, W. Seismic gap beneath Logachev Seamount: indicator for melt focusing at an ultraslow mid-ocean ridge? // Geophys. Res. Lett. 40. 2013. doi.org/10.1002/grl.50329.
- 134. Schlindwein, V. Teleseismic earthquake swarms at ultraslow spreading ridges: indicator for dyke intrusions? // Geophys. J. Int. V. 190. 2012. P. 442-456.
- 135. Schlindwein, V., Muller, C., Jokat, W. Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean: a pilot study // Geophys. J. Int. V. 169. 2007. P. 100-112.
- 136. Sigmond E.M.O. Bedrock map of Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3 million. // Geological Survey of Norway. 1992.
- 137. Skogseid J., Planke S., Faleide J.I., et al. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation // Dynamics of the Norwegian Margin. Geol. Soc. Spec. Pub. V. 167. London.: The Geol. Society London. 2000. P. 295-326
- 138. Snow J.E., Edmonds H.N. Ultraslow-spreading ridges: Rapid paradigm changes // Oceanography. 2007. V. 20(1). 2007. P. 90-101. doi.org/10.5670/oceanog.2007.83.
- 139. Snow J.E., Hellebrand E., von der Handt, A., et al. Oblique nonvolcanic seafloor spreading in Lena Trough, Arctic Ocean // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. V. 12. N 10. 2011. doi:10.1029/2011GC003768.
- 140. Storchak D.A., Kanao M., Delahaye E., Harris J. Long-term accumulation and improvements in seismic event data for the polar regions by the International Seismological Centre // Polar Science. N 9. 2015. P. 5-16.

- 141. Sundvor E, Eldholm O. The western and northern margin off Svalbard // Tectonophysics. N 59. 1979. P. 239-250.
- 142. Sykes L.R. The seismicity of the Arctic // Bull. Seismol. Soc. Am. V. 55. N 2. 1965. P. 519-536.
- 143. Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // Geol. Soc. Amer. Bull. V. 88. 1977. P. 969-994.
- 144. Tapponnier P., Francheteau J. Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries // J. Geophys. Res. V. 83. 1978. P. 3955-3970.
- 145. Thiede J., Myhre A.M. Introduction to the North Atlantic-Arctic Gateways: plate tectonic-paleoceanographic history and significance // Proc. ODP, Sci. Results, V. 151. 1996. P. 3-23.
- 146. Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., et al. Cenozoic Northern Hemisphere Polar and Subpolar Ocean paleoenvironments (summery of ODP Leg. 151 Drilling Results) // Proc. of the ODP., Init. Repts. V. 151. 1995. P. 397-420.
- 147. Tolstoy M., Bohnenstiehl D., Edwards M., Kurras G. The seismic character of volcanic activity at the ultra-slow spreading Gakkel Ridge // Geology. V. 29. 2001. P. 1139-1142.
- 148. Torsvik T.H., Carlos D., Mosar J., et al. Global reconstructions and North Atlantic palaeogeography 400 Ma to Recent // Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives. Geological Survey of Norway. 2002. P. 18-39.
- 149. Vogt P.R. Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics // The Nordic Seas. New York, NY.: Springer Verlag. 1986. P. 413–662.
- 150. Vogt P.R., Avery O.E. Detailed magnetic surveys in the Northeast Atlantic and Labrador Sea // J. Geophys. Res. V. 79(2). 1974. P. 363–389. doi:10.1029/JB079i002p00363

- 151. Vogt P.R., Kovacs L.C., Bernero C., Srivastava S.P. Asymmetric geophysical signatures in the Greenland-Norwegian and Southern Labrador seas and the Eurasia basin // Tectonophysics. V. 89. 1982. P. 95-160.
- 152. Wyss M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution // Geophys. J. R. astr. Soc. V. 31. 1973. P. 341-359.