

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:  
доктор геолого-минералогических наук  
Мазарович Александр Олегович

Москва – 2016

## Содержание

|   |           |
|---|-----------|
| <b>Введение.....</b>  | <b>4</b>  |
| <b>Глава 1. Краткий очерк изученности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама.....</b>                               | <b>11</b> |
| 1.1. Район исследований.....  | 11        |
| 1.2. История изучения рельефа Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама .....  | 13        |
| 1.3. Особенности рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов.....                                     | 19        |
| 1.4. Пример сегментации ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля .....  | 25        |
| 1.5. История изучения сейсмичности Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама .....                                     | 28        |
| 1.6. Представления о геодинамической эволюции региона .....   | 34        |
| <b>Глава 2. Фактический материал и методика обработки .....</b>   | <b>40</b> |
| 2.1. Фактический материал, используемый в исследовании .....  | 40        |
| 2.2. Источники и анализ батиметрических данных .....  | 40        |
| 2.3. Источники и анализ сейсмологических данных .....   | 46        |
| <b>Глава 3. Особенности рельефа Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама по детальным батиметрическим данным.....</b> | <b>53</b> |
| 3.1. Рельеф хребта Книповича .....  | 53        |
| 3.2. Рельеф зоны разлома Моллой.....  | 68        |
| 3.3. Рельеф хребта Моллой .....   | 71        |
| 3.4. Рельеф зоны Шпицбергенского разлома .....  | 73        |
| 3.5. Рельеф трога Лена.....   | 73        |
| 3.6. Выводы.....  | 77        |

|  |            |
|--|------------|
| <b>Глава 4. Пространственно-временной и частотно-магнитудный анализ сейсмичности .....</b>   | <b>79</b>  |
| 4.1. Характер сейсмической активности срединного хребта Книповича.....   | 79         |
| 4.2. Характер сейсмической активности трансформного разлома Моллой.....  | 91         |
| 4.3. Характер сейсмической активности срединного хребта Моллой.....  | 95         |
| 4.4. Характер сейсмической активности Шпицбергенского трансформного разлома.....   | 99         |
| 4.5. Характер сейсмической активности рифта Лена.....  | 102        |
| 4.6. Отношение Гутенберга-Рихтера для ультрамедленных хребтов и трансформных разломов Арктического региона.....  | 106        |
| 4.7. Выводы.....   | 108        |
| <b>Глава 5. Особенности неотектоники Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама по результатам морфологического и сейсмологического анализов .....</b> | <b>109</b> |
| 5.1. Особенности формирования генеральных структур в северной части Гренландского моря.....  | 109        |
| 5.2. Влияние сдвиговой компоненты на развитие зон спрединга северной части Норвежско-Гренландского бассейна .....  | 113        |
| 5.3. Дополнительные данные о сегментации арктических ультрамедленных хребтов .....   | 117        |
| 5.4. Особенности геодинамики хребта Книповича.....   | 127        |
| 5.5. Ортогональный спрединг в проливе Фрама.....   | 131        |
| 5.6. Выводы.....   | 135        |
| <b>Заключение .....</b>  | <b>136</b> |
| <b>Список сокращений.....</b>  | <b>139</b> |
| <b>Литература .....</b>  | <b>140</b> |

## **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 кайнозой, включая неотектонический этап развития Земли. Здесь на сравнительно небольшой территории, сосуществуют спрединговые, рифтовые и трансформные геодинамические обстановки в непосредственной близости от континентальной окраины, изучение которых является неотъемлемой частью разработки достоверной геодинамической модели арктического региона.

### **Актуальность работы**

На фоне возрастающего в последнее десятилетие интереса к Арктическому региону, связанного с поиском и разведкой полезных ископаемых и определения зон экономических интересов разных государств, изучение геоморфологического строения 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 (катастрофических оползней, с возможностью образования волн цунами, выбросов газа, извержений подводных вулканов и др.). В связи с этим понимание геодинамических процессов важно для предсказания вероятности этих явлений, которые в свою очередь необходимо учитывать при планировании хозяйственной деятельности на шельфе, континентальном склоне и ложе океана.

### **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 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;

- Международной батиметрической карты Арктического Океана IBCAO 3.0 (Jakobsson et al., 2012), редактором которой, в составе международного коллектива, является автор;

- из каталога землетрясений Усовершенствованной 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 РАН ([http://atlantic.ginras.ru/gallery/central\\_atlantic/central\\_atlantic.html](http://atlantic.ginras.ru/gallery/central_atlantic/central_atlantic.html)).

## **Объекты исследования**

Основными объектами исследования являются арктические ультрамедленные срединно-океанические хребты (СОХ) Книповича, Моллой и трог Лена, а также зоны трансформных разломов (ТР) Моллой и Шпицбергенская.

## **Научная новизна**

Проведен комплексный анализ детальных батиметрических, полученных в 24-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов», и сейсмологических данных на всём протяжении границы Северо-Американской и Евразийской плит от хребта Мона до хребта Гаккеля, в результате которого выявлены различия магматической активности вдоль хребта Книповича, дополняющие имеющиеся представления о его сегментации.

Кроме того, пространственно-временной и частотно-магнитудный анализ землетрясений региона позволил получить статистические данные о проявлении сейсмической активности в условиях ультрамедленного косоугольного растяжения. По его результатам выявлены сейсмологические основания принадлежности хребта Книповича к структурам со сложной геодинамикой.

По результатам работы сделана интерпретация характера структурообразования в соответствии с особенностями кинематики спрединга и геодинамики зоны перехода системы срединно-океанических хребтов из Северо-Атлантического бассейна в Арктический. Показано, что ТР Моллой и Шпицбергенский являются единственными трансформными деформациями на всем протяжении СОХ от ТР Ян-Майен до шельфа моря Лаптевых, 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  $75.7^{\circ}$  -  $75.8^{\circ}$  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, Шницбергенский и расположенный между ними хребет Моллой представляют собой участок СОХ, сформировавшийся в условиях современного направления растяжения по азимуту  $307^\circ$ . Это единственная зона развития ортогонального спрединга, ограниченная трансформными структурами на всем протяжении (3000 км) от Ян-Майенского ТР до  $86^\circ$  в.д. хребта Гаккеля.

3. По сейсмической характеристика хребет Книповича представляет собой структуру, которая сочетает признаки как спрединговой системы, так и трансформного разлома. Коэффициент  $b$  в отношении Гутенберга-Рихтера ( $\log N = a - bM$ ), полученный автором для хребта Книповича, имеет промежуточное значение  $b = 1,63$  между характерными для ТР и СОХ.

### **Практическая и теоретическая значимость работы**

Выявление закономерностей в проявлении сейсмичности в регионе может быть использовано для разработки методики прогнозирования сейсмической активности ультрамедленных хребтов региона.

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.

Вышеперечисленные особенности региона являются критически важными для проектирования и строительства инженерных сооружений и коммуникаций. Пренебрежение полученными сведениями может привести к значительным экономическим потерям.

Полученные данные об особенностях структурообразования и сегментации в пределах рифтовой зоны ультрамедленных СОХ кайнозойского возраста в различных кинематических обстановках спрединга важны как для дальнейшего изучения подобных зон, 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 дальнейшем составление 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 СОХ;
- сопоставление данных о сейсмичности региона с морфологическими элементами хребтов и трансформных разломов;
- синтез результатов и интерпретацию неотектонических и геодинамических особенностей региона на его основе.

### **Публикации и апробация результатов**

Результаты исследования докладывались на российских и международных конференциях:



- 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 реферируемых журналах, рекомендованный ВАК.

### **Объем и структура работы**

Работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Общий объем работы составляет 156 страниц. В тексте содержится 68 рисунков и 6 таблиц. В списке литературы 156 наименований.

### **Благодарности**

Автор благодарит научного руководителя Мазаровича Александра Олеговича за руководство и за внимание, уделенное этой работе. Отдельная благодарность Соколову Сергею Юрьевичу за помощь, обсуждения и обучение геофизическим и программным аспектам научного познания. Также автор благодарит 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 научила. Также выражает свою благодарность экипажу и научной группе НИС «Академик Николай Страхов», без которых эта работа не смогла бы состояться. Особенно поблагодарит Абрамову

Анастасию Сергеевну за помощь, поддержку и совместную любовь к хребту Книповича. Отдельная благодарность Ольшанецкому Дмитрию Михайловичу за неоценимую помощь и нечеловеческое терпение и Зарайским Андрею Владимировичу и Лене Андреевне, которые всегда меня поддерживали. Отдельно автор благодарит Зарайскую Ирину Юрьевну за всё.

# 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 установлены Стандартом 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 ( $65^{\circ}05'$  с.ш.,  $13^{\circ}30'$  з.д.) о. Исландия. Юго-западная граница проходит по линии, соединяющей мыс Страумнес (северо-западная точка о. Исландия) и мыс Нансена ( $68^{\circ}15'$  с.ш.,  $29^{\circ}30'$  з.д.) о. Гренландия. Западная граница проходит по береговой линии о. Гренландия от мыса Нансена до северной точки острова. Норвежско-Гренландский бассейн располагается в Гренландском и Норвежском морях. 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, расположенная на севере Норвежско-Гренландском бассейне в Гренландском море. В пределах изучаемой территории она представлена срединным хребтом Книповича, трансформным разломом Моллой, срединным хребтом Моллой и Шпицбергенским трансформным разломом. В проливе Фрама границей является рифт Лена.

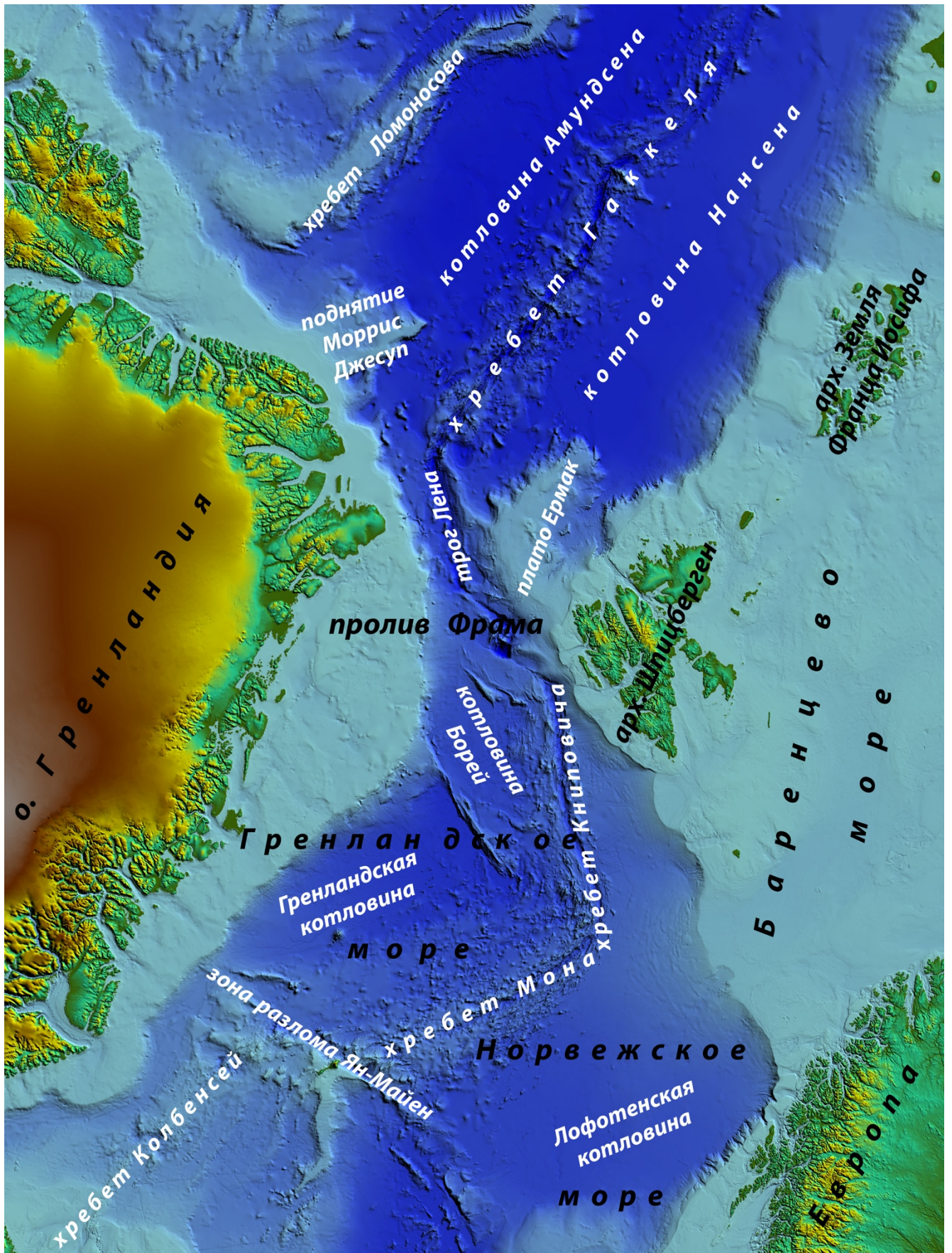


Рис. 1.1. Названия основных форм рельефа (батиметрическая основа ИВСаО 3.0).

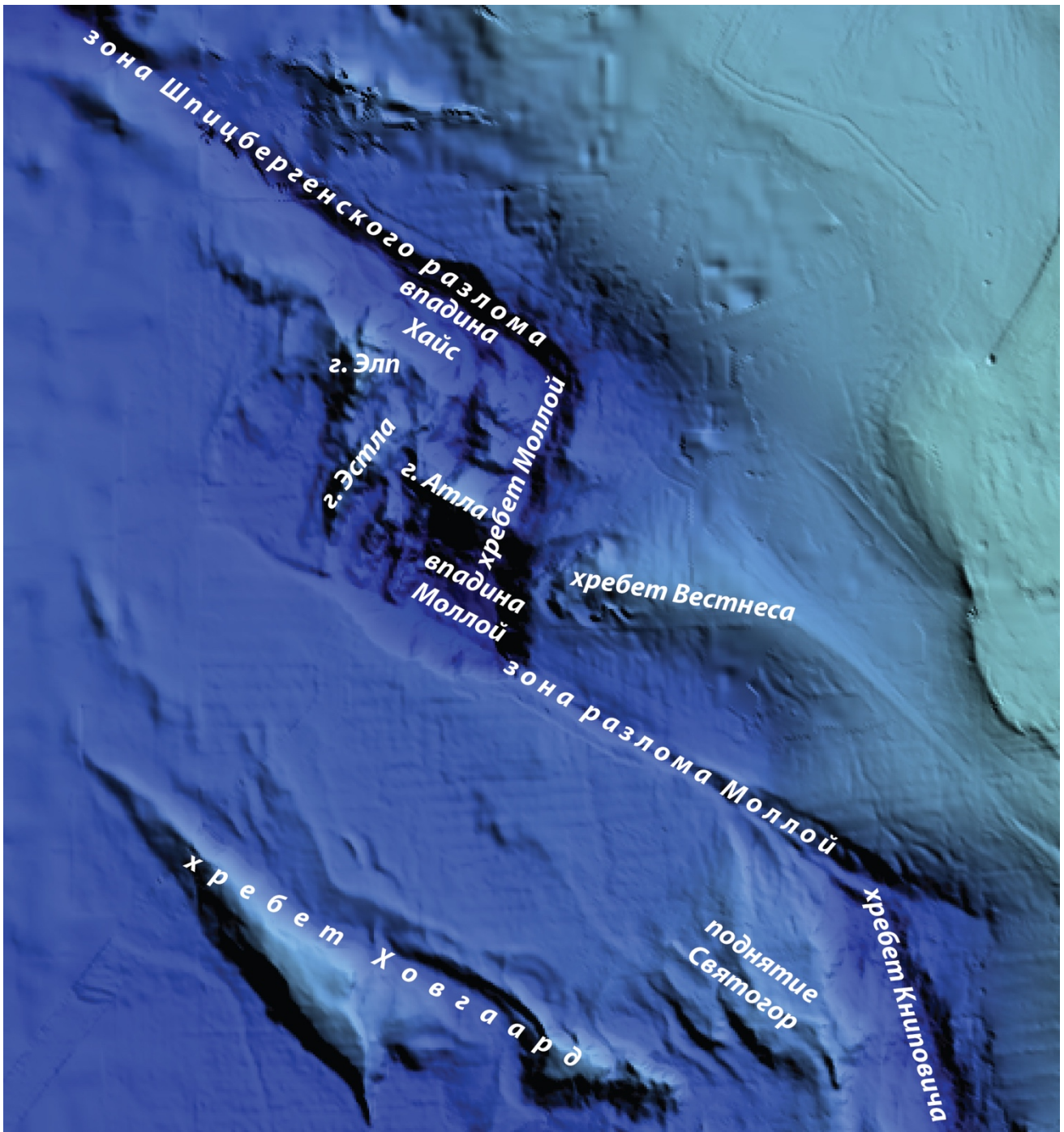


Рис. 1.2. Названия основных форм рельефа пролива Фрама (батиметрическая основа IBCAO 3.0).

## 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 Х. Мона в 1876 г. Позднее 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) (Литвин В.М., 1964).

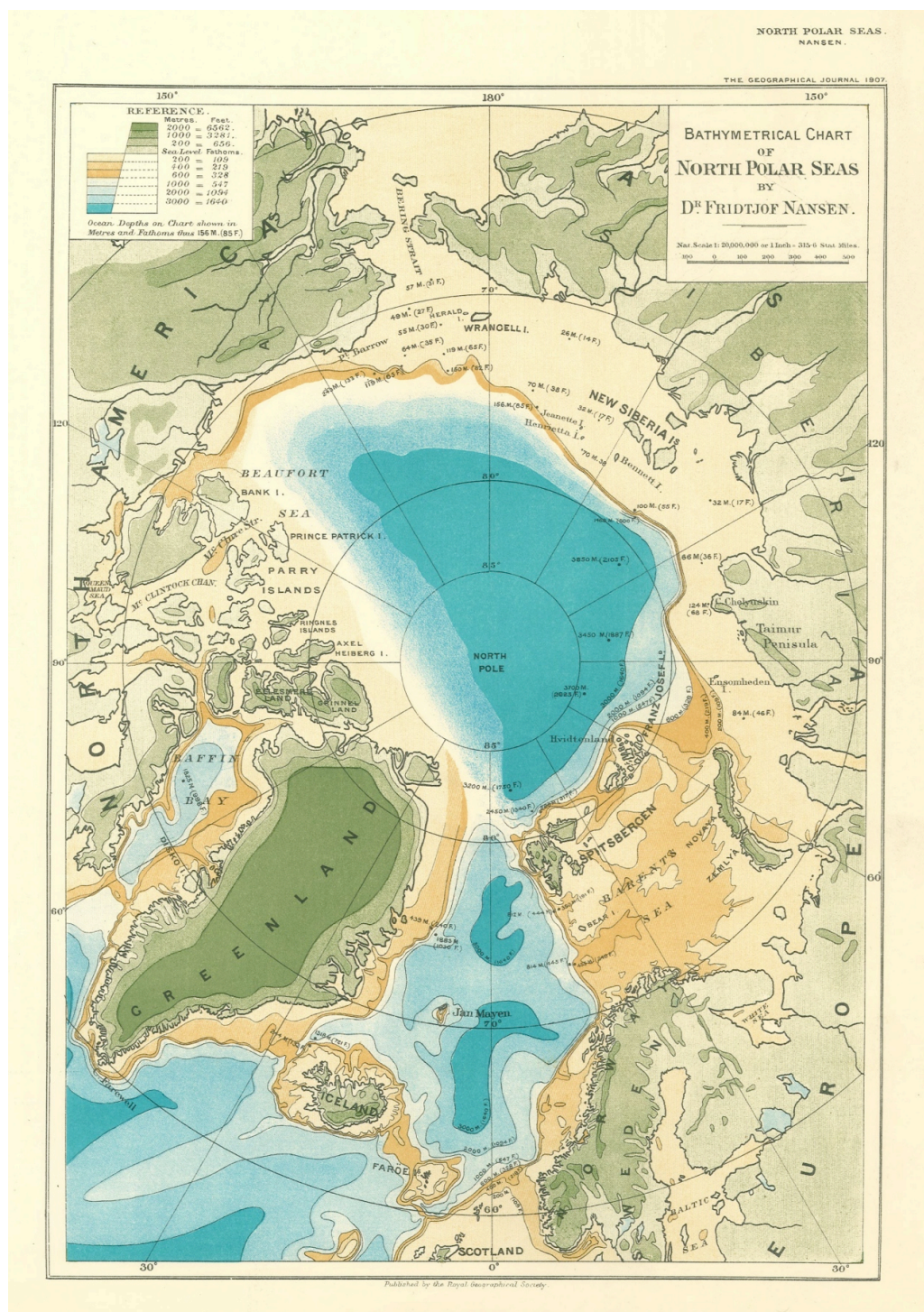


Рис. 1.3. Батиметрическая карта Арктики Фритьофа Нансена, 1907 г. (<http://www.fni.no/polhogda-tour.html>).

В начале XX века норвежские, датские и британские экспедиции продолжили изучение района. Основным направлением работ являлись океанологические исследования - 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 стационарных работ. Точность определения глубины была не высока, как и точность пространственного позиционирования.

Обобщенное описание рельефа дна Норвежско-Гренландского бассейна появилось к первой половине XX века, так были получены промеры глубин в районе котловин и гребневой зоны срединно-океанического хребта Мона, который на картах того времени показан в виде вала, отделяющего Гренландскую котловину от Норвежской (Литвин В.М., 1964).

С с установкой однолучевого эхолота на научных судах 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 (Фирсов Ю.Г., 2010). Однако при использовании этого метода 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 «Веслекарри» 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 данные, полученные с дрейфующих станций, 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 установлено, что срединно-океанический хребет вблизи 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 срединно-океанических 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 в 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  $64^{\circ}$  на основе всех открытых батиметрических данных того времени, которые позволяли очертить только основные крупные формы рельефа (Jakobsson, Masnav, 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 дорогостоящим 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 компиляции данных, полученных в разное время или разными системами многолучевого эхолотирования, ограничивает точность региональных и глобальных батиметрических карт.

Детальное изучение рельефа Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов с применением многолучевых эхолотов началось 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. (Crane 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 Северного Ледовитого океана - International Bathymetric Chart of Arctic Ocean (IBCAO), созданной международным научным сообществом и объединившим в себе большую часть батиметрических данных, полученных к моменту выхода карты (Jakobsson, Masnav, 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 арктических морей западного полушария были 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 «Pogy» в 1996 году и «Hawkbill» (1998, 1999 гг.) в рамках программы SCICEX - Science Ice Exercises (Tolstoy et al., 2001; Edwards et al. 2001) и ледоколов - немецкого «Polarstern» и американского «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; Батулин, 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.

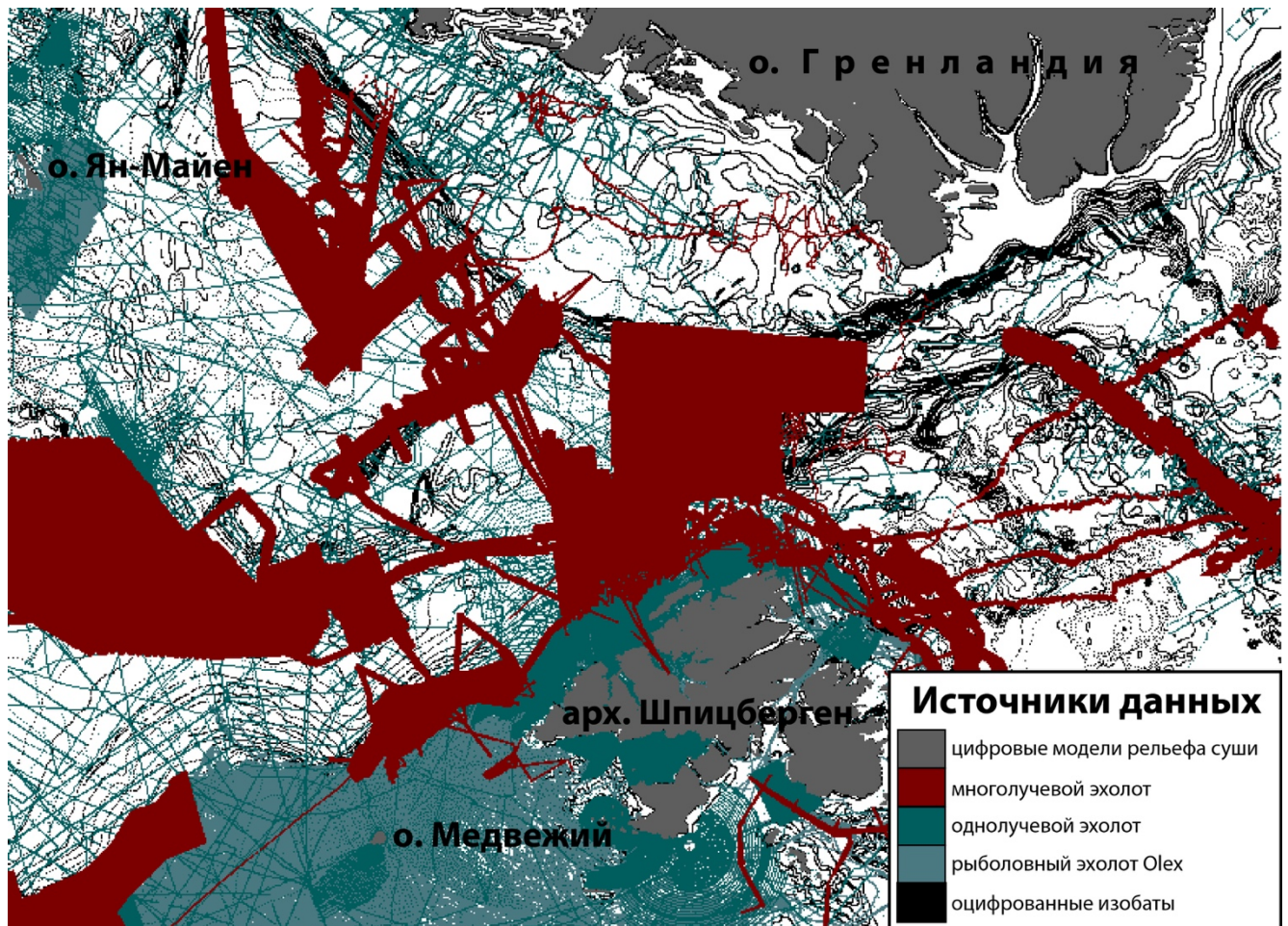


Рис. 1.4. Схема батиметрической изученности севера Норвежско-Гренландского бассейна и пролива Фрама (по IVCAO 3.0 Source Identification Grid).

### 1.3. Особенности рельефа и сегментации ультрамедленных срединно-океанических хребтов

Основные детальные батиметрические исследования с использованием многолучевых эхолотов в Норвежско-Гренландском и Евразийском глубоководных бассейнах проводились на СОХ. В Мировом океане они являются основным объектом исследований после шельфов. Они 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 в зоне СОХ. 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 с медленными скоростями подразделяются на ультрамедленные (< 2 см/г) и медленные (2-4 см/г), а средние на медленные среднесрединговые хребты (4-6 см/г) и быстрые среднесрединговые 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 большинства 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.

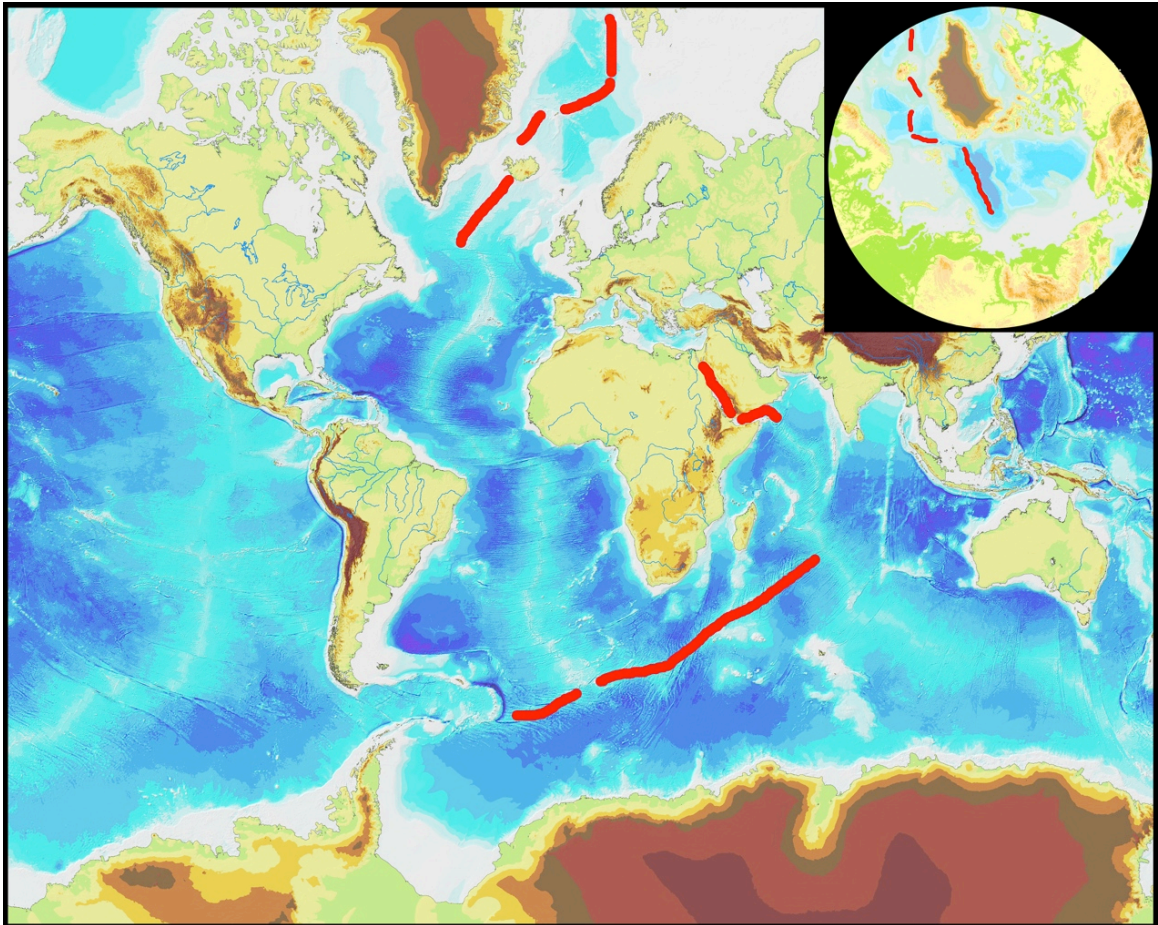


Рис. 1.5. Ультрамедленные срединно-океанические хребты (Dick et al., 2003).

СОХ, которые формируются при очень медленных значениях скорости спрединга ( $<2$  см/г), представляют собой протяженные поднятия океанического дна с сильно расчлененным рельефом. Последние исследования (Michele et al., 2001; Dick et al, 2003; Curewitz et al., 2010; Edwards et al., 2001; Астафурова и др., 2000; Snow, Edmonds, 2007; Klein, 2003; Jokat et al., 2003; Okino et al., 2002 и др.) показывают, что отличия ультрамедленных хребтов намного больше, чем предполагалось раньше. В условиях быстрого спрединга основным фактором, определяющим характер рельефа, является наличие магматической камеры и ее температурный режим (Дубининб Ушаков, 2001), тогда как при ультрамедленных скоростях морфология контролируется совокупностью различных факторов, в том

числе геометрией оси спрединга, термической структурой астеносферы и другими факторами.

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.

Гипотеза «потери гидравлического напора», основывается на том, что значительная часть гидравлического напора вязкой магмы при ее подъеме в канале под осевой частью рифта расходуется на трение. В результате недостатка напора образуется депрессия 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 (Tarponnier, Francheteau, 1978). Так как литосфера медленных хребтов относительно холодная и прочная, то зона пластичных течений - узкая и 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):

- осадочный слой;
- базальтовый слой;
- дайковый слой, подстилаемый габбро

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, а 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).

Океаническая кора формируется в зоне СОХ 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 СОХ (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 сбросами. Магматические 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 от зон трансформных разломов, разделяющих магматические сегменты хребтов с 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 слоя мантии. Амагматические сегменты ориентированы в пространстве параллельно направлению спрединга. Морфологически сегменты выражены корытообразными понижениями около километра глубиной, они могут 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 (дайковый) 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 под углом к 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 районе ультрамедленных СОХ «холодная», что обуславливает резко



расчлененный рельеф с большими амплитудами глубин. По последним 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 ультрамедленного 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 хребта 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).

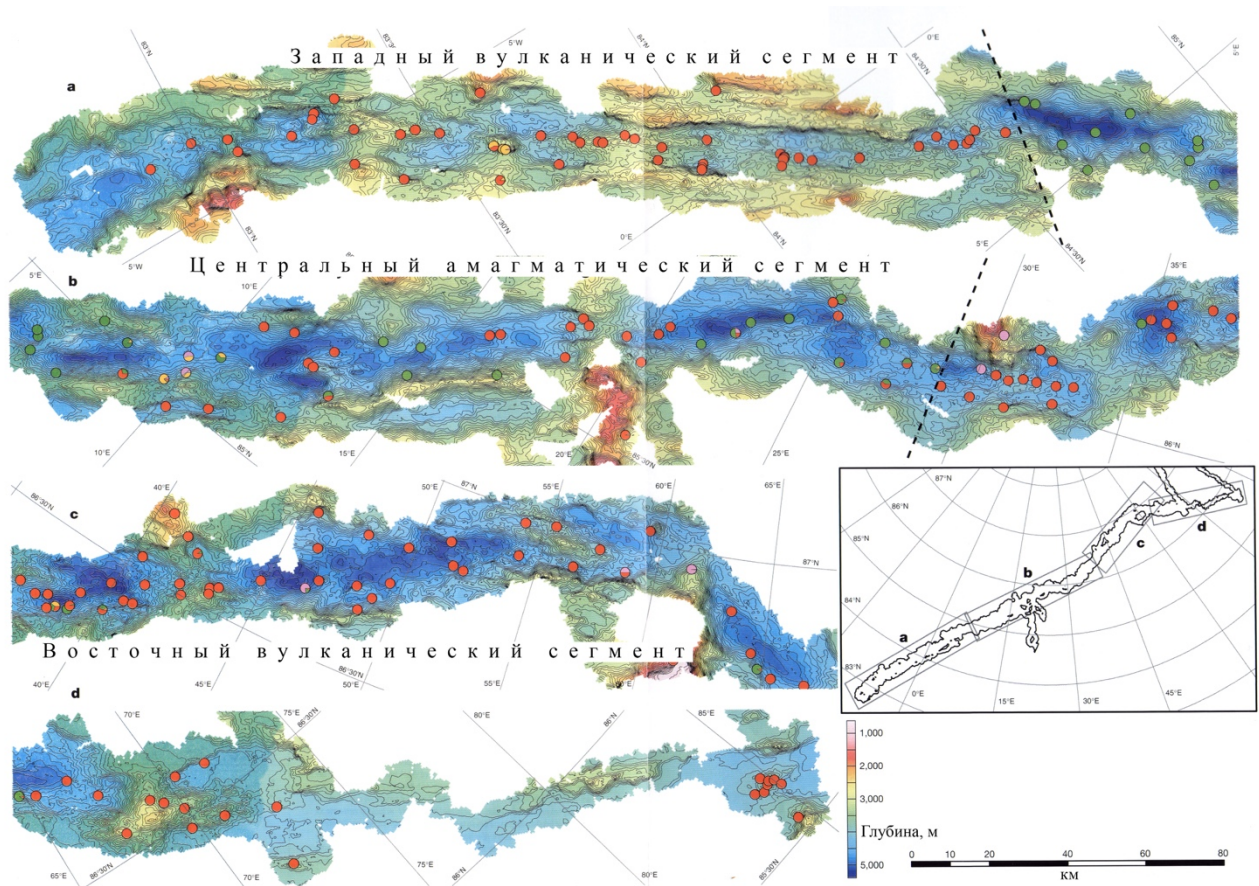


Рис. 1.6. Рельеф хребта Гаккеля по данным многолучевого эхолотирования , проведенного в рамках программы AMOR и результаты опробования коренных пород (Michael et al., 2003). Точки: зеленые – перидотиты, красные – базальты, желтые – габбро, розовые - диабазы. Пунктирные линии – границы сегментов.

ЗВС ( $7^{\circ}$  з.д. –  $3^{\circ}$  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 центрального типа. 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, ограничивающих рифтовую долину, составляет около 20°. 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. простираение 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. 1.6). 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 аномалиях силы тяжести в редукции в свободном воздухе. Происхождение данного сегмента связано с 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° в.д., 37° в.д., 43° в.д., 55° в.д., 69° в.д., 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  $M_b < 4$  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 км<sup>2</sup>. 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 км<sup>2</sup>).

В последующее десятилетие развивалась сеть станций в Северной Америке и на территории СССР. К концу 80-ых годов сеть насчитывала 43 станции, сконцентрированные в Северной Америке и Скандинавии. Нижний порог регистрируемых событий в целом для Арктики понизился до магнитуд  $M=3,9-4$ , а для арктического региона Северной Америки он составил  $M=3-3,5$  и для Скандинавии  $M=2-2,5$  (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 конец 2013 севернее  $60^\circ$  с.ш. функционирует 47 станций (<http://www.ceme.gsras.ru/net.htm>).

Все циркумполярные страны имеют сети станций, передающие свои данные в Международный Сейсмологический Центр (ISC), Геологическую Службу США (USGS) и Национальный Информационный Центр Землетрясений (NEIC), Геофизическую службу РАН и другие сейсмологические агентства. 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. После 2010 года по данным ISC (Storchak et al., 2015), международные каталоги пополнялись данными с 461 станции расположенной севернее  $60^\circ$  с.ш. (рис. 1.7).

На каждой станции при определении параметров землетрясения используется сферически-симметричная модель распределения свойств внутри Земли, подробность и приближенность к условиям региона которой, сильно влияет на точность данных. Наиболее точные результаты могут быть получены при условии большого количества регистрирующих станций, 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, происходящего в земной коре. Совокупность этих процессов отражает геодинамическую структуру региона. Сведения о 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).

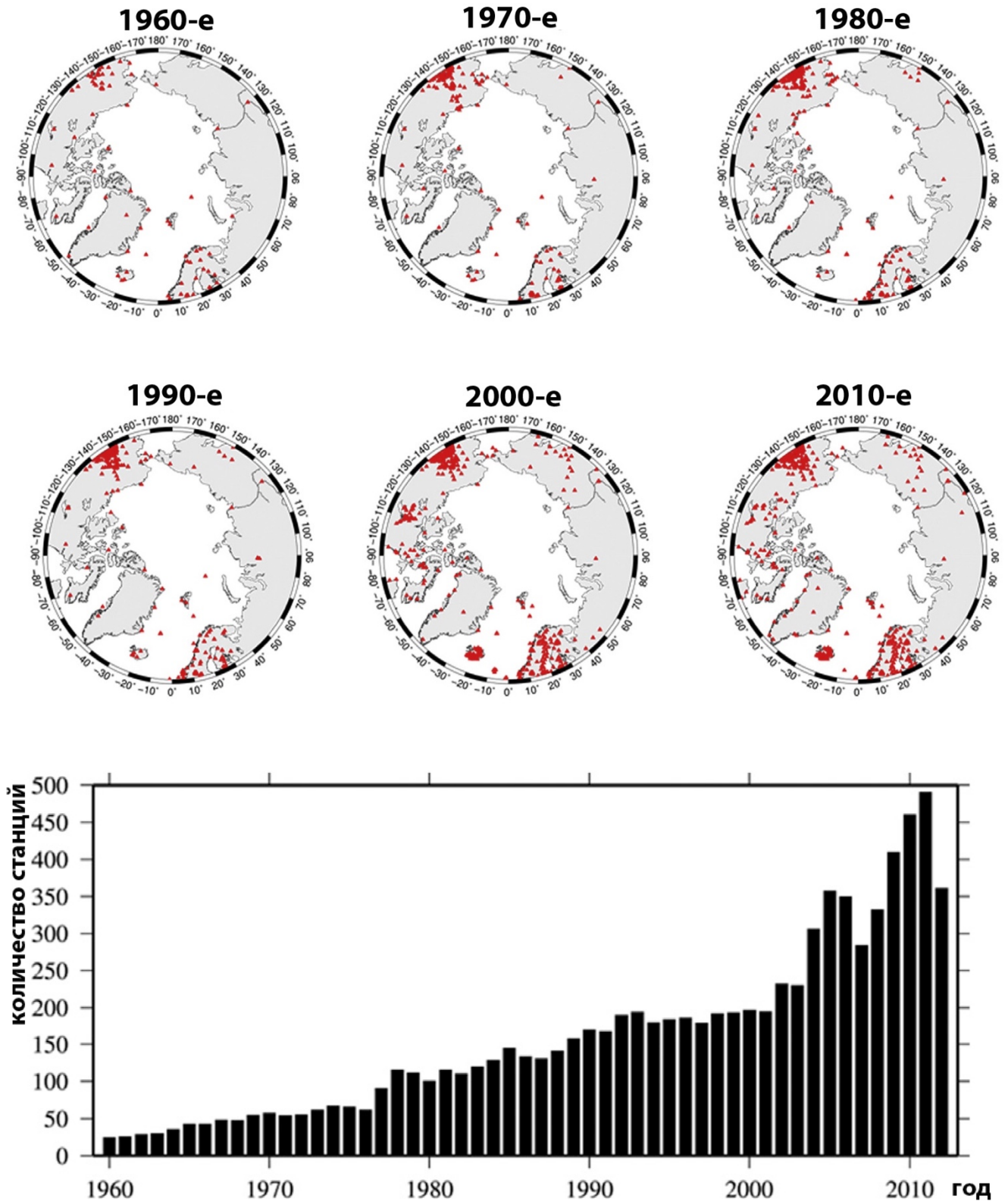


Рис. 1.7. Изменение количества арктических станций. Верхний рисунок показывает положение станций в арктическом регионе. Нижняя диаграмма показывает ежегодное изменение количества сейсмологических станций (Storchak et al., 2015).

Данные о механизмах землетрясений СОХ показывают, что упругие деформации литосферы здесь обусловлены субгоризонтальными напряжениями растяжения. В зонах спрединга они реализуются в виде сбросов, а в трансформных зонах путем горизонтального сдвига по субвертикальным разломам (Болдырев, 1998).

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 решаются как сбросовые нарушения, направленные перпендикулярно направлению растяжения. Механизмы, характерные для ТР, представлены сдвигами, ориентированными вдоль направления растяжения. Эпицентры сильнейших землетрясений концентрируются на стыках рифтогенных и трансформных зон. Для землетрясений с  $M_b > 5$  было установлено, что в области рифтогенных структур большая часть энергии выделяется за счет слабых землетрясений, тогда как в областях трансформных разломов сеймотектонический 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  $76^\circ$  гребневая зона нарушена косо-ориентированным 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). 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). Анализ сейсмологических данных, проведенный Г. П. Аветисовым 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 мировой сетью станций 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, мировой сетью станций 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 зоны проявления сейсмической и микросейсмической активности всего спектра магнитуд совпадает.

Исследование глубинности микросейсмичности (Schlindwein et al., 2015), проведенное Институтом Альфреда Вегенера, выявило особенность магматической активности ультрамедленных хребтов. В районе  $76^{\circ}20'$  с.ш. и  $76^{\circ}50'$  с.ш. на хребте Книповича и в скоплении землетрясений в районе  $85^{\circ}$  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 на 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**

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).

Ряд работ в той или иной степени затрагивают вопрос геодинамической эволюции Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейна (Пушаровский, 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. Расхождение мнений вызывает район между Гренландией и Канадским Арктическим архипелагом. Вплоть до последнего десятилетия модели развития арктического региона основывались на разрозненных геолого-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 то же 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 Рейкьянес – 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 Гренландский-Сенья с раннего палеоцена (66-57 млн. лет) стабильно развивался СОХ Мона, относительно которого в кайнозой 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 одинаковое 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 среднем эоцене произошло изменение направления движения Северо-Американской плиты (Talwani, Eldholm, 1977; Eldholm et al., 1987; Engen et al., 2008). В области Шпицбергенской сдвиговой зоны направление растяжения плит составило  $307^\circ$  (DeMets et al., 2010). По ослабленной зоне разломов стала закладываться сложная система рифтов и смещающих их сдвиговых разрывных нарушений, затем оформившаяся в систему зон спрединга и ТР. Влияние растяжения предположительно 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 на  $90^\circ$  и 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 простираения магнитных аномалий. В связи с этим существует две теории формирования океанической впадины Гренландского моря.

Одна группа исследователей полагает, что впадина образовалась в 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 данные 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 косоугольного 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 млн.

лет назад) – времени раскрытия трога Лена. Продвижение трещинообразования здесь происходило по разломным сдвиговым структурам, заложенным в раннем палеогене (60-57 млн. лет назад).

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;
- Международной батиметрической карты Арктического Океана IBCAO 3.0 (Jakobsson et al., 2012), редактором которой в составе международного коллектива является и автор;
- из каталога землетрясений Усовершенствованной 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 РАН ([http://atlantic.ginras.ru/gallery/central\\_atlantic/central\\_atlantic.html](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 RESON 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  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ , угол обзора эхолота –  $150^{\circ}$ . Он использовался незначительное время для съемок на шельфе архипелага Шпицберген.

Для картирования района хребта Книповича был использован глубоководный эхолот, имеющий частоту гидроакустического сигнала 12 кГц и генерирующий 234 луча шириной  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ , угол обзора эхолота составляет –  $150^{\circ}$ . 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 (ЦМР) с ячейкой  $100 \times 100$  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, а также данные, полученные в рамках международной программы AMOR 2001. Для района пролива Фрама анализировались данные Института Полярных и Морских Исследований им. А. Вегенера (AWI) разных лет, объединенные в единую ЦМР.

Программа «The Science Ice Exercises» (SCICEX) была организована в 1995 году американскими военно-морскими силами совместно с Национальным Научным Фондом США 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 «Полярштерн» института Полярных и Морских Исследований Альфреда Вегенера (Бременхафен, Германия) и американского ледокола береговой охраны США «Хили» (Сиэтл, 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 кГц, формирует 59 лучей шириной  $2^\circ \times 2^\circ$  и имеет максимальный угол обзора  $120^\circ$  на глубине 4700 м. Вторая система имеет частоту гидроакустической посылки 12 кГц и формирует 121 луч шириной  $2^\circ \times 2^\circ$  и достигает максимального угла обзора в  $120^\circ$  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 ЦМР с ячейкой  $100 \times 100$  м. В ходе экспедиции было закартировано  $9900 \text{ км}^2$ .

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  $36500 \text{ км}^2$ . По

полученным данным была составлена ЦМР с ячейкой 100×100 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 всем протяжении съемки использовались данные о направлении и скорости судна. Сенсор движения судна также изменился в период наблюдений. В первых рейсах использовался механический гирокомпас, впоследствии замененный на две лазерные системы MINS. Гирокомпас дает большую ошибку при крутых поворотах судна, которые происходят систематически при проведении батиметрических съемок (Klenke, Schenke, 2002).

| Рейс       | Год  | Кол-во<br>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<br>отражающей пов-ти                           | 0.73*             | 2.0*             |
| Ширина луча   | 2.67°             | 2.3°             |
| Расстояние между точками<br>поперек трека (на 2500 м) | ~131 м† / ~151 м‡ | ~67 м† / ~130 м‡ |
| Расстояние между точками<br>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», 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 от плотности данных для конкретного участка модели (Hell, Jakobsson, 2011). Таким образом, у ЦМР ИВСаО 3.0 участки с достаточной плотностью данных имеют разрешение  $500 \times 500$  м. Размер ячейки грида в районах с низкой изученностью определяется расстоянием между отдельными промерами глубин.

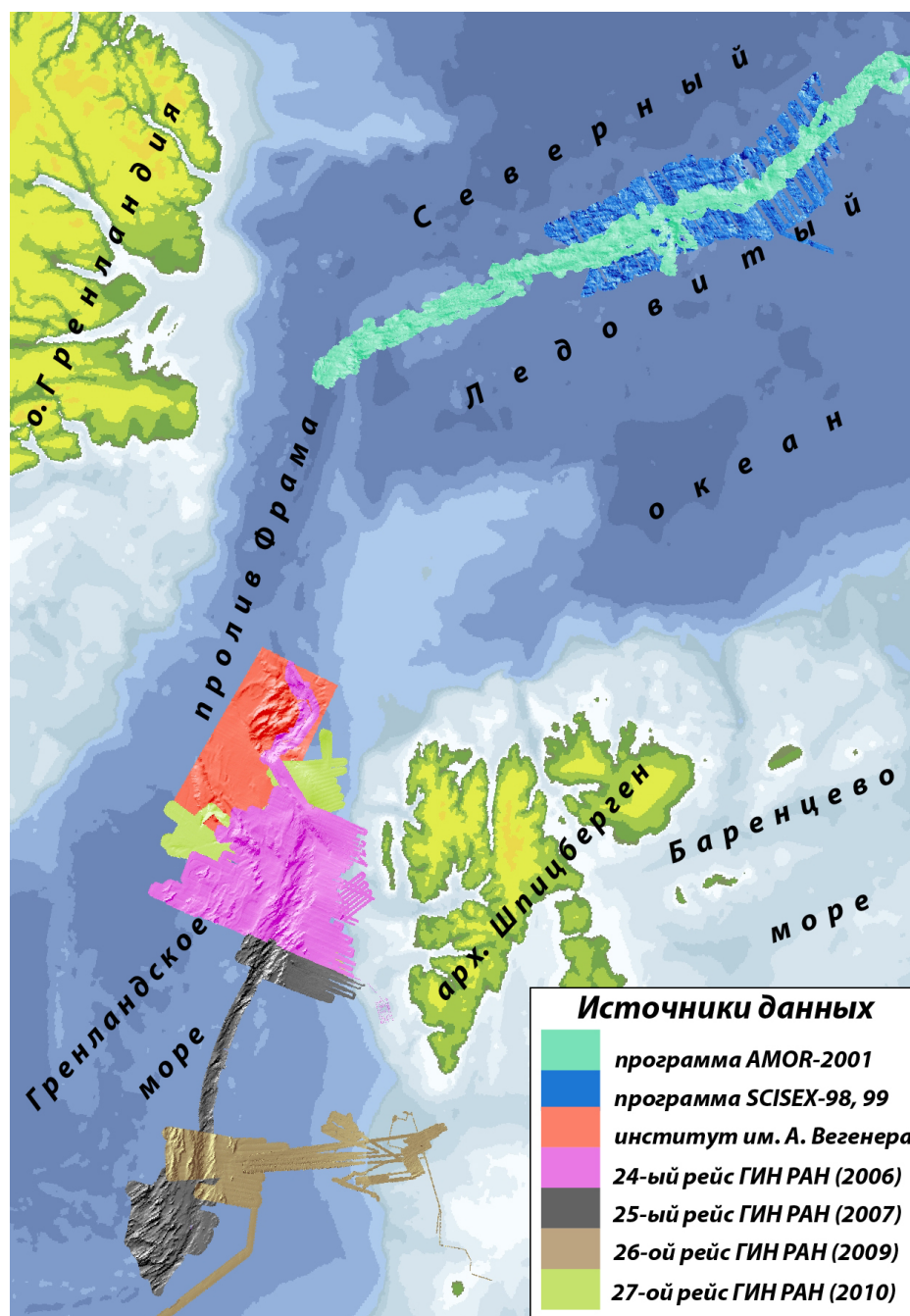


Рис. 2.1. Положение детальных батиметрических данных, использованных в работе (батиметрическая основа ИВСаО 3.0).

Все вышеописанные ЦМР были собраны в единую базу данных исследуемого региона в программной среде ArcGIS, где производился дальнейший анализ. Были получены морфометрические параметры: глубины, расстояния, углы наклона склонов, превышения относительно 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 3D-моделей рельефа, а также 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  $M_b > 3$  взяты из каталога Усовершенствованной Национальной Сейсмологической Системы (США) Advanced National Seismic System (<http://www.ncedc.org/anass/catalog-search.html>, doi:10.7932/NCEDC). 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 содержит информацию о большинстве зарегистрированных событий на поверхности Земли. Тут представлены события, начиная с 1898 года, собранные из каталогов организаций-партнеров, 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, последующие 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 содержатся 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 ( $M_b > 4$ ) для арктического региона стали поступать с 1980-ых годов. К 1964 году 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  $M_b < 5$ , т.е. наиболее распространенные в районе срединно-океанических хребтов. В связи с этим, в исследовании не используются землетрясения, зарегистрированные ранее 1978 года.

Данные с сейсмографов, находящихся на значительном расстоянии от источника землетрясения, позволяют определить только относительную глубинность гипоцентров. До конца 1970-ых землетрясения СОХ относятся к мелкофокусным землетрясениям, что в каталоге обозначалось глубиной 33 км. Позднее при введении нового оборудования на сейсмологических станциях землетрясения срединно-океанических хребтов стали относить к глубинному классу – 10 км.

Часть землетрясений, содержащихся в каталоге, не удовлетворяют требованиям исследования по точности определения координат. При ширине дна рифтовой долины до 15-20 км, необходимо, чтобы 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 более 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 более 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 (Зарайская, Фроль, 2013). Таким образом, производился отбор событий, зарегистрированных более 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, т.к. 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 (Рихтер, 1963). Для статистического и количественного описания землетрясения используется шкала магнитуд. Первоначально магнитуда определялась как десятичный логарифм максимальной амплитуды колебания грунта, зарегистрированной определенным типом 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 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 рассеиваться в виде тепла. Сейсмические волны, покинувшие область гипоцентра, поглощаются достаточно мало. Следовательно, энергия может быть рассчитана по амплитудам и периодам записанных волн, и представляет большую часть излученной энергии (Рихтер, 1963).

Существует несколько формул для определения магнитуды события. Вычисляется локальная магнитуда ( $M_l$ ), моментальная ( $M_w$ ) и магнитуда поверхностных волн ( $M_s$ ). Однако наиболее употребимой в каталоге ANSS является магнитуда объемных волн ( $M_b$ ). 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 использовались только события с магнитудой  $M_b$ .

Пространственная фильтрация исключила события, не относящиеся к изучаемым структурам. В анализе были использованы землетрясения, зарегистрированные в полосе шириной 60-80 км, включающей рифтовую долину и фланги СОХ, и в полосе 60 км вдоль простирания ТР.

Таким образом, анализируемая выборка унифицирована по методу расчета магнитуды и по точности определения координат очага. Каталог Арктических землетрясений имеет пропуски событий с магнитудой меньше 4,4 (Engen et al.,

2003). Помимо этого, конечная выборка имеет пропуски зарегистрированных событий, как по диапазону магнитуд, так и по пространственному распределению, что учитывалось при дальнейшем анализе данных и построении теоретических выводов. Количество событий в изначальной выборке в процессе и после фильтрации показано в таблице 3. Как видно, конечная выборка (выделена жирным) содержит чуть больше половины первоначального количества событий, имеющих в каталоге. Конечная выборка содержит 314 событий.

|                              | Выборка, N | Отфильтровано |     |
|------------------------------|------------|---------------|-----|
|                              |            | %             | N   |
| Первоначальная 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  | <b>314</b> | 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  $M_b < 4$ , средние  $4 < M_b < 5$  и сильные  $M_b > 5$  землетрясения. Анализ производился отдельно для каждой спрединговой и трансформной структуры региона. В таблице 4 показано количество проанализированных событий.

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.

|                               | хребет<br>Книпович | разлом<br>Моллой | хребет<br>Моллой | разлом<br>Шпицбергенский | трог<br>Лена |
|-------------------------------|--------------------|------------------|------------------|--------------------------|--------------|
| Н событий                     | 127                | 31               | 36               | 49                       | 71           |
| Протяженность<br>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 расчета количества энергии, выделяемой при землетрясении, использовалось соотношение между магнитудой  $M$  и излученной энергией  $LgE$ :

$$LgE = 5,8 + 2,4M \text{ (Касахара, 1985)}$$

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:

$$LgN_m = a - bM \text{ (Gutenberg, Richter, 1949),}$$

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

Визуальный анализ приуроченности сейсмических событий к выявленным с помощью морфологического анализа 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 типа разрывных тектонических нарушений необходимы сведения о фокальных механизмах землетрясений, которые можно определить двумя методами. Первый метод основан на распределении полярности вступлений Р-волн на записях группы станций. Этот метод позволяет получить сведения о характере движения в источнике относительно сильных землетрясений ( $M_b > 4,5$ ) (Болдырев, 1998). Вторым способом определения называется методом центра тензора сейсмического момента. 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, полученные по методу тензора момента центра (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. Направление раздвижения тектонических плит на севере Норвежско-Гренландского бассейна и в проливе Фрама составляет  $307^\circ$  (DeMets et al., 2010).

Стоит отметить, что название «хребет» 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.

Рифтовая долина хребта Книповича имеет субмеридиональное простирание. Поперечный профиль рифтовой долины V-образный. Склоны осложнены террасовидными уступами, подчеркивающими блоковое строение гребневой зоны хребта. Уступы расположены довольно часто с 500-метровым шагом по глубине друг относительно друга.

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).

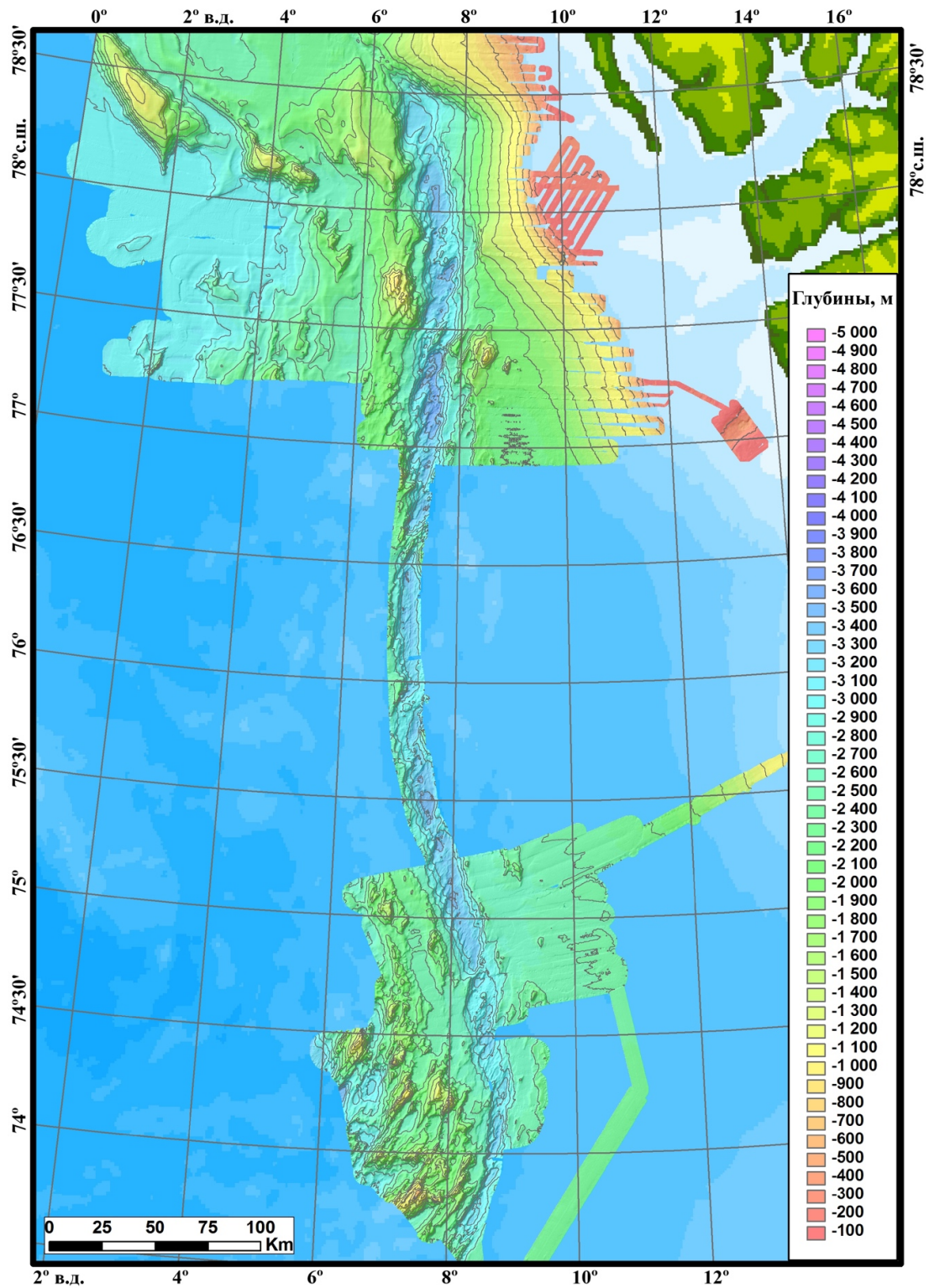


Рис. 3.1. Рельеф хребта Книповича. Компильция результатов детальных батиметрических съемок в 24-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов». Батиметрическая основа – IBCAO 3.0 (Jakobsson et al., 2012).

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 впадин до 3400 м глубиной, разделенных пятью косо ориентированными поднятиями с вершинами на глубинах от 2800 м до 3000 м (Зайончек и др., 2010). 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-м рейсе (Научный отчет..., 2006) были подняты относительно свежие базальты с незначительной степенью выветривания закалочного стекла в районе северных косо ориентированных поднятий в рифтовой долине ( $77^{\circ}54'$  с.ш. и  $77^{\circ}24'$  с.ш.). В то же время в пределах впадин вулканизм практически полностью отсутствует (Crane et al., 1995). Описанные 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 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 (Гайнанов, Пантелеев, 1991). 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.

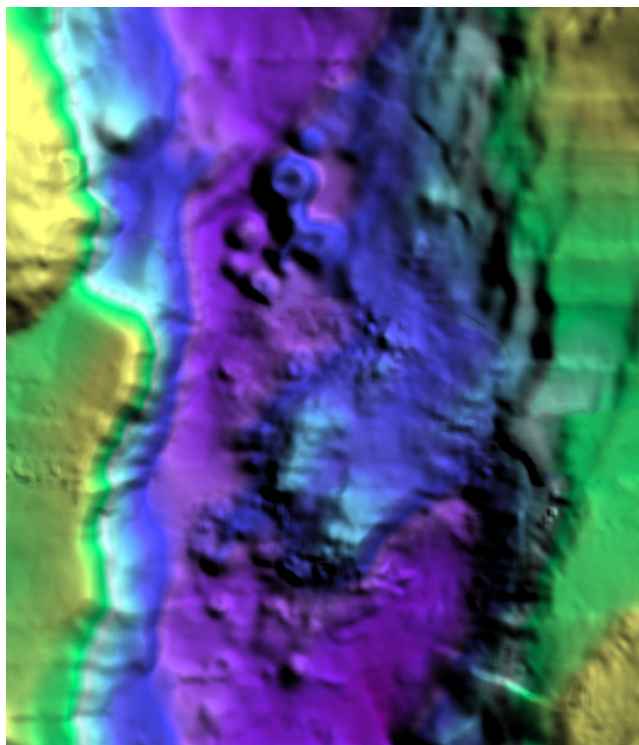


Рис. 3.2. Вулканические постройки центрального типа на днище рифтовой долины хребта Книповича в районе магматического сегмента 1М.

Мантийные аномалии Буге рассчитываемые по методике (Kuo, Forsyth, 1988) широко распространены в литературе и использовались (Okino et al., 2002, Curewitz et al., 2010) 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 (Kuo, Forsyth, 1988). Предположение о средней постоянной мощности коры слишком далеко от истины



и может привести к существенным ошибкам особенно для медленно спредингового хребта с низкой продуктивностью магматизма и мощностью коры по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) около 3-4 км (Ritzman et al, 2002; Jokat et al., 2012; Jokat et al., 2003; Jokat, Schmidt-Aursch, 2007; Kandilarov et al., 2008 и др).

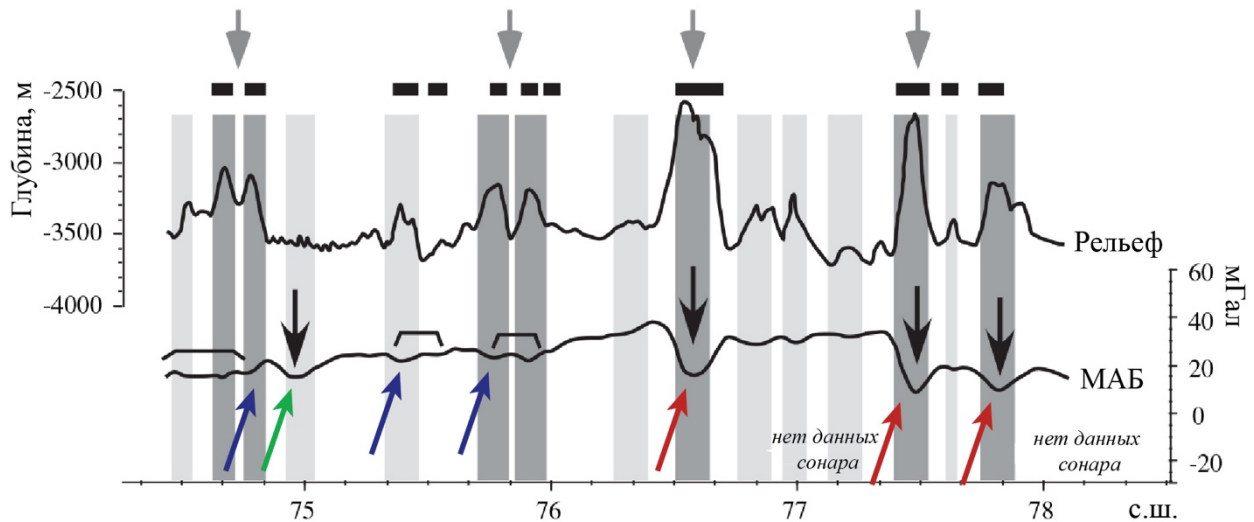


Рис. 3.3. Батиметрический профиль (вверху) и профиль мантийных аномалий Буге (внизу) вдоль рифтовой долины хребта Книповича. Вертикальные полосы – спрединговые сегменты: темно-серые - устойчивые с внеосевыми цепями подводных гор (серые направленные вниз стрелки), светло-серые – локальные слабовыраженные 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 долины со специфической морфологией, осложненное вулканическими постройками центрального типа, увеличивается мощность базальтового слоя, повышается сейсмический фон и т.д. (Дмитриев и др., 1999). Импульсы магматизма повышенной продуктивности могут создавать на флангах СОХ парные гравитационные аномалии типа «бычий глаз». В целом перечисленный выше набор геолого-геофизических 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 СОХ определяется ключевым параметром геодинамических процессов в осевых частях - скоростью спрединга (Дубинин и др., 2013). Вариации относительно средних значений определяются локальной спецификой структуры.

Приведенный в работе (Curewitz et al., 2010) вариант сегментации обладает следующими особенностями. Объяснимое соответствие минимумов мантийных аномалий Буге и максимумов рельефа как сочетание разуплотнения и интенсивного магматизма, выраженного в рельефе в соответствии с указанным выше парагенезом (см. красные стрелки на рис. 3.4), существует от северного окончания хребта Книповича приблизительно до его средней части ( $\sim 76^\circ$ ), 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 формировании морфологических особенностей без значительного магматического разуплотнения (либо таковое не находится на оси САХ, хотя это маловероятно поскольку осевые минимумы Буге обычно очень широки до первых сотен км, на хребте Книповича - 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 (Орленок,

2000). В районе  $75^\circ$  с.ш. есть еще сегмент (см. зеленая стрелка на рис. 3.4), где сформирован минимум Буге без положительной формы рельефа. Либо здесь магматизм еще не начался, либо сформировано разуплотнение без 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 et al., 2010), приведенная на рисунке, не является однородной по паре причина-следствие. Это показывает присутствие неучтенного фактора в проведенной сегментации. Бинарная картина (магматический сегмент – разуплотнение в мантии) сложнее, и южнее  $76^\circ$  упрощенная интерпретация не объясняет фактуры. Различия в кинематике спрединга, структуро- и рельефообразовании северной и южной частей хребта Книповича рассмотрены в работах А.В. Кохана (Кохан и др., 2012; Кохан, 2012).

На рисунке 3.4 представлена корреляция, составленная автором по данным: аномалий силы тяжести в редукции Буге Р. Форсберга и С. Кеньона (Forsberg, Kenyon, 2005), рассчитанных по классической методике (Гайнанов, Пантелеев, 1991), рельефа дна и положения вдоль оси вулканов 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 фоновый уровень около 210 мГал (рис. 3.4, 3.5). В пределах северной части хребта, начиная с широты  $75.7^\circ$ - $75.8^\circ$ , 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.

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.

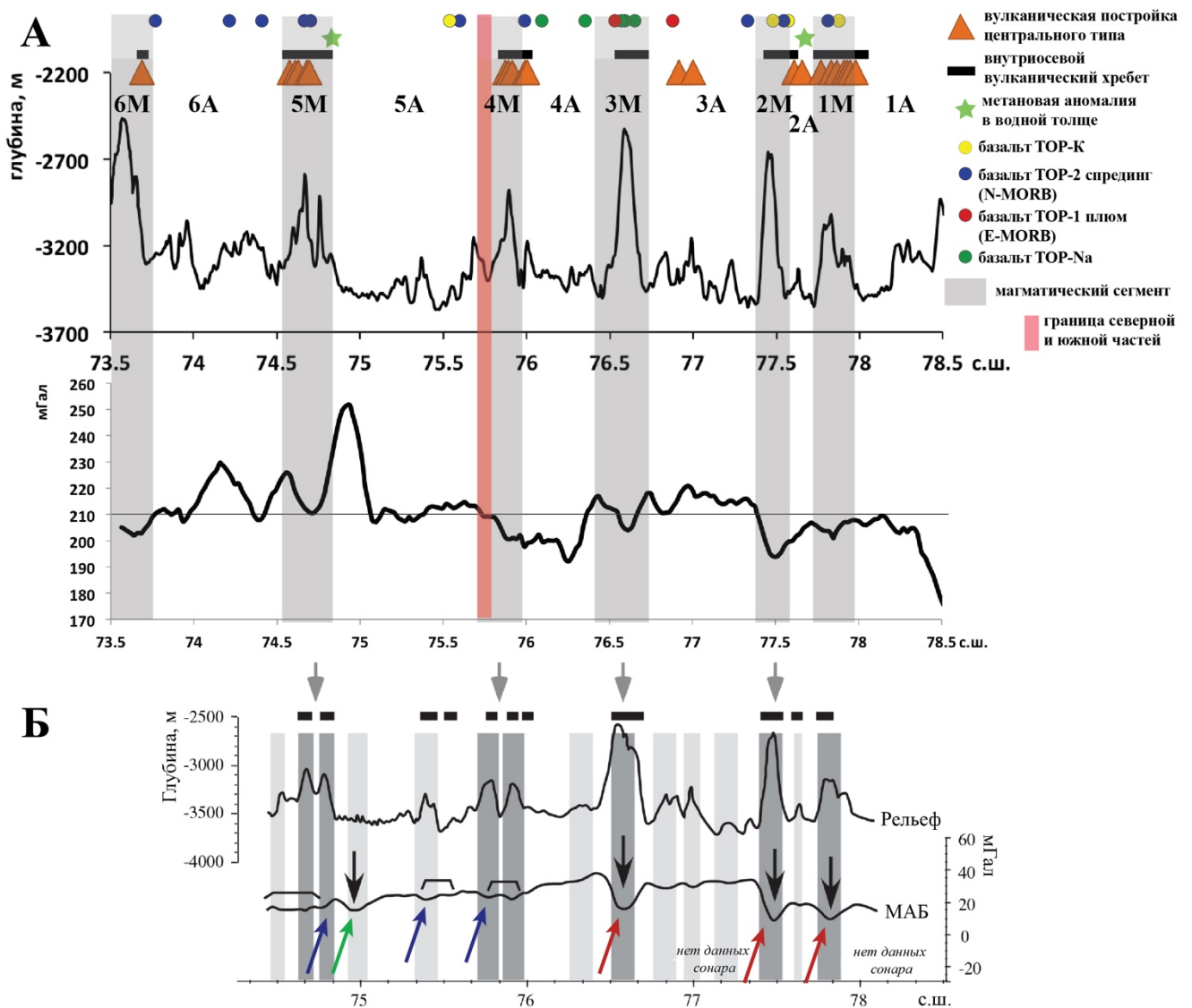


Рис. 3.4. Корреляция аномалий Буге и рельефа дна вдоль оси хребта Книповича. А – корреляция, составленная автором по данным: аномалий Буге (внизу) (по Forsberg, Kenyon, 2005), рельефа дна (вверху) (экспедиции НИС “Академик Николай Страхов”), положения вдоль оси вулканических построек центрального типа, 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).

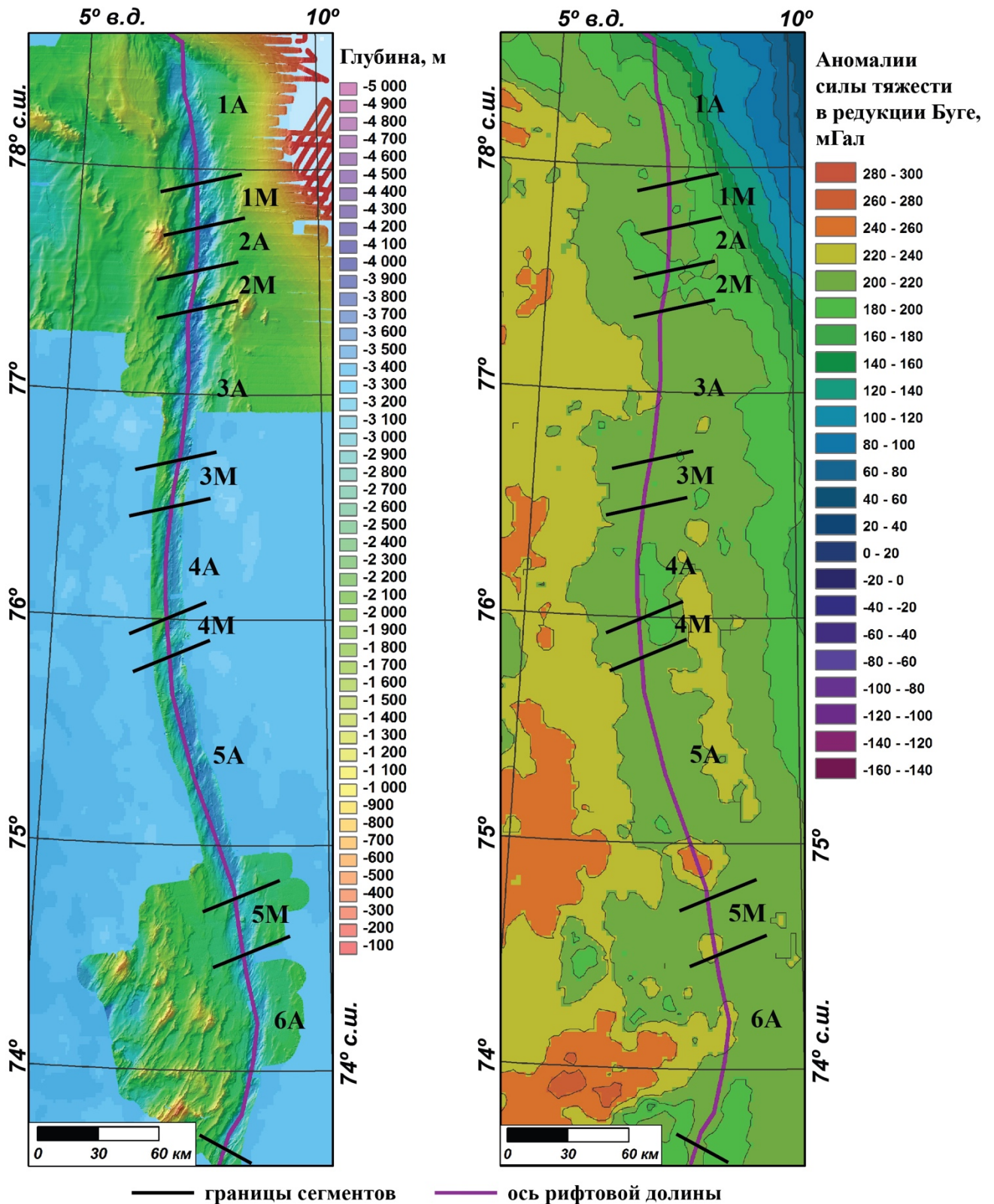


Рис. 3.5. Рельеф осевой части (слева) по данным 24-27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и аномалии силы тяжести в редукции Буге (справа) по данным (Forsberg, Kenyon, 2005), рассчитанные по методике (Гайнанов, Пантелеев, 1991) в районе хребта Книповича. А – амагматический сегмент, М – магматический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

Сегмент 5А не содержит минимумов аномалий 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. Максимум аномалий Буге около широты  $74.9^\circ$  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. 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 – хребет Книповича на всем его протяжении. Вторым уровнем – генеральные различия северной и южной частей хребта с границей по широте  $75.7^\circ$ - $75.8^\circ$ . Третий уровень – частные различия магматических и амагматических сегментов внутри сегментов второго уровня. В северной части наблюдаются сегменты с совпадением форм вулканического рельефа (1М и 4М) и с их смещением за пределы сегментов (2М и 3М). В южной части выделяется амагматический «сдвиговый» сегмент (5А) с возможным выходом ультрабазитов и метана. В пределах магматического сегмента (5М) положительному рельефу не соответствует минимум аномалий Буге. Кинематическая составляющая спрединга также различна на втором уровне сегментации. Северный участок хребта характеризуется относительно более ортогональным спредингом, тогда как южный участок имеет большую долю сдвиговой компоненты (Кохан и др., 2012). По данным Д. Кьюрица (Curewitz et al., 2010) в целом, для вулканических поднятий характерны субортогональных растяжению разломов ( $75^\circ$ - $90^\circ$ ), а в амагматических сегментах преобладают разломы, расположенных под углом  $60^\circ$ - $75^\circ$ . При этом длина тектонических нарушений в пределах магматических сегментов больше и основным механизмом образования является внедрение даек (Curewitz et al., 2010).

Выделенный нами второй уровень сегментации на хребте Книповича соответствует уровню, используемому в пределах хребта Гаккеля. Как было

показано в первой главе, в здесь выделяются три крупных сегмента ЗВС, ЦАС и ВВС в пределах которых располагаются локальные магматические и амагматические центры (Michael et al., 2003).

В течение 24-27 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 (съемки 24-ого и 27-ого рейсов) включает в себя рифтовую долину, западный борт, захватывая небольшой участок глубоководной котловины Борей и континентальный склон. В районе полигона наблюдается три основных направления структур. Рифтовая долина хребта Книповича имеет генеральное направление оси по азимуту  $350^\circ$ , поднятия в пределах дна рифтовой долины и рифтовые горы ориентированы в ЮЗ-СВ направлении по азимуту  $30^\circ$ , при этом вершины как внутририфтовых поднятий, так и рифтовых гор выстраиваются вдоль линии ЮВ-СЗ направления по азимуту  $340^\circ$  (Чамов и др., 2010).

В 25-м и 26-м рейсах была произведена батиметрическая съемка южного полигона и дна рифтовой долины, соединяющего северный и южный полигоны съемок. Южный полигон располагается между  $73^\circ 30'$  с.ш. и  $75^\circ$  с.ш. Простираение поднятий в пределах рифтовой долины здесь аналогично простираению структур северного полигона. На западном склоне хребта Книповича зафиксированы практически изометричные поднятия незначительно вытянутые в меридиональном направлении, имеющие ЮВ-СЗ простираения, 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  $25-40^\circ$  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  $77^{\circ}48'$  с.ш. и  $77^{\circ}55'$  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 эшелонированными поднятиями на флангах хребта, вытянутыми под углом  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$  к генеральному простиранию хребта, формирующими линию, секущую ось хребта по азимуту  $320^{\circ}$  с ЮВ на СЗ. Поднятия имеют превышения 1000-1200 м относительно дна рифтовой долины (рис 3.7).

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

Третий сегмент ( $76^{\circ}32'$  с.ш. и  $76^{\circ}38'$  с.ш.) имеет глубину гребневой зоны – 2350 м и превышение 1100 м.

Четвертый ( $75^{\circ}52'$  с.ш. и  $75^{\circ}55'$  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  $345^{\circ}$ , севернее –  $2^{\circ}$ .

Гребневая зона пятого ( $74^{\circ}36'$  с.ш. и  $74^{\circ}41'$  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  $2^{\circ}$ . Днище долины расширяется с севера на юг с 10 км до 20 км. Борты осложнены разломами ориентированными по азимуту  $30^{\circ}$ . Средняя глубина днища составляет 3250 м, максимальная достигает 3460 м в районе  $78^{\circ}$  с.ш.



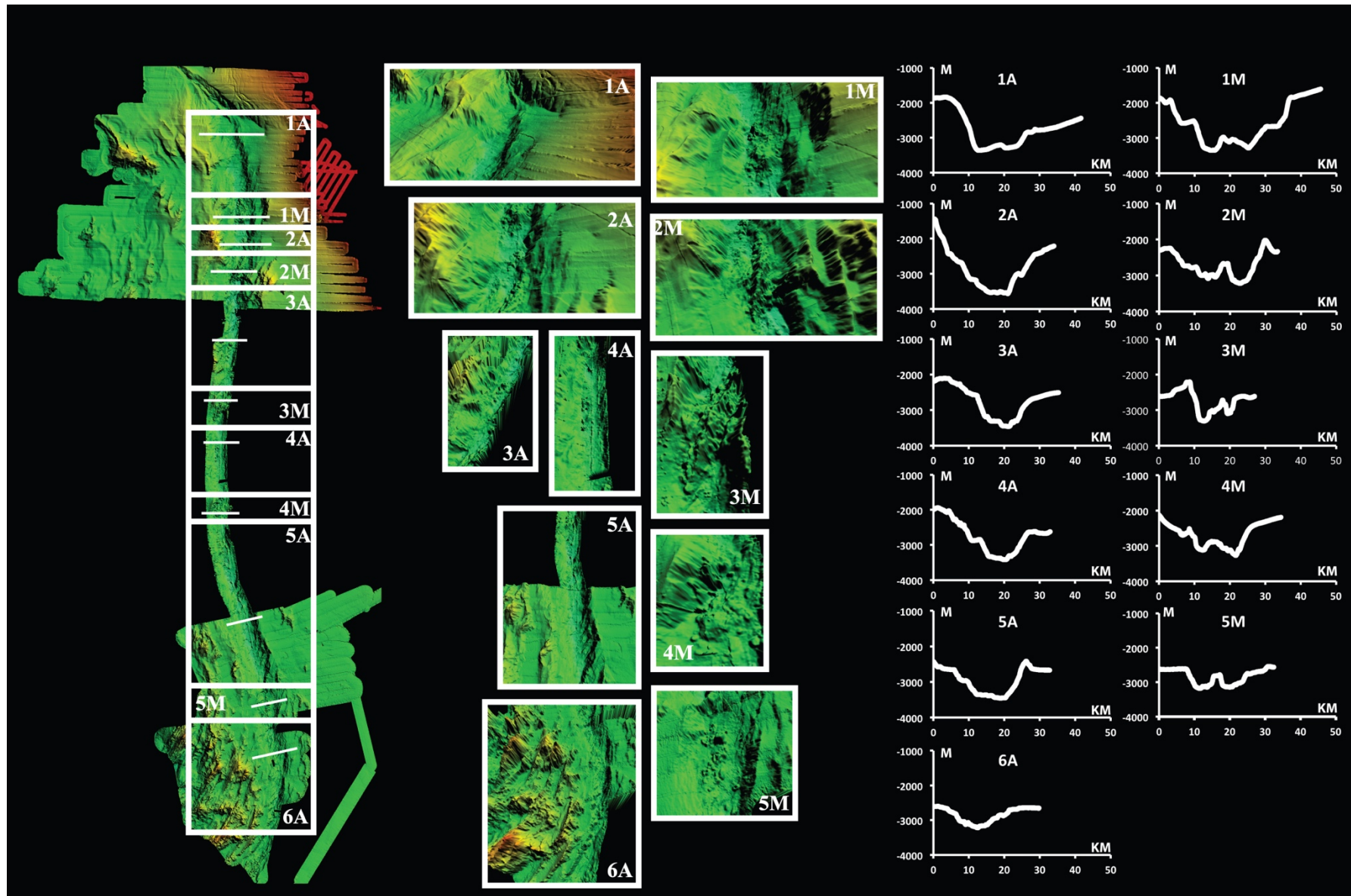


Рис. 3.6. 3Д рельеф хребта Книповича по данным детальных съемок и поперечные профили рельефа (положение – белые линии).

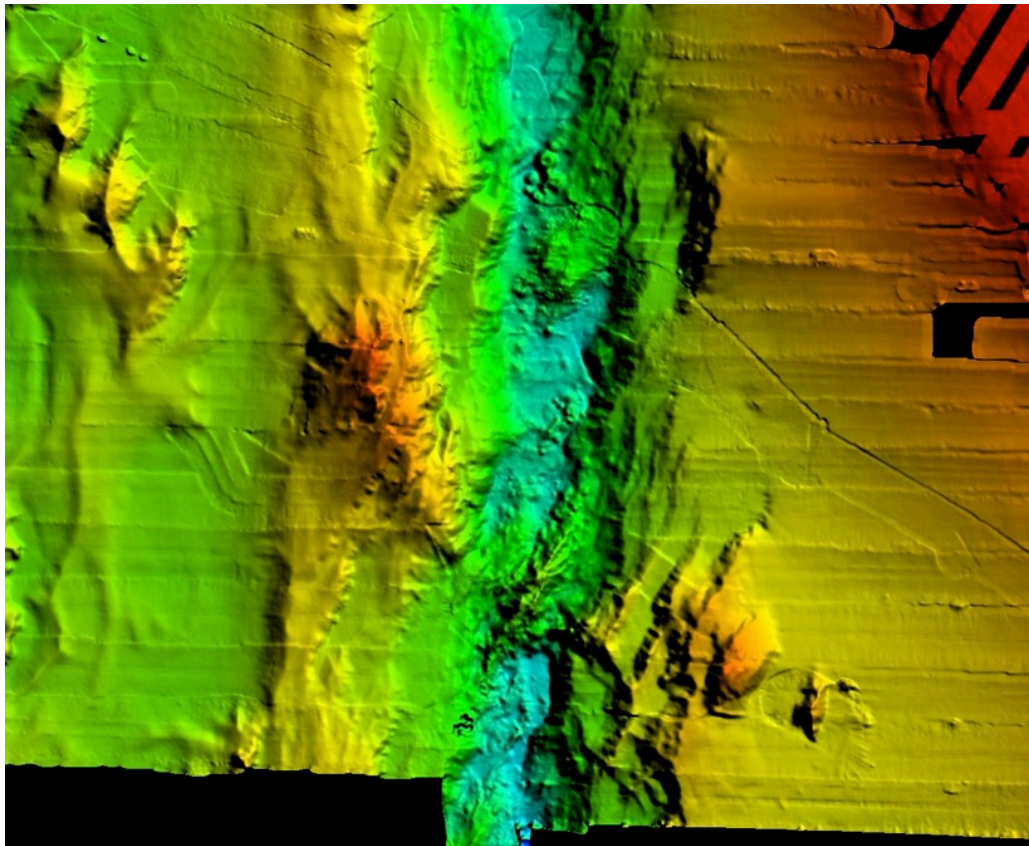


Рис. 3.7. Эшелонированные поднятия на флангах хребта Книповича в районе второго магматического сегмента.

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

Третий амагматический сегмент имеет протяженность 75 км и ориентирован по азимуту  $3^\circ$ . 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  $30^\circ$ .

Четвертый амагматический сегмент протягивается на 55 км по азимуту  $0^\circ$ . Ширина днища рифтовой долины также составляет 10 км, глубина депрессии – 3400 м.

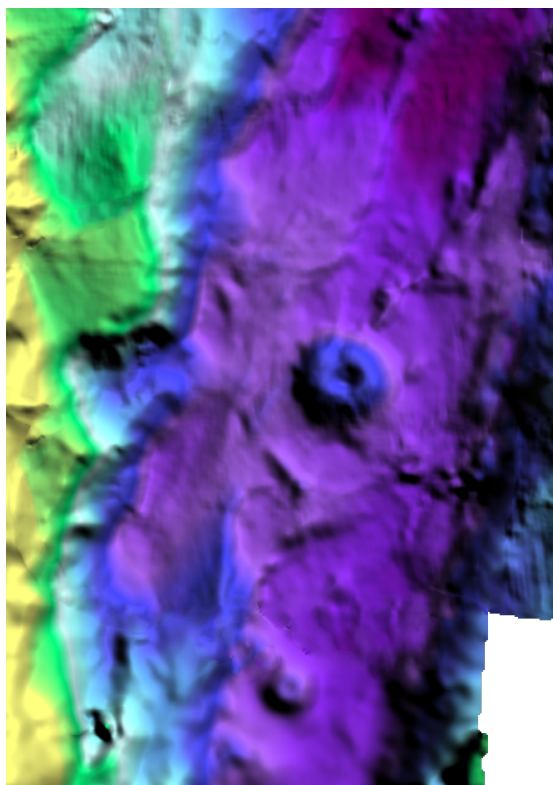


Рис. 3.8. Вулканические постройки центрального типа в третьем амагматическом сегменте.

Пятый амагматический сегмент является наиболее протяженным. Его длина составляет 125 км. Генеральный азимут изменяется и составляет  $345^\circ$ . Разломы, секущие борта и днище долины имеют азимут  $30^\circ$ . 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.

В целом хребет Книповича имеет достаточно однородную структуру. Глубина днища рифтовой долины варьируется 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  $25^\circ - 40^\circ$ . Азимут простирания большинства крупных разломных нарушений на дне и бортах рифтовой долины составляет около  $30^\circ \pm 10^\circ$  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 по отношению к направлению спрединга под углом  $70^{\circ}$ - $80^{\circ}$ . 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 съемкой сонаром бокового обзора SeaMARC II (Crane et al., 2001) зафиксированы обширные лавовые потоки.

В рельефе гребневой зоны западного фланга хребта сохраняется преобладающее направление простирания структур по азимуту  $30^{\circ}$ , 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  $305^{\circ}$ , что соответствует направлению раздвижения плит ( $307^{\circ}$ ) (DeMets et al., 2010).

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 (рис. 3.10 центр. рис.) некоторое расширение зоны разлома при приближении к хребту Книповича и ветвление разломных структур в зоне сочленения с ним. Это характерно для сдвиговых деформаций. Ветвление формируется на концах генерального разлома, свидетельствуя об остановке продвижения трещины, и имеет название «конский хвост» (Кирмасов, 2011).

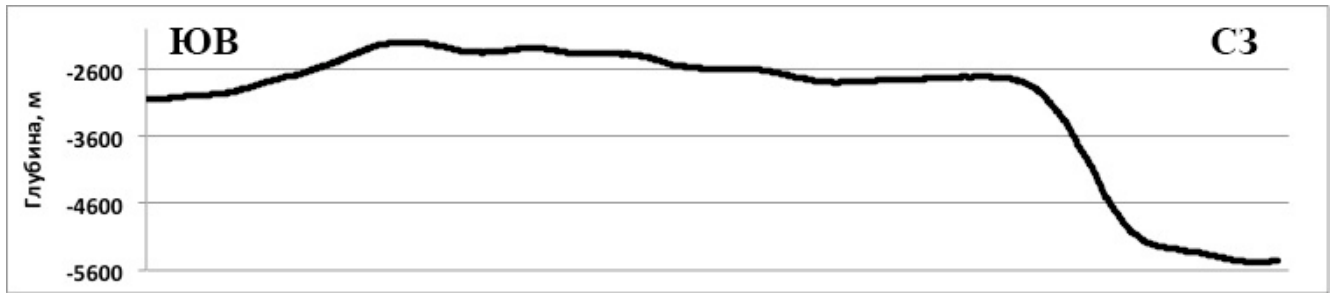


Рис. 3.9. Продольный профиль ТР Моллой.

Серия поперечных профилей (рис. 3.10 ТРМ) показывает сложный рельеф зоны разлома. Ее западная часть имеет V-образный асимметричный 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. В зоне сочленения с хребтом Книповича континентальный склон подходит непосредственно к бровке северного борта ТР. Западнее его подножие сдвинуто на 10-20 км севернее бровки.

На трехмерной модели рельефа (рис. 3.10 ТРМ) видно, что поверхность континентального склона осложнена бороздами. На профиле непрерывного сейсмического профилирования (НСП), полученном в 27-м 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.

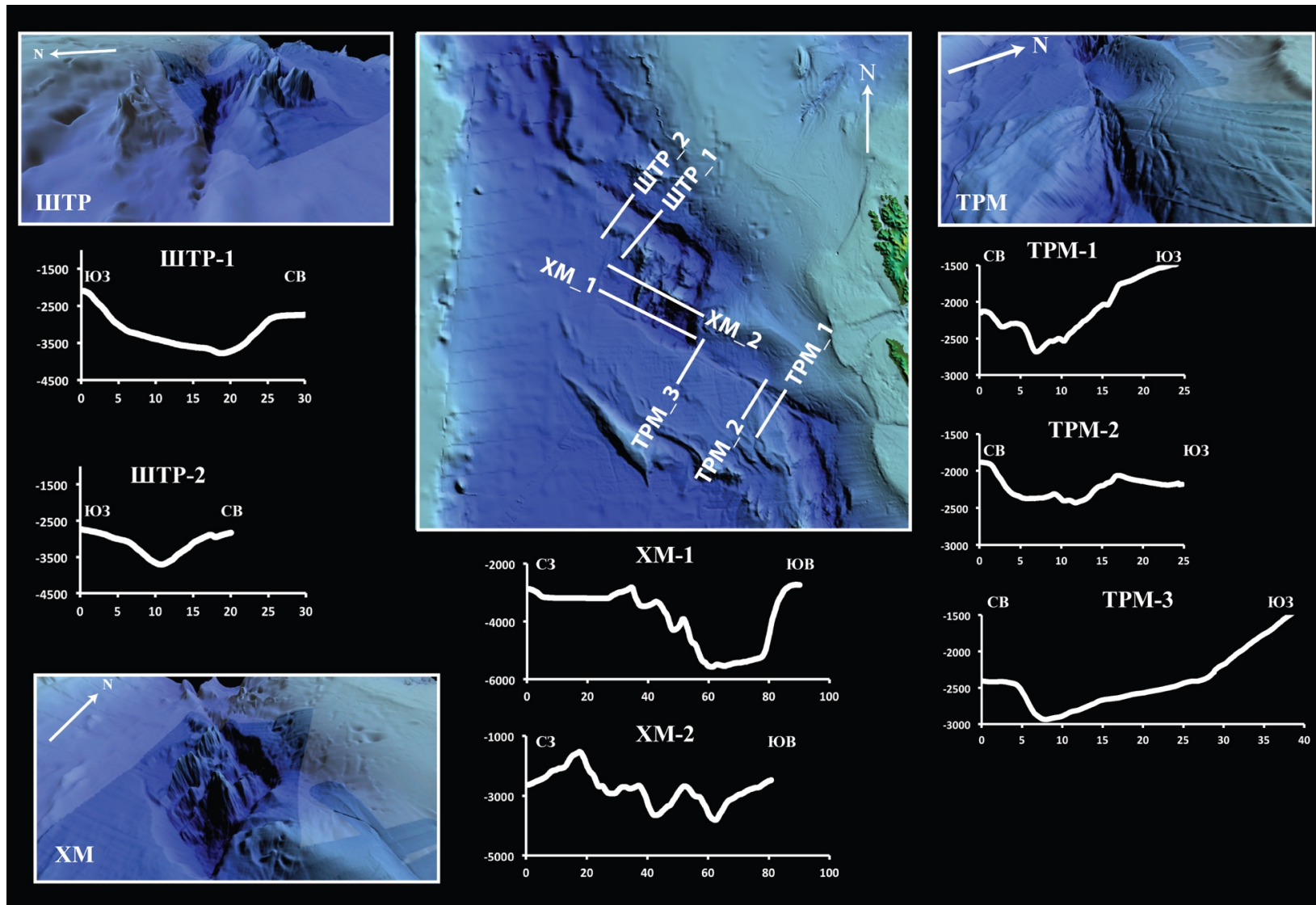


Рис. 3.10. 3Д рельеф района ТР Моллой и Шпицбергенский и хребта Моллой по ИВСАО 3.0 и детальным данным и поперечные профили рельефа. Белые линии – положение профилей. ТРМ – трансформный разлом Моллой, ХМ – хребет Моллой, ШТР – Шпицбергенский трансформный разлом.

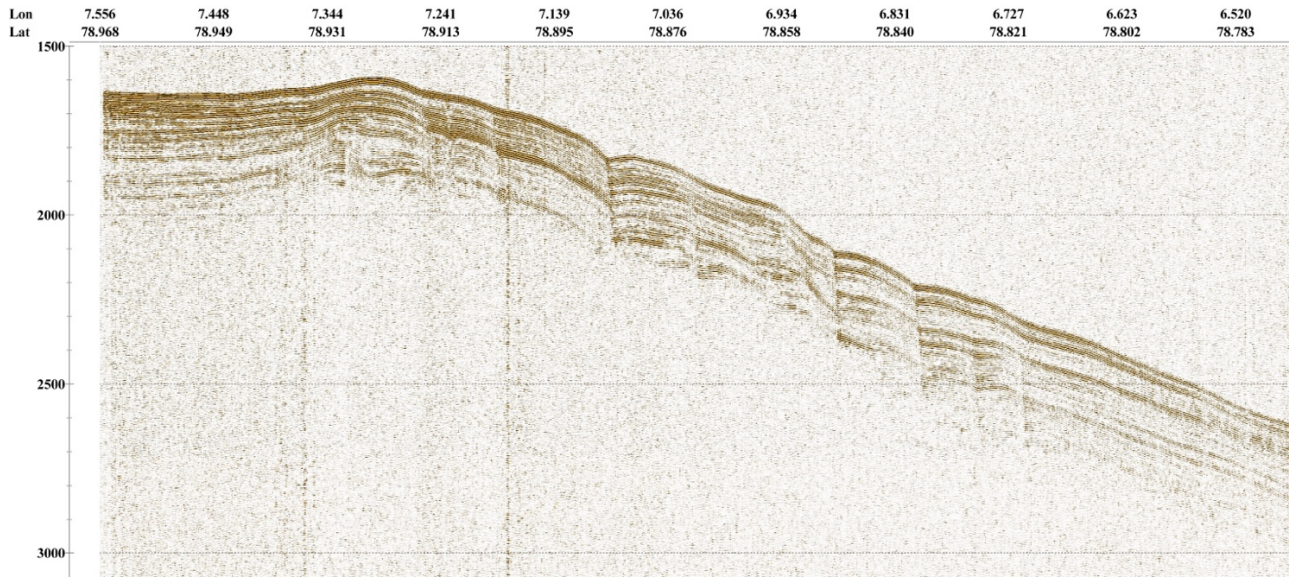


Рис. 3.11. Профиль непрерывного сейсмического профилирования, полученный в 27 рейсе НИС «Академик Николай Страхов». Направление профиля с СВ на ЮЗ.

### 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  $20^\circ$ , что позволяет говорить об ортогональном 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).

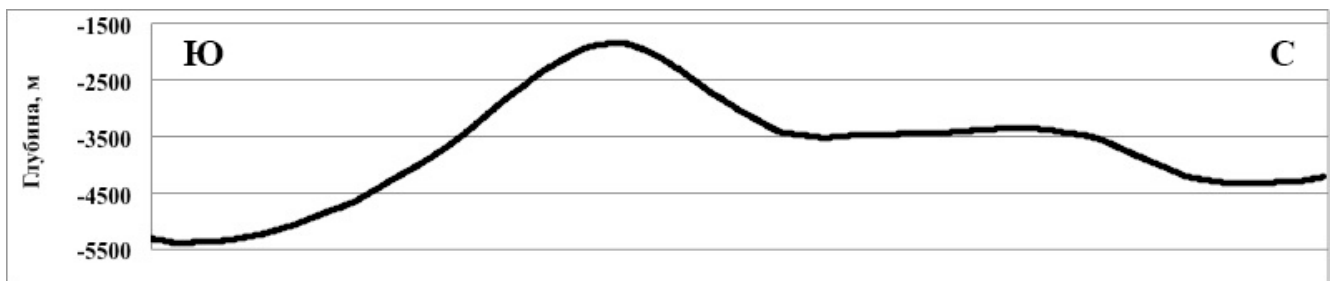


Рис. 3.12 Продольный профиль хребта Моллой.

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 продольный 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. Борты 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 составляет 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  $310^\circ$  и ее протяженность составляет 155 км. Шпицбергенский разлом практически параллелен разлому Моллой. Его активная часть вне зоны сочленения с СОХ имеет пологий южный склон и крутой северный и следовательно асимметричный поперечный профиль. На западе в зоне сочленения с трогом Лена профиль изменяется на V-образный с одинаковым уклоном склонов (рис. 3.10). Крылья ТР смещаются 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 ИВСаО 3.0 (Jacobsson et al., 2012). На рисунке 3.10 видно, что разлом расширяется у зоны сочленения с хребтом Моллой. Северный борт осложнен хребтом протягивающимся параллельно депрессии на 40 км, имеющим ширину основания до 15 км.

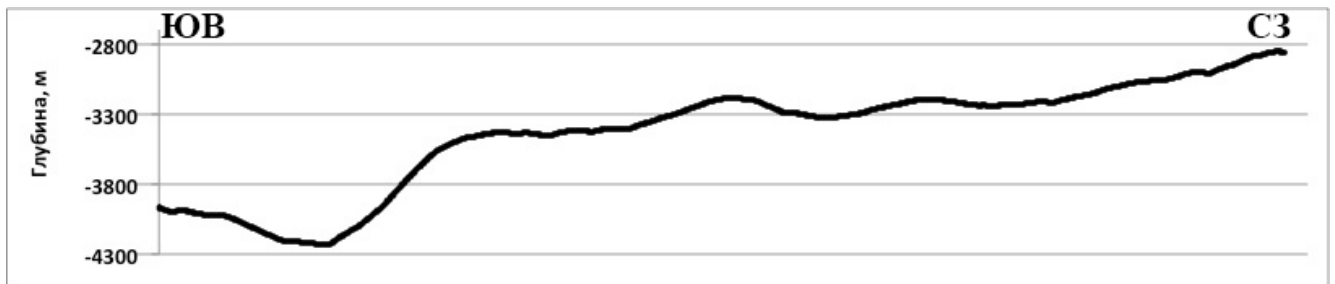


Рис. 3.13. Продольный профиль Шпицбергенского трансформного разлома.

### 3.5. Рельеф трога Лена

Трог занимает центральное положение в проливе Фрама. На севере он сочленяется с хребтом Гаккеля под углом около  $90^\circ$ . В данном районе проходило несколько рейсов НИС «Поларштерн» Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (Германия), 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).

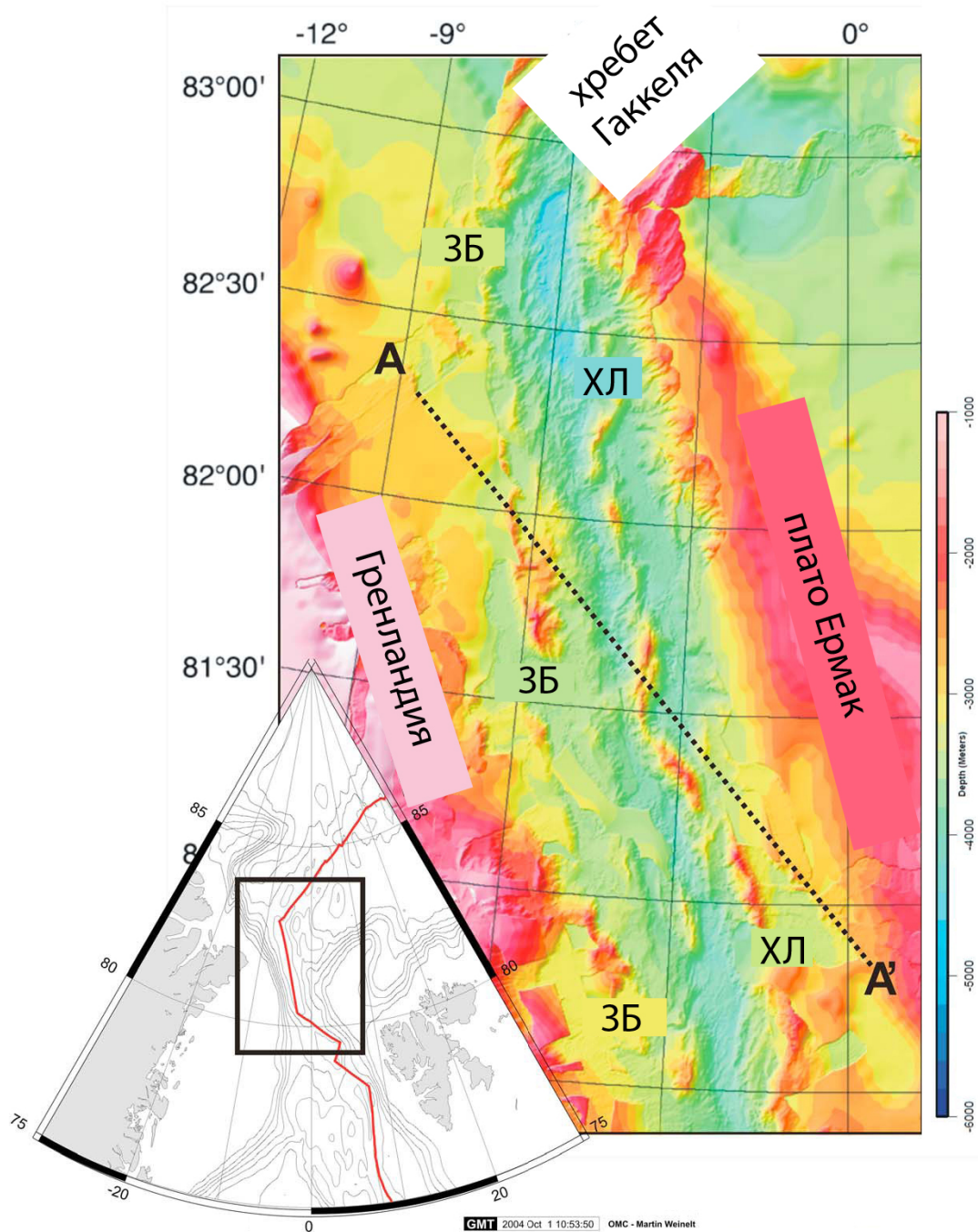


Рис. 3.14. Батиметрическая карта трого Лена (Snow et al, 2011). ЗБ – западный блок, ХЛ – хребет Лакки (отрицательным числом обозначается западная долгота).

Как и в случае с хребтом Книповича, использование термина «трог» для описываемой структуры не оправдано. В геоморфологии 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.

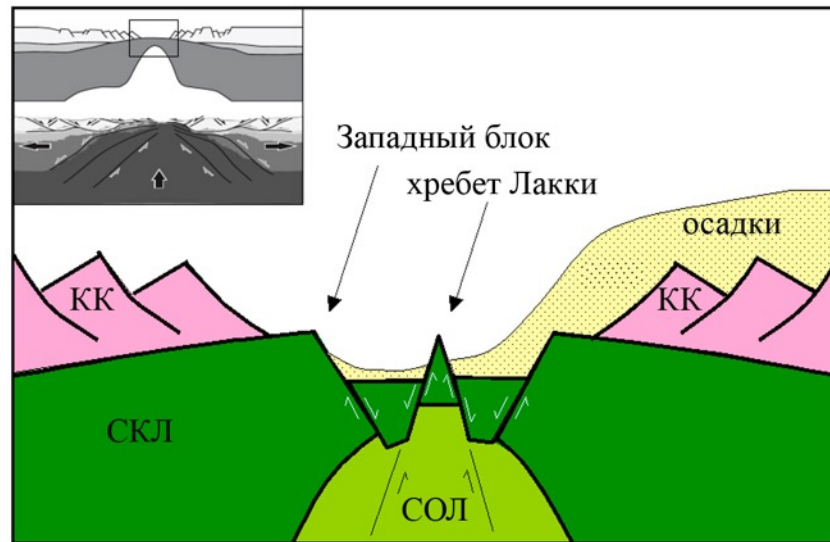


Рис. 3.15. Геологическая интерпретация трога Лена. Профиль построен параллельно направлению раздвижения. КК – континентальная кора, СКЛ – субконтинентальная литосфера, СОЛ – субокеаническая литосфера (Snow et al., 2011).

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 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). Депрессию рифтовой долины имеет глубины 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 трюга Лена.

На протяжении всего трюга отсутствуют поперечные разломные зоны. Ранее выделялись два возможных нарушения в районе  $81^{\circ}20'$  с.ш. и  $81^{\circ}50'$  с.ш. (Engen et al, 2003), однако данные детальной батиметрии не подтвердили их наличие (Snow et al, 2011). В центральной части рифтовой долины располагается хребет, расположенный субпараллельно ее оси и протягивающийся на три четверти длины трюга Лена от сочленения с Шпицбергенским разломом до  $82^{\circ}20'$  с.ш. В литературе хребет получил название «Лакки» (Snow et al, 2011). Он является осевым поднятием фундамента и возвышается над дном рифтовой долины на 1500 м (Snow et al., 2011). От зоны Шпицбергенского разлома до  $81^{\circ}30'$  с.ш. хребет Лакки дугообразно изгибается от восточного борта рифтовой долины к западному борту. От  $81^{\circ}30'$  с.ш. до  $82^{\circ}20'$  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  $82^{\circ}20'$  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).

### **3.6. Выводы**

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 асимметричное 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 были получены дополнительные данные о том, что южная и северная части хребта являются сегментами, отличающимися не только кинематикой спрединга и рельефом, но и характером подстилающей мантии и интенсивностью магматизма. Граница между сегментами расположена на широте  $75.7^{\circ}$ - $75.8^{\circ}$  с.ш., где происходит изменение простирания оси хребта.

Так же видно, 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.

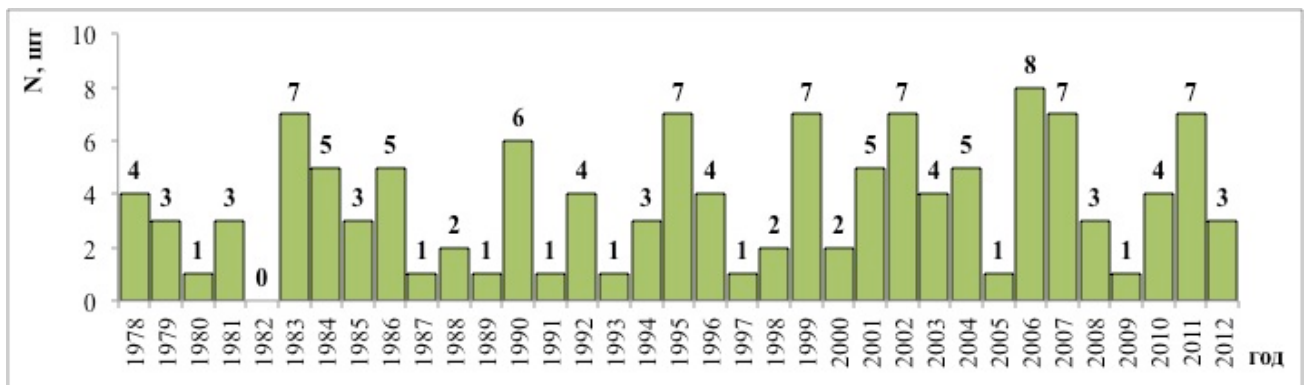


Рис. 4.1. Динамика частоты землетрясений вдоль хребта Книповича.

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. Проведенный нами анализ показывает, что землетрясение с магнитудой  $M_b=5,7$  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  $M_b=5,6$ .

В районе  $76^\circ$  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 (Болдырев, 1998). При приближении к сочленению с хребтом Мона количество выделяемой энергии также увеличивается. При этом соотношение общей суммарной энергии к количеству землетрясений значительно меньше в сравнении с  $76^\circ$  с.ш., что говорит о меньшей магнитуде землетрясений.

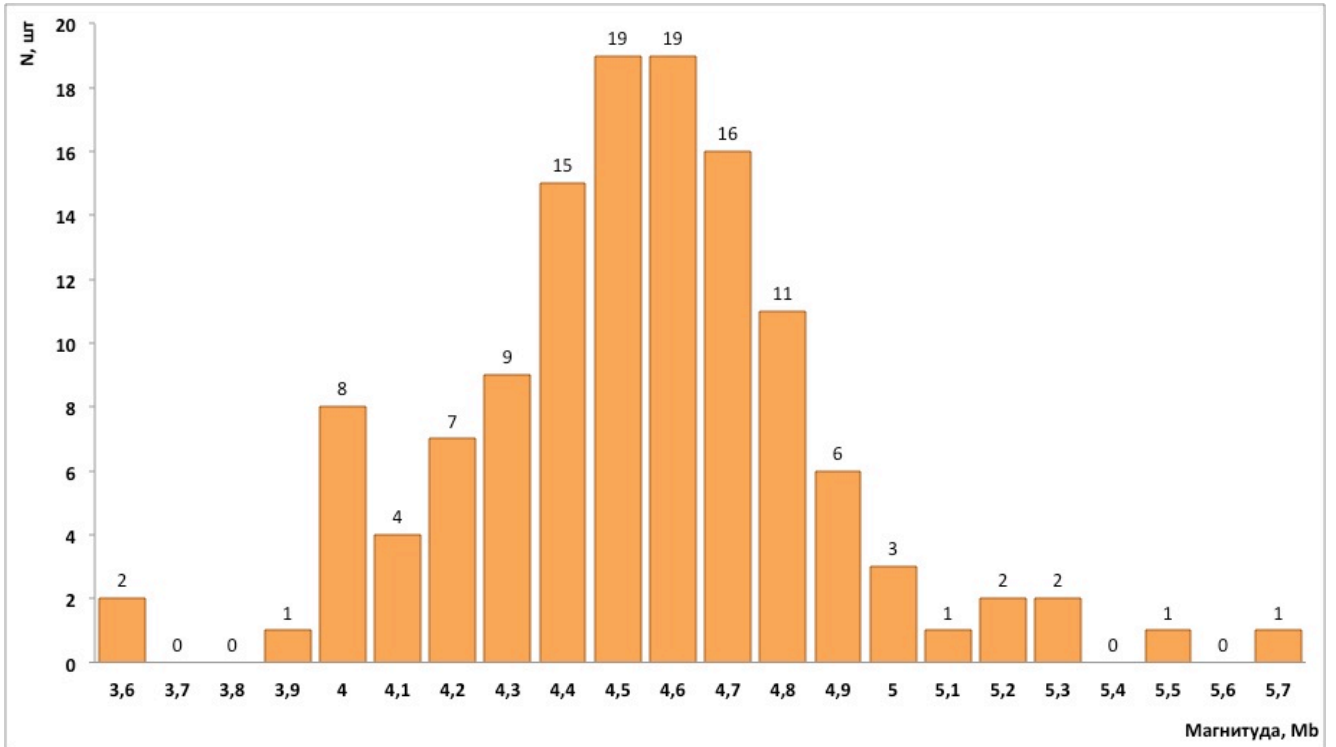


Рис. 4.2. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси хребта Книповича.

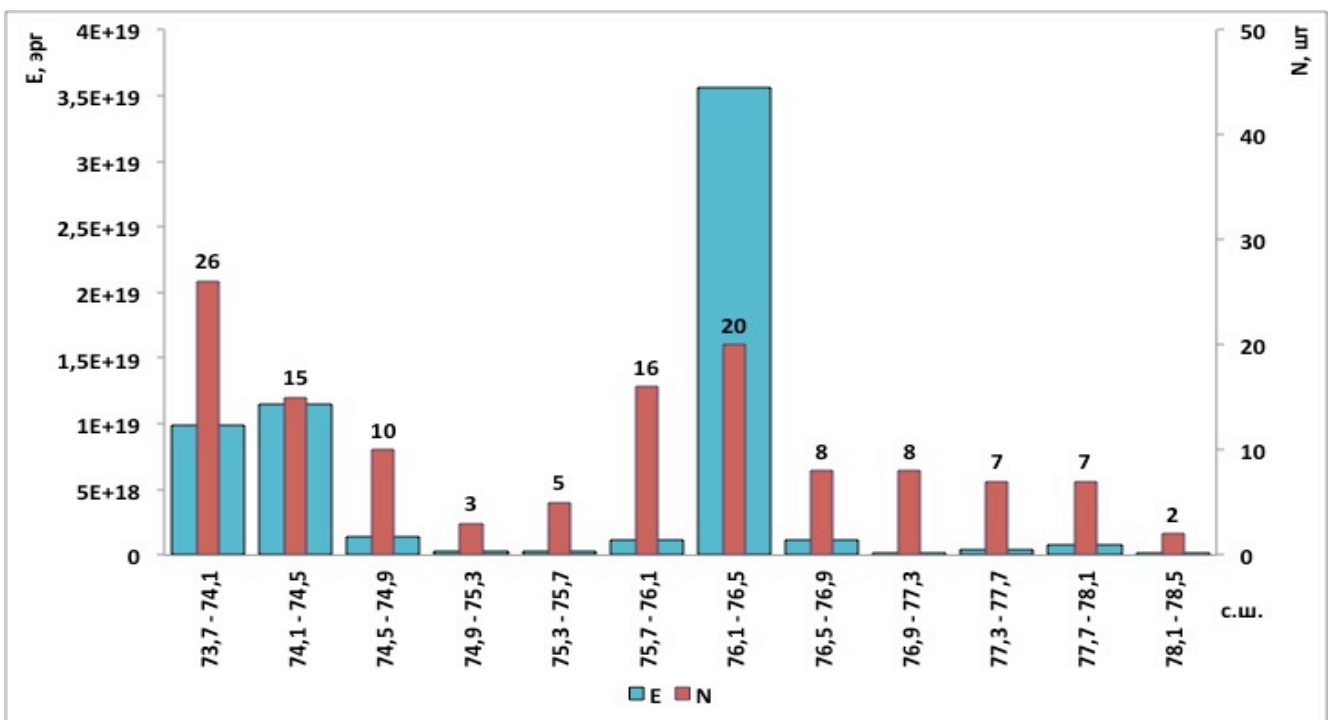


Рис. 4.3. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль хребта Книповича. Голубые столбцы – суммарная энергия, красные столбцы – количество событий.



Наиболее сильные землетрясения происходят в районе  $76^\circ$  с.ш. в четвертом амагматическом сегменте 4А (рис. 4.4). Здесь наблюдается изменение простирания оси хребта.

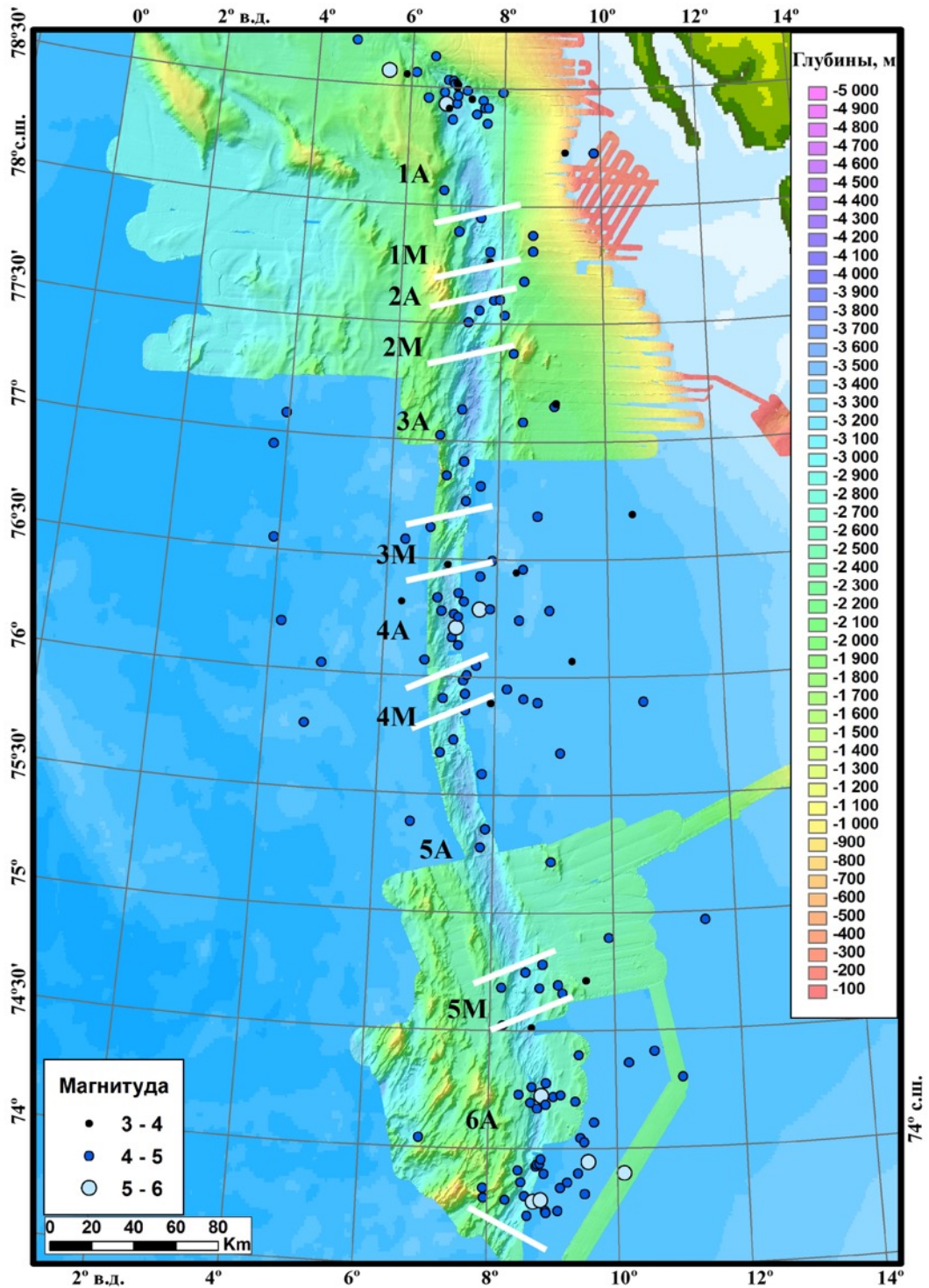


Рис. 4.4. Эпицентры землетрясений в районе хребта Книповича. Белыми линиями отмечены границы сегментов, А – амагматические, М – магматические сегменты.

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 анализировались в рамках сейсмичности ТР Моллой, так как большая часть из них находится на продолжении оси ТР. На рисунке 4.6 видно, что магматические сегменты в целом более сейсмически активны, чем амагматические. Это объясняется тем, что процесс внедрения даек, распространенный на этих сегментах (Curewitz et al., 2010), сопровождается повышенной фоновой сейсмичностью (Болдырев, 1998). 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 по сегментам.

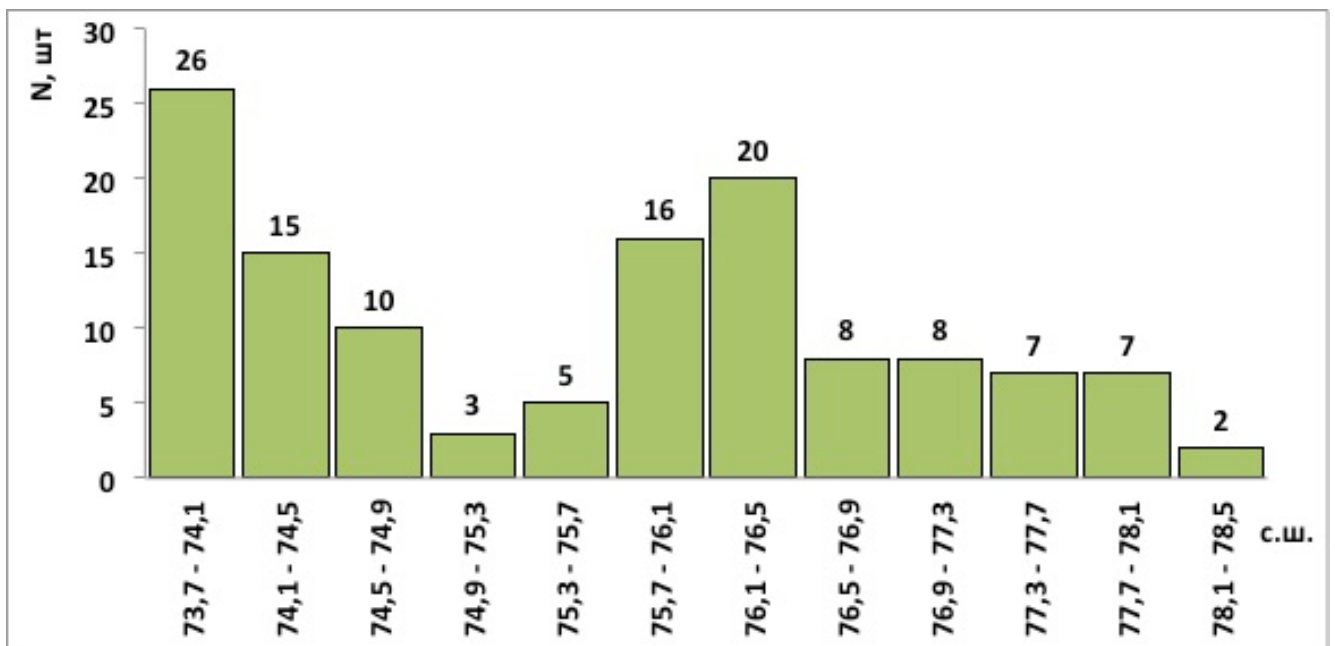


Рис. 4.5. Распределение количества землетрясений по широте вдоль хребта Книповича.

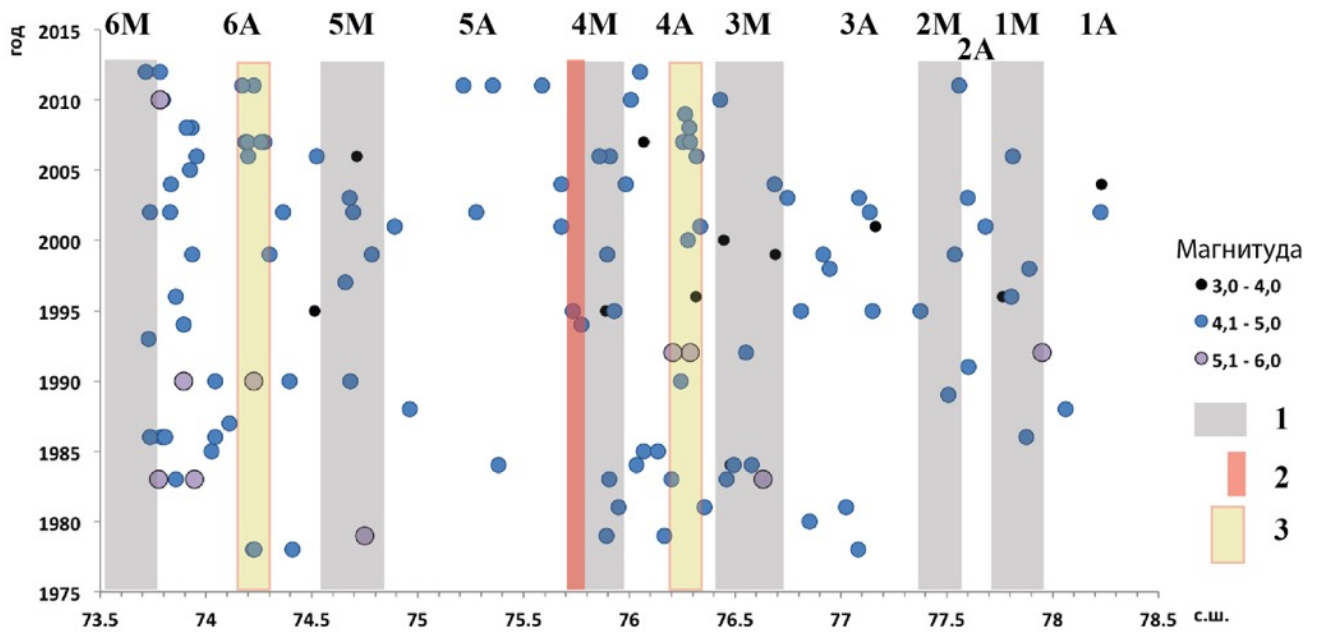


Рис. 4.6. График пространственно-временного распределения сейсмичности вдоль оси хребта Книповича. Условные обозначения: 1 – магматический сегмент; 2 – граница северного и южного сегмента; 3 – сгущения землетрясений на дне рифтовой долины в амагматических сегментах.

Сегмент 1А сочленяется своим северным окончанием с зоной ТР Моллой, что и обуславливает характер сейсмичности (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 2А асейсмична. В этом районе зарегистрировано только одно землетрясение средней магнитуды на восточной гряде рифтовых гор.

Северная часть сегмента 3А (рис. 4.7) схожа по проявлению 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 за двухдневный период донными сейсмометрами, установленными в ходе рейса ARK-XXIV/3 2009 года на НИС «Поларштерн» (Jokat et al., 2012; Schlindwein et al., 2015).

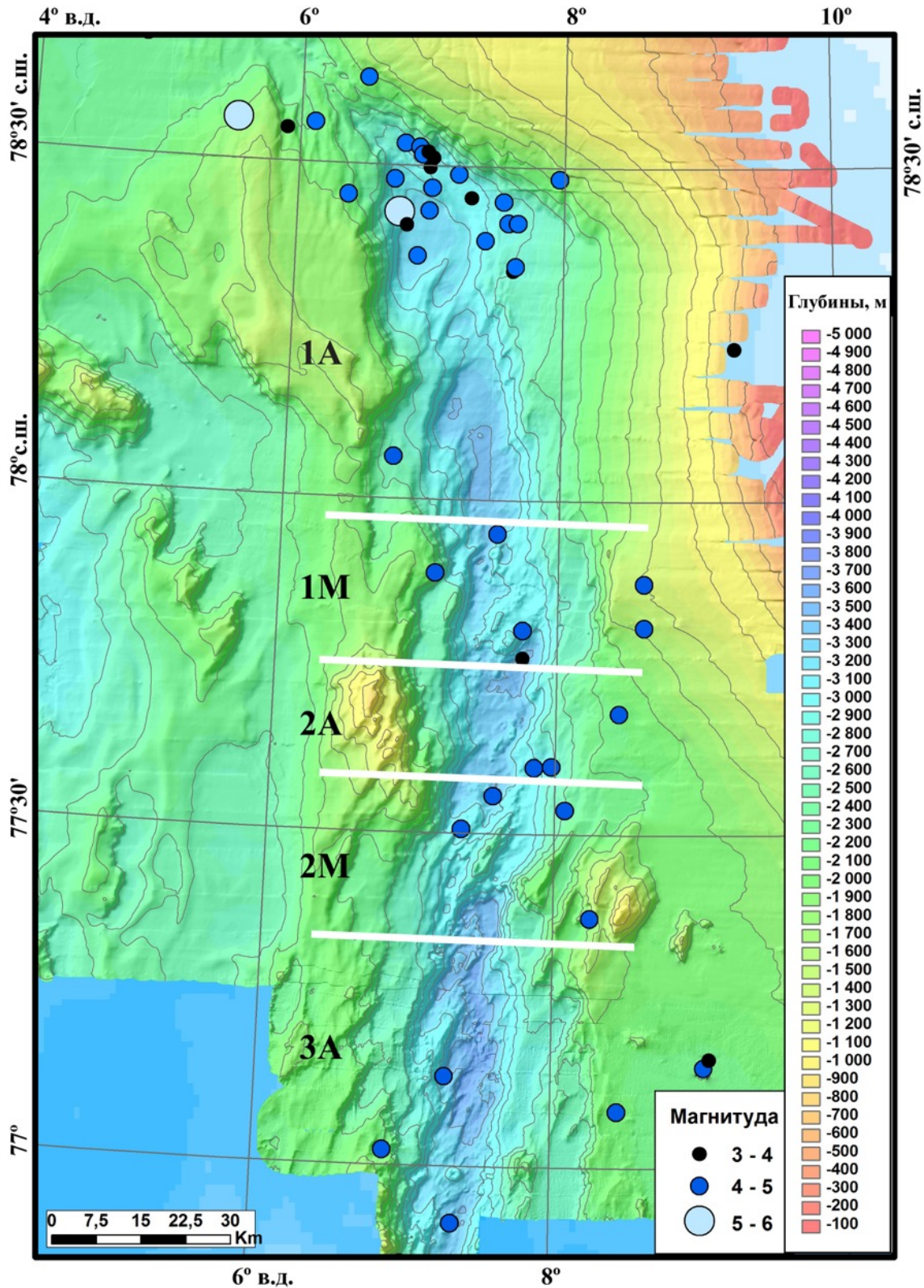


Рис. 4.7. Эпицентры землетрясений в северной части хребта Книповича.

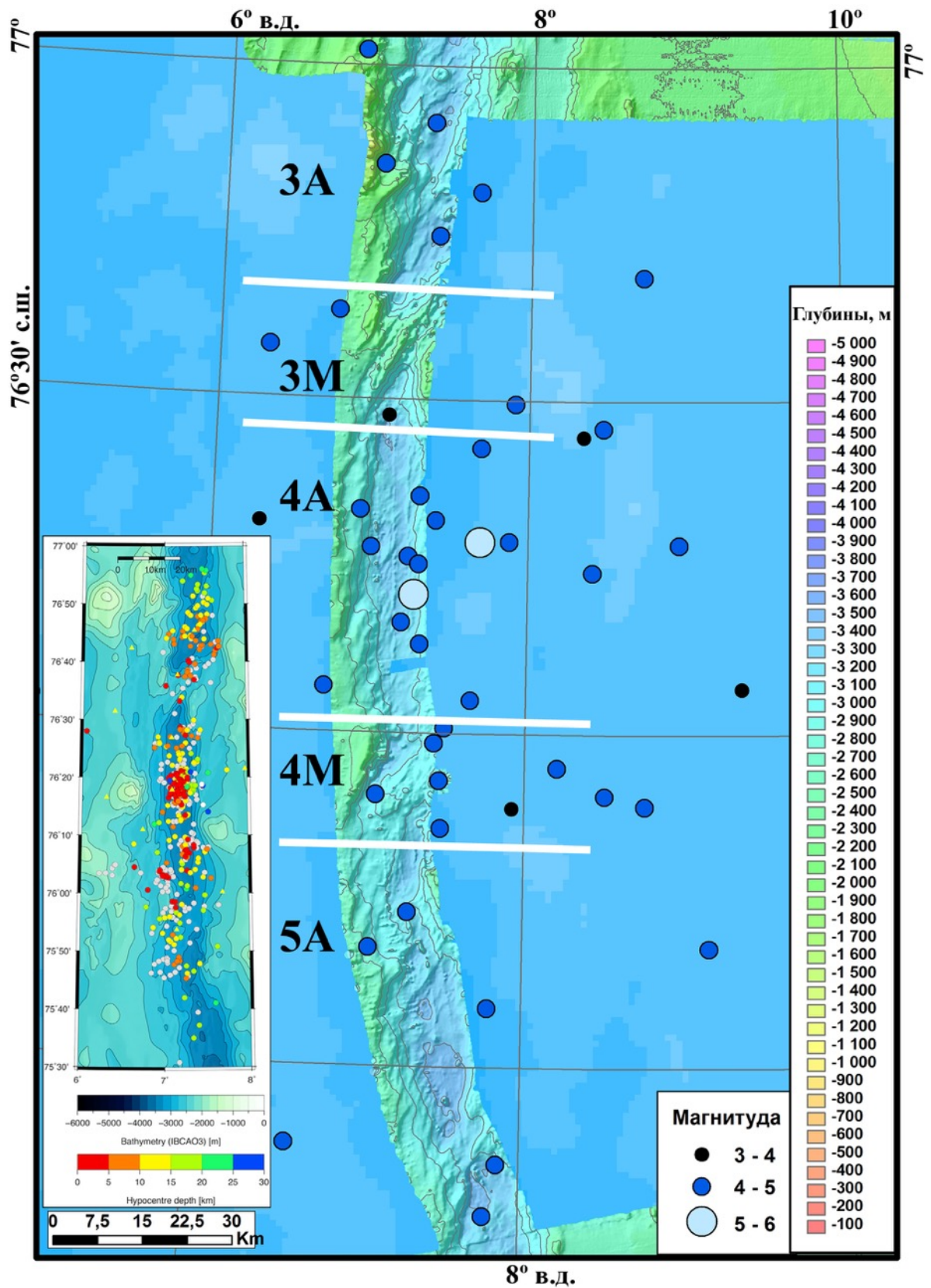


Рис. 4.8. Эпицентры землетрясений в центральной части хребта Книповича. Карта врезка – эпицентры микросейсмичности (Schlindwein et al., 2015), где цветом обозначена глубинность гипоцентров, серые точки – землетрясения, глубина очагов которых не определена.

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 магматического сегмента 3М сейсмичность, 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. карту-врезку рис. 4.8), а глубина гипоцентров от 0 до 10 км. По данным сейсмического профилирования мощность коры здесь увеличивается до 5,7 км (Jokat et al., 2012), и 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  $76^{\circ}15'$  с.ш. Микросейсмичность также сфокусирована в этой области. В отличие 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 глубоководные 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. Подобное распределение сейсмической активности (Schlindwein et al., 2015) и данные сейсмических исследований строения коры и положения границы Мохоровичича (Ritzman et al, 2002; Jokat et al., 2012) указывают на то, что небольшая по мощности кора с редуцированным третьим базальтовым слоем подстилается 20-25-ти км холодным слоем верхней мантии в котором происходят хрупкие деформации. Таким образом,

сегменты 3А и 4А являются областями распространения мощной холодной литосферы и глубоко залегающей астеносферы, где не развивается разуплотнение в верхней мантии и, как следствие, редуцированы магматические процессы.

Так как донные станции, регистрирующие микросейсмичность, располагаются в относительной близости от источника, полученные данные позволяют 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 из вышеописанных генераций. Обычно в качестве глубины гипоцентров в районе СОХ указывается значение 10 км. Это означает, что они относятся к мелкофокусным событиям. Однако, для землетрясений с магнитудой больше 5, зарегистрированных в этом районе, указана глубина 24 км и 27,8 км, возможно, они относятся к первой генерации землетрясений верхней мантии.

В пределах сегмента 3А глубина рифтовой долины несколько меньше. Здесь регистрируется локальный минимум гравитационной аномалии в редукции Буге. Образцы базальтов, полученные с бортов рифтовой долины этого сегмента (Дмитриев и др., 2006), определяются как малоглубинный и низкотемпературный ТОР-На 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 3А 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 этих 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 коротких сбросов, косо пересекающих рифтовую долину. Переуглубленные впадины асейсмичны. Отдельные землетрясения происходят на флангах хребта. В общем случае магнитуда землетрясения прямо пропорциональна протяженности тектонического нарушения (Уломов, 1999), небольшие разломы, уобразующиеся в пределах амагматических сегментов генерируют низко магнитудные события. Как показали исследования микросейсмичности (Schlindwein et al., 2015), количество событий магнитудой  $M_b < 2$  одинаково для амагматических и магматических сегментов.

Сейсмическая активность возобновляется в районе сегмента 5М. 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  $74^{\circ}15'$  с.ш., а второе у южного окончания сегмента – в районе сочленения с другим центром спрединга – срединным хребтом Мона. Основная активность тяготеет к восточному борту хребта, где она прослеживается в сторону континентального склона субпараллельно хребту Мона. Здесь зарегистрировано четыре сильных землетрясения: два из них имеют магнитуду  $M_b=5,2$ , одно – магнитуду  $M_b=5,1$  и одно –  $M_b=5,3$ . Сейсмичность в районе  $74^{\circ}15'$  с.ш. сфокусирована в рифтовой долине хребта в области очередного изменения направления оси хребта. Тут также изменяется характер рельефа рифтовой долины. К северу от  $74^{\circ}15'$  с.ш. долина более широкая с меньшими глубинами 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 разломов.



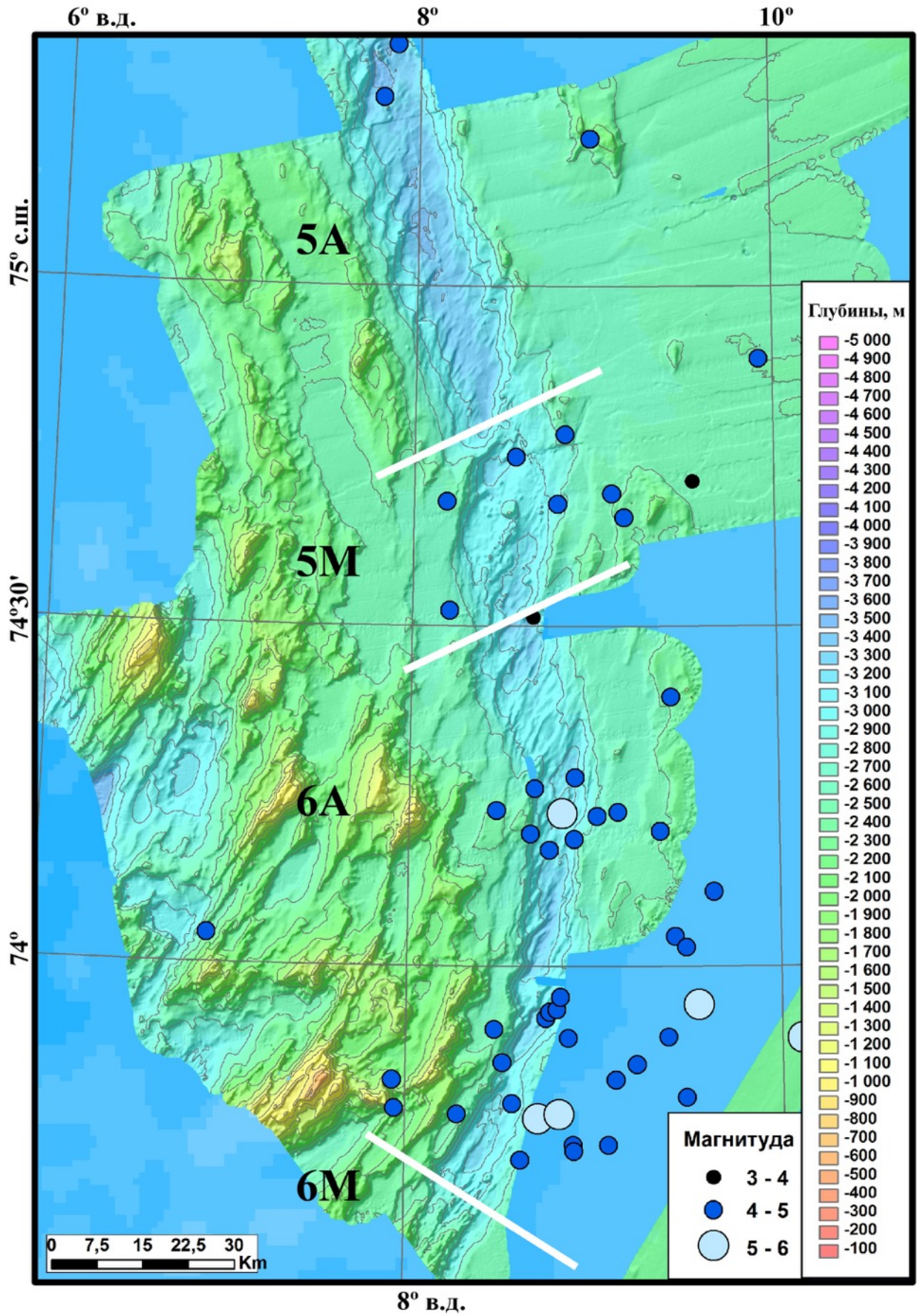


Рис. 4.9. Эпицентры землетрясений в южной части хребта Книповича.

Следует отметить преобладание сейсмической активности на восточном 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 этом районе. Большинство решений представляют собой сбросы. Поверхности сместителей ориентированы по азимуту  $30^\circ$ , т.е. под углом к простираанию оси хребта и субпараллельно простираанию 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.

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  $76^\circ$  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 этих двух сегментов зарегистрирована глубоководная 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 в пределах сегмента 3М, а скорее на широкую зону воздействия магматического очага в зоне между сегментом 3А и 4М. Амагматический сегмент 6А с преобладающей сдвиговой составляющей практически асейсмичен.

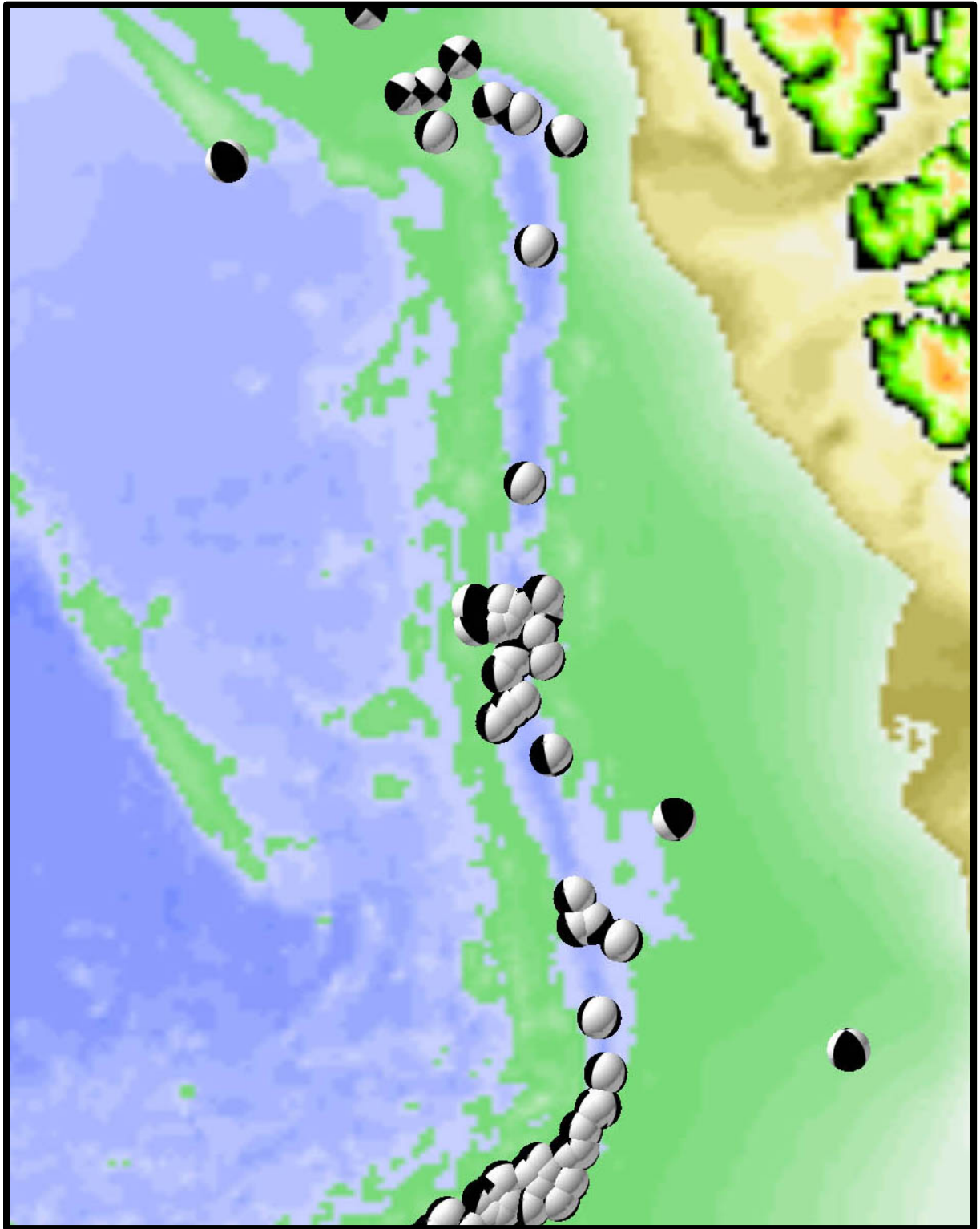


Рис. 4.10. Фокальные механизмы землетрясений хребта Книповича (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - ИВСаО 3.0.

#### 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 наблюдалась в 2003 - 2005 годах.

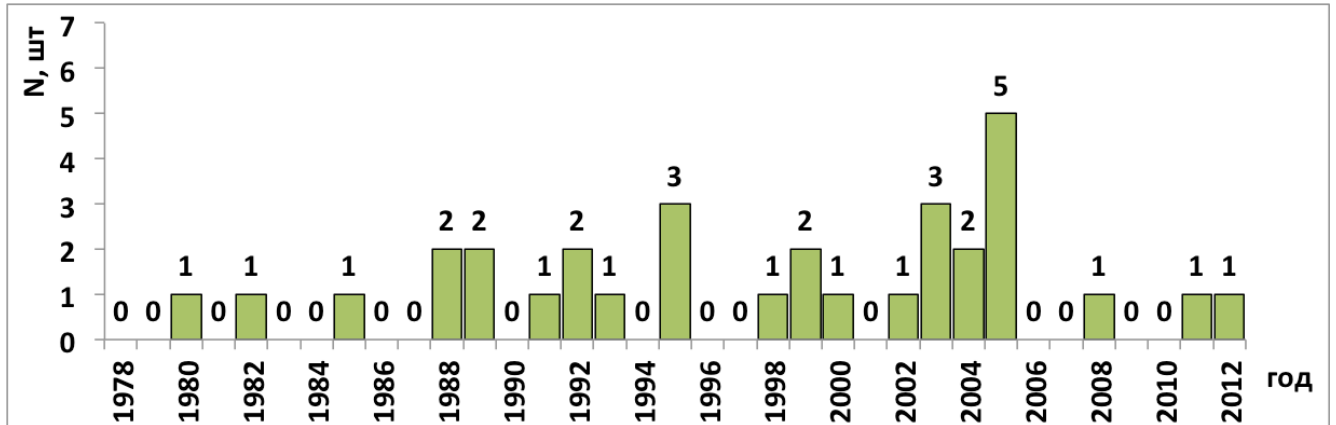


Рис. 4.11. Динамика частоты землетрясений вдоль оси ТР Моллой.

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

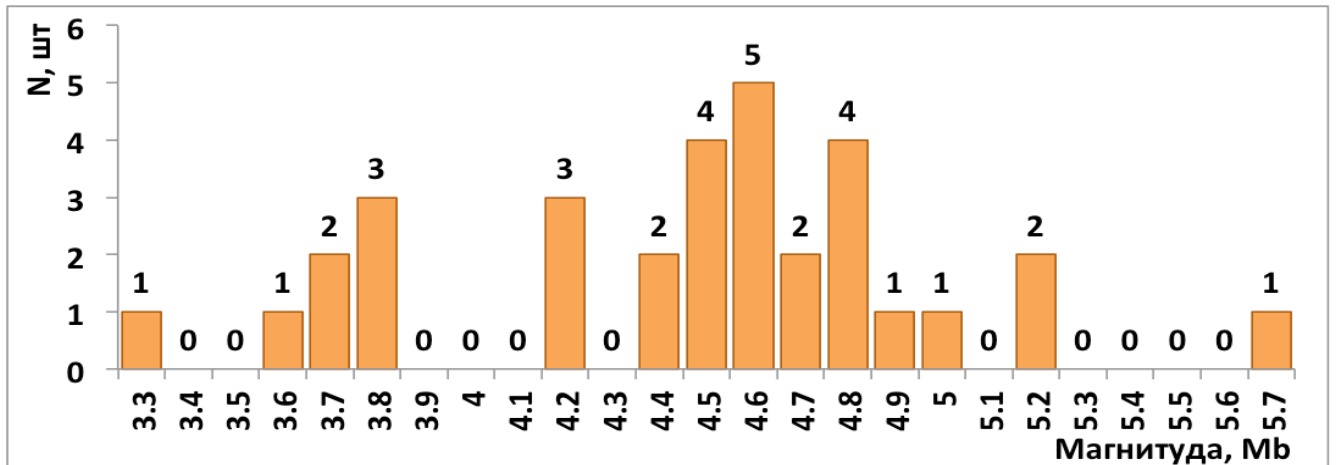


Рис. 4.12. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси ТР Моллой.

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  $M_b=5,7$ .

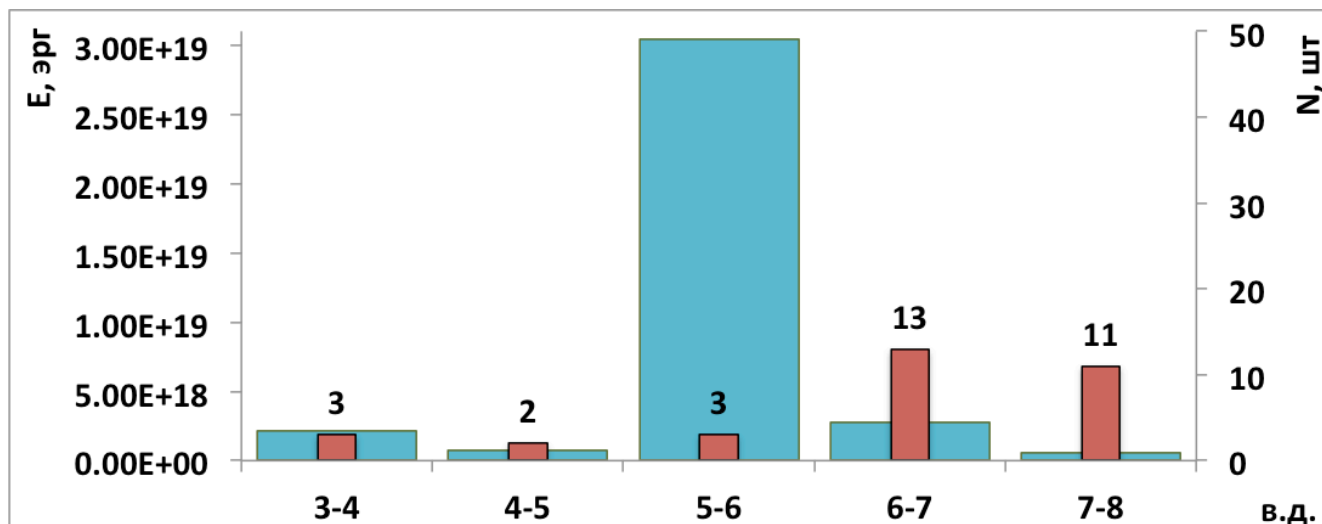


Рис. 4.13. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси ТР Моллой. Голубые столбцы – суммарная энергия, красные столбцы – количество событий.

В тоже время видно, что максимальное количество событий зарегистрировано в области сочленения ТР со 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 наблюдается 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, имеет максимальную магнитуду. Область пересечения со спрединговым центром Моллой не отмечена повышением сейсмической активности. Здесь зарегистрировано всего шесть событий средней и высокой магнитуды.

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.

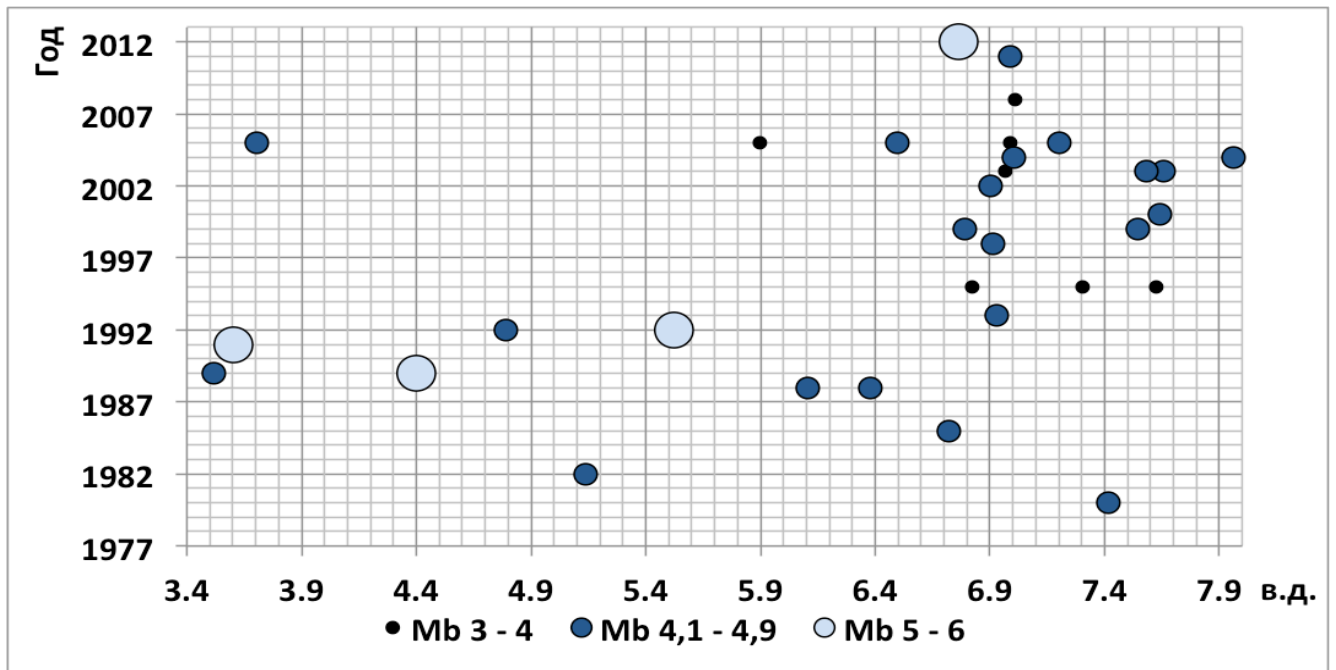


Рис. 4.14. График пространственно-временного распределения сейсмичности вдоль оси ТР Моллой.

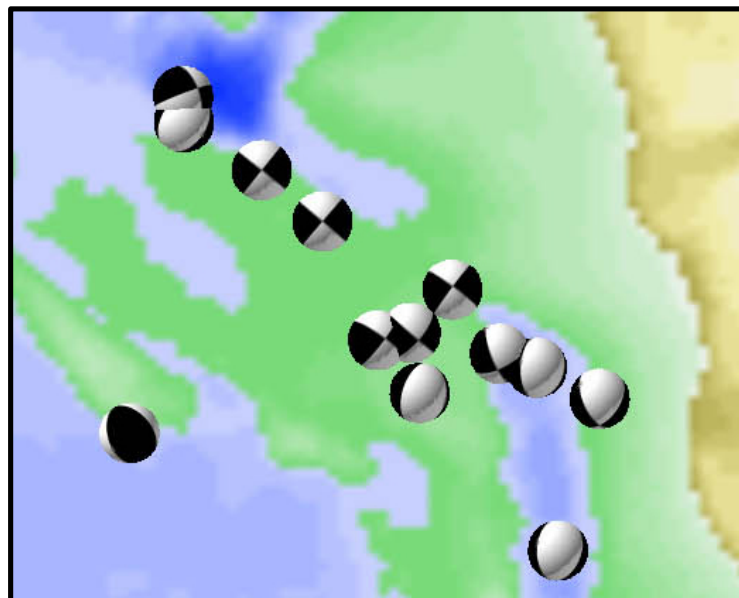


Рис. 4.15. Фокальные механизмы в районе ТР Моллой (Ekström et al., 2012).  
Батиметрическая основа - ИВСАО 3.0.

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 ТР.

#### 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  $M_b=4,3$ ,  $M_b=4,4$ ,  $M_b=4,7$  (рис. 4.17). По сравнению с ТР Моллой диапазон магнитуд в районе хребта узкий, что является отличительным свойством сейсмичности спрединговых центров.

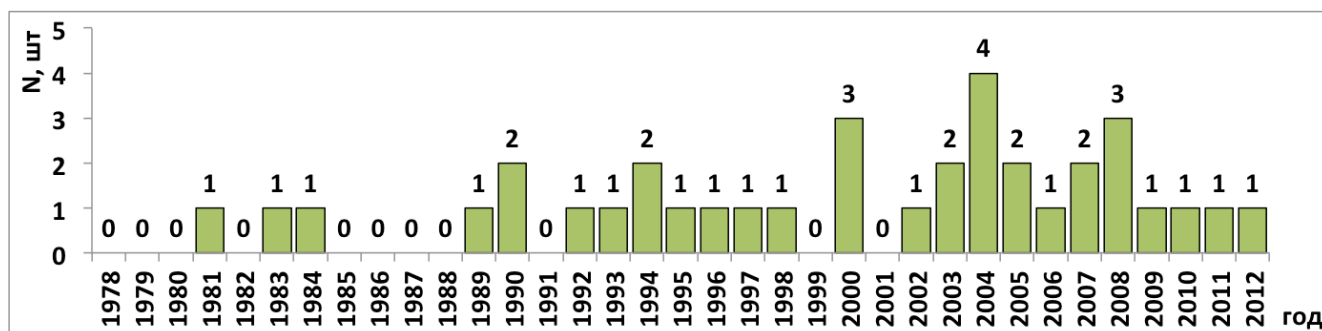


Рис. 4.16. Динамика частоты землетрясений вдоль оси хребта Моллой

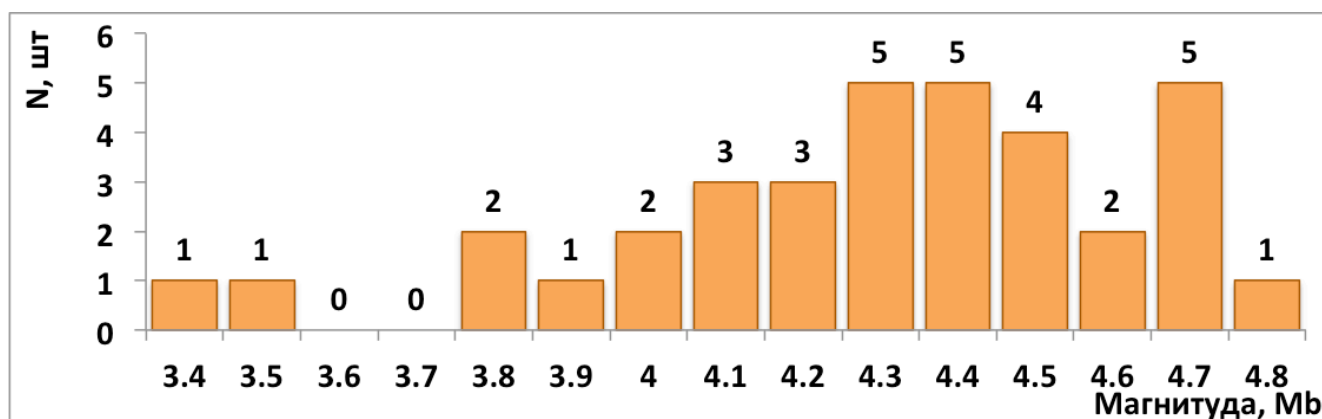


Рис. 4.17. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси хребта Моллой.

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  $M_b=4,8$ .

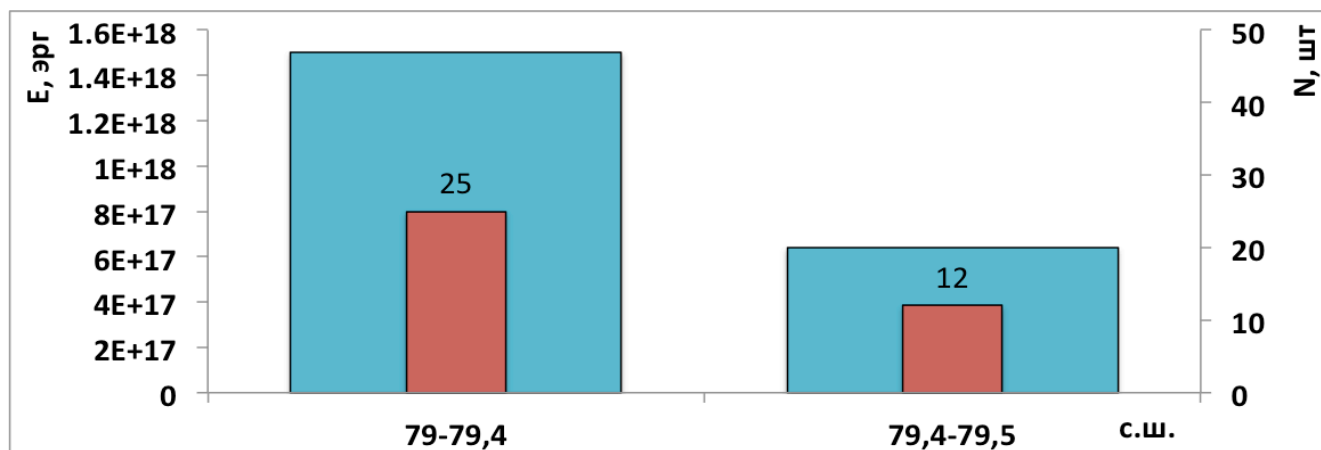


Рис. 4.18. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси ТР Моллой. Голубые столбцы – суммарная энергия, красные столбцы – количество событий.

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

В пределах днища рифтовой долины зарегистрировано всего три события. Большая часть эпицентров расположена на ее склонах 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.

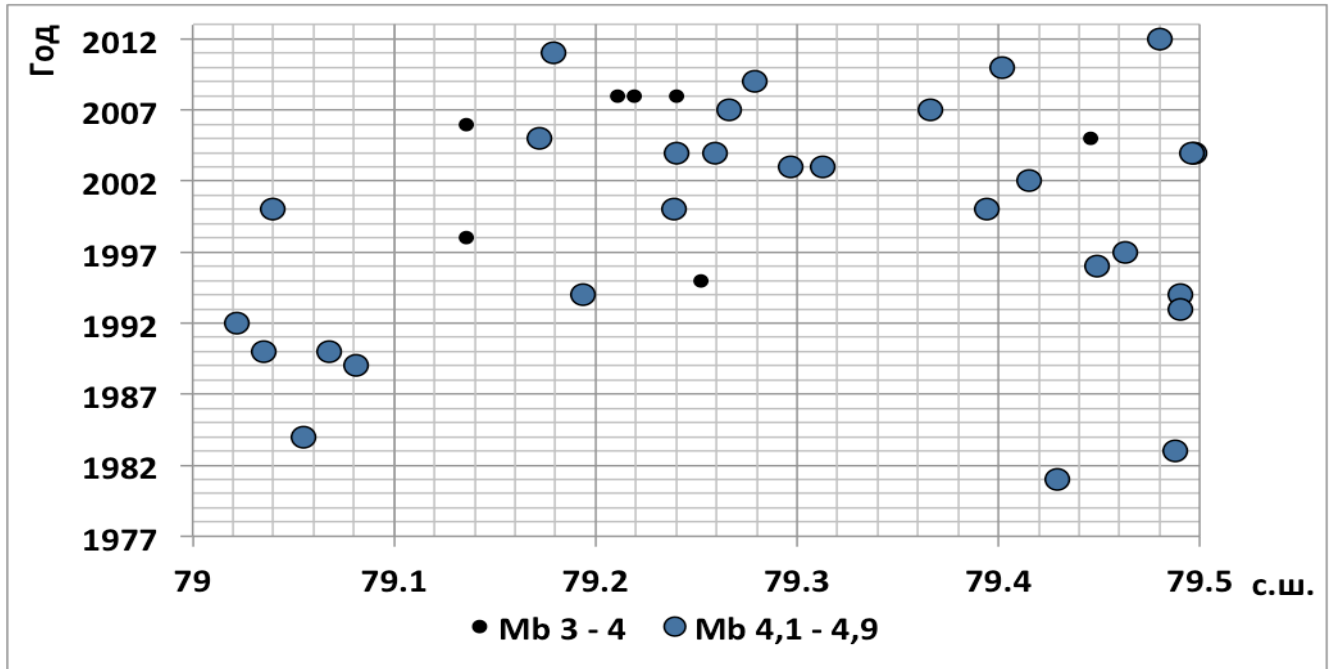


Рис. 4.19. График пространственно-временного распределения землетрясений хребта Моллой

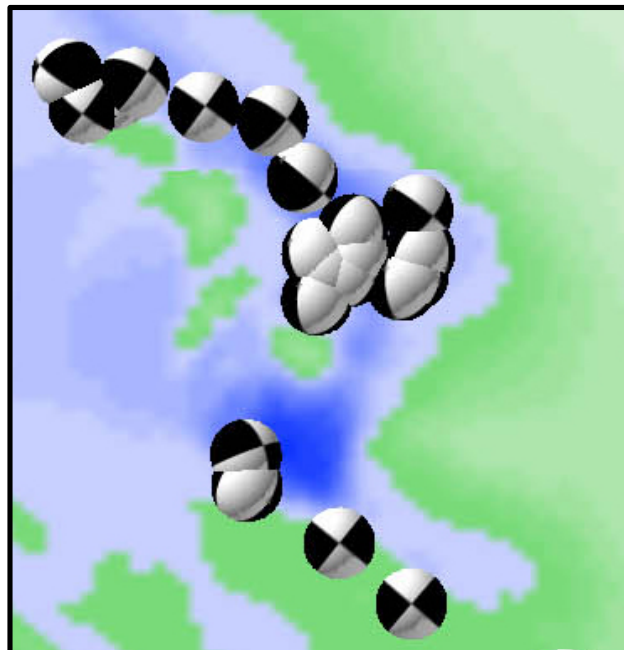


Рис. 4.20. Фокальные механизмы хребта Моллой (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - ИВСаО 3.0.

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.

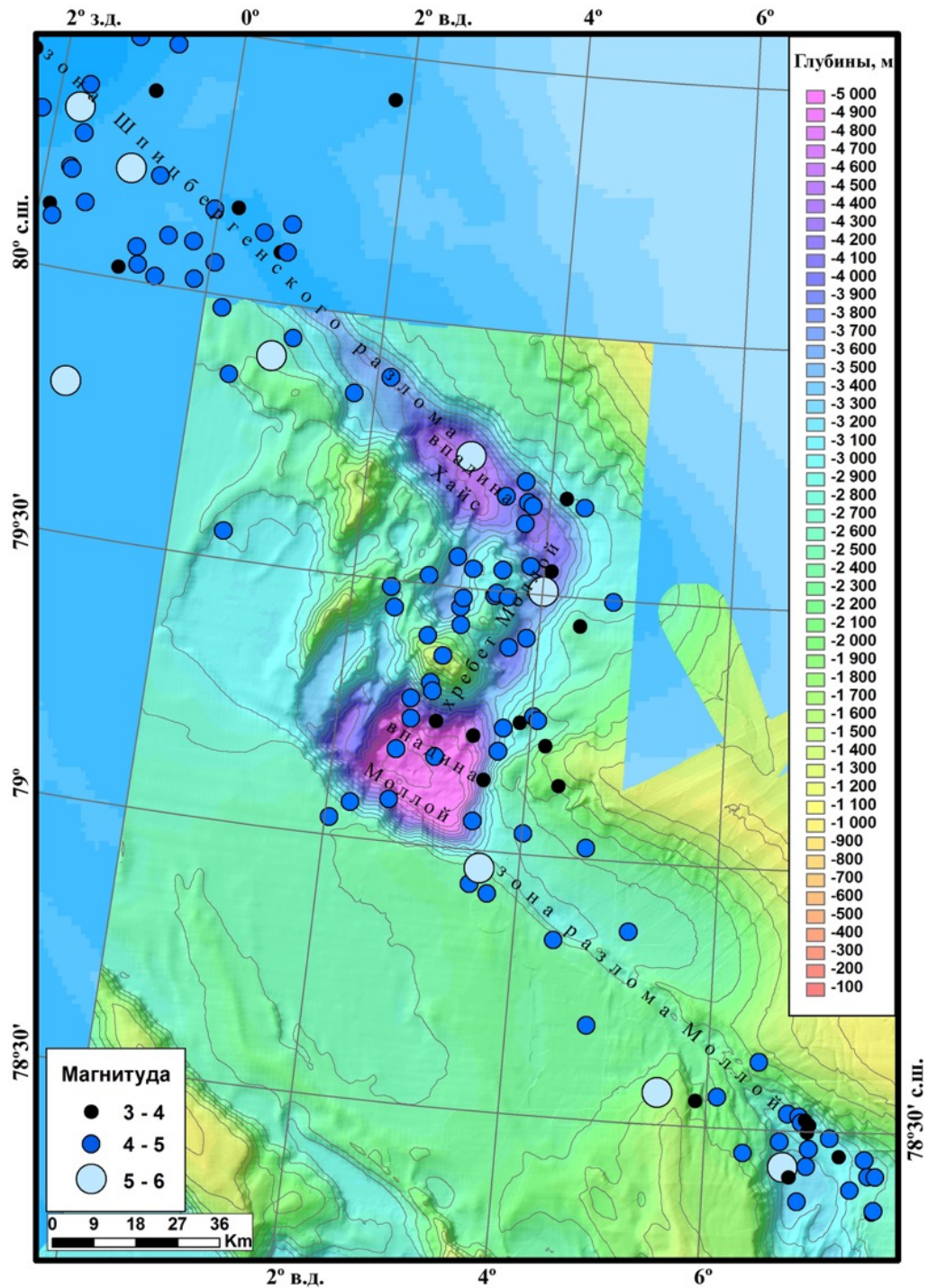


Рис. 4.21. Эпицентры землетрясений в районе ТР и хребта Моллой (детальные батиметрические данные Института Альфреда Вегенера (Klenke, Schenke, 2002)).

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  $M_b=4,5$  (рис. 4.23). В целом можно отметить, что разброс по магнитудам небольшой и отсутствуют события с очень слабой и очень сильной магнитудой. Однако, в отличие от хребтов Моллой и Лена, здесь зарегистрированы землетрясения с магнитудой больше  $M_b=5$  и отмечено повышение центральной магнитуды.

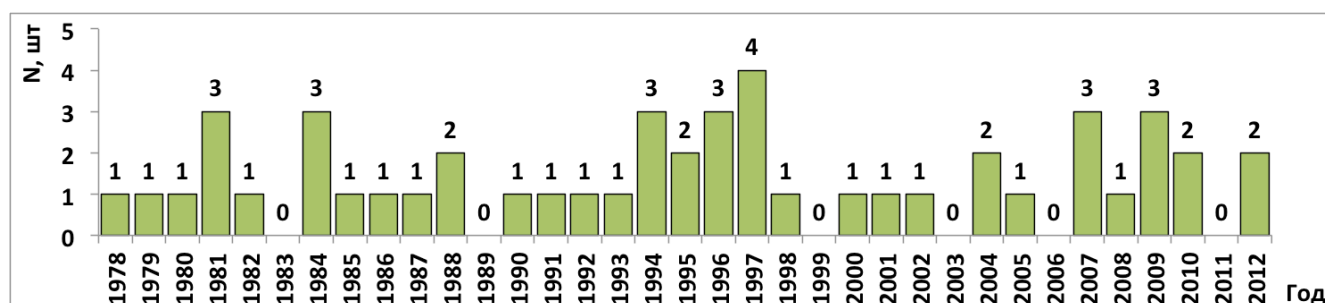


Рис. 4.22. Динамика частоты землетрясений вдоль оси Шпицбергенского ТР.

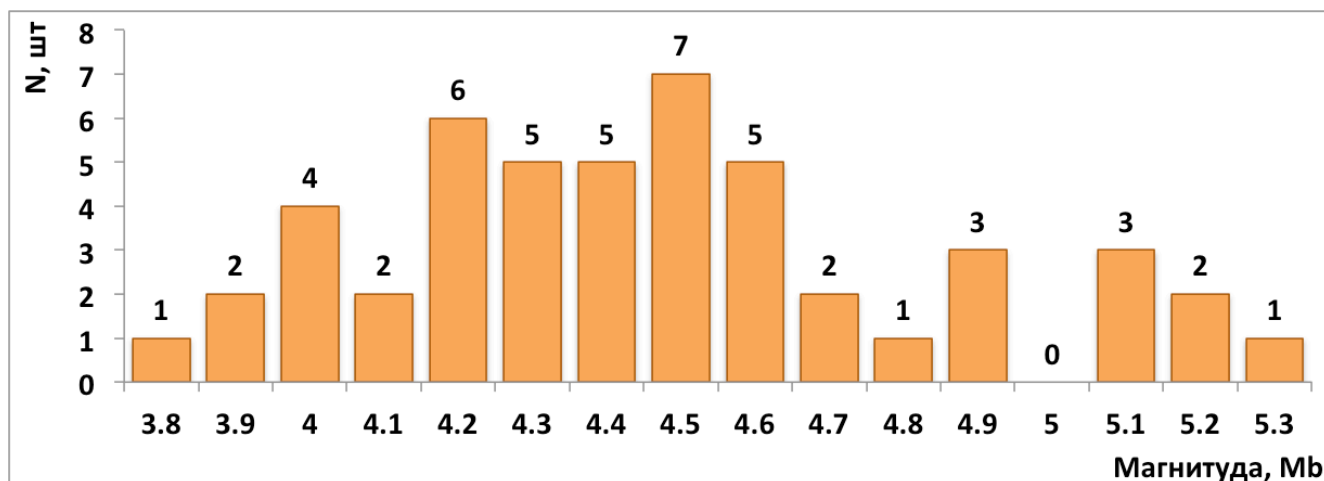


Рис. 4.23. Гистограмма распределения частоты землетрясений по магнитуде вдоль оси Шпицбергенского ТР.

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  $M_b=5$  вносят свой вклад в районе  $1^\circ$  з.д. и  $3^\circ$  в.д. Также видно, что  $1^\circ$ - $2^\circ$  в.д. отличаются очень низкой сейсмической активностью.

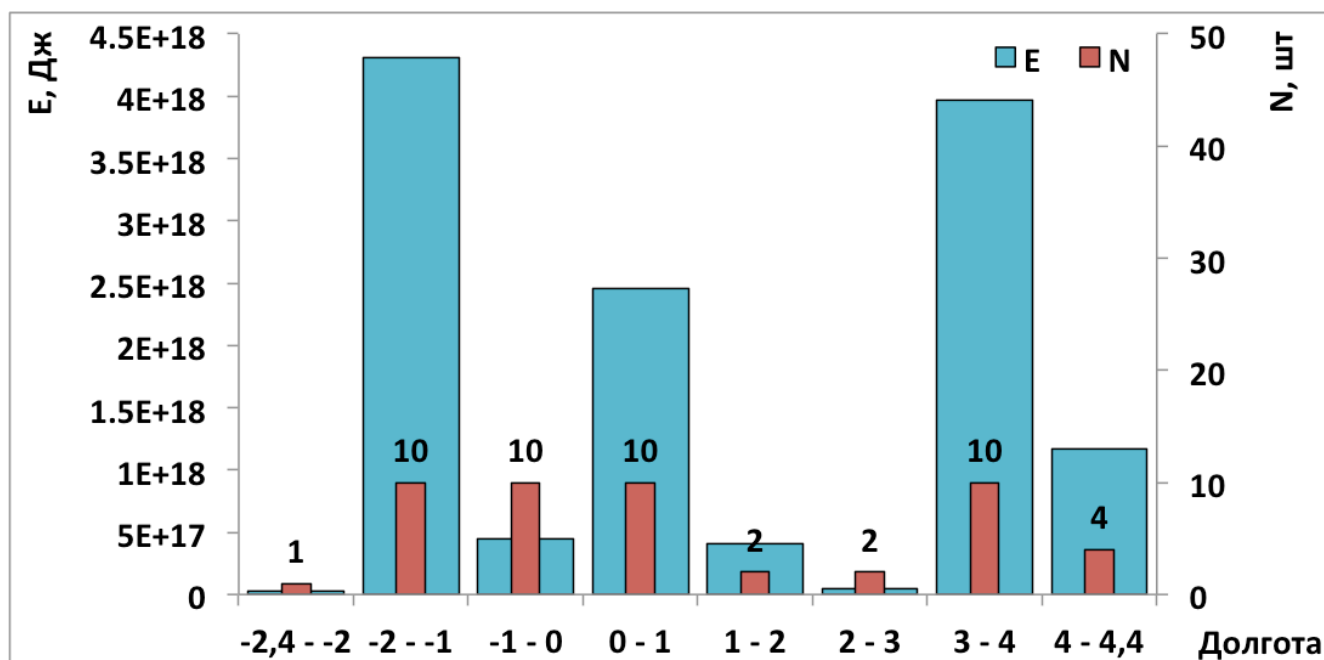


Рис. 4.24. Гистограмма пространственного распределения суммарной сейсмической энергии и частоты землетрясений вдоль оси ТР Шпицбергенский (отрицательным числом обозначается западная долгота).

Шпицбергенский ТР активен на небольшом отрезке в районе пересечения с хребтом Моллой, в области  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$  в.д. активность практически отсутствует, западнее вплоть до зоны сочленения с трогом Лена сейсмичность проявляется равномерно. График пространственно-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).

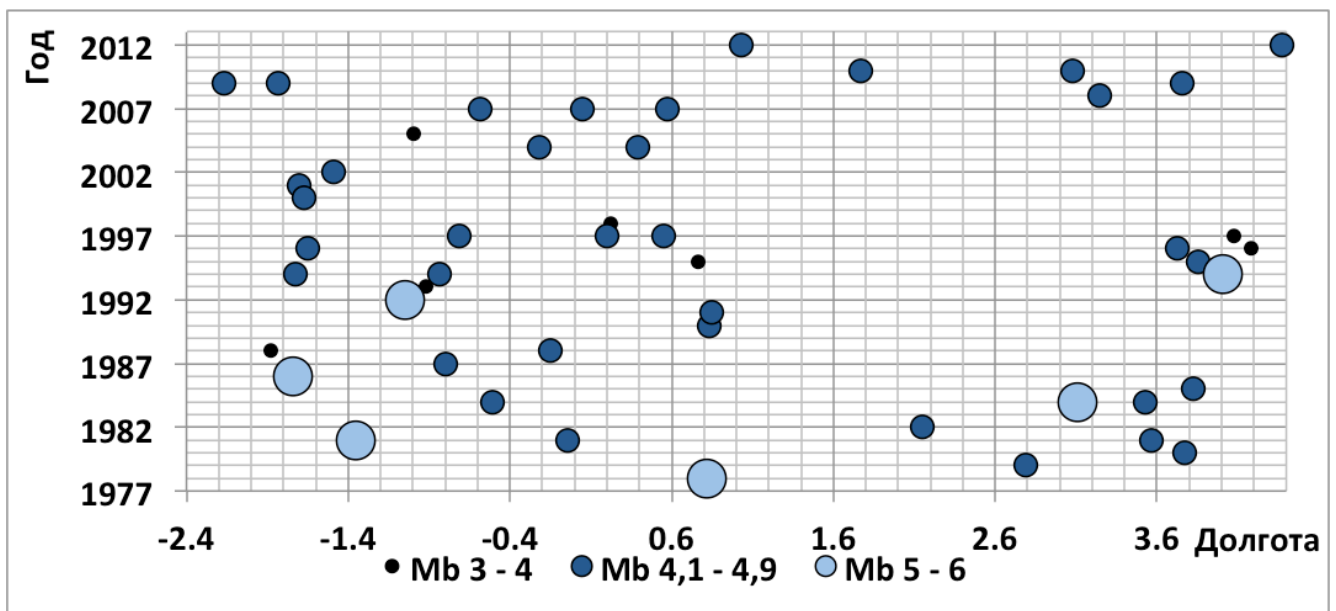


Рис. 4.25. График пространственно-временного распределения землетрясений Шпицбергенский ТР (отрицательным числом обозначается западная долгота).

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 трогом Лена, позволяет говорить о наличии активных

тектонических процессов, характерных для дивергентных и трансформных границ плит.

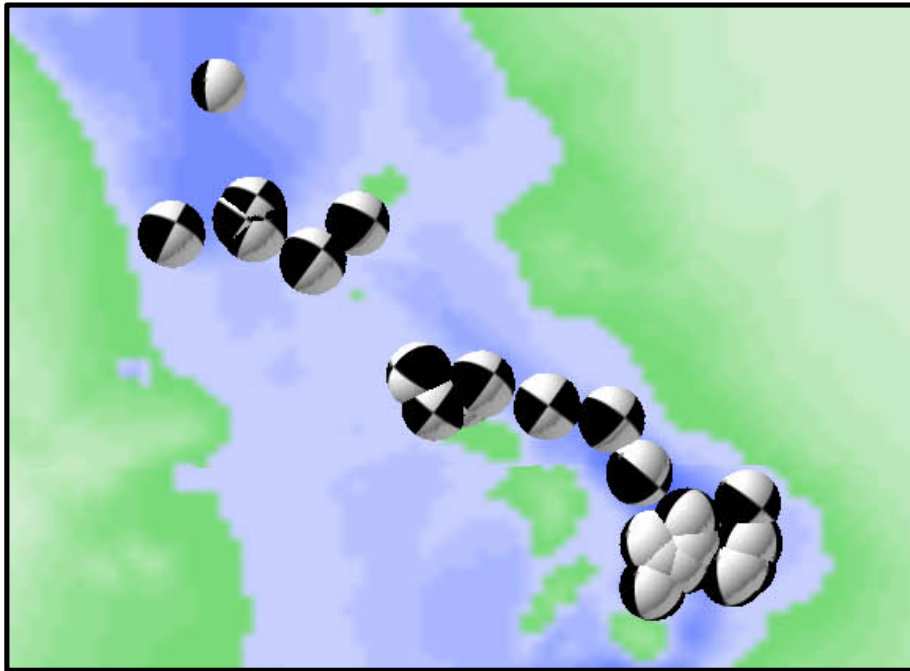


Рис. 4.26. Фокальные механизмы ТР Шпицбергенский (Ekström et al., 2012). Батиметрическая основа - ИВСАО 3.0.

#### 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 увеличение 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. Можно отметить, что диапазон магнитуд на рифте Лена немного шире, чем на срединном хребте Моллой. Максимальное количество событий имеет магнитуду  $M_b=4,4$  (рис. 4.28). В целом, подобное распределение магнитуд соответствует характеру сейсмичности центров спрединга.

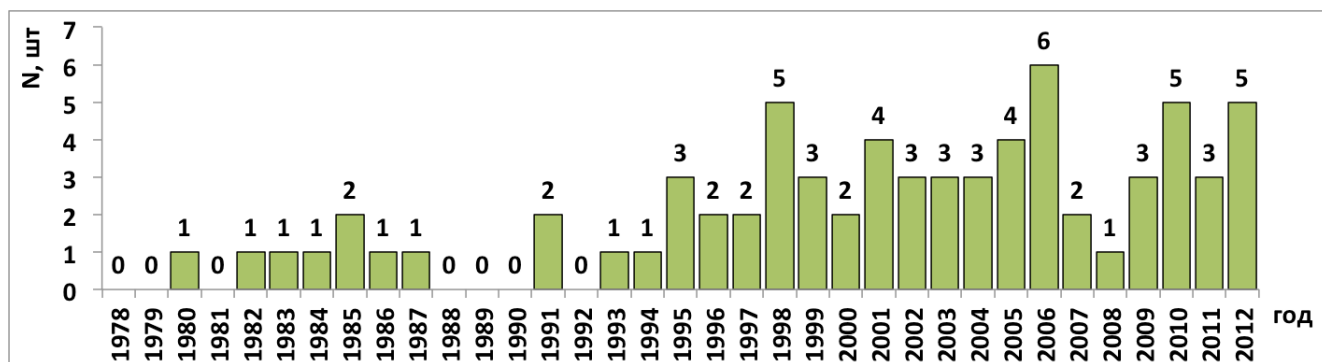


Рис. 4.27. Распределение землетрясений по годам в районе рифта Лена

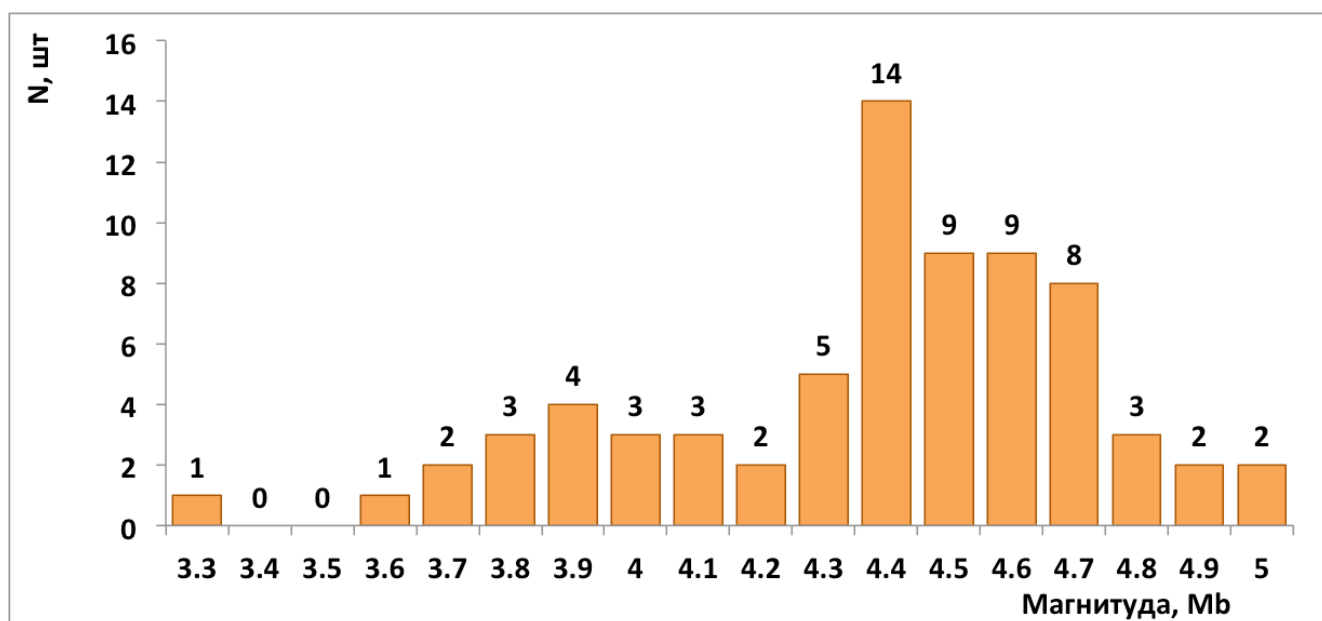


Рис. 4.28. Распределение количества событий по магнитуде в районе рифта Лена.

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 пространственно-временном графике (рис. 4.30) видно, что в последние два десятилетия 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 данной области не проводилась, по причине отсутствия детальной ЦМР.

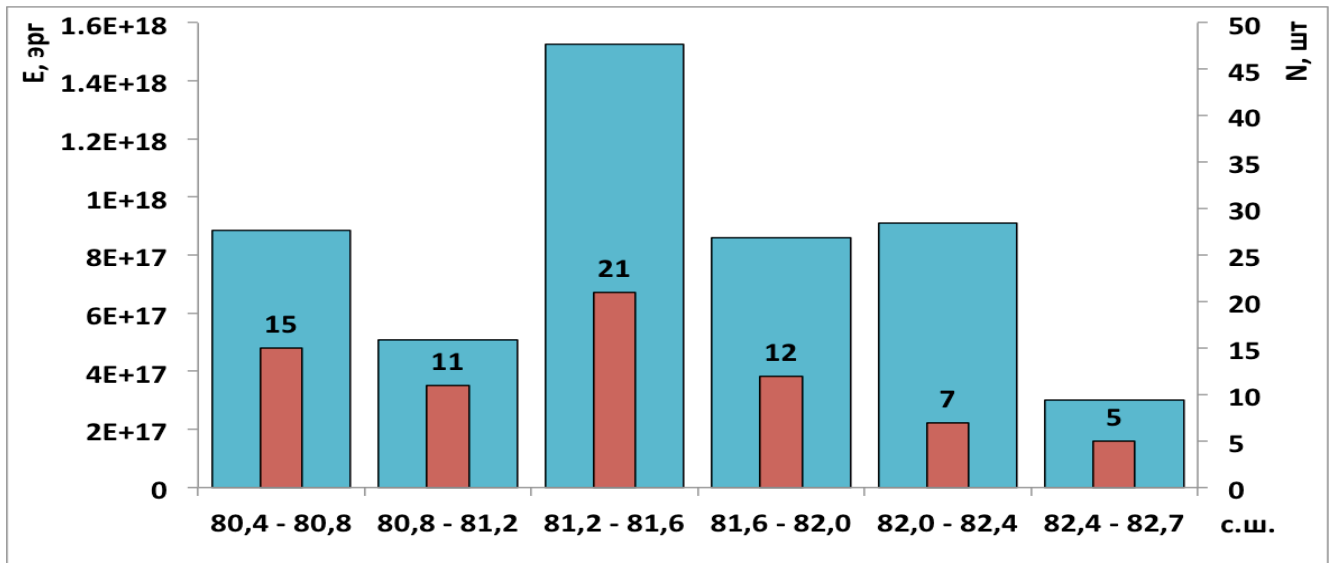


Рис. 4.29. Суммарная энергия землетрясений в районе рифта Лена.

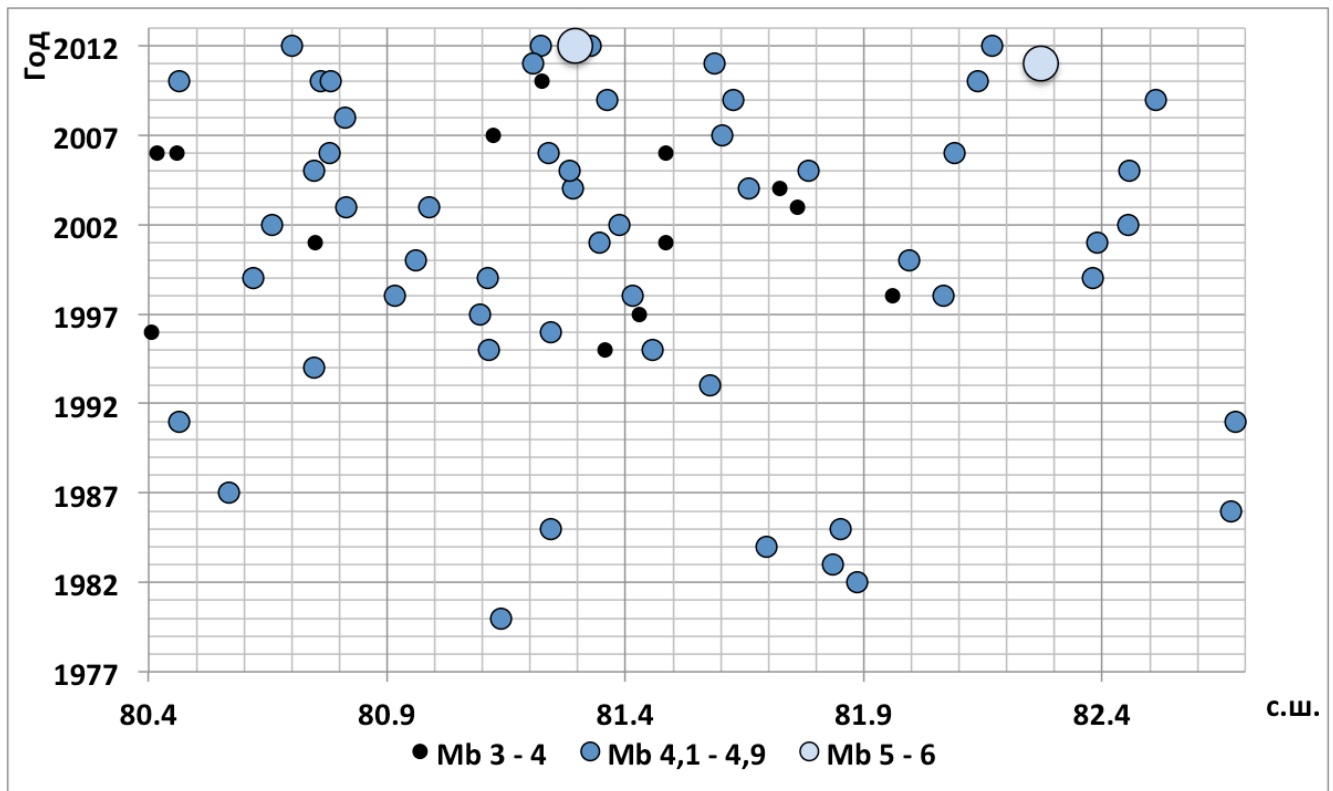


Рис. 4.30. Пространственно-временное распределение землетрясений вдоль оси рифта Лена



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

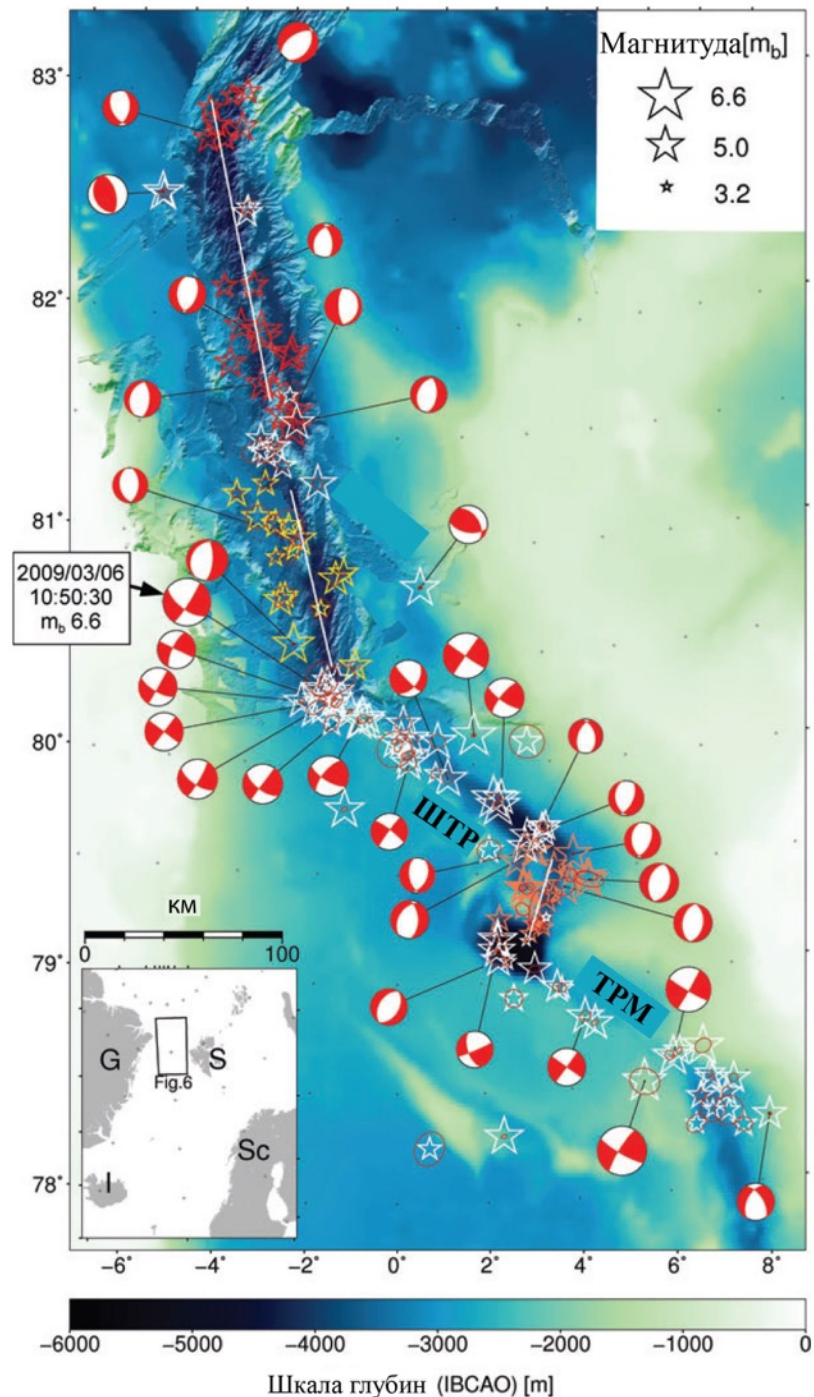


Рис. 4.31. Фокальные механизмы землетрясений в районе рифта Лена (Laderach et al., 2011) (отрицательным числом обозначается западная долгота). Сокращения: ТРМ – трансформный разлом Моллой, ШТР – Шпицбергенский трансформный разлом.

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 северной части, 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 ( $\log N = a - bM$ ) 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 СОХ Северной Атлантики и Арктики имеют прямо пропорциональную зависимость между магнитудой и количеством землетрясений для магнитуд  $M_b \geq 4,4$ .

Наименьшие коэффициенты  $b$  установлены для трансформных разломов Моллой ( $b=1,39$ ) и Шпицбергенский ( $b=1,09$ ), где разрядка напряжений к коре происходит за счет сильных землетрясений. Для спрединговых участков коэффициенты  $b$  увеличиваются, так хребет Мона ( $b=2,08$ ), хребет Гаккеля ( $b=2,33$ ), трог Лена ( $b=2,32$ ) и хребет Моллой ( $b=2,18$ ) имеют значения больше 2, т.е. разрядка напряжений происходит за счет слабых и средних событий. 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. Энгеном и коллегами (Engen et al., 2003).

Положение графиков повторяемости для хребта Моллой, трога Лена и ТР Моллой и Шпицбергенский в нижнем левом углу обусловлено маленькими выборками сейсмических событий. Для проверки полученных данных были рассчитаны значения коэффициента  $b$  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  $b=2,77$ .

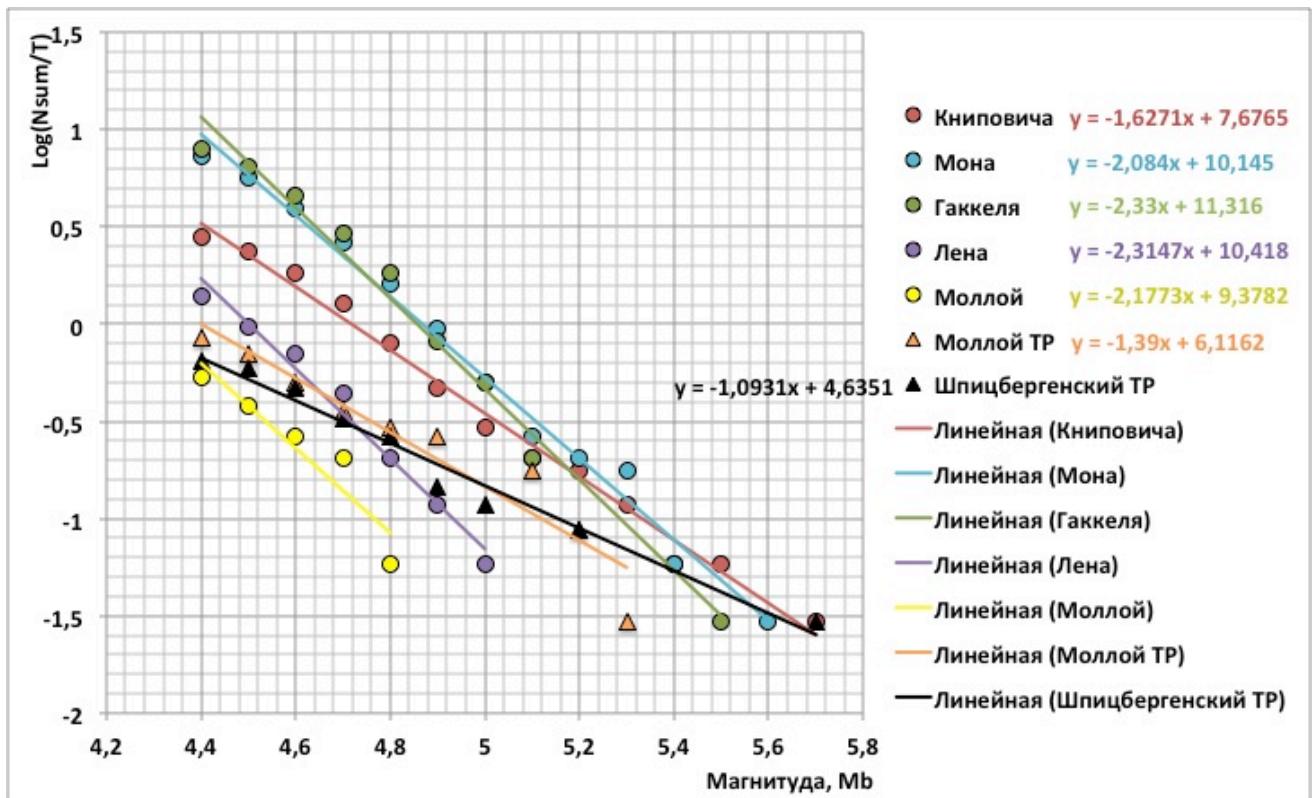


Рис. 4.32. Графики повторяемости землетрясений. Линии трендов (наклоны графиков повторяемости): зеленая - для зон спрединга; фиолетовая - для трансформных зон; розовая – для хребта Книповича.

Таким образом, 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  $76^{\circ}$  с.ш. осложняют характер сейсмической активности хребта Книповича, причем вклад сейсмической активности в районе  $76^{\circ}$  с.ш. является решающим.

#### 4.7. Выводы

Автором было 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, здесь же регистрируются сильные землетрясения. При этом помимо 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 от наличия или отсутствия магматической составляющей. Сейсмическая активность в районе  $76^{\circ}$ - $77^{\circ}$  с.ш., как показывают микросейсмические исследования, отражает термическую структуру литосферы и подстилающей мантии, формирующую два соседних магматических сегмента.

Кроме того, проведенный автором расчет отношения Гутенберга-Рихтера для срединных 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 срединных структур, здесь происходят сильные землетрясения, обычно характерные для холодной литосферы трансформных зон. Полученные автором результаты подтверждают предположения о переходной геодинамике хребта, сделанные на основе анализа сейсмических профилей, структурного и геоморфологического анализов (Шкарубо, 1996; Пейве, Чамов, 2008; Кохан и др., 2012; Соколов и др., 2014)

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 СОХ и трансформных разломов в северной части Норвежско-Гренландского бассейна сформировалась на новейшем этапе эволюции земной коры. Изменение направления движения тектонических плит привело к перестройке 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 в среднем эоцене здесь была сформирована система разломов, образовавшихся в условиях обширной правосдвиговой деформации (Eldholm et al., 1987). Сопряженные зоны транстенсии 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 к северу от разлома Сенья, а внедрение глубинных расплавов отражено в гравитационных аномалиях разломных зон 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 океанической коры котловины Борей. Теоретическая реконструкция предполагает эоценовое время ее возникновения в западной части. Более поздние данные (Engen et al., 2008) указывают здесь 18-20 аномалию (средний-поздний эоцен), 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.

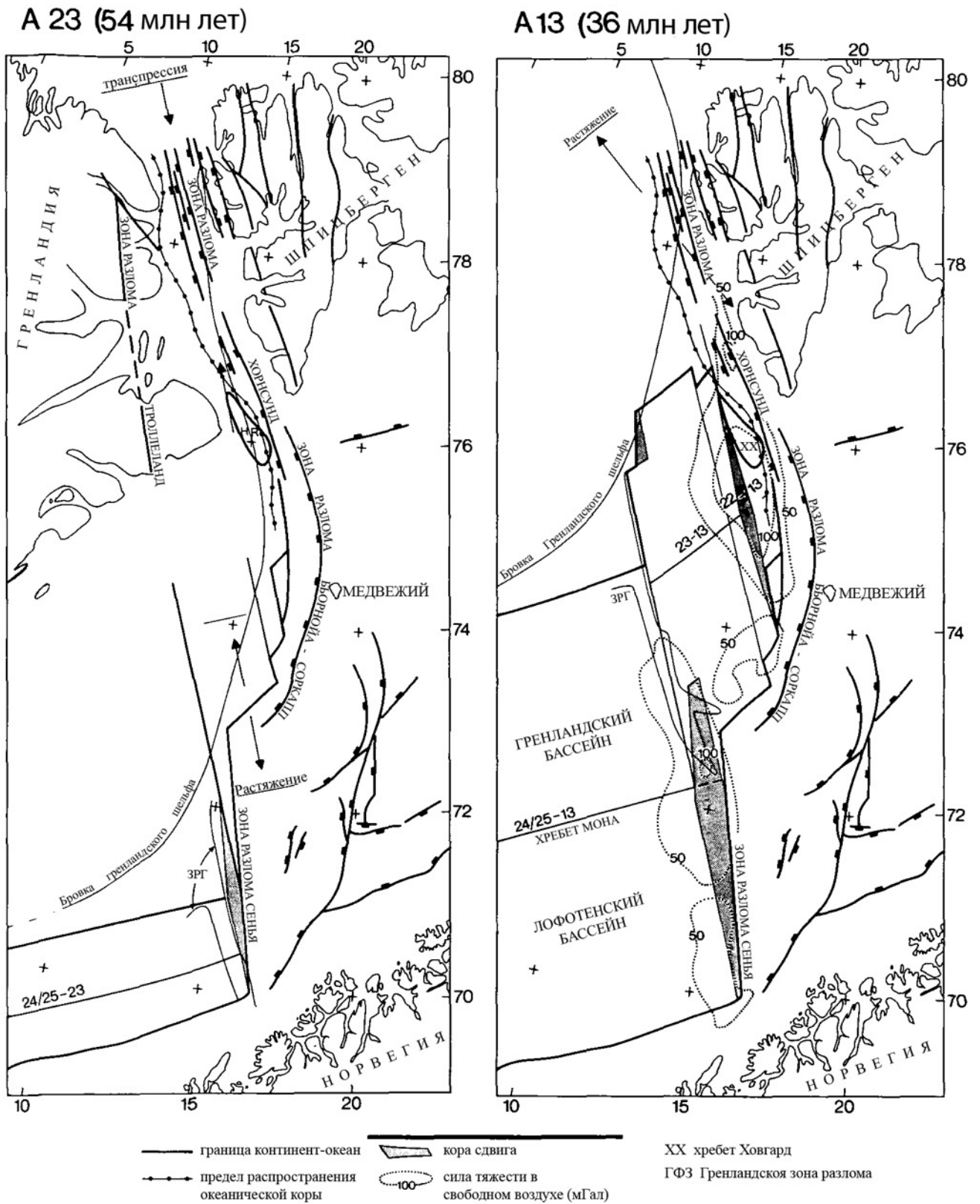


Рис. 5.1. Тектоническая реконструкция Норвежско-Гренландского моря в палеоцене-эоцене (по Eldholm et al., 1987).

Дальнейшее изменение направления основных движущих сил в раннем олигоцене привело к формированию пролива Фрама, соединяющего Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны. Современное направление растяжения -  $307^\circ$  (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 линияментов была унаследована от положения разломных структур Шпицбергенской сдвиговой зоны, где образовались структуры косо́го спрединга.

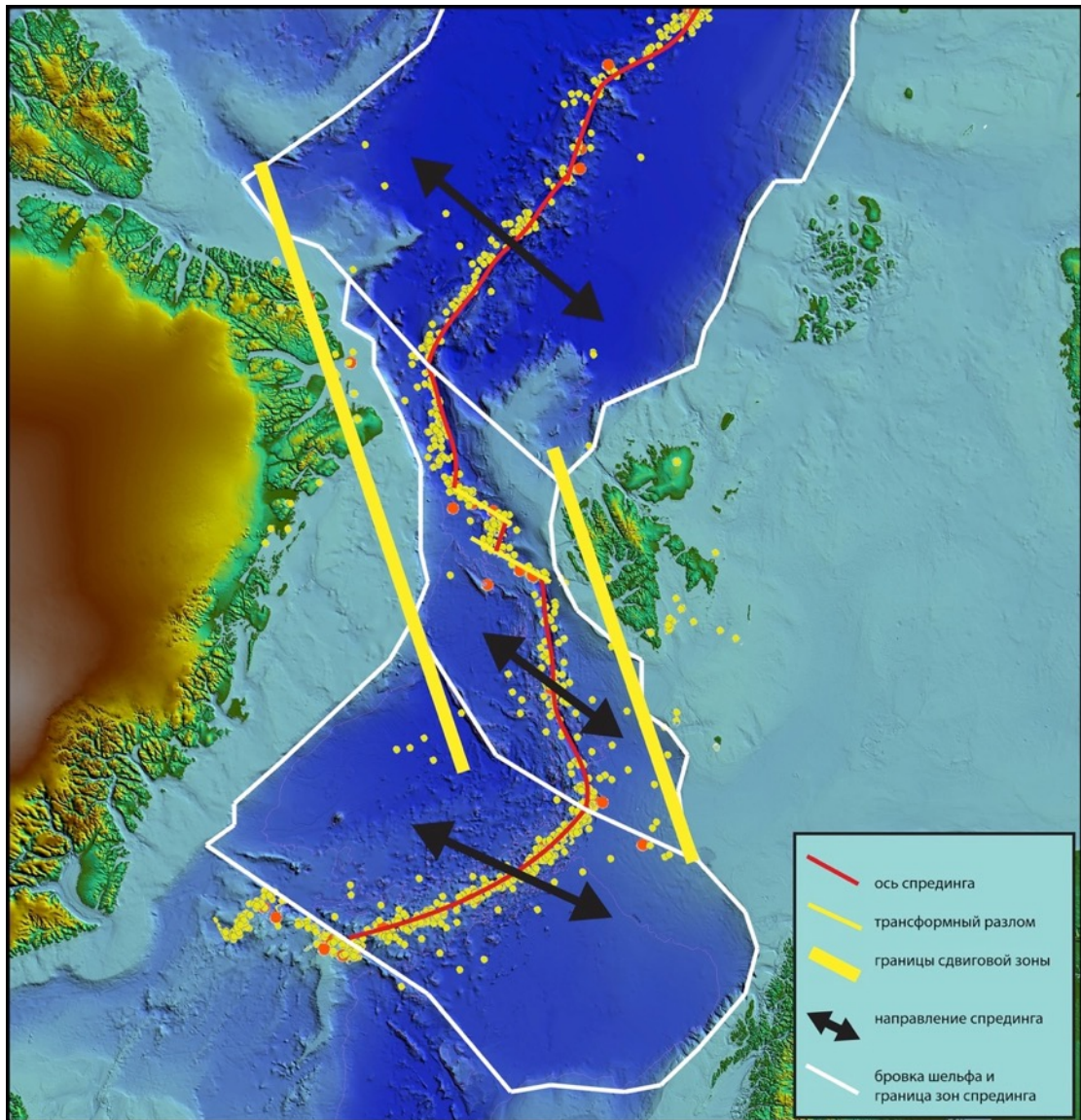


Рис. 5.2. Схема направления основных движущих сил в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах (DeMets et al., 1990).

Срединный хребет Мона протягивается на 600 км по генеральному азимуту  $50^\circ$ . На расстоянии 220 км от бровки баренцевоморского шельфа он сочленяется под углом  $115^\circ$  со срединным хребтом Книповича. Последний протягивается на 250 км по азимуту  $350^\circ$ - $355^\circ$ . Севернее он ориентирован по азимуту  $2^\circ$  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  $340^\circ$ . Азимут бровки Гренландского шельфа от Гренландского разлома до Шпицбергенского ТР составляет  $2^\circ$ , а севернее, до плато Моррис Джебзуп, азимут составляет  $330^\circ$ , т.е. она расположена субпараллельно простиранию шпицбергенской континентальной окраины. Угол между направлением продвижения хребта Книповича и простиранием бровки баренцевоморского шельфа составляет  $10^\circ$ . Далее на север располагается ТР Моллой, протягивающийся на 120 км по азимуту  $305^\circ$ . Следующий сегмент СОХ протягивается всего на 63 км и имеет азимут простирания  $20^\circ$ . Шпицбергенский ТР имеет протяженность 155 км и простирается по азимуту  $310^\circ$  от сочленения с хребтом Моллой до сочленения с рифтом Лена. Самым северным сегментом в проливе Фрама является рифт Лена, протягивающийся на 290 км по азимуту  $345^\circ$ . Он сочленяется под углом  $135^\circ$  с центром раскрытия Арктического бассейна – хребтом Гаккеля, который протягивается по генеральному азимуту  $30^\circ$  от рифта Лена до шельфа моря Лаптевых на 2000 км. Таким образом, рифт Лена унаследовал положение разломов Шпицбергенской сдвиговой зоны. Направление хребта Книповича на  $10^\circ$ - $20^\circ$  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 ( $80^\circ$ - $100^\circ$ ) и субпараллельно направлению раздвижения плит, составляющему  $307^\circ$  (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 в 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 косога раздвигания с образованием 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.

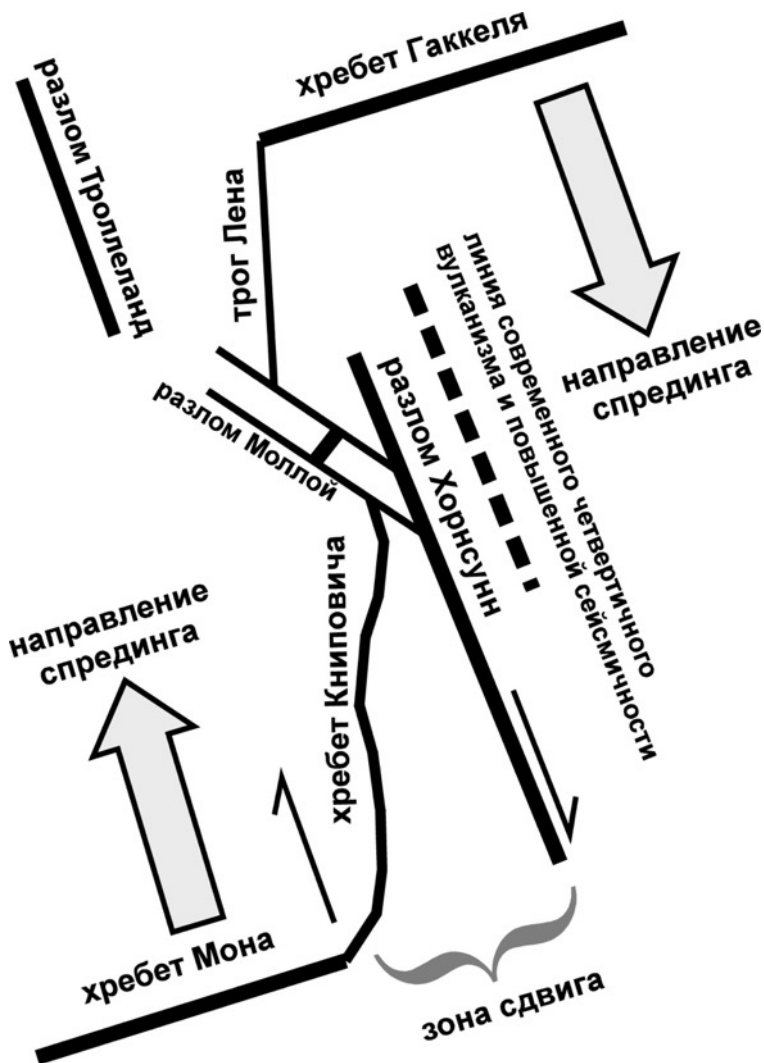


Рис. 5.3. Принципиальная схема современной тектоники дивергентных структур района исследований (Соколов и др., 2014)

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

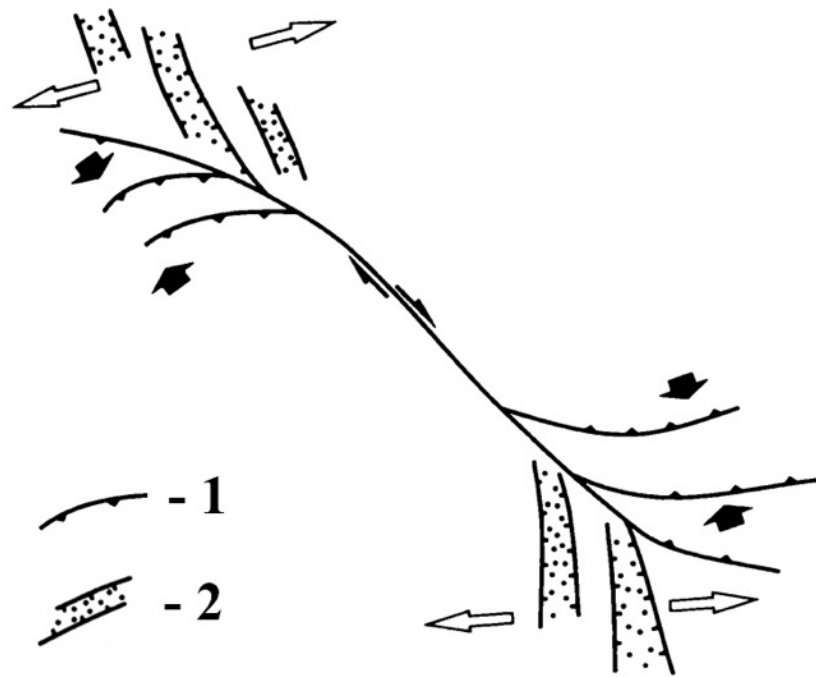


Рис. 5.4. Классический вариант динамопары – зеркально симметричных парных разломов сжатия (1) и растяжения (2) у окончания правосдвигового нарушения (Кирмасов А.Б., 2011). 1 – надвиги, взбросы; 2 – сбросы.

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 (Соколов и др., 2014).

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  $76^{\circ}$  с.ш. на западном борту хребта также зафиксированы два землетрясения с механизмом сжатия (см. рис. 4.10), которые могут быть результатом изменения направления оси.

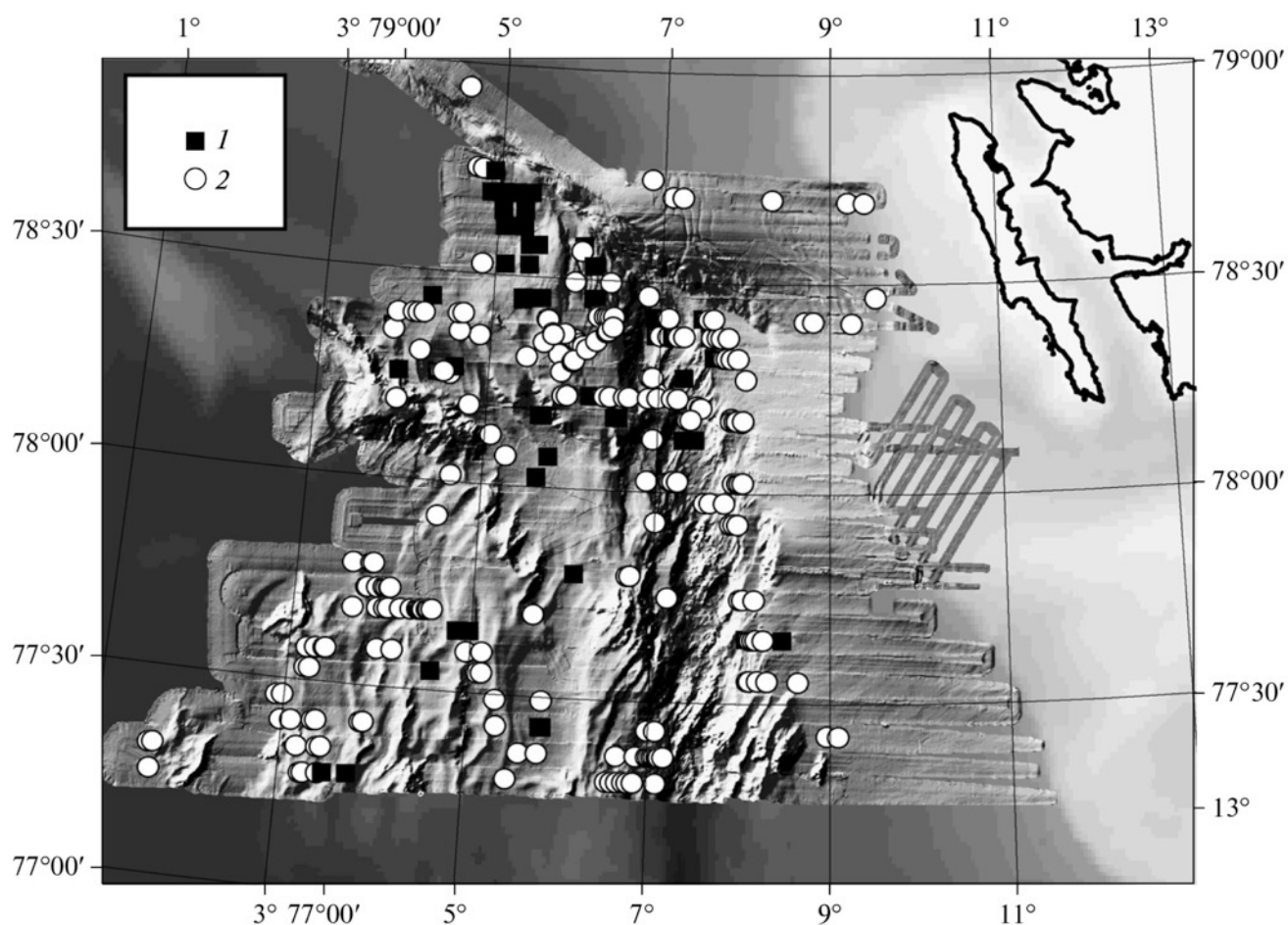


Рис. 5.5. Распределение взбросов (1) и сбросов (2) в районе северного окончания хребта Книповича (Соколов и др., 2014)

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 (Laderach et al., 2011). 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 (Соколов и др., 2014). Смещение сейсмической активности на восточный фланг хребта Книповича и западный фланг рифта Лена указывают на подвижность этой системы. Предполагается, 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.

При анализе области формирования океанической коры между хребтами Мона и Гаккеля, учитывая правосдвиговое движение, рассмотренные выше структуры сжатия и растяжения на хребте Книповича и трог 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 растяжения 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 хребтов и вулканов центрального типа на дне рифтовой долины с данными о структуре аномалий силы тяжести в редукции 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 косога спрединга, скорость которого составляет 1,6 см/год, мощность формирующейся здесь коры составляет 4-4,5 км (Klingelhofer et al., 2000), что немного превышает среднюю мощность коры, зафиксированную на рассматриваемой в данной работе территории.

|                                | Мощность коры, км | Угол $\alpha$ | 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  $\alpha$  и скорость спрединга для крупных сегментов спрединговых хребтов Мона, Книповича, Гаккеля.

Основным отличием южного и северного сегментов хребта Книповича является значение угла  $\alpha$  (угол между направлением спрединга и направлением оси хребта) для южного сегмента угол  $\alpha$  составляет 37°, для северного 53° (Curewitz et al., 2010), что, как уже было отмечено раньше, указывает на наличие значительной сдвиговой компоненты в кинематике спрединга южного сегмента. При небольших изменениях скорости спрединга мощность коры южного сегмента несколько ниже.

ЗВС и ЦАС хребта Гаккеля формируются в условиях ортогонального спрединга с небольшим уменьшением 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 (DeMets et al., 2010) в условиях косоугольного 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.

Хребет Гаккеля. 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).

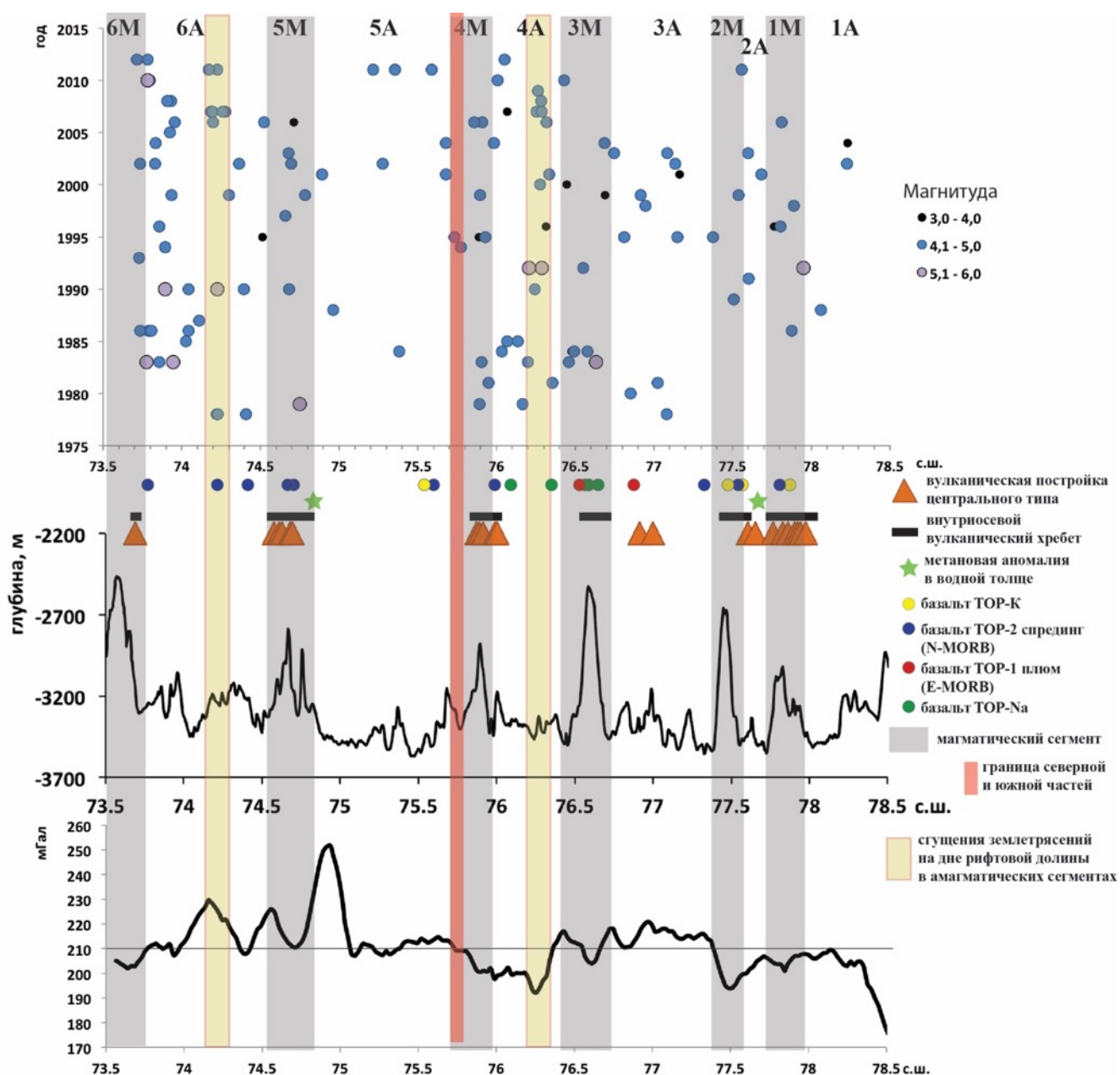


Рис. 5.6. Корреляция пространственно-временного распределения землетрясений вдоль рифтовой долины хребта Книповича (верхний график), вдольосевых аномалий Буге (нижний профиль) (по Forsberg, Kenyon, 2005), вдольосевого рельефа дна (средний профиль) (данные экспедиций НИС «Академик Николай Страхов»), положения 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, длина которой составляет 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° в.д., 37° в.д., 43° в.д., 55° в.д., 69° в.д., 85° в.д.) (Michael et al., 2003). 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 (Schlindwein et al., 2015).

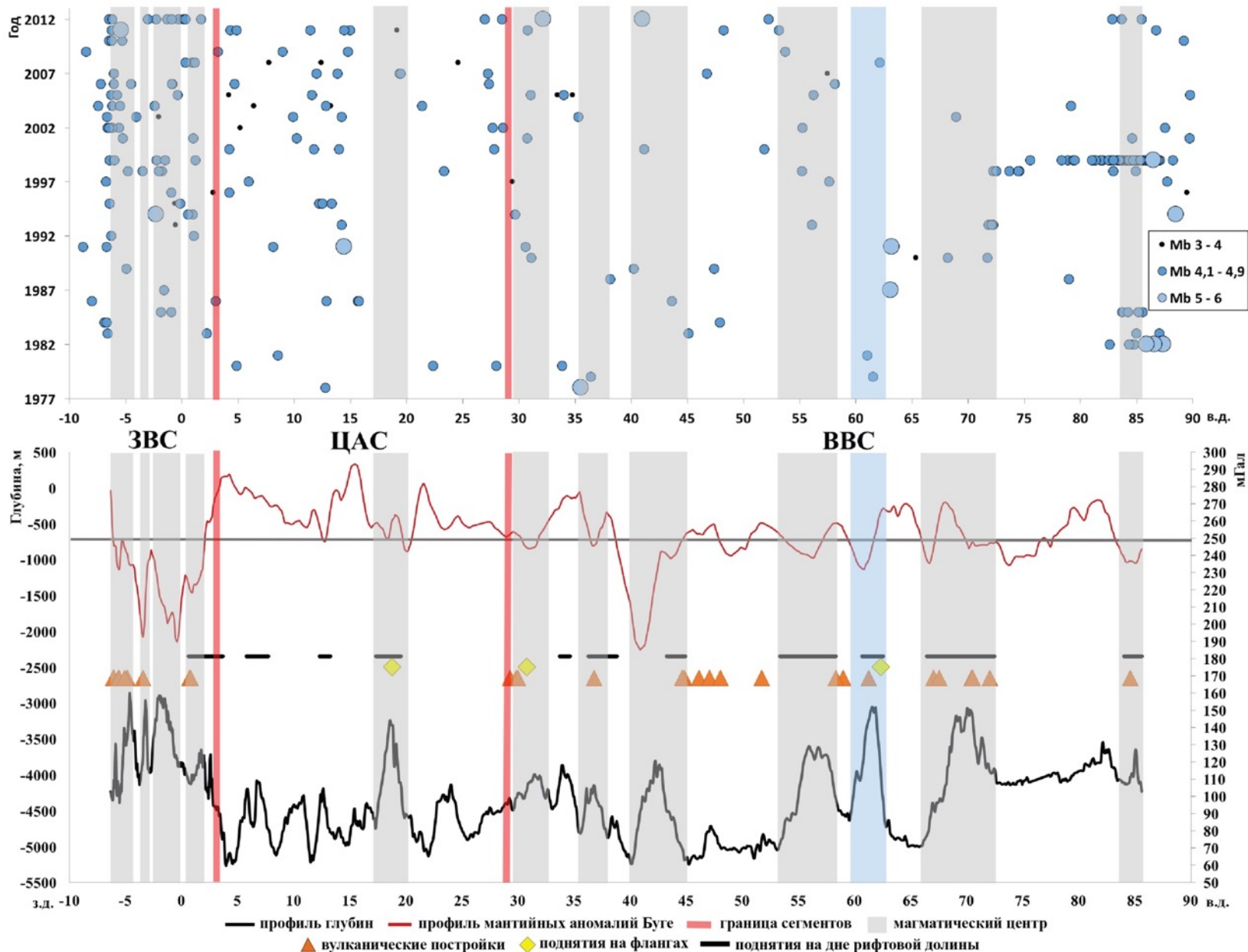


Рис. 5.7. Корреляция пространственно-временного распределения землетрясений вдоль рифтовой долины хребта Гаккеля (верхний график), вдольосевых аномалий Буге (средний профиль), вдольосевого рельефа дна (нижний профиль) по ИВСАО3.0, а также положения внутриосевых хребтов, вулканических построек центрального типа. ЗВС – западный вулканический сегмент, ЦАС – центральный амагматический 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 амплитуды до 1500 м. Также здесь на обоих флангах хребта располагается поднятие, ориентированное перпендикулярно его 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 трогге 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 в южной части хребта Книповича.

Необходимо отметить, что корреляция между магматичностью (или амагматичностью) 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.

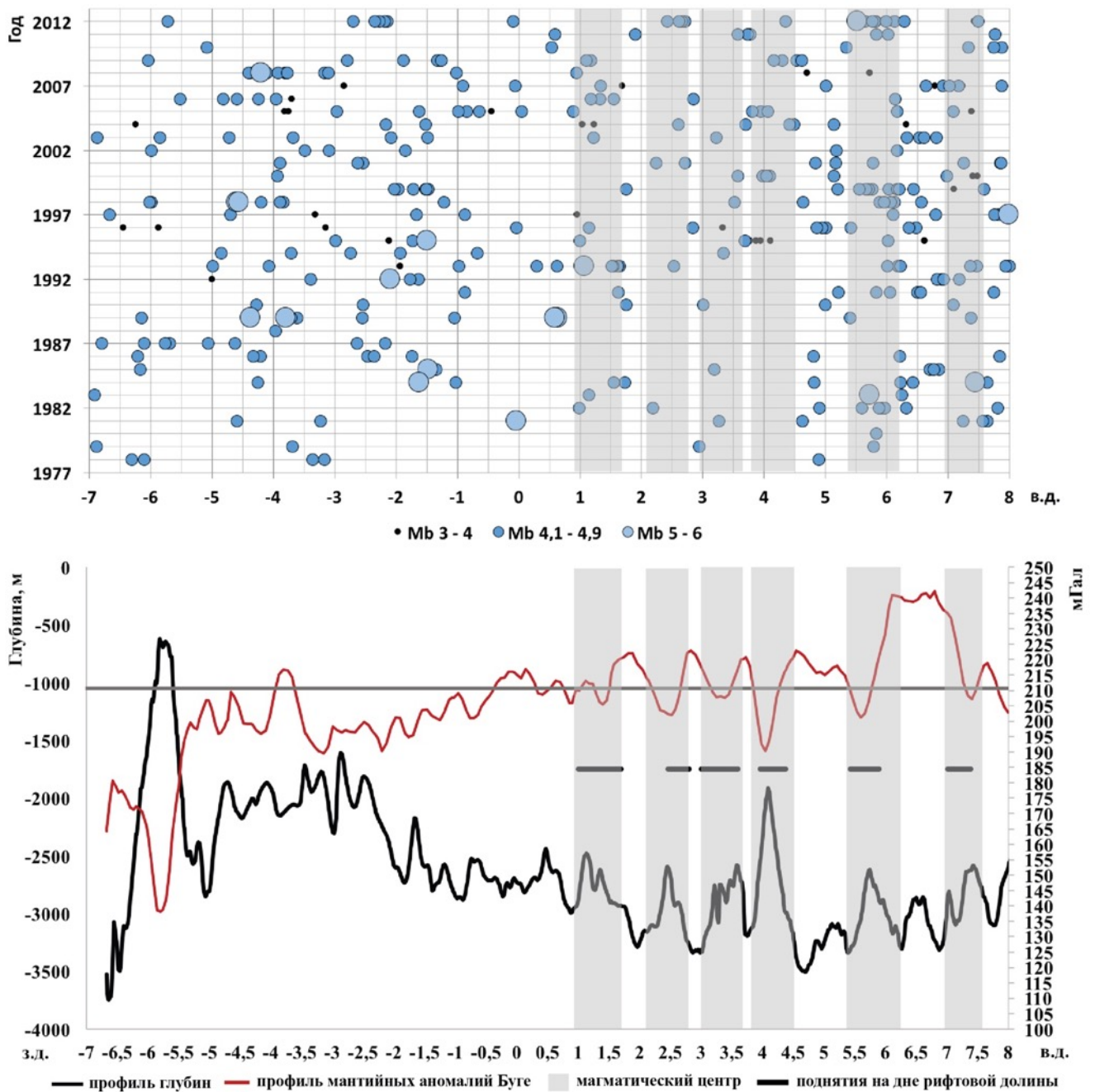


Рис. 5.8. Корреляция пространственно-временного распределения землетрясений вдоль рифтовой долины хребта Мона (верхний график), вдольосевых аномалий Буге (средний профиль), вдольосевого рельефа дна (нижний профиль) по ИВСАОЗ.0, положения поднятий, расположенных на дне рифтовой долины.

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 по данным ИВСаО 3.0 (Jakobsson et al., 2012) выделяется шесть поднятий ( $1^{\circ}$  в.д.,  $2,5^{\circ}$  в.д.,  $3,5^{\circ}$  в.д.,  $4^{\circ}$  в.д.,  $5,5^{\circ}$  в.д.,  $7^{\circ}$  в.д.). Их вершины достигают глубин 2500-2650 м, вершина поднятия  $4^{\circ}$  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:  $2,5^{\circ}$  в.д.,  $4^{\circ}$  в.д.,  $5,5^{\circ}$  в.д.; остальным соответствуют минимумы 5-7 мГал. Значительный максимум (30 мГал) расположен в районе впадины на  $6,5^{\circ}$  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 спрединга глубина осевой части хребтов закономерно 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  $43^{\circ}$  в.д. в пределах ВВС

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

|                  | Глубина впадин, м |      | Глубина вершин поднятий, м |      | Относительные минимумы МАБ, мГал |     | Относительные максимумы МАБ, мГал |     | Мощность коры, км |     | Скорость спрединга, см/год |      | Угол $\alpha$ |
|------------------|-------------------|------|----------------------------|------|----------------------------------|-----|-----------------------------------|-----|-------------------|-----|----------------------------|------|---------------|
|                  | 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            |
| Северный 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            |
| ВВС              | 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). Бежевым 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 формированию двух гетерогенных частей, имеющих различные параметры спрединга. Южный амагматический сегмент сформировалась при существенном влиянии правостороннего сдвига, тогда как на северный сегмент его влияние заметно меньше, а океаническая 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, Kvarven 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, возраст которых составляет 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 этой 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 спрединговая активность в Норвежско-Гренландском 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 (Матвеевков, 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.

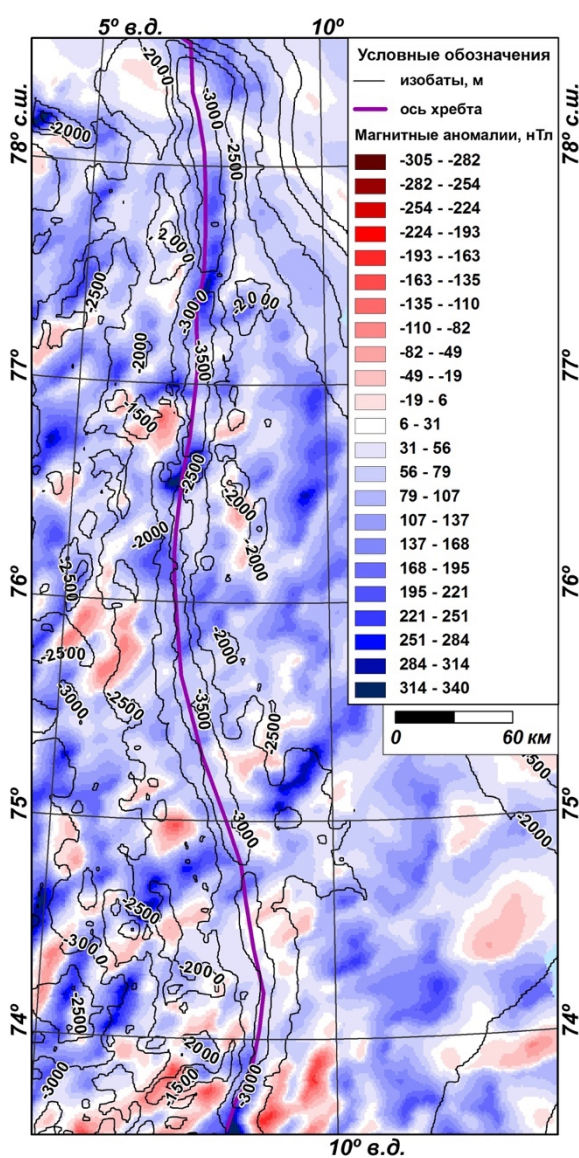


Рис. 5.9. Аномальное магнитное поле в районе хребта Книповича (по Olesen et al., 1997, Соколов С.Ю., 2014).

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.

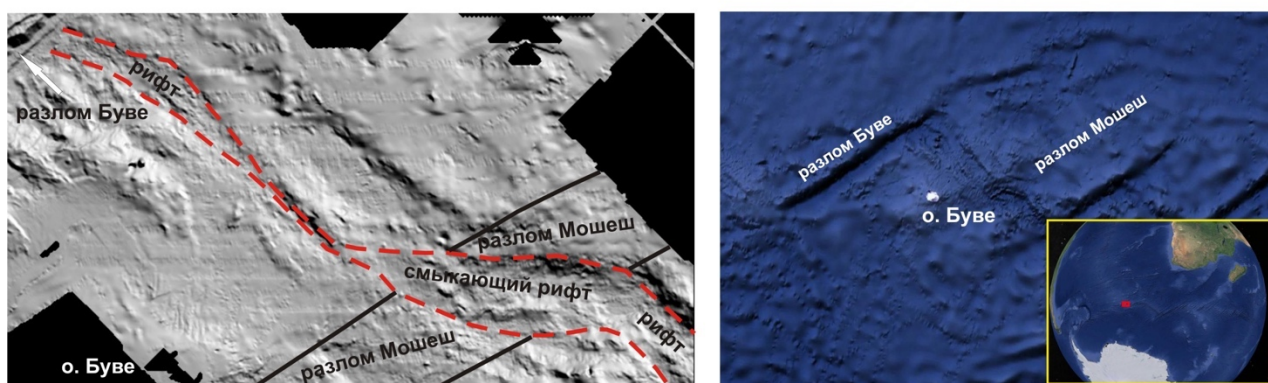


Рис. 5.10. Рельеф района смыкающего рифта восточнее о. Буве (положение – на врезке справа). Слева – по данным 18-ого рейса НИС "Академик Николай Страхов" (1994 г., Мазарович, 2000), справа - по (<http://earth.google.com/>)

Эта структура имеет сходство с рифтом, разломной зоной и нодалной впадиной. В силу этих обстоятельств разлом Мошеш 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, а также некоторые разломы в Южной Атлантике (Мазарович, 2000).

### **5.5. Ортогональный спрединг в проливе Фрама**

В отличие 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, а в районе пересечения хребта 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). Положение горы Атла 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 для 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  $M_b > 5$  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.

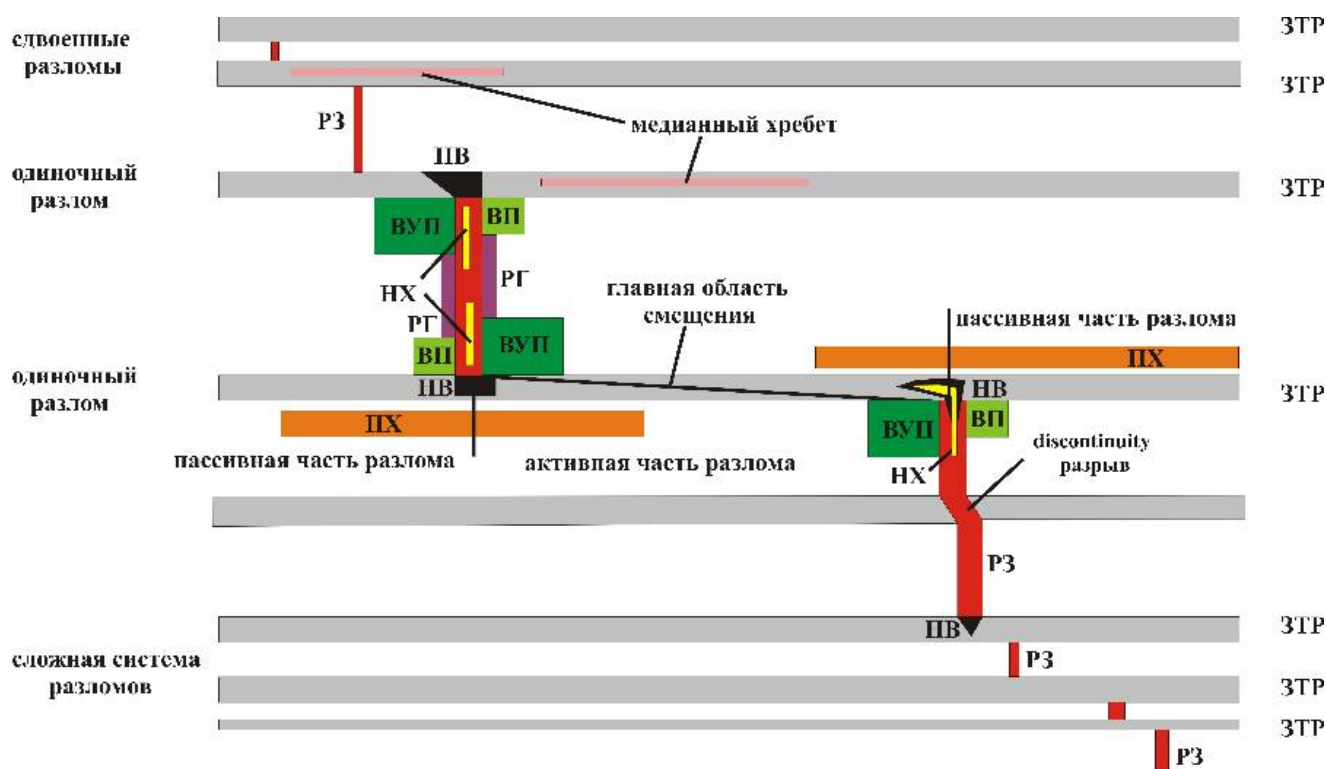


Рис. 5.11. Принципиальная схема соотношения рифтовых зон (P3) и зон трансформных разломов (ЗТР). ВУП - внешнее угловое поднятие, ВП - внутреннее угловое поднятие, НВ - нодальная впадина, ПХ - поперечный хребет, P3 - рифтовая зона, НХ - неовулканический хребет, РГ - рифтовые горы (Мазарович, 2005)

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 простиранья 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 гренландском континентальном склоне. Характер рельефа поверхности фундамента, величина погружения в направлении от 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 хорошо совпадает 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. На арктических ультрамедленных спрединговых хребтах напряжения сдвига реализуются в амагматических сегментах без образования ТР даже при больших отклонениях направления оси от направления ряздвижения. ТР Моллой и ТР Шпицбергенский между хребтом Книповича и трогом Лена являются единственными трансформными разломами на протяжении 3000 км, что ставит вопрос о причине их возникновения.

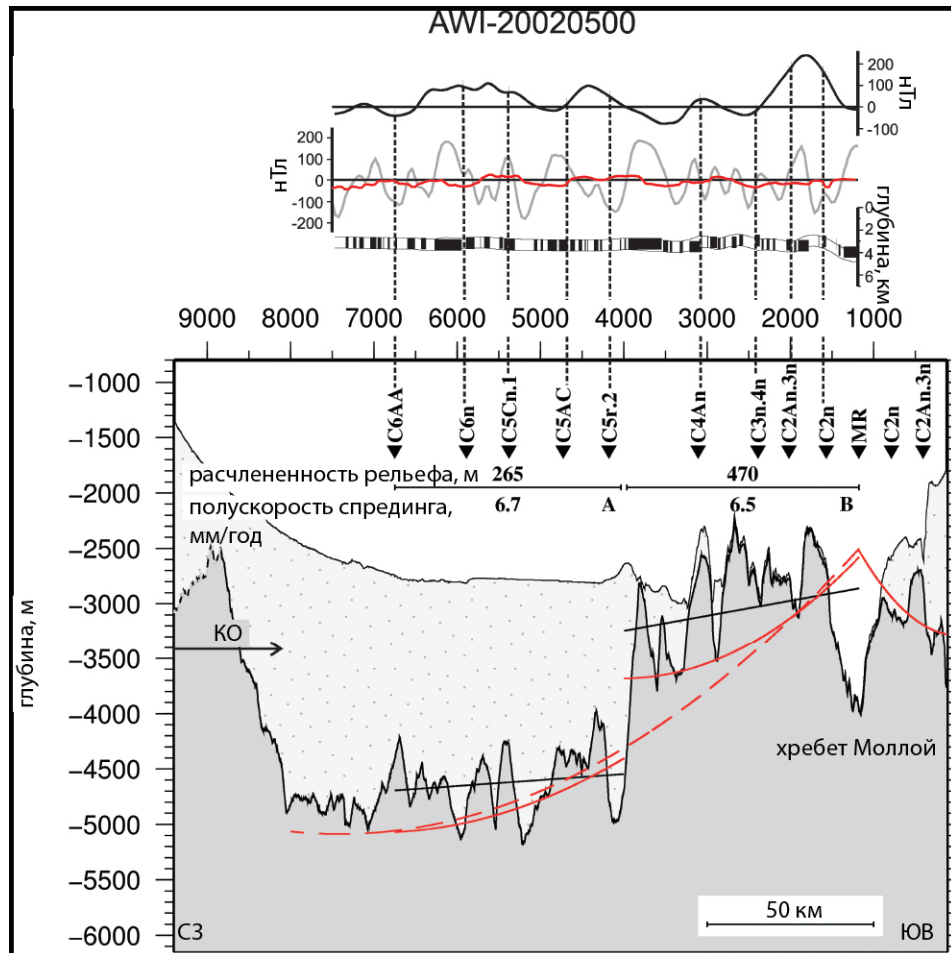


Рис. 5.12. Верхний профиль: измеренные (черная линия), смоделированные (серая линия) и отфильтрованные смоделированные магнитные данные (красная линия) вдоль профиля AWI-20020500. Параметры моделирования: мощность намагниченного слоя 1 км; магнитная восприимчивость  $k = 0.0045$ ; отклонение  $I = 82.6^\circ$ ; магнитное склонение  $D = -5.9^\circ$ ; современная общая интенсивность  $F = 54453.8$  nT (по IGRF) и осевая намагниченность  $J = 20$  А м<sup>-1</sup>. 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 (юго-восточная часть) и скорректированная за осадки кривая погружения (северо-западная часть). Пунктирная красная линия: кривая погружения для всей океанической коры к северо-западу от хребта Моллой. Черная линия: эмпирическая линия тренда глубины фундамента, используемая для расчета среднеквадратического расчлененности рельефа. КО - переход континент-океан (Ehlers, Jokat, 2009).

## 5.6. Выводы

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 косоугольного раздвигания. Нами было показано, что южный сегмент хребта 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.

Анализ сейсмических данных показывает следующее: несмотря на то, что в целом структуры хребта 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  $\alpha$  равен  $37^\circ$ , развивается как амагматический спрединговый сегмент. Предполагается, что в пределах амагматических сегментов ультрамедленных хребтов напряжения сдвига реализуются в рифтовой зоне 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 океанических 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 неизвестные 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 (Okino et al., 2002; Curewitz et al., 2010) 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 ультрамедленных 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 автором исследования были сделаны следующие выводы:

*1. В пределах хребта Книповича выделяются два сегмента, граница между которыми находится в районе  $75.7^{\circ}$  -  $75.8^{\circ}$  с.ш.*

Проведенная автором корреляция рельефа рифтовой долины хребта Книповича, сейсмической активности и структуры аномалий силы тяжести в редукции Буге позволяют выделить дополнительный уровень сегментации в его пределах. Отсутствие минимумов аномалий Буге сопряженных с вулканическими поднятиями на дне рифтовой долины южнее  $75.7^{\circ}$  -  $75.8^{\circ}$  с.ш. и наличие здесь протяженных участков амагматической аккреции коры, которым соответствуют максимумы аномалий Буге, позволяют выделить эту часть хребта Книповича в южный амагматический сегмент. 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. Морфоструктурные отличия южной и северной частей хребта Книповича были выделены в работах и других авторов (Кохан и др., 2012; Кохан, 2013).

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

В работе показано, что система трансформных разломов и хребет Моллой являются 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 дал возможность выявить особенности строения хребта Книповича, позволяющие интерпретировать данную структуру как одно из звеньев ультрамедленных срединно-океанических хребтов. Однако, характер сейсмической активности, в частности повышенная фоновая активность с магнитудой  $M_b < 5.0$  при наличии самых сильных землетрясений региона, позволяет говорить о геодинамической природе хребта Книповича, совмещающей как признаки спрединга, так и трансформы.

## Список сокращений

|        |   |
|--------|---|
| ВВС    | восточный вулканический сегмент   |
| ГБО    | гидролокатор бокового обзора  |
| ГЕБКО  | Генеральная Батиметрическая Карта Океанов                                   |
| ГСЗ    | глубинное сейсмическое зондирование   |
| ЗВС    | западный вулканический сегмент  |
| НИС    | научно-исследовательское судно  |
| НСП    | непрерывное сейсмическое профилирование                                     |
| ПИНРО  | Полярный научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии |
| САХ    | Срединно-Атлантический хребет   |
| СОХ    | срединно-океанический хребет  |
| ТР     | трансформный разлом   |
| ЦАС    | центральный амагматический сегмент  |
| ЦМР    | цифровая модель рельефа   |
| AMORE  | Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition   |
| ANSS   | Advanced National Seismic System  |
| AWI    | Alfred Wegener Institute  |
| CMT    | central moment tensor   |
| GPS    | Global Positioning System   |
| IBCAO  | International Bathymetric Chart of Arctic Ocean                             |
| ISC    | International Seismological Center  |
| NEIC   | National Earthquake Information Center                                      |
| SCICEX | Science Ice Exercises   |
| SVP    | sound velocity profiler   |

## Литература

1. Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики // Спб. ВНИИОкеаногелогия. 1996. 183 С.
2. Аветисов Г.П. Особенности геодинамики зоны подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 1998. Вып. 2. СПб. С. 46-57.
3. Астафурова Е.Г., Гуревич Н.И., Даниэль Е.Д., Мащенко С.П. Сопоставление особенностей аккреции океанической коры при низкоскоростном и сверхнизкоскоростном спрединге // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3. 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.
6. 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. Олигоценные породы хребта Книповича // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIV Международной школы морской геологии. 2001. М.: ГЕОС. Т. I. С. 28–29.
9. Вербя В. В., Аветисов Г. П., Степанова Т. В., Шолпо Л.Е. Геодинамика подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 4.

10. Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравirazведка // 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 срединно-океанических хребтов // Материалы рабочего совещания Российского отделения международного проекта InterRidge. Спб.: ВНИИОкеангеология. 2001. С. 32.
13. Гусев Е.А. Олигоценый этап тектонического развития Гренландского моря // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 5. Апатиты. Изд-во: 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 континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen. 2010. С. 111–157.
22. Зарайская Ю.А., Фроль В.В. Сейсмичность хребта Рейкьянес 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. Тектоника и геодинамика ультрамедленных спрединговых хребтов // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва. 2013. 27 с.
32. 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.
33. Лазарева А.П., Мишарина Л.А. О напряжениях в очагах землетрясений Арктического сейсмического пояса // Физика Земли. № 2. 1965. С. 5-10.
34. Линден Н.А. Изучение сейсмичности Арктики // Сейсмологические исследования. М.: изд-во АН СССР. № 5. 1963. С. 7-26.
35. Литвин В.М. Рельеф дна Норвежского моря. // Труды ПИНРО. Вып. 16. 1964. С. 89-109.
36. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России // М.: ГЕОС. 2006. 192 С.

37. Матвеенков В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. Т. 4. 1983. С. 26-36.
38. Научный отчет 24 рейса НИС «Академик Николай Страхов» в Норвежско-Гренландском бассейне // ГИН РАН. 2006. 145 С.
39. Обручев В.А., Основные черты кинематики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 5. 1948. С. 13-24.
40. Орленок В.В. Основы геофизики // Калининград: Янтарный сказ, 2000, 446 с.
41. Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1: 5000 000 // Гл. ред. Г.Д. Нарышкин. Хельсинки.: Карттаксус. 1995.
42. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косоугольного спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5-19.
43. 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.
44. 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.
45. Пушаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. № 2. 1976. С. 3-14.
46. Разломы и горизонтальные движения земной коры // Труды Геологического института. Вып. 80. 1963. 311 С.
47. Рельеф и донные отложения Норвежско-Гренландского бассейна под ред. Д.Е. Гершакович. Мурманск: Пинро. Вып. 42. 1979. 164 С.



48. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология // М.: Иностранная литература. 1963. 670 С.
49. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. Т. 437. № 3. 2011. С. 378–383.
50. 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
51. 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.
52. 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.
53. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии // М.: Научный мир. 1999. 252 С.
54. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. № 4–5. 1999. С. 6-22.
55. Фирсов Ю.Г. Основы гидроакустики и использования гидрографических сонаров // СПб.: Нестор-История. 2010. 348 С.
56. Хайзен Б., Тарп А., Юинг Н. Дно Атлантического океана // Изд-во Иностранная литература. 1962.
57. Харин Г. С. Магматизм и формирование литосферы Атлантического океана // М.: Наука. 1993.
58. Чамов Н. П., Соколов С. Ю., Костылева В. В., Ефимов В. Н., Пейве А. А.,

- Александрова Г. Н., Былинская М. Е., Радионова Э. П., Ступин С. И. Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 594-619.
59. 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.
60. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // Докл. РАН. Т. 402. N 3. 2005. С. 1-5.
61. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. № 5. 2004. С. 26-52.
62. 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.
63. Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 1996. С.101—114.
64. 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.
65. 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.

66. 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.
67. 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.
68. 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.
69. Crane K. Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen transform fault // *Tectonophysics*. V. 89. 1982. P. 1-32
70. 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.
71. 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.
72. Crane K., Sundvor E., Foucher J., et al. Thermal Evolution of the Western Svalbard Margin // *Mar. Geophys. Res.* V. 9. 1988. P. 165 - 194.
73. Crane K., Vogt P.R., Solheim A. (eds.) Seafloor atlas of the northern Norwegian-Greenland Basin // *Norsk Polarinstitutt. Meddelelser*. V. 137. 1995. 172 P.
74. 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.
75. 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.

76. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* V. 181. 2010. P. 1–80.
77. *Dick H., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. V. 426. 2003. P. 407-412.*
78. Dziewonsky A.M., Chou T., Woodhouse J.S. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. Geophys. Res.* V. 86. N B4. 1981. P. 2825-2852.
79. Edwards, M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstiehl 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.
80. 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.
81. 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.
82. 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.
83. 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
84. 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.

85. 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.
86. 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.
87. 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.
88. 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.
89. Engen O., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. N B2. 2075. doi:10.1029/2002JB001809
90. 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.
91. 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.
92. 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>
93. Francis T.J.G. The detailed seismicity of mid-ocean ridges // Earth and planetary science letters. V. 4. 1968. P. 39-46.
94. 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

95. 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.
96. Gutenberg B., Richter C.F. On Seismic Waves (third paper) // *Gerlands Beitrage zur Geophysik.* V. 47. 1936. P. 73-131.
97. Gutenberg B., Richter C.F. *Seismicity of the Earth and associated phenomena* // Princeton University Press. New Jersey.: Princeton. 1949. P. 273.
98. Hanisch J. West Spitsbergen Fold Belt and Cretaceous opening of the Northeast Atlantic // *Petroleum Geology of the North European Margin.* 1984. P. 187-198.
99. Harbert et al. Late Cretaceous and tertiary plate motions in the North Atlantic // *The geology of North America.* V. L. The Arctic Ocean Region. 1990. P. 580-581.
100. 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.
101. 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.
102. 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.
103. 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.
104. 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.

105. 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](https://doi.org/10.1029/2008GL033520).
106. 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*. 2012. V. 39. doi: [10.1029/2012GL052219](https://doi.org/10.1029/2012GL052219).
107. 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.
108. 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. doi:10.1029/2012GL051199
109. 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.
110. Jokat W., Schmidt-Aursch M. C. 2007 (y Кoxана)
111. Kandilarov A., Mjelde R., Okino K., Murai Y. Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic, along a presumed amagmatic portion of oceanic crustal formation // *Marine Geophysical Researches*. 2008. V. 29. P. 109-134. DOI:10.1007/s11001-008-9050-0
112. Klein E.M. Earth science: Spread thin in the Arctic, News and Views // *Nature* V. 423. 2003. P. 932–933.
113. Klingelhofer F., Geli L., Matias L. et al. Geophysical and geochemical constraints

- on crustal accretion on the very–slow spreading Mohns ridge // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. №10. P.1547–1550.
114. Klenke M., Schenke H.W. New bathymetric model for the central Fram Strait // *Marine Geophys. Res.* V. 23. 2002. P. 367–378.
115. 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.
116. 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.
117. Lachenbruch A.H. Dynamics of a passive spreading center // *J. Geophys. Res.* V. 81. N 11. 1976.
118. 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
119. Limits of oceans and seas. Special Publication N 23. 3<sup>rd</sup> Edition // Monte-Carlo.: IHO. 1953. P. 42.
120. 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.
121. 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



122. 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.
123. 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
124. Minster J.B., Jordan T.H. Present-day plate motions // J. Geophys. Res. V. 83(B11). 1978. P. 5331–5354. doi:10.1029/JB083iB11p05331.
125. 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.
126. 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.
127. Myhre A. Compilation of seismic velocity measurements along the margins of the Norwegian-Greenland Sea // Norsk Polarinst. Skr. N 180. 1984. P. 41-61.
128. Myhre A.M , Eldholm O. The western Svalbard margin (74°–80°N) // Mar. Petrol Geol. V. 5 1987. P. 134-156.
129. 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.
130. Ohta Y. Morphotectonic studies around Svalbard and the northernmost Atlantic // Canadian Soc. Petrol. Geol. Memoir. V. 8. 1982. P. 415-429.
131. 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.

132. Olesen O., Gellein J., Håbrekke H., et al. Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas. Scale 3 million // Geological Survey of Norway. 1997.
133. 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.
134. 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???
135. Sanderson D.G., Marchini W.R.D. Transpression // *J. of Struc. Geology*. V. 6. N 5. 1984. P. 449-458.
136. Schlindwein V., Demuth A., Korger, E., et al. Seismicity of the Arctic mid-ocean Ridge system // *Polar Science*. N 9. 2015. P. 146-157.
137. 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.
138. Schlindwein, V. Teleseismic earthquake swarms at ultraslow spreading ridges: indicator for dyke intrusions? // *Geophys. J. Int.* V. 190. 2012. P. 442-456.
139. 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.
140. Sigmund E.M.O. Bedrock map of Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3 million. // Geological Survey of Norway. 1992.
141. 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

142. 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.
143. 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.
144. 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.
145. Sundvor E, Eldholm O. The western and northern margin off Svalbard // *Tectonophysics*. N 59. 1979. P. 239-250.
146. Sykes L.R. The seismicity of the Arctic // *Bull. Seismol. Soc. Am.* V. 55. N 2. 1965. P. 519-536.
147. Talwani M., Eldholm O. Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 88. 1977. P. 969-994.
148. 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.
149. 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.
150. Thiede J., Myhre A.M., Firth J.V., et al. Cenozoic Northern Hemisphere Polar and Subpolar Ocean paleoenvironments (summary of ODP Leg. 151 Drilling Results) // *Proc. of the ODP., Init. Repts.* V. 151. 1995. P. 397-420.
151. 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.

152. 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.
153. Vogt P.R. Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics // The Nordic Seas. New York, NY.: Springer Verlag. 1986. P. 413–662.
154. 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
155. 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.
156. Wyss M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution // Geophys. J. R. astr. Soc. V. 31. 1973. P. 341-359.