# Геологический институт Российской академии наук



Лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов

# Мороз Евгений Андреевич

# НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ СЕВЕРО-ЗАПАДА БАРЕНЦЕВА МОРЯ И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Специальность 25.00.01 – Общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель: доктор геолого-минералогических наук Мазарович Александр Олегович

Москва 2016

# СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ И ТЕРМИНОЛОГИЯ	8
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ	20
2.1 Многолучевая батиметрическая съемка	20
2.2 Высокочастотное акустическое профилирование	28
2.3. Непрерывное сейсмическое профилирование	32
Глава 3. КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА	36
Глава 4. НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ ТРОГОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ПЛИТЫ (НА ПРИМЕРЕ КЛЮЧЕВЫХ ПОЛИГОНОВ)	50
4.1 Трог Эрик-Эриксен	52
4.2 Трог Орли	64
Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА	88
5.1 Оползневые процессы	89
5.2 Дегазация	102
5.3 Ледовое выпахивание	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	111
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	114

## ВВЕДЕНИЕ

В течение последних десятилетий Арктический регион является объектом пристального внимания исследователей различных специальностей. Многочисленные научные работы по геологии, тектонике, океанологии, климатологии и экологии полярных широт Российского сектора Арктики и прилегающих областей - свидетельство возрастающего интереса к региону, с точки зрения, как ресурсного потенциала, так и фундаментально-научных исследований. В тоже время, детальные сведения о геологотектоническом строении, рельефе дна и истории геологического развития к настоящему времени выполнены лишь для незначительной по площади части территории, преимущественно, в прибрежнойй части шельфа, а также в районах интенсивной разведки и добычи полезных ископаемых. В данной работе приводятся новые данные о неотектонике и строении рельефа западного сектора арктического шельфа России и его обрамления – района, характеризующегося в целом невысокой геолого-геофизической изученностью. Материалы получены автором в ходе экспедиционных работ на НИС «Академик Николай Страхов» (с 2007 по 2011 г.) в Баренцевом море и его окрестностях.

Актуальность Исследование нетектонического темы. режима И геоморфологического строения северо-западной части Баренцевоморского шельфа представляет как фундаментально-научный, так и практический интерес. Данный регион в разной степени затрагивался в работах отечественных и зарубежных исследователей, однако серия «белых пятен» в геолого-тектоническом строении и геоморфологии района, тем не менее, продолжает существовать. К слабо изученным территориям относятся краевые части шельфа, где получили широкое развитие, так называемые, грабен-желоба и/или троги - крупные линейные структуры, образованные действием эндогенных и экзогенных процессов при ведущей роли тектоники. Морфология грабен-желобов, история развития их рельефа, а также особенности неотектонических деформаций изучены недостаточно. Понимание хода развития этих морфоструктур крайне важно в контексте реконструкции геолого-тектонической истории Баренцевоморской шельфовой плиты.

Ресурсное освоение арктических шельфов сопровождается строительством линейных и площадных объектов на участках с разным геолого-тектоническим строением, рельефом и неотектоническим режимом. Без понимания сложного режима новейших деформаций и морфолитогенеза в краевой зоне шельфа рациональное и экономически

эффективное освоение этой территории невозможно: для оценки опасных геологических процессов требуются детальные и обоснованные сведения об их интенсивности и направленности. В представленной работе приведены новые данные о морфологии и неотектонике северо-западной части Баренцева моря, а также о геологических опасностях, характерных для краевой части шельфа.

**Цель работы -** выявить неотектонические деформации на северо-западе Баренцева моря и охарактеризовать основные черты его рельефа на примере ключевых полигонов.

Для достижения поставленной цели потребовалось решить следующие задачи:

1.Провести сбор и систематизацию опубликованных, фондовых и архивных материалов по району работ.

2. Провести обработку данных многолучевого эхолотирования, полученных на НИС «Академик Николай Страхов» в 2007-2011 гг. и выявить характерные черты в строении рельефа северной и западной периферии Баренцевоморской плиты.

3. Провести интерпретацию материалов высокочастотного сейсмоакустического и непрерывного сейсмического профилирования, полученных на НИС «Академик Николай Страхов» в 2007-2011 гг. и установить пространственное положение и амплитуды неотектонических деформаций в пределах ключевых полигонов.

4. Выявить основные процессы рельефообразования на ключевых полигонах.

Объекты и состав исследований. Для решения поставленных задач были проведены комплексные геолого-геофизические исследования на трех основных ключевых полигонах – в трогах Орла (северная окраина Баренцевоморского шельфа) и Эрик-Эриксен (северная окраина шельфа), а также на хребте Вестнесса (зона перехода от континентальной окраины Западного Шпицберегена к разлому Моллой). Для каждого из полигонов в ходе научно-исследовательских работ на НИС «Академик Николай Страхов» в 2007-2011 гг. был получен (при участии автора) фактический материал: данные многолучевого эхолотирования, результаты высокочастотного акустического профилирования и непрерывного сейсмического профилирования. Автором выполнена обработка и интерпретация данных батиметрической съемки, а также интерпретация результатов геолого-геофизических работ.

## Научная новизна:

1. Впервые по данным многолучевого эхолотирования построена серия детальных батиметрических карт на территорию ключевых полигонов в северозападной части Баренцевоморского шельфа, с использованием которых

4

охарактеризованы основные черты рельефа дна, его происхождение и предполагаемый относительный возраст;

2. Приводятся новые детальные данные о строении и пространственном распространении осадочного чехла в пределах изучаемой территории;

3. Впервые на основании обширного фактического материала обосновано выделены зоны неотектонических деформаций в пределах изучаемой части Баренцевоморского шельфа, установлен характер деформаций и их пространственное распространение.

4. По ряду территорий (хребет Вестнесса и прилегающие территории) приводятся новые данные о проявлениях опасных геологических процессов, развитие которых может стать причиной природных катастроф разного масштаба, аналоги которых уже имели место в геологическом прошлом региона.

#### Защищаемые положения:

1. В пределах рифтогенных структур северо-западной части Баренцевоморского шельфа, выраженных в рельефе трогами, широко распространены амплитудные неотектонические деформации сбросового и взбросового типов, нарушающие верхнюю часть осадочного чехла.

2. В пределах трогов северной части Баренцевоморского шельфа мощность четвертичных отложений существенно ниже в сравнении с трогами западной и южной частей шельфа. В троге Орли характерные мощности составляют первые метры, осадочные толщи представлены, в основном, голоценовым осадками и сосредоточены, преимущественно, в днище. В троге Эрик-Эриксен мощность четвертичных осадков, залегающих на склонах и в днище не превышает 30 м.

3. Краевая зона Баренцевоморского шельфа и континентальный склон являются областью развития широкого спектра опасных геологических процессов, среди которых наиболее масштабными и распространенными являются оползание, отседание, дегазация и процессы айсбергового выпахивания.

4. К западу от континентального склона Шпицбергена в геодинамически активной зоне происходит разрушение хребта Вестнесса при ведущей роли процессов отседания, оползания и дегазации, масштабность которых во многом обусловлена наличием сравнительно мощного слаболитифицированного осадочного чехла. В данном районе существует потенциальная опасность схода крупного подводного оползня.

**Практическая значимость:** Полученные данные о строении, происхождении и динамике рельефа, а также новейших тектонических деформациях северо-западной части

5

Баренцева моря могут быть использованы для эффективного проведения инженернотехнических работ в арктическом регионе. Обозначенные в работе районы проявления опасных геологических процессов (активная разломная тектоника, оползание, газогидратная активность и пр.) должны учитываться повышенного внимания в случае ресурсного освоения изучаемой территории.

Апробация результатов исследования. Результаты проведенных исследований докладывались на XLII и XLIV Тектонических совещаниях, организуемых Геологическим институтом РАН (г. Москва, 2009 и 2012 гг., соответственно); в рамках Молодежной школы-конференции «4-е Яншинские чтения: современные вопросы геологии» (г. Москва, в рамках Международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина 2011 г.), «Современное состояние наук о Земле» (г. Москва, 2011 г.), на IV-й Международной конференции молодых ученых и специалистов «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (г. Санкт-Петербург, 2014 г.), на XIII научнопрактической конференции «Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций» (г. Москва, 2014 г.), на XXXIV Пленуме Геоморфологической комиссии РАН (г. Волгоград, 2014 г.), на Всероссийской конференции «VII Щукинские чтения: геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике» (г. Москва, 2015 г.), результаты совместных с автором исследований докладывались соавторами на Всероссийской конференции с международным участием «Геодинамика и экология Баренц-региона в XXI веке» (г. Архангельск, 2014 г.), а также на Всероссийской конференции с международным участием «Арктика - нефть и газ 2015» (г. Москва, 2015 г.).

Структура и объем работы. Диссертационная работа выполнена в Лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН. Работа включает 124 страницы машинописного текста и состоит из 5 глав, введения, заключения, списка литературы (133 наименования), включает 65 рисунков (в том числе карт и схем) и одну таблицу.

Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю д.г.-м.н. А.О. Мазаровичу за внимание и поддержку в ходе выполнения работы; к.ф.-м.н. С.Ю. Соколову за постоянное участие и консультации на всех этапах подготовки работы; д.г.н. Г.В. Агаповой, к.г.н. Н.Н. Турко В.Н. Ефимову и К.А. Добролюбовой за ценные консультации при выполнении исследования и содействие на этапе экспедиционных исследований, при обработке и интерпретации данных; Ю.А. Зарайской и А.С. Абрамовой за ценные консультации при освоении методов исследования; к.г.н. Е.А. Еременко за рекомендации и помощь в подготовке работы; сотрудникам Геологического института РАН, а также студентам, сотрудникам и выпускникам географического и геологического факультетов МГУ, принимавшим участие в полевых исследованиях в рамках рейсов НИС «Академик Николай Страхов».

## Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОБЛЕМЫ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Шельф Баренцева моря является крупнейшим в Западно-Арктическом регионе. Длительная история геолого-тектонического развития региона предопределила сложный характер его тектонического строения и морфоструктурного плана. Помимо особенностей раскрытия Атлантического и Арктического океанических бассейнов, повлиявших на механизм формирования континентальной окраины, территория Баренцевоморского шельфа неоднократно испытывала разностороннее воздействие плейстоценовых покровных оледенений, которые существенно видоизменили облик подводного рельефа.. Обнаруженные в XX веке на шельфе нефтегазоносные структуры предопределили развитие добывающей промышленности в регионе и разведку новых месторождений. Краевые части шельфа Баренцева моря (в том числе, северо-западная периферия) отличаются разнообразным рельефом, некоторые вопросы возраста, генезиса и истории развития которого до сих пор остаются открытыми. Среди них дискуссии о следах ледникового выпахивания на глубинах более 350 м, морфология и неотектоника рифтогенных структур. В настоящее время исследованиям Арктики уделяется немалое значение. Это касается не только проблем поиска и разработки новых нефтегазоносных месторождений, но и фундаментально-научных вопросов развития Арктического региона в кайнозое. Начало детального изучения геологического строения Баренцевоморского региона относится к концу XIX - началу XX вв. и было обусловлено возрастающим научным и промышленным интересом к малоисследованным, но потенциально перспективным в ресурсном отношении районам арктических широт.

История мореплавания в водах Баренцева моря насчитывает более тысячи лет (наиболее ранние из сохранившихся упоминаний относятся к VIII веку; Визе, 2008), а его детального изучения – около пятисот лет. Пристальный интерес к северным морям (в том числе и к Баренцеву) возник уже в эпоху Великих географических открытий (конец XV – начало XVI вв.), когда европейские мореплаватели рассматривали возможность организации северо-восточного прохода из Европы в Китай и Индию. Однако познания европейских, да и русских географов о Крайнем Севере в начале XVI века были крайне скудными. Тем не менее, подогреваемые коммерческим интересом налаживания связи с Азией и Московией через полярные области, английские купцы и аристократия снарядили на свои средства серию экспедиций в Баренцево море (в то время его называли Северным, Московским, Мурманским и пр.), среди которых плавание англичанина Роберта Торна (1527 г.), а также знаменитая экспедиция, организованная по проекту итальянца

Себастиана Кабота (1553 г.) (Визе, 2008). Во второй половине XVI века в поисках прохода к востоку (в Карское море и к устью Оби) южную часть Баренцева моря посещают экспедиции Стифана Боро (1556 г.), Дитмара Блефкена (1564 г.), а также Пита и Джексена в 1580 г., которые впервые через пролив Югорский Шар вышли в Карское море.

Ободренный удачей в поисках Северо-Восточного прохода голландский купец Балтазар Мушерон снаряжает в 1594 г. экспедицию из четырех судов для прохода к устью Оби. Два судна из четырех отправились в плавание под начальством Виллема Баренца, в задачи которого входило обойти архипелаг Новая Земля с Севера и выйти в Карское море. Однако корабли Баренца столкнулись с ледяными полями и голландский план увенчался неудачей. В 1596 году Виллем Баренц уже в составе новой экспедиции под руководством Якоба ван Гемскерка вновь направляется в полярные широты, где мореплавателями был открыт остров Медвежий, а затем впервые описан архипелаг Шпицберген. До этого плавания европейцам еще не удавалось так далеко продвинуться к Северному полюсу. Посетив Шпицберген, моряки направились к северной оконечности Новой Земли, однако, обогнув ее, были вновь застигнуты льдами и зазимовали в Ледяной Гавани. Метеонаблюдения, произведенные голландцами в 1596 и 1597 годах во время зимовки, стали первыми в Арктике и России (Визе, 2008). Уже в 1853 году Баренцево море получило свое нынешнее название в честь отважного голландского мореплавателя Виллема Баренца, нашедшего свою смерть в его водах весной 1597 г. к северо-востоку от Новой Земли.

В начале XVII века интерес европейцев к поиску Северо-Восточного прохода постепенно угасает, немногочисленные голландские и английские экспедиции терпят неудачу во льдах, не в силах пробиться в Карское море (экспедиции ван Керкговена в 1609 г., Яна Мая в 1610 г., Корнелиуса Босмана в 1625 г. и др.). В 1607 году вблизи архипелага Шпицбереген побывала экспедиция Генри Гудсона, побившая тогдашний мировой рекорд по продвижению к полюсу. Во второй половине XVI века Баренцево море активно посещают голландские китобои, среди которых экспедиции Виллема Фламинга (1664, 1668 гг.), в ходе которых были выполнены одни из первых описаний рельефа дна окрестностей Новой Земли (по данным промеров ручным лотом). В 1675 году Корнелий Роуль посетил землю к северу от Новой Земли, которая, вероятно, могла быть архипелагом Земля Франца-Иосифа (Визе, 2008).

История освоения вод Баренцева моря русскими мореходами также насчитывает более пятисот лет. Издавна в этих богатых водах поморы били моржей и ловили рыбу. Уже в середине XVI века морской путь из Поморья в устье Оби был хорошо известен русским и активно эксплуатировался во второй половине XVI века, когда московское государство шагнуло за Урал. Русское купечество и мореходы активно курсировали по маршруту из Архангельска и от устья Печоры в Мангазею, следуя, в отличие от европейских мореплавателей, вблизи берега на кочах. Доподлинно известно, что еще в XVI веке поморы неоднократно побывали на Новой Земле, посещали Шпицберген (с целью охоты на моржей и белух) еще до экспедиции голландцев в 1596 году (Визе, 2008). В начале XVII века русские мореходы активно пересекали Карское море, а в XVIII веке южная часть Баренцева и Карского морей стала транзитной областью, где курсировали торговые суда, а также суда, отправлявшиеся на восток – в сторону Чукотки.

Целенаправленные научные исследования природы Баренцевоморского региона насчитывают около двухсот лет. Впервые массовые детальные батиметрические промеры были выполнены в ходе экспедиции Ф.П. Литке 1821-1824 гг. В 1865 г. морской офицер Н.Г. Шиллинг отметил, что между Новой Землей и Шпицбергеном находятся некие островные сооружения, которые вряд ли принадлежат к восточным частям Шпицбергена. В 1860-х гг. начал активно развиваться морской промысел на Арктических территориях. Настоящее открытие совершила Австро-Венгерская экспедиция (1873 г.), в ходе которой австриец Ю. Пайер совершил несколько крупных переходов на острове Земля Вильчека, затем через Австрийский пролив к острову Винера-Неуштадта и далее на север, где исследовал острова Кэйн и Рудольфа и добрался до северной точки архипелага – мыса Флигели. В своей второй экспедиции Ю. Пайер открыл острова Литке, Хочстетера, Бергауса и другие, а в третьей – изучал юго-восточную часть острова Мак-Клинток. В результате им был собран собрал достаточно обширный материал о природе архипелага, включая данные о геологическом строении. Некоторые сведения актуальны и на сегодняшний день. В частности, Ю. Пайер отмечал широкое развитие базальтов и долеритов, формирующих столбчатые отдельности. На северных островах им отмечено распространение оливин-содержащих пород.

В конце XIX значительный вклад в исследование природы арктического бассейна внесли британские экспедиции Ли Смита в 1880-1882 гг. и Джэксона в 1894-1897 гг.

По результатам экспедиции Фритьофа Нансена (1895-1896 гг.) была составлена первая подробная карта Земли Франца-Иосифа (Нансен, 1938). Геологические работы на архипелаге были продолжены известными европейскими учеными – петрологом Теллом и палеонтологом Ньютоном в 1897 – 1899 гг.

История исследования природы Баренцевоморского региона отечественными исследователями насчитывает уже более столетия. Первая полная и достоверная

гидрологическая характеристика моря была составлена Н.М. Книповичем в начале XX века (рис. 1.1). В 1901 г. была снаряжена комплексная экспедиция под руководством адмирала С.О Макарова на первом русском ледоколе «Ермак» (Вебер, 1903). Это была третья экспедиция С.О. Макарова в Арктику. Во время стоянки на острове Хочстетера участник экспедиции геолог Вебер провел описание базальтовых толщ с вмещающими формациями угленосных пластов. В 1913 г. экспедиция Г.Я Седова подошла к берегам острова Гукера и провела две зимовки недалеко от острова Рудольфа.



Рис. 1.1 Участники полярной экспедиции под руководством Н.М. Книповича в 1989 – 1901 гг. (фото предоставлено http://wiki.ru/)

Картографические изображения арктических архипелагов и островов достаточно продолжительное время отличались неточностью, неполнотой и ограниченным охватом, что связано со спецификой региона, а именно – с малой продолжительностью периода, когда воды Баренцева моря свободны ото льда и возможно выполнение детального картографирования береговых линий. Одной из первых карт арктического региона стала работа A.Von. Petermann (1869) масштаба 1:40 000 000, на которой сравнительно достоверно отображены очертания некоторых архипелагов и береговых линий континентов, однако отсутствует Земля Франца-Иосифа, открытая австро-венгерской экспедицией Пайера и Вайпрехта только в 1873 году (рис. 1.2). В конце XIX века очертания Шпицбергена на картах становятся более точными, точнее очерчиваются и острова архипелага Земля Франца-Иосифа (рис. 1.3).



Рис. 1.2 Фрагмент карты А. фон Питермана 1869 года, наглядно демонстрирующей представления европейцев о географии Баренцевоморского региона (Von A. Petermann. Nordpolarkarte, 1869)



Рис. 1.3 Фрагмент карты расположения полярных станций в 1882-1883 гг. (North Polar chart..., 1885)

В 1912 году опубликована работа Герхарда Шотта (Geographie des.., 1912) содержащая карту арктического бассейна с отметками глубин, где очертания архипелагов Баренцева моря становятся гораздо более детальными (рис. 1.4). В России в то же время выходит Атлас Маркса, где содержится достаточно детальная карта арктического сектора (рис. 1.5). Второе издание карты было выпущено в 1925 году. По результатам гидрологических экспедиций в период с 1911 по 1915 годы была составлена карта промеров глубин для центральных и южных частей Баренцева моря.



Рис. 1.4 Фрагмент карты арктического бассейна (Schott, 1912)



Рис. 1.5 Фрагмент карты Баренцевоморского региона из Атласа Маркса (Большой всемирный атлас..., 1910)

В 1926 г. Земля Франца-Иосифа в соответствии с декретом о Советском Правительстве была объявлена территорией Советского Союза. При поддержке нового правительства стартовало ускоренное освоение арктического шельфа, и в 1926 г. был организован рейс ледокола «Красин» к берегам Земли Георга. Известными советским геологами проводилось исследование геологии и тектоники региона, а также стратиграфии слагающих архипелаги отложений: 1933 г. В.Н. Огневым и затем в 1935 г. Л.М. Ивановым проводились геологические работы на островах северной части Баренцевоморского шельфа. В 1930-х годах была построена метеостанция на о. Гукера, которая функционировала вплоть до 1952 года, обеспечивая сбор и анализ полного комплекса гидрометеорологической информации по региону.

В 1953 г. состоялась Западная экспедиция, организованная трестом «Арктикразведка» с целью изучения геоморфологических и геологических особенностей архипелага Земля Франца-Иосифа. В 1957-1960 гг. в рамках Международного геофизического года был проведен ряд исследований по изучению западных частей Арктики. В 1965 году Шпицбергенская гляциологическая экспедиция института географии АН СССР начала проводить регулярные исследования по изучению ледников Шпицбергена.

С внедрением в практику исследовательских работ новых методов изучения геолого-тектонического строения морского дна (в частности, геофизических методов) с 80-90-х гг. XX века все большее внимание уделялось большое изучению дна Баренцева моря вблизи крупных архипелагов, а также в пределах нефтегазоносных провинций. За прошедшие несколько десятилетий многочисленными экспедициями научноисследовательских организаций СССР и Российской Федерации (ФГНПП «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция», ΦΓΥΠ «Всероссийский научноисследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», ФГБУН Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН, ФГБУН Геологический институт РАН, ФГБУН Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН, Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова и др.), а также зарубежными исследователями на научно-исследовательских судах были получены новые материалы по литологии и мощностях донных отложений, морфологии и динамике рельефа, неотектонике и нефтегазоносности различных районов Баренцевоморского шельфа и его обрамления.

История исследования рельефа Баренцевоморского шельфа и прилегающих территорий – это, прежде всего, история создания и редакции батиметрических карт, а также обобщающих монографий отечественными и зарубежными исследователями. В 1960 г. М.В. Кленовой опубликована монография «Геология Баренцева моря» (Кленова, 1960), которая содержит первую карту рельефа Баренцева моря. Детальная карта батиметрии арктического региона масштаба 1:5 000 000 была опубликована в 1975 г. картографическим отделом американского географического общества (Мар of the arctic ...,1975). Главным редактором карты стал известный полярный исследователь М. Пинтер, батиметрия составлена по данным Б. Хизена и М. Тарпа из геологической обсерватории Ламонт-Догерти, Колумбийского университета США. На карте отчетливо выражены основные структуры рельефа арктического бассейна и прилегающих территорий, в том числе Баренцевоморской континентальной окраины.

В 1986 году появляется еще одна карта арктического региона масштаба 1:470 000, подготовленная акустическим отделом морской исследовательской лаборатории Вашингтона составленная Р. Перри и Х. Флеммингом. В рамках проекта IBCAO в 2000 г. в открытом доступе появилась батиметрическая карта Баренцевоморского региона. Ф. Перситс и Г. Улмишек в 2003 году на основе циркумполярной геологической карты Арктики А.В. Окулича и соавторов (1989 г., масштаб 1:6 000 000) составили цифровую батиметрическую и геологическую карты на территорию арктического бассейна.

Авторским коллективом Геологического института АН СССР под общей редакцией академика Н.С. Шатского в 1963 г. опубликована тектоническая карта Арктики масштаба 1:10 000 000, в основу которой положен материал тектонической карты СССР 1953 г. масштаба 1:4 000 000 и тектонической карты СССР масштаба 1:5 000 000 1956 г., а также региональные тектонические карты, составленные сотрудниками Геологического института РАН.

Орографическая карта арктического бассейна масштаба 1:5 000 000, составленная Г.Д. Нарышкиным в 1995 г. и построенная по данным гидрографических промеров ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», содержит ценную информацию о тектонической структуре Северного Ледовитого Океана. Легенда к карте построена по морфоструктурному принципу. Следует отметить, что схематично на данной карте отображены желоба континентальной окраины Баренцева моря, которые в легенде соответствуют подводным каньонам.

На территории архипелага Земля Франца Иосифа в период с 1993 по 2001 г. ФГНПП «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция» проводились геологическая и геофизическая съемки, результатом которой стали Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000 островов архипелага, Карты магнитометрии и гравиметрии масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000, а также Геоморфологическая карта масштаба 1:2 000 000. Результаты выполненных работ отражены в серии научных статей и монографий (например, Макарьев и др., 2002).

В 2009 году коллективом авторов ФГУП «Всероссийский научноисследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга», ВСЕГЕИ, NGU, Statoil, ФГНПП «Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция» был опубликован Атлас геологической истории Баренцева моря (Geological History.., 2009). В данной работе собраны и обобщены сведения по магнитным и гравитационным аномалиям, изостатическим колебаниям, глубине залегания фундамента и пр.. Кроме того, представлены обзорные сведения по геологической истории развития региона начиная с каледонского времени.

С начала 1950-х гг. и по настоящее время детальные геолого-геофизические работы в регионе выполнены ФГУП ГПИ и НИИ ГА «Аэропроект» и продолжены ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга». Изучения сейсмологической обстановки в окрестностях архипелага Земля Франца-Иосифа выявили сейсмическую активность в районе желоба Франц-Виктория (Аветисов, 1971; Аветисов, Голубков, 1971). Составлены карты очагов землетрясений и фокальных механизмов для арктического региона (Аветисов и др., 2002). В 1973 г. коллективом авторов под руководством А.М. Карасика по результатам воздушных экспедиций ФГУП ГПИ и НИИГА «Аэропроект» были составлены первые карты аномалий магнитного поля на территории Амеразийского и Евразийского бассейнов, а также на территорию хребта Мона в масштабе 1:500 000. В дальнейшем они были объединены в сводную карту изолиний аномалий магнитного поля Северного Ледовитого океана.

Особое место в истории изучения Баренцевоморского региона занимают труды В.Д. Дибнера. Монографии (Дибнер, 1978; Dibner, 1998) являются обобщениями многих вопросов эволюции и строения шельфа Баренцева моря. В.Д. Дибнером составлен картографический материал по морфоструктурному и тектоническому районированию, впервые по данным донных отборов троги континентального склона интерпретированы как новейшие структуры. Американо-канадские аэромагнитные исследования Норвежско-Гренландского бассейна в середине 70-х гг. послужили основой для создания в 1982 г. карты магнитных аномалий (под редакцией П. Вогта и Л. Ковакса). Магнитные аномалии северной части Баренцева моря отображены на карте О. Олесена (Olesen, 1997).

Гравиметрическая съемка в Баренцевом море была выполнена Морской арктической геологоразведочной экспедицией в конце 1960-х гг. По ее результатам бала составлена Гравиметрическая карта Арктического шельфа масштаба 1:2 500 000 под редакцией В.В. Федынского, Г.И. Гапоненко и соавторов. К концу 1980-х гг. уже значительная часть Арктического шельфа была покрыта гравиметрической съемкой.

Исследования геологических процессов на шельфе Баренцева моря и в его окрестностях начато во второй XX века. Особое внимание уделено оползневым структурам, зафиксированным в краевой части шельфа и на континентальном склоне. Первые представления о массовых перемещениях осадочного материала на склонах Арктической континентальной окраине были опубликованы в работе (Cherkiz et al, 1999). Так, в Северном море наиболее изучен гигантский оползень Сторрега, который протягивается от континентальной части Норвегии до палеоспредингового хребта Эгир. Известно несколько крупных оползневых структур на Баренцевоморской окраине, в частности оползень Хинлопен и оползневой конус Медвежинского трога. Актуальным проблемам исследования оползневых процессов, транспорта вещества на континентальном склоне и геологическим опасностям Баренцевоморской окраины посвящены работы отечественных и зарубежных геологов (Мазарович, 2012; Vogt et al, 1999; Vanneste et al, 2007; Rydningen et al., 2014; Bünz et al, 2012; Smith et al., 2014 и др.).

Основополагающие данные о тектонике арктического бассейна изложены в работе В.Е. Хаина (Хаин, 2000). Эволюции Баренцево-Карской структурной зоны представлена в работах ряда крупных отечественных исследователей (Богданов, 1997; Батурин, 1988). Подробное описание тектонического строения Баренцева моря было выполнено Б.В. Сениным и соавторами (Сенин и др., 1989). В данной работе рассмотрена эволюция и особенности геологического и тектонического строения континентальной окраины Арктического бассейна и, в частности, Баренцевоморский сектор.

Несмотря на большой объем накопленных данных о геологии, тектонике и геоморфологии конкретных участков Баренцевоморского шельфа, а также наличие большого числа региональных работ, в том числе мелкомасштабных карт, проблема образования, эволюции и глубинного строения краевых трогов или грабен-желобов (Орла, Франц-Виктория, Медвежинский, Стурфьорд, Эрик-Эриксена и пр.), которые известны для западной и северной частей Баренцева моря остается слабоизученной.

Особенностью данных структур является их распространение в Баренцево-Карском регионе и отсутствие в Восточно-Арктическом секторе. Интерпретация данных образований с точки зрения гипотезы ледникового выпахивания нашла свое отражение в работах М.Г. Гросвальда (Гросвальд 1983, 1999). Изучением особенностей ледниковых явлений в пределах Арктического региона и, в частности, на Баренцевоморском шельфе занимались как отечественные (Гросвальд 1983, 1999; Большиянов, 2006 и др.), так и зарубежные ученые (Kleiber, Knies, Niessen, 2000; Vogt et al., 1994; Svendsen et al, 1999; Solheim et al., 1996; Dowdeswell et al., 2010; Forman et al., 2004; Hogan et al., 2010и др.).

В то же время, существует и тектоническая гипотеза происхождения краевых грабенов Баренцевоморского шельфа, согласно которой данные структуры заложились по ослабленным зонам континентальной окраины. Рифтогенный генезис этих структур отмечен Е.Е. Милановским на тектонической схеме северной Евразии (Милановский, 1996). Неотектоническая интерпретация грабен-желобов и приблизительное датирование их образования приведено в публикации М.Л. Вербы (Верба, 2007).

Геологическим институтом (ГИН) РАН с 2006 г. проводятся морские геологогеофизические экспедиционные исследования акваторий Баренцева, Норвежского и Гренландского морей, а также прилегающих территорий. С 24-го по 27-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» коллективом ГИН РАН была выполнена, среди прочего, съемка многолучевым эхолотным комплексом ключевых полигонов в северо-западной Баренцева части моря. Кроме того. выполнено непрерывное сейсмическое профилирование и работы по измерению теплового потока. В 24-ом и 25-ом рейсах производился отбор донных образцов на шельфе с помощью трубок и драгирование. Результаты выполненных работ изложены в трудах сотрудников Геологического института РАН (Мазарович и др., 2009; Мазарович, 2012; Мороз и др., 2010; Пейве и др., 2009; Зайончек и др., 2009, 2010, 2011; Соколов, 2009; Соколов и др., 2009; Чамов и др., 2008, 2010; Хуторской и др., 2009; и др.). В этих работах представлены результаты геолого-геофизических исследований на шельфе Баренцева моря и в пределах его обрамления. Значительное внимание уделяется и вопросам происхождения и новейшей тектоники трогов (грабен-желобов), распространенных в краевых частях Баренцевоморского шельфа.

Для четкого определения используемых в данной работе терминов необходимо пояснить сложившуюся проблему в обозначении крупных депрессий, называемых

трогами, желобами или грабен-желобами, о которых пойдет речь в дальнейшем повествовании. Сложившийся терминологический кризис в обозначении этих крупных форм рельефа связан с одной из основных проблем терминологии в науках о Земле: как правило тот или иной термин всегда содержит генетическую составляющую. В то же время, выявление происхождения форм рельефа – это сложная задача, решение которой нередко занимает десятилетия, в то время, как изучаемую форму с самого начала принято как-либо обозначать. При этом разные науки (геология, геодинамика, геоморфология и пр.) при исследовании и описании одной и той же формы рельефа или тектонической структуры склонны использовать термин с позиций предмета исследования. Похожая ситуация сложилась и с рассмотренными ранее крупными депрессиями в краевой северозападной части Баренцевоморского шельфа. С точки зрения тектонического строения, эти приурочены к крупным грабенообразным структурам формы фундамента. что подтверждается широким спектром имеющегося на настоящий момент фактического материала по району работ. В тоже время, в морфологии рельефа данных депрессий отчетливо выражены черты, характерные для троговых долин, а также присутствуют типичные формы ледниково-денудационного и ледниково-аккумулятивного рельефа. Таким образом, между двумя терминами, которые используются для обозначения этих крупных отрицательных форм рельефа дна Баренцева моря, нет противоречия, напротив, они дополняют друг друга. В то же время, при их использовании необходимо четко разграничивать область применения каждого – термин «грабен-желоб» (или просто «желоб») следует использовать при характеристике тектонических структур, а термин «трог» следует применять при описании рельефа. В рамках данной работы для обозначения ключевых полигонов, преимущественно, будет использоваться термин «трог» (трог Орли, трог Эрик-Эриксен и пр.), т.к. речь пойдет, в основном, о морфологии рельефа, современных рельефообразующих процессах и проявлениях неотектонических деформаций.

# Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения задач, поставленных в рамках исследования, был использован комплекс современных методов получения, обработки и анализа разнообразного фактического материала о рельефе и тектоническом строении изучаемой территории. Каждый из рассматриваемых ниже методов исследования включает 2 основных этапа получение и обработку данных. На следующем этапе результаты обработки данных, подвергались процедуре детального полученных разными методами, (иногда, комплексного анализа). При анализе фактического материала были использованы основные методологические подходы, традиционно применяющиеся в рамках геоморфологических и геологических работ. Деятельность эндогенных процессов создает первичные неровности, которые в дальнейшем, подвергаясь воздействию экзогенных процессов (флювиальных, ледниковых и пр.), и постепенно сглаживались. В рамках исследования периферии Баренцевоморского шельфа данная важнейшая геоморфологическая парадигма особенно актуальна, т.к. одной из основных задач работы является выявление генезиса крупных депрессий (трогов, желобов), а также происхождение осложняющих их форм рельефа.

При исследовании строения рельефа и осадочного чехла на НИС «Академик Николай Страхов» в 2006 – 2010 гг., были, использованы следующие методы: многолучевая батиметрическая съемка, высокочастотное акустическое профилирование и непрерывное сейсмическое профилирование.

#### 2.1 Многолучевая батиметрическая съемка

Батиметрические данные были получены, с помощью гидроакустического комплекса марки RESONSeabat, краткое описание которого будет дано ниже. Многолучевой гидроакустичекий комплекс включает в себя, модули эхолотов - 8111 – мелководного и 7150 – глубоководного.

Принцип работы многолучевых эхолотов основан на создании звуковых волн, которые проходят толщу воды. В свою очередь, звуковые волны отражаются от донной поверхности и приходят на приемник. Звуковой сигнал в воде обладает различными свойствами, которые определяются физическими характеристиками среды. На скорость распространения звукового сигнала в воде, в большей степени, влияют соленость и температура воды. Глубина рассчитывается как функция от времени и скорости, являясь расстоянием.

В многолучевом эхолоте отраженные и рассеянные лучи, приходящие на гидрофонную секцию эхолота, регистрируются в широком секторе обзора перпендикулярно оси движения судна с разными временными приращениями. Многолучевой характер съемки возникает за счет суммирования полученных трасс с их временными приращениями.



**Рис. 2.1. Принцип работы многолучевого эхолота** (*http://surveying-systems.com/catimages/big/9cat16791.jpg*)

Звуковая волна распространяется по принципу Ферма, то есть сферическим фронтом от источника. Однако, могут возникнуть ошибки в определении глубины, связанные с тем, что сигнал может быть принят от поверхности, расположенной впереди или позади перпендикулярной оси судна. Поэтому целесообразно использовать небольшой сектор звукового излучения. Сектор обзора поперек трассы в современных многолучевых эхолотах обычно составляет первые градусы.

Погрешность определения звукового сигнала, в свою очередь, зависит от поведения судна на воде. Различают килевую и бортовую качки, а также рыскание носа судна на волнах (рис. 2.2). Наиболее сильная погрешность происходит в результате суммирующей роли этих особенностей при определяющей бортовой качке. Кроме этого существует

параметр задержки (Latency), связанный с тем, что судно находится в движении и приходящий сигнал поступает не мгновенно, а с небольшим отставанием.



Запаздывание Бортовая качка

Рыскание носовой части на волнах

Килевая качка



Для исправления этих погрешностей проводится калибровка эхолота, которая состоит из нескольких операций. Во-первых, необходимо выполнить несколько маневров судном для сбора необходимых данных для калибровки. Для анализа задержки судно проходит один и тот же галс одинаковым курсом с разными скоростями. Параметры бортовой качки определяются на встречных галсах при движении судна с одинаковой скоростью на участке с плоским дном. Данные килевой качки определяются на участках дна, на которых существуют «крутые» склоны, при одинаковой скорости и противоположно направленных галсах. Рысканье необходимо определять на характерных чертах рельефа или склоне на разных галсах в противоположном направлении с перекрытием с одинаковой скоростью.

После излучения звукового импульса и суммирования датчиков матрицы с задержками формируется массив данных. Он содержит набор амплитуд, представляющих отраженный и рассеянный сигналы как функцию времени или дальности. Более высокая амплитуда указывает на более сильное отражение, вызванное либо близкой целью, либо объектом с высокой отражающей способностью. Низкие амплитуды могут быть вызваны тенью некоторого объекта или целью с малой отражающей способностью. Когда при движении судна по трассе ряд этих строк объединяется и отображается, формируется двумерное изображение, которое дает детальную визуализацию рельефа дна с любой стороны от курса судна. После получения волнового поля для каждого единичного сигнала проводится определение глубин и введение поправок для этих глубин с учетом показаний датчиков углов. При лучах, близких к вертикальным, вводится амплитудная поправка по значениям амплитуд, поскольку в этом малом секторе больший вклад в полученную картину вносят отраженные волны. При больших углах много энергии расходуется на рассеяние, поэтому нельзя провести однозначное определение глубин по амплитудам. В этом случае переходят к фазовому определению, где за основу принимаются относительные смещения фазы несущей частоты сигнала.

Многолучевой гидроакустический комплекс RESONSeabat включает в себя: модули 8111 – мелководного эхолота и 7150 – глубоководного эхолота, систему позиционирования GPS (рис. 2.3а), датчик движения и гирокомпас Octans (рис. 2.3б), датчик скорости звука в воде SVP 70 (рис. 2.3в), зонд для ручного измерения скорости звука SVP 30, компьютерное оборудование для управления системой эхолота, программный пакет для обработки данных многолучевой батиметрии PDS 2000.

Мелководный комплекс RESON Seabat 8111 включает: гидролокаторный процессор, приемную и передающую антенны эхолота, приемопередающую секцию, соединительный кабель, монитор, трекбол и клавиатуру. Гидролокаторный процессор является генератором акустического сигнала, который передается на приемопередающий блок и головку гидролокатора. Головка гидролокатора расположена на гондоле эхолота и представляет собой Т-образную решетку, где излучатель расположен вдоль оси судна, а гидрофон - поперек. После того как излученный сигнал доходит до дна, он отражается и принимается гидрофонной секцией эхолота, где происходит его усиление и передача на гидролокаторный процессор. Здесь настраивается амплитуда и фаза сигнала, после чего он обрабатывается и отображается на мониторе.



Рис. 2.3 Антенна GPS (а), сенсоры движения и гирокомпас, объединенные в приборе OCTANS (б), датчик скорости звука SVP-70 (в).

На борту НИС «Академик Николай Страхов» приемное оборудование установлено в килевой части корпуса судна (рис 2.4а), модули управления - в специально оборудованном помещении в твиндеке (рис 2.4б).



Рис. 2.4 Гондола эхолота, расположенная на корпусе под дном судна (фото Барамыкова Ю.Е.) (а) и эхолотная лаборатория в твиндеке (фото Мазаровича А.О.) (б).

Максимальная дальность обзора системы мелководного эхолота SeaBat 8111 составляет 1400 м. Следует отметить, что максимальная ширина полосы съемки достигается при глубине 150 м. При бо́льших глубинах ширина полосы уменьшается, но точная детекция возможна при определенных настройках системы. Сектор обзора поперек трассы составляет 150°. Вдоль трассы ширина обзора составляет 1,5°. Сектор состоит из 101 луча размером  $1,5^{\circ} \cdot 1,5^{\circ}$  каждый при разрешении по детальности при определении дна равном 3,7 см. Ширина луча вдоль трассы может быть дискретно изменена от  $1,5^{\circ}$  до 6° с шагом  $1,5^{\circ}$ .

При работе на глубинах менее 150 м ширина полосы съемки составляет около 7,5 значений глубины. При глубинах более 150 м на краевых лучах наблюдаются сильные искажения. Это происходит, поскольку при таких больших углах лишь малая часть энергии возвращается на регистрацию (из-за преломления и рассеяния), что и является причиной неизбежных ошибок.

Глубоководный многолучевой эхолот SeaBat 7150 — излучает акустический сигнал диапазона 12 кГц в широком секторе (150°) перпендикулярно направлению движения судна. Приемная и передающая антенны гидролокатора расположены Т-образно в гондоле, приваренной к корпусу судна (см. рис. 2.3а). Антенны собираются из отдельных модулей, обеспечивающих разную ширину луча эхолота. На НИС «Академик Николай Страхов» установлены антенны из 6 передающих и 6 приемных модулей, обеспечивающие ширину луча 2°. Управление эхолотом осуществляется в интерфейсе RESON, отображенном на мониторе (рис. 2.5).



Рис. 2.5 Интерфейс аппаратного комплекса RESON

Бортовой датчик скорости звука SVP 70 автоматически передает измеренные в приповерхностном слое воды значения скорости звука в программу сбора данных PDS 2000, необходимые для генерации звукового импульса (без значения скорости звука в воде запись данных глубин невозможна). Однако, для повышения качества съемки выполняется построение вертикально профиля скорости звука зондом SVP 30. В этом случае для каждой определенной глубины принимается соответствующее ей значение скорости звука, что позволяет улучшить качество данных на краевых лучах.

Измерение скорости звука в воде с помощью зонда SVP 30 является обязательной процедурой при производстве батиметрических работ. При осуществлении батиметрической съемки необходимо проводить замеры скорости звука на каждом новом полигоне из-за вариаций гидрохимических свойств водных масс. Для выполнения замера прибор погружается в воду и вблизи поверхности воды находится около 2 мин, для стабилизации датчика температуры (рис. 2.6). Затем зонд погружают до поверхности дна (при небольшой глубине) или на 1500-2000 м (при абиссальных глубинах). В минимальной точке погружения выдерживается пауза около 2 мин. Затем зонд

вытравливается на палубу и подключается к приемопередающему блоку SVP. В программе для считывания данных с прибора производится экспорт данных в текстовой файл, который загружается в PDS 2000.



Рис 2.6 Измерение скорости звука в воде с помощью зонда SVP 30 (фото Добролюбовой К.О.)

Для построения детальной батиметрической карты область перекрытия между соседними галсами должна составлять не менее 50%. Поэтому, при прокладке галсов следует учитывать ширину съемки при текущей глубине, особенности качки и скорость судна. Обычно съемочный полигон представляет собой сеть параллельных галсов одинаковой длины. При этом оператор должен постоянно оценивать обстановку и координировать штурманов при прохождении галсов, принимать решении о продлении или прерывании галса и давать указания об особенностях разворота (согласно с научным планом экспедиции). При съемке на полигонах, где происходит значительное изменение глубин в пределах изучаемой территории, галсы располагаются веерным способом, для обеспечения наилучшего покрытия территории. При станционных работах съемку многолучевой эхолот работает только как «наводящее средство», поэтому рекомендуется прекращать, чтобы уменьшить количества шумов, поступающих в массив данных. При работе с мелководным эхолотом помимо фильтрации данных по глубине параметрами maxdepth (максимальная глубина определения) и mindepth (минимальная глубина определения) использовалась фильтрация в программном пакете PDS2000. Использованы фильтр угла склона, фильтр объектов в водной толще, а также фильтр, позволяющий задавать угол между центральным и краевыми лучами эхолота со значениями 70° (для уменьшения количества непригодных краевых отскоков).

Процесс обработки данных батиметрической съемки разделяется на два основных этапа: 1) ручная чистка отснятых профилей в модуле Editing; 2) обработка в Surfer и ArcGIS.

Ручная чистка позволяет механически удалить низкокачественные сигналы, формирующиеся, в основном, в краевых частях полосы. Однако, известны случаи искажения сигнала и вблизи центрального луча, что, по-видимому связано с программными ошибками детекции приходящего сигнала. Для анализа батиметрической съемки используются окна Editing standart и 3DView. Запись рассматривается в 2D (вид сбоку) и в перспективном виде. Оператор «прокручивает галс» и устраняет ненужные отскоки. На стадии ручной обработки могут отбраковыватся до 30% данных от каждого единичного сигнала. В некоторых случаях почти 50% данных съемки оказываются непригодными к дальнейшему использованию. Особенностью ручной обработки является то, что при ошибочном удалении качественных лучей можно возобновить этот процесс на любой стадии редактирования. Обработка вручную значительно улучшает качество данных, но в некоторых случаях приходится использовать другие методики. Это относится к исправлению «корытообразного» профиля единичного сигнала, связанного с погрешностью скорости звука.

Экспортирование обработанных в программе PDS 2000 данных производится путем создания CSV выборки. Для этого предусмотрен экспорт данных непосредственно из PDS 2000. Можно создать CSV файл содержащий весь массив данных полученный с эхолотного комплекса, но для последующего создания карт достаточно поместить в него следующие параметры: положение антенны GPS приемника (TrimbleGPS (GGA)) в системе координат X и Y; положение датчика движения октанс (OctansTrueHeading и OctansGridHeading); позиция луча эхолота в системе координат XYZ (BeamX, BeamY, BeamZ); качество луча, задаваемое параметром (BeamStatus).

CSV-выборка анализируется в специализированной программе С.Ю.Соколова (создана для коррекции скорости звука и устранения краевых лучей) для дальнейшего преобразования в DAT-файл. В программе просмотра профилей единичных сигналов

эхолотов вводятся отношение экспериментальной скорости звука к корректируемой. Каждый профиль единичного сигнала эхолота возможно просмотреть с целью выявления неточности промеров и определить дальнейшие пути решения проблемы.

Основной проблемой являются искажения профиля на больших глубинах вследствие погрешности измерения скорости звука. Исправить данную ошибку можно, подобрав нужный коэффициент с помощью выше упомянутой программы. После подбора коэффициента данные CSV-выборки в другом модуле программы экспортируются в DATфайл. При экспорте можно задать следующие значения: 1) количество краевых лучей, которые нужно отрезать по обе стороны от центрального луча, 2) параметр медианной фильтрации, 3) фильтр количества лучей по их качеству, 4) коэффициент скорости звука.

С полученным DAT файлом можно работать в системе программного пакета Surfer, преобразовывать его в другие форматы и анализировать полученные карты. Кроме того, данные формата программы PDS 2000 экспортируются в формат ASCII, который в дальнейшем можно визуализировать и обрабатывать в программном пакете ArcGis. Пример карты, построенной по данным батиметрической съемки с применением описанной выше методики приведен на рисунке 2.7.



Рис. 2.7 Пример карты глубин, построенной по данным батиметрической съемки (Баренцево море, 25-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», 2007 г.)

## 2.2 Высокочастотное акустическое профилирование

Высокочастотное акустическое профилирование традиционно используется в практике морских геолого-геофизических исследований, наряду с прочими геофизическими методами изучения строения дна. Использование высокочастотного профилографа позволяет производить картирование верхней части осадочного чехла, изучать особенности его стратиграфии. Глубина проникновения акустического сигнала при высокочастотном профилировании составляет от 10 до 100 м, разрешающая способность весьма высока – от 0,1 до 1,0 м. Именно данные, полученные на высокочастотном профилографе, позволяют с уверенностью охарактеризовать строение верхней части осадочного чехла. Результаты непрерывного сейсмического профилирования позволяют дополнить эти данные сведениями о более глубинном строении чехла (1-2 км).

При производстве работ методом высокочастотного акустического профилирования использован непараметрический профилограф EdgeTEX3300, вмонтированный в гондолу, приваренную к днищу НИС «Академик Николай Страхов» (см. рис. 2.4а). Эффективная широта результирующей диаграммы направленности составляет около 20°. Управление профилографом осуществляется с бортового компьютера. Для обеспечения максимальной глубины проникновения сигнала был выбран вариант работы с частотно-модулированным сигналом от 2 до 6 кГц (центральная частота – 4 кГц) и длительностью 40 мс. Глубина проникновения в осадочный чехол составила 50-70 м для неконсолидированных осадков. Обработка результатов профилирования выполнялась в специализированных программах RadexPro 3.96. Обработка данных высокочастотного акустического профилирования, использованных в настоящем исследовании, выполнена автором под руководством к.ф-м.н. С.Ю. Соколова (Лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, ГИН РАН).

Результатом выполненных работ стала серия акустических профилей, отражающих особенности стратификации осадочного чехла в районе исследования. Пример приведен на рис. 2.8.





(Гренландское море, 27-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», 2010 г.)

При интерпретации данных высокочастотного акустического профилирования использовалась методика точеного фиксирования акустических аномалий (пикирование) на временных разрезах. Данная процедура осуществлялась в программной среде RadexPro 3.96. Суть методики точечного пикирования заключается в идентификации морфологических и геологических элементов и структур, особенностей деформаций осадочного чехла и вариаций его физических характеристик, выраженных в акустическом поле и вынесение их на карту.

На первом этапе интерпретации, по каждому профилю полученному в пределах исследуемой территории был выделен ряд точечных событий и посчитаны численные характеристики объектов. Объекты разделены на 28 типов по таблице, предложенной С.Ю.Соколовым, для каждого из которых приведен пример акустической записи из материалов рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и литературных источников. На рис 2.8 представлены 3 типа акустической записи из вышеупомянутой таблицы. В табличном файле MS Excel идентичной структуры создается атрибутивная таблица, где для каждого объекта указывается номер соответствующий типу объекта один или два численных параметра и координатная пара, экспортируемая из RadexPro 3.96. Затем атрибутивная таблица загружалась в программную среду ArcGIS и Global Mapper для

изучения пространственного распространения выделенных объектов с рельефом и тектоническими структурами исследуемого региона.

N⁰	Тип	Параметр 1	Параметр 2	Внешний облик акустической аномалии на профиле
1	уступ	высота уступа (метры)		
2	яркое пятно	ширина (метры)		
3	выкли- нивание (точка)	глубина под дном (метры)		

Таблица 2.1 - Примеры акустических аномалий в верхней части осадочного разреза. (по данным 24-27 рейсов НИС «Академик Николай Страхов)

## 2.3. Непрерывное сейсмическое профилирование

Непрерывное сейсмическое профилирование (HCII) является морской модификацией геофизического метода отраженных волн, основанной на применении невзрывных источников возбуждения упругих колебаний. В связи с высокой разрешающей способностью, высокой производительностью и относительной простотой технической реализации данный метод широко применяется в практике геологогеофизических исследований. Использование метода непрерывного сейсмического профилирования позволяет получить детальную информацию о строении верхней части осадочного чехла с разрешением от 10 до 30 м при широком частотном диапазоне (от 20 до 500 Гц) до глубин 2-3 км. С помощью метода НСП в рамках поставленной в работе цели было выявлено распространение и характерные мощности осадочного чехла, залегающего на акустическом фундаменте. Кроме того, по данным НСП установлены основные черты акустической стратификации и тектонических деформаций осадочного чехла. Сейсмическое профилирование осуществляется автоматически при движении судна с установленной на нем сейсмической станцией.

Физическая основа метода НСП заключается в непрерывном отслеживании исследуемых сейсмоакустических границ по профилю. Для проведения работ методом непрерывного сейсмического профилирования для генерации сейсмоакустического сигнала использовалось специализированное оборудование НИС «Академик Николай Страхов»: пневмоизлучатель ПСК-75 (рис. 2.9), разработанный В.Н. Ефимовым (Патент РФ № 2204848 С2. Кл. G 01 V 1/133. 6.08.2001, 20.05.2003 Бюл. № 14, № 2204845 С1. Кл. G 01 V 1/02. 19.11.2001, 20.05.2003 Бюл. № 14) и электроискровой источник СОНИК-4МЗ. Регистрация сигналов проводилась шестиканальной сейсмической станцией СОНИК-4М-6, состоящей из набортного блока регистрации М143-6, шестиканальной приемной сейсмической косы с пьезокерамическими сейсмическими приемниками И предварительными усилителями SM4.014.001.

Спуск и подъем сейсмокосы осуществляется с помощью гидравлической лебедки, установленной на корме судна. Буксирование сейсмокосы осуществляется с выносом из кильватерной струи с помощью стационарных поворотных выстрелов правого или левого борта по специальной схеме, обеспечивающей гибкое крепление к судну для исключения помех. Коса закреплена на буксировочном кабеле.



Рис. 2.9 Оборудование, используемое для проведения работ методом непрерывного сейсмического профилирования - пневмоисточник сейсмических волн, собранный на базе буксируемого стабилизатора) (фото Соколова С. Ю.)

Съемка проводится при средней скорости судна 6-7 узлов. Именно такая скорость обеспечивает наиболее приемлемое соотношение сигналов и шумов, а также эффективное покрытие зон Френеля и, как следствие, достаточную коррелируемость границ осадочных толщ. Визуализация сейсмических трасс в реальном времени проводилась с помощью специализированной программы Sonic M143-6 производства фирмы ЗАО «НПП Ленарк» (г. Санкт-Петербург) (рис. 2.10). В данной программе предусмотрены возможности просмотра записей как отдельных каналов, так и сразу всей их суммы.



Рис. 2.10 Интерфейс программы Sonic M143-6, использованной для визуализации данных непрерывного сейсмического профилирования

Первичная обработка сейсмических данных осуществляется обычно на судне и состоит из следующих этапов: 1) коррекционная подготовка данных; 2) первичная обработка данных. Обработка данных НСП, использованных в настоящем исследовании, выполнена автором под руководством к.ф.-м.н. С.Ю. Соколова (Лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, ГИН РАН).

На первом этапе в массив данных вводятся поправки при помощи программного модуля SGY2SGY-Sonik-01. Среди прочего, проводится коррекция временных маркеров трасс за сдвиги времени по Гринвичу, введение стационарной временной задержки и прочее. Методика коррекции данных детально описана в отчетах о работах НИС «Академик Николай Страхов» (Позднемезозойско-кайнозойская ..., 2010). Второй этап первичной обработки проводился в программной среде RadExPro 3.95 (разработана ООО «Деко-Геофизика», г. Москва). На этом этапе проводилась медианная и полосовая фильтрация, суммирование трасс и др. Итогом первичной обработки является создание сейсмоакустического профиля в формате pdf для дальнейшей его привязки в ArcGIS (рис. 2.11).



**Рис. 2.11 Пример профиля, полученного методом НСП** (Гренландское море, 24-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», 2006 г.)

Батиметрические и геофизические данные о геолого-геоморфологическом строении дна Баренцева и Гренладского морей были интерпретированы в рамках представленной работы. При комплексном анализе морфологии рельефа и характерных черт геологического строения дна использован морфогенетический подход, сравнительногеоморфологический и сравнительно-геологический методы. Для объяснения выявленных закономерностей нередко привлекались сведения по аналогичным уже изученным другими авторами формам и комплексам. Многие из выявленных черт строения рельефа и осадочного чехла для изучаемого района выделены и детально описаны впервые.

# Глава 3. КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Баренцево море располагается в западной части Евроазиатского шельфа и граничит с Атлантическим (на западе) и Северным Ледовитым (на севере) океанами, а также с Карским морем (на востоке). Географическая граница Баренцева моря с Атлантическим океаном проходит по линии: мыс Нордкап – о. Медвежий – мыс Серкапп (архипелаг Шпицберген). От Северного Ледовитого океана оно отделено – по линиям: мыс Лаура (архипелаг Шпицберген) – о. Белый – север Земли Александры – о-ва Рудольфа и Ева-Лив (архипелаг Земля Франца-Иосифа). С Карским морем граница проходит по линии: восток о. Грэм-Белл (запад архипелага Земля Франца-Иосифа) – мыс Желания (север архипелага Новая Земля) – мысы Кусов Нос – Рогатый – Белый Нос (Пай-Хой). На юге Баренцево море ограничено побережьями Норвегии, полуостровами Кольского и Канин, а также линией побережья от хребта Пай-Хой до полуострова Канин.

Баренцево море является шельфовым, с преобладающими глубинами от 100 до 350 м. Западнее архипелага Земля Франца Иосифа глубины могут достигать 530 м, а вблизи границы с Норвежским морем они увеличиваются до 600 м. Рельеф дна сложный, со многими пологими подводными возвышенностями и понижениями.

Западно-Арктическая континентальная окраина Евразии относится к типу пассивных окраин. В то же время Баренцевоморский шельф имеет ряд отличий в тектоническом строении, что позволяет говорить о его специфике в сравнении с классическим типом пассивных континентальных окраин. К характерным особенностям шельфа в пределах Баренцева моря относятся: существенно большая площадь шельфовой зоны, наличие крупных депрессий рельефа глубиной до 500-600 м, распространение рифтогенных структур как на шельфе, так и на континентальном блоке Шпицбергена. (Виноградов и др., 2005; Верба, 2007). Район Баренцева моря практически асейсмичен, за исключением его запада, где зафиксированы землетрясения с глубинами гипоцентров от 10 до 33 км и магнитудами до 6. Ряд мелкоглубинных сейсмических событий были зафиксированы современными сейсмическими станциями (каталог Совета национальной системы сейсмических сетей США, CNSS) на архипелаге Новая Земля (пролив Маточкин Шар и юго-запад южного острова) с магнитудами до 6.8.

В геолого-тектоническом отношении дно Баренцева моря слагается структурами разного возраста и морфологии. Баренцево море по большей части расположено на
континентальной коре докембрийского возраста (Свальдбардская (или Баренцевоморская) плита), которая претерпела несколько этапов деструкции в пермское время и в мезозое (Баренцевская шельфовая плита, 1988).

Свальбардская плита по существующим представлениям (Верниковский и др., 2013) занимает практически всю территорию Баренцева моря. Ее кристаллический фундамент, сложенный магматическими и метаморфическими породами добайкальского (архей-протерозойского), представлен гренвильскими комплексами, которые выходят на поверхность на поверхность на о-ве Северо-Восточная Земля, а также на Новой Земле (Кораго и др., 1992, Кораго, Тимофеева, 2005), а также байкалидами Тиманского кряжа (рис. 3.1). Эти породы, чаще всего, перекрыты мощной толщей осадочных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя (Кленова, 1960; Дибнер, 1978). Мощность осадочного чехла в пределаз Баренцевоморского шельфа изменяется от первых километров до 10-15 км и более (Ступакова, 2011).

## Рисунок 3.1 Тектонические и геоморфологические структуры Арктического региона (Верниковский и др., 2013)

<u>Условные обозначения</u>: 1 – чехол молодых плит, 2 – современный континентальный склон, 3 – рифтогенные и синсдвиговые бассейны мезозойско-кайнозойского возраста, 4 – фрагменты каледонских орогенных поясов, 5 – троги и склоны с корой переходного типа, 6 – аккреционно-коллизионные комплексы, 7 – океанская кора, 8 – блоки и хребты с континентальной корой, 9–11 – Сибирская платформа: 9 – метаморфические комплексы архей-протерозойского фундамента, 10 – чехол (недеформированный), 11 – чехол (деформированный в мезозое); 12–15 – литосферные плиты: 12 – с гренвильским фундаментом, 13 – с позднедокембрийским фундаментом, подвергииеся герцинским тектоническим деформациям, 15 – с позднедокембрийским фундаментом, подвергииеся киммерийским тектоническим деформациям, 16 – базальты и бимодальные вулканические ассоциации внутриплитного типа (раннемеловые - неогеновые), 17 – Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс (мелового возраста), 18 – крупная магматическая провинция Альфа-Менделеева (щелочные базальты, 120—90 млн лет), 19 – активная ось спрединга, 20 – сутуры, 21 – надвиги и взбросы, 22 – сбросы, 23 – детачменты, 24 – сдвиги, 25 – разломы неясной кинематики.

С востока Свальдбардская плита окаймляется Восточно-Баренцевоморским рифтогенным прогибом (трогом) полициклического развития (Верниковский и др., 2013) с корой переходного (субокеанского) типа, имеющим северо-восточное простирание и протягивающимся на более 1500 км вдоль архипелага Новая Земля. Ширина данной морфоструктуры составляет до 600 км. Кристаллический фундамент в пределах прогиба располагается на глубинах около 20 км. Разделенный на две котловины (Северную и Лудловским поднятием, прогиб характеризуется мощным осадочным Южную) выполнением (до 7-8 км), значительная часть которого представлена терригенными отложениями пермского и триасового возрастов. Распространены также отложения девонской системы, малые мощности характерны для отложений каменноугольного возраста. Необходимо отметить, что в пределах прогиба вся толща палеозойских и мезозойских осадков насыщена силлами долеритов, аналогичных описанным многими исследователями на Земле Франца Иосифа (Dibner, 1998).

В южной части Свальдбардской плиты выделяются две системы прогибов (Варангерский и Нордкапский грабены), для которых характерна кора субокеанического типа. Эти депрессии характеризуются значительной глубиной погружения кристаллического фундамента (до 14-16 км), мощным осадочным заполнением палеозоймезозойского возраста (Сенин и др., 1989).

На западе (в т.ч. в пределах архипелага Шпицберген) Свальдбарская плита окаймляется фрагментами каледонских орогенных поясов. Согласно некоторым реконструкциям (Баренцевоморская шельфовая..., 1988) фундамент региона Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена был подвергнут тектонотермальной переработке в течение главной фазы каледонского метаморфизма в Северной Скандинавии, что может быть связано с возникновением на севере Свальбардской плиты девонского орогена.

Собственно, в морфоструктурном отношении в пределах Свальдбардской плиты выделяются сравнительно пологие поднятия (Медвежинское, Персея и др.), которые выражены в строении фундамента плиты горстами (Красильщиков, Лившиц, 1974) (рис. 3.2). Разделяют поднятия понижения изометричной формы, соответствующие грабенообразным понижениям кровли фундамента.



Рис. 3.2 Морфоструктурная схема Баренцевоморского региона (по Ступаковой, 2011, фрагмент)

<u>Условные обозначения</u>: I – Баренцевская (Свальдбардская) плита; Ia – Центрально-Баренцевоморская депрессия, Iб – Северо-Баренцевоморская депрессия; I – зона поднятий Западного Шпицбергена, 2 – поднятие Стапенн, 3 – поднятие Гардербанкен, 4 – поднятие Вернадского, 5 – поднятие о-ва Белый, 6 – вал Виктория, 7 – поднятие Персея, 8 – поднятие Пинегина, 9 – поднятие Земли Франца-Иосифа, 10 – Адмиралтейский вал, II – Митюшихинское поднятие, I2 – Безымянное поднятие, I3 – Гусиноземельское поднятие, I4 – Междушарское поднятие, I5 – Северо-Печорское поднятие, I6 – хребет Сенья, 17 – поднятие Лоппа, 18 – поднятие Бъярмелэнд, 19 – поднятие Центральной Банки, 20 – поднятие Маловицкого, 21 – Медвежинская седловина, 22 – вал Шатского, 23 – Лунинская седловина, 24 -Альбановско-горбовская седловина, 25 – Демидовско-Лудловская седловина, 26 – Ферсмановское поднятие, 77 – Демидовское поднятие, 28 – свод Федынского, 29 – Штокмановская котловина, 30 – прогиб Харстад, 31 – прогиб Сервестнагет, 32 – прогиб Бьёрная, 33 – прогиб Тромсо, 34 – прогиб Хаммерфест, 35 – прогиб Нордкап, 36 – Южно-Баренцевская впадина, 37 – Северо-Штокмановская впадина, 38 – Южно-Лунинская впадина, 39 – Северо-Баренцевская впадина, 40 – прогиб Св. Анны, 41 – Девонский грабен, 42 – прогиб Стурфьорд, 43 – прогиб Соркапп, 44 – прогиб Св. Ольги, 45 – вулканическая провинция Вестбаккен, 46 – разломная зона Хорнсун.

Крупные поднятия характеризуются значительными размерами - до 500 км в поперечнике и более. Склоны их, как правило, достаточно пологие - до 3°. Значительной крутизной отличаются лишь уступы, связанные с разломной тектоникой (до 4-5°) (Мусатов, 1999). Структурно-денудационные возвышенности (Персея, Медвежинская и пр.) являются прямыми морфоструктурами - они связаны с поднятиями кристаллического фундамента на глубину 1-3 км. Для этих образований характерны признаки глыбово-

блоковой морфотектоники, проявляющейся в геоморфологическом строении и заметной на геофизических профилях. Наибольшая раздробленность характерна для поднятия Персея на севере Свальдбардской плиты. Поднятие включает несколько достаточно мелководных (до 160 м) плато-горстов, разделенных грабенообразными долинами с глубиной вреза 100-200 м (Аксенов, 1987). Обширные глубоководные поверхности дна северо-западной части Баренцева моря соответствуют глубоким платформенным впадинам - синеклизам. Характерные мощности осадочного чехла – от 3-4 до 7-8 км.

Характерным элементом морфоструктуры изучаемого сектора Баренцевоморского шельфа являются протяженные и достаточно глубокие желоба (троги), разделяющие отдельные блоки в пределах поднятий, осложняющие периферийные зоны крупных архипелагов (Шпицберген, Земля Франца Иосифа) (рис. 3.1). Среди крупнейших желобов северо-запада Баренцевоморского бассейна – трог Орла (другие названия – трог Орли, трог Стурё, трог Квитоя), трог Эрик-Эриксен, желоб Франц-Виктория и др. Эти крупные депрессии характеризуются четкими очертаниями и повышенной крутизной склонов (до 20-25°). Длина трогов-желобов достигает сотен километров, ширина, как правило, до 100-120 км.

Малоизученной остается проблема образования, эволюции и глубинного строения краевых грабен-желобов, которые известны для западной и северных частей Баренцева моря. Таковыми являются (с юго-запада на северо-восток): 1) Медвежинский, 2) Струфьорд, 3) Орли, 4) Франц-Виктория, 5) Св. Анны. Особенностью данных структур является их распространение в Баренцево-Карском регионе и отсутствие в восточноарктическом секторе. Рифтогенный генезис этих структур отмечен Е.Е. Милановским 1996). (Милановский, Неотектоническая интерпретация грабен-желобов И приблизительное датирование времени их образования дается в публикации М.Л.Вербы (Верба, 2007). Данные крупные морфоструктуры являются, по ряду представлений, масштабными областями аккумуляции осадочного материала (Митяев и др., 2007). Среди рифтогенных прогибов и впадин Баренцевоморско-Карского региона с учетом скорости максимальной мощности и осадконакопления можно выделить: 1) позднекаледонско-герцинские (максимум осадконакопления приходился на силурраннедевонское время (трог Воронина); 2) с максимумом осадконакопления в поздней перми – раннем триасе (трог Св. Анны и Северо-Баренцевский бассейн) и 3) меловые (центр тройного сочленения в пересечении трогов Св. Анны и Восточно-Баренцевского (Шипилов, Верниковский, 2010).

В то же время, анализ карт геофизических полей Баренцевоморского региона (в частности, карты распределения аномалии Буге, см. рис. 3.3) показывает, что для окраинных трогов северной части шельфа характерно повышение значений до 60 мГал в средней части и до 80-100 мГал в приустьевой части трогов. Фоновые значения для поверхности шельфа составляют до 35 мГал, для материкового склона и подножья – от 80 до 200 мГал, для ложа Северного ледовитого океана – менее 200 мГал. Значение аномалии Буге на шельфе, согласно (Соколов, 2008), отражает рельеф наиболее контрастной и близкорасположенной плотностной границы – кровли акустического фундамента. Повышение значений аномалии Буге в пределах окраинных трогов, по-видимому, свидетельствует о близком расположении к поверхности дна коренных пород фундамента Баренцевоморской плиты.



Рис. 3.3 Карта распределения аномалии Буге в пределах северной части Баренцевоморского региона (по данным Лаборатории спутниковой альтиметрии NOAA, http://www.star.nesdis.noaa.gov/sod/lsa/)

Отправной точкой в исследовании тектонической обстановки региона является предположение, что континентальная литосфера шельфовых и материковых областей была сформирована к началу протерозоя (около 2,7 млрд. лет назад). Архей-протерозойский этап формирования Баренцевоморской плиты характеризуется обширным развитием магматических очагов, внутрикоровых линз расплавов и развитие системы

мегатрещиноватости, по которой осуществлялся транспорт магматического вещества на поверхность. Начало развития рифтогенных структур характеризуется временем порядка 2,4 млрд. лет назад (Виноградов и др, 2004). На мезозойском этапе происходило интенсивное осадконакоплении в депрессиях шельфа и их постепенное погружение, в время, как в отдельных районах Баренцевоморской плиты были сконцентрированы очаги магматизма (Богданов и др. 1997).

История развития рельефа дна Баренцева моря охватывает временной период от палеозоя до кайнозоя. В течение этого длительного времени происходило унаследованное развитие многих тектонических элементов шельфа (Сенин и др, 1989). В домезозойское время в пределах территории происходило накопление преимущественно морских отложений. Основные рубежи в истории развития рельефа территории – меловой-раннепалеогеновый и плиоцен-раннеплейстоценовый (Геология СССР, 1970). Для этих периодов были характерны тенденции восходящего развития и дифференциации поверхности шельфа (рис. 3.4 – 3.7), крупные регрессии и перерывы в морском осадконакоплении (Матишов, 1989).



Рис. 3.4 Строение дна Баренцева моря и прилегающей области в верхнеюрское время (титонский век, 150-145 млн. л.н.) (по Geological history.., 2009)



Рис. 3.5 Строение дна Баренцева моря и прилегающей области в меловое время (валанжинский век, 140-136 млн. л.н.) (по Geological history.., 2009)



Рис. 3.6 Строение дна Баренцева моря и прилегающей области

в меловое время (барремский век, 130-125 млн. л.н.) (по Geological history.., 2009)





Именно на рубежах мела и палеогена, неогена и четвертичного времени происходила активизация разрывных движений в краевой части Свальдбардской плиты (Мусатов 1989). Происходили интенсивные подвижки по новым и возрожденным разломам. С этим временем сопоставляется платобазальтовый вулканизм на Земле Франца Иосифа, внедрение долеритовых даек и силлов на архипелаге Шпицберген (Hardland, 1997).

В целом изучаемая территория характеризуется пониженной мощностью осадочного чехла. Причина этого в неотектоническом поднятии, как следствие, - в интенсивной денудации и сносе терригенных осадков в зону материкового склона и подножья Норвежско-Гренландского бассейна и Северного Ледовитого океана (Кленова, 1960, 1974; Матишов, 1977). В неогеновое время континентальный режим продолжал господствовать на всей площади шельфа между Шпицбергеном и Землей Франца-Иосифа (Мусатов, 1996). На шельфе неогеновые отложения выполняют древнейшие речные палеоврезы с глубинами тальвегов до 500-600 м ниже уровня моря (Мусатов, 1989). В четвертичное время шельф Баренцева моря, в основном, испытывает неравномерные малоамплитудные тектонические разнонаправленные движения, на большей части шельфа преобладает медленное погружение. Морфология крупных структурных элементов изучаемого сектора дна в значительной степени подверглась трансформации вследствие гляциальных и гляциоизостатических явлений (Матишов, Рвачев, 1975).

В конце среднего плиоцена неотектонический режим территории изменился – начался новый трансгрессивный этап, который периодически прерывался гляциоэвставтическими регрессиями. В эти периоды развитие территории происходило в субаэральном режиме. В течение плейстоцена и вплоть до начала голоцена шельф северозапада Баренцева моря продолжал оставаться областью транзита вещества (Мусатов, 1996).

Четвертичная история развития изучаемой территории характеризуется сложным сочетанием условий субаэрального, субаквального и аквального седиментогенеза и морфолитогенеза, в том числе, при участии гляциальных процессов. В геологическом и геоморфологическом отношении Баренцевоморский шельф - один из наиболее изученных районов Северного Ледовитого океана. Однако многие вопросы, связанные с масштабами и характером плейстоценовых оледенений изучаемого района и соотношении ледниковомежледниковых циклов с морскими трансгрессиями остаются спорными.

Существует несколько точек зрения о характере плейстоценовых оледенений баренцевоморского региона. Согласно одной из реконструкций (Гросвальд, 1983) на шельфе Баренцева моря существовал мощный (до нескольких километров) покровный ледник (ледниковый щит). Другая концепция предполагает мариногляциальный режим развития территории и отрицает возможность покровного оледенения шельфа (Данилов, 1974, 1978). Наиболее распространена гипотеза о частичном покровном оледенении, развивавшемся в пределах крупных островных массивов, языки ледников которого могли спускаться на шельф (Матишов, 1984; Аксенов и др., 1987). В последние годы все больше обнаруживается подтверждений гипотезы о частичном покровном оледенении (Павлидис и др., 1990). Новые данные о геолого-тектоническом строении региона и стратиграфии четвертичных отложений позволяют конкретизировать эту гипотезу и создавать картосхемы предполагаемых границ покровных ледников с отображением зоны развития ледников на шельфе (рис. 3.8).

45



1 – краевые зоны покровных ледников установленные; 2 – то же, предполагаемые; 3 – примерные области распространения шельфовых ледников; 4 – акватории, покрытые многолетними паковыми льдами; 5 – то же, однолетними льдами; 6 – береговая линия времени 18 тыс. лет назад; 7 – низменная прибрежная суша (арктическая тундра); 8 – палеореки; 9 – граница оледенения

# Рис. 3.8 Палеогеографическая схема района Баренцева моря периода максимума последнего оледенения (около 18-20 тыс. лет назад) (Павлидис и др., 1990).

В то же время, согласно ряду реконструкций (Larsen et al., 2006; Jorgensen, 2014) на заключительной стадии позднеплейстоценового оледенения (около 20 тыс. лет назад) ледниковый покров полностью перекрывал Баренцевоморский шельф (рис. 3.9).



Рис. 3.9 Реконструкция позднеплейстоценовых (вюрмских) ледниковых покровов в Баренцевоморском регионе (Larsen et al., 2006)

Чехол четвертичных осадков северной периферии Баренцевоморского шельфа был сформирован на протяжении синокеанической стадии развития континентальной окраины (Погребицкий, 1984) параллельно с раскрытием спрединговых Норвежско-Гренландского и Евразийского океанических суббассейнов (Eldholm, Talwani, 1977). Четвертичные осадки залегают со следами глубокого размыва и резким угловым несогласием (Гуревич, Мусатов, 1992; Мусатов, 1990) на различных типах горных пород возрастом от докембрия на востоке Свальбарда до нижнего мела (Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е., 1992; Antonsen et al., 1991; Elverhoi, Lauritzen, 1984), которые под прерывистым плащом молодых осадков выходят на морском дне. Кровля коренных пород отождествляется на сейсмических профилях с опорным отражающим горизонтом. В пределах изучаемой территории характерна в целом сниженная мощность четвертичных осадков, в сравнении с прилегающими частями Баренцевоморского шельфа. Даже в крупных депрессиях (троги Франц Виктория, Эрик-Эриксен и пр.) суммарная мощность кайнозойских ледниковых и морских отложений редко превышает первые десятки метров, чаще составляя до 20 м. В днищах желобов мощность рыхлых отложений дополнительно увеличивается в связи с здесь присутствием неогеновых аллювиальных отложений (Мусатов, 1996). сформированных на этапе континентального развития в крупных долинах (рис. 3.10).



Рис. 3.10 Схема расположения неогеновых долин на шельфе Баренцева моря (1 – палеодолины, 2 – бровка шельфа) (Мусатов, 1998)

Значительные объемы терригенных осадков ранне-среднечетвертичного возраста могли быть также уничтожены ледниковой экзарацией во время последнего оледенения (Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е., 1992; Матишов, 1984). В ходе последледниковой трансгрессии на шельфе сформировался плащ обводненных текучепластичных гляциально-морских и морских осадков. Для этих толщ характерна горизонтальная слоистость и акустическая прозрачность. По литологическому составу осадки представлены алеврито-глинистыми илами во впадинах и прогибах и преимущественно песками на поднятиях и близ островов (Мусатов, 1996). Максимальные мощности плейстоцен голоценовых осадков зафиксированы в трогах и впадинах (3-5 м), на остальной части шельфа мощность верхнеплейстоцен-голоценовых осадков редко превышает первые метры.

Обрушение континентальной окраины северно-западной части Баренцева моря в ходе раскрытия молодого бассейна Северного Ледовитого океана (Батурин, 1987; Хаин, 2001) является закономерным процессом для пассивных континентальных окраин. В результате реализации напряжении в краевой зоне шельфа, активизируются процессы тектонической деструкции по рифтогенным структурам - трогам. В основе механизма

деструкции лежат процессы раздвига, крупных горизонтальных срывов, компенсационного перемещения глубинных масс и ряд других (Пущаровский, 1976). Новые данные о многочисленных разломных деформациях маломощного четвертичного осадочного чехла подтверждают тектоническую активность в пределах отдельных участках Баренцевоморского шельфа, в том числе, в его краевой северо-западной части (Зайончек и др, 2010; Мороз и др, 2010).

### Глава 4. НЕОТЕКТОНИКА И РЕЛЬЕФ ТРОГОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ПЛИТЫ (НА ПРИМЕРЕ КЛЮЧЕВЫХ ПОЛИГОНОВ)

Длительная эволюция литосферы Западно-Арктической зоны перехода от континента к океану предопределила сложное мозаичное строение структуры шельфа Баренцева моря, на периферии которого в позднекайнозойское время были сформированы зоны повышенной тектонической активности. Пространственное положение Баренцевоморской плиты относительно системы спрединговых хребтов Мона-Книповича-Гаккеля и приуроченных к ним сдвиговых зон, во многом обусловило разнонаправленный характер тектонических напряжений. В ходе раскрытия Атлантического и Арктического бассейнов на северной и западной окраинах шельфа широкое развитие получили рифтогенные прогибы, именуемые в литературе трогами и/или желобами (грабенжелобами). В Баренцевоморском регионе известны следующие троги: на западе -Медвежинский, Стурфьорд; на севере - Орли, Эрика-Эриксена, Франц-Виктория, Британского канала, трог Анны (Дибнер, 1978). Современное пространственное положение краевых грабенообразных прогибов Баренцевоморского шельфа связано с новейшей активизацией процессов тектонической деструкции в пределах древних рифтогенных систем, а сами прогибы были сформированы по ослабленным зонам в кайнозойское время (Верба, 2008).



Рис.4.1 Батиметрическая схема района работ (топоснова IBCAO V3)

Согласно имеющимся тектоническим реконструкциям, ряд структур наследует палеозойские и раннемезозойские грабены (Верба, 2008, Дибнер, Сенин и др., 1989). Предполагается, что на рубеже мезозоя и кайнозоя в процессе раскрытия бассейна Северного-Ледовитого океана происходила деструкция внешней части шельфа (Батурин, 1988) и активизация сбросообразования в желобах. Значительное воздымание Баренцевоморского региона и осушение большей части шельфа в позднемиоценовое время (Мусатов, 1989) стимулировали активизацию флювиальных процессов. Речные долины нередко наследовали положение тектонических депрессий окраинных желобов (Мусатов, 1998). В результате, на северной оконечности Баренцевоморского шельфа были сформированы комплексы структурно-тектонического, гляциального и гляциальноморского, а также эрозионного рельефа.

#### 4.1 Трог Эрик-Эриксен



Рис. 4.2 Положение галсов 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в троге Эрик-Эриксен (топоснова IBCAO V3)

Трог Эрик-Эриксен расположен на северо-западе Баренцева моря, протягиваясь от пролива Хинлопен до южной части трога Франц-Виктория более чем на 300 км с западюго-запада на восток-северо-восток по азимуту 65°-70°. С юга трог Эрик-Эриксен ограничен поднятием Короля Карла, а с севера – поднятиями островов Северо-Восточная Земля и Белый архипелага Шпицберген, которые разделены трогом Орли. С последним, в районе 28°58′ в.д., трог Эрик-Эриксен соединяется через систему порогов.

Южный борт трога Эрик-Эриксен в западном сегменте является подводным продолжением склона поднятия Короля Карла, а его бровкой является береговая линия островов.

Земля Короля Карла (рис. 4.2) состоит из четырех крупных блоков, три из которых (западные) в настоящее время представляют собой острова Свенскейа, Конгсейа и Абелейа, а один (восточный) находится под водой. От архипелага Шпицберген о-ва Короля Карла отделены порогом шириной около 105 км. Между собой блоки плато разделены депрессиями, которые были заложены по разломам северо-западной ориентировки (Мусатов, 1993) и проработаны эрозионными процессами в регрессивные этапы развития Баренцевоморского шельфа.

Наибольшее расчленение территории наблюдается между островами Свенскейа и Конгсейа, где, судя по всему, идет проседание порогов и депрессий, выраженное в образование многочисленных линейных понижений, ограниченных сбросовыми нарушениями. Ширина и глубина депрессий уменьшаются при движении с запада на восток, что объясняется угасанием интенсивности неотектонических движений и амплитуд гляциоизостатических колебаний.

В геологическом строении трога Эрик-Эриксен участвуют мезозойские породы, которые представлены нерасчлененными толщами триасовых, юрских и расчлененными нижнемеловых отложений. В западной части фиксируются нерасчлененные комплексы верхнего мела-палеогена, залегающие по тальвегу трога. Восточный сегмент трога слагают нижнемеловые аргиллиты и песчаники. Голоценовые осадки представлены маломощным горизонтом глинистых отложений, перекрывающим верхнеплейстоценовые ледниково-морские диамиктоновые илы (Мурдмаа, Иванова, 1999).

На северной периферии Баренцевоморской плиты обнаруживаются фрагменты магматических образований юрско-мелового возраста (Филатова, 2009), представленные, в основном, силлами и дайками Предполагается, что юрско-меловой магматизм сопутствовал региональному подъему краевой части плиты и фиксируется между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (Petrov et al., 2009).

В рельефе дна трог Эрик-Эриксен представляет собой широкую асимметричную долину, которая состоит из двух крупных прогибов расположенных на эшелонированной системе региональных разломов северо-западного простирания (Мусатов, 1993). Дно трога характеризуется сложным рельефом с сочетанием комплексов структурнотектонического, эрозионного и гляциального генезиса. Многочисленные вертикальные нарушения фиксируются, как в бортовых частях, так и в днище трога. Ширина по бровкам в верхней части составляет 50 км, увеличиваясь до 80 км в области сочленения с трогом Орли. Максимальная ширина достигается в восточном сегменте, в области сочленения с трогом Франц-Виктория части, где достигает 110-115 км. Максимальные глубины в троге Эрик-Эриксен составляют 350-370 м и приурочены к депрессиям у подножья северо-западного борта, которые контролируются крупными региональными сбросо-сдвиговыми нарушениями (Мусатов, 1993).

Западный сегмент трога Эрик-Эриксен (рис 4.2) расположен между 23°40′ в.д. и 30°00′ в.д. В днище трога выделяются несколько типов ледникового рельефа. Первый представлен линейными субпараллельными бороздами выпахивания и сопряженными с ними грядами высотой от 1-2 м до 4 м, характерными для участков ледниковой

денудации. По данным акустического профилирования, проведенного в 25-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов», установлено, что ледниковые формы сложены плотными осадочными породами, по которым наблюдается сильное поглощение акустического сигнала. Сверху комплекс гряд и борозд перекрывает акустически прозрачный горизонт мощностью 1-2 м. Следует отметить, что отмеченный на поверхности осадочный горизонт характерен северо-западной Баренцевоморской окраины для всей части И интерпретируется как голоценовые послеледниковые морские илы (Мусатов, 1992; Мурдмаа, Иванова, 1999, Hogan et al, 2010). Современные морские отложения в краевой части шельфа Баренцева моря распространены неравномерно, что очевидно связано с особенностями придонной циркуляции водных масс. Маломощный слой осадка выполняет депрессии в днищах трогов. Значительная часть этого материала поступает в днище с бортов.



**Рис.4.3 Строение осадочного чехла и особенности рельефа в западном сегменте трога Эрик-Эриксен** (профиль получен в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Ниже по долине данные формы сменяются слабо выраженным в рельефе валом, ориентированным вкрест простирания трога. С поверхности вал сложен голоценовыми морскими отложениями, аналогичными вышеупомянутым, однако мощность их, чаще всего, не превышает 0,5 м, увеличиваясь до 1-1,5 м на флангах. Такое распределение мощностей современного осадка связано с его частичным вымыванием придонными течениями вниз по долине. На глубине около 14 м ниже уровня дна выделяется прерывистый рефлектор пониженной яркости, который выклинивается на границе с участками грядового ледникового рельефа. Данный отражающий горизонт, вероятно, соответствует подошве поздневалдайской морены, а сам вал сложен боковой мореной одного из ледников Северо-Восточной Земли, двигавшихся в среднем-позднем плейстоцене по трогу в Северный-Ледовитый океан (Hogan et al, 2010).

В районе 25°30' в.д. в троге Эрик-Эриксен по данным высокочастотного профилирования выделяются газовые факелы (рис 4.4) - столбы, колонны пузырей газа,



#### поднимающихся от дна (о процессах дегазации - см. раздел 5.2).

Рис.4.4 Фрагмент профиля высокочастотного профилирования по тальвегу трога Эрик-Эриксен. Стрелками показаны участки подъема газа (а – положение профиля на карте глубин, б, в – профили с различными параметрами усиления, по данным 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов»).

150

200 MC Дегазация отмечается непосредственно в тальвеге трога на субгоризонтальной поверхности дна. Рельеф дна на участках дегазации выровненный, однако, непосредственно в рефлекторе наблюдаемом на глубине 14-15 м наблюдаются разрывы, по которым, по-видимому, и происходит подъем газа на поверхность. Максимальная высота газовых факелов над поверхностью морского дна составляет 85-100 м.

Рельеф вершинной поверхности за бровкой южного борта трога Эрик-Эриксен - ледниково-денудационный. Здесь представлены борозды выпахивания и гряды друмлинов. Наблюдается несколько видов борозд:

1) крупные борозды шириной до 800 м и глубиной вреза до 3-5 м, ориентированные в ССЗ направлении (рис.4.5) и борозды меньшего размера шириной от 50 до 200-300 м, образующие спаренные, тройные и т.п. следы движения.

2) борозды извилистой формы, малой протяженности, со следами посадки айсбергов на морское дно (рис.4.6).



Рис. 4.5 Крупные борозды ледникового выпахивания на южном борту трога Эрик-Эриксен (по данным многолучевой батиметрии 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)



Рис.4.6 Борозды ледникового выпахивания извилистой формы на южном борту трога Эрик-Эриксен (по данным многолучевой батиметрии 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

На южном борту трога Эрик-Эриксен наблюдается смена типов ледникового рельефа. В акустическом разрезе на участках распространения борозд выпахивания обнаруживается два отражающих горизонта. Первый соответствует подошве голоценового чехла, мощность которого не превышает 1,5 м. Второй отражающий горизонт отмечается на глубине 7-8 м является подошвой водно-ледниковых отложений стадии деградации позднеплейстоценового оледенения (Мурдмаа, Иванова, 1999). Группы линейных положительных формы рельефа с асимметрией продольного профиля обнаруживаются в тектонических депрессиях, ограниченных разрывными нарушениями. Прослеживается морфологическое сходство данных форм с друмлинами, детально описанными на суше. Длина друмлинов составляет 500-600 м, при ширине около 100-150 м.



Рис.4.7 Друмлины на южном борту трога Эрик-Эриксен (по данным 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»).

В акустическом поле поверхность дна на участках распространения друмлинов характеризуется сильным отражением, что позволяет говорить об изменении подстилающего геологического субстрата. Для исследуемого района Баренцева моря существует несколько возможных гипотез пространственного распределения друмлинов, которые будут рассмотрены более подробно в конце данной главы. В общем виде, их пространственное распределение закономерно связано с неравномерным распределением рыхлого, слабоконсолидированного осадочного чехла, перекрывающего осадочные и осадочно-вулканогенные породы мезозойских комплексов, а в ряде случаев и докембрийский фундамент Свальдбардской плиты.

Граница западного и восточного сегментов трога Эрик-Эриксен условно проходит по 30°30′ в.д. к востоку от области соединения с трогом Орли. В данном районе долина трога сужается, ширина по бровкам составляет около 40 км. Поперечный профиль структуры асимметричный корытообразный, склоны бортов террасированы (рис 4.8). Наблюдается общее морфологическое сходство с речной долиной. Тальвег проходит на глубине 325 м и выражен в рельефе ложбиной шириной 400 м.



Рис 4.8 Поперечный профиль рельефа трога Эрик-Эриксен в области перехода от западного сегмента к восточному (батиметрия по данным 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Рельеф днища трога представлен сочетанием форм грядово-бугристого рельефа ассоциируемого с ледниковой и постледниковой обработкой флювиогляциальными процессами. Узкие вытянутые гряды высотой 1-3 м, ориентированные параллельно тальвегу трога, предположительно, представляют собой озы, т.е формы водноледникового происхождения. Подобные формы отмечены и в других трогах окраинной части Баренцева моря (Hogan et al., 2010).

По разрезам высокочастотного профилирования в днище долины установлены неотектонические разрывные нарушения сбросового И взбросового типа. преимущественно в прибортовых частях (рис. 4.9) Амплитуда вертикальных смещений составляет 1-3 м под поверхностным слоем голоценового чехла мощностью 0,5-1,5 м. Между верхнекайнозойским рыхлым чехлом и мезозойскими осадочными комплексами акустического профилирования непрерывного методами И сейсмического профилирования устанавливается поверхность верхнего регионального несогласия (URUupper regional unconformity).

В центральной части днища трога выявлено скопление линейно вытянутых гряд (рис. 4.9). Высота этих форм достигает первых метров, склоны пологие. Анализ материалов непрерывного сейсмопрофилирования показал, что под выявленными грядами отмечается более высоко в сравнении с прилегающими участками положение кровли докайнозойских комплексов (рис. 4.10). В геологическом строении толщ, залегающих под четвертичными породами, участвуют аргиллиты, песчаники, глины (Государственная геологическая..., 2004) - породы, обладающие гораздо большей прочностью, чем поверхностный рыхлый четвертичный чехол. Тектонические нарушения, фиксируемые в являются причиной частичной деформированности докайнозойских породах, И кайнозойского чехла, их перекрывающего. Данная ослабленная зона могла являться участком концентрации водно-ледниковых потоков на стадии деградации

позднеплейстоценового оледенения и, как следствие, здесь были образованы озовые гряды, расположенные существенно ближе друг к другу в сравнении с прилегающими частями днища трога.



Рис 4.9 Строение верхней части осадочного чехла и неотектонические деформации в восточном сегменте трога Эрик-Эриксен (вверху – профиль, составленный по данным акустической съемки в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», внизу – местоположение профиля).



Рис. 4.10 Строение осадочного чехла в восточном сегменте долины трога Эрик-Эриксен (по данным непрерывного сейсмического профилирования в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», красным квадратом обозначено положение профиля на рис. 4.9)

На профилях непрерывного сейсмопрофилирования мощность верхней части осадочного чехла не превышает 15-20 м. Субгоризонтальная толща плейстоценовых отложений налегает на мезозойские породы с падением пластов на юг. Таким образом, самый нижний отражающий горизонт прослеживающийся на разрезах высокочастотной акустики на глубине до 15 м, представляет собой подошву четвертичного чехла (рис. 4.11). Участки с повышенной мощностью осадочного чехла выражены фрагментарно. В средней части днища трога наблюдается подъем рефлектора, фиксирующего подошву кайнозойских отложений, к поверхности дна. Он прослеживается в центральной части днища и выклинивается на северном борту. По всей видимости, этот отражающий горизонт представляет собой эрозионно-денудационный цоколь дна долины, который соответствует максимальной глубине вреза в доголоценовое время.



# Рис 4.11 Строение верхней части осадочного чехла и деформации в восточном сегменте трога Эрик-Эриксен (по данным 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

В ходе интерпретации данных высокочастотно профилирования были выявлены структуры, представляющие собой в акустическом поле аномалии типа «дайка» (рис. 4.11а). Подобные формы были выявлены в днище и нижних частях склонов трога Эрик-Эриксен. характеру отражающего разрезах высокочастотной По сигнала на сесйсмоакустики выделяются два основных типа аномалий. Первый представлен акустически непроницаемыми выступами дна конической формы на разрезе высотой от 5 до 10-15 м, нарушающими сплошность донного отражающего горизонта. В рельефе они выражены извилистыми грядами протяженностью от 300-400 м до 2,5 км при ширине основания 100-200 м. Высота наиболее крупных гряд над поверхностью дна составляет 15-20 м с шириной вершинной части около 15 м. Отличительной характеристикой данных форм являются крутопадающие стенки со значениями углов наклона до 25°-27°. Аномалии второго типа соответствуют выступам меньшего размера (высотой 2-5 м), проницаемыми отложениями с неясной слоистостью.



Рис.4.11а Аномалии типа «дайка» в области сочленения трога Эрик-Эриксен с трогом Орли (данные 25 рейса НИС «Академик Николай Страхов»): А – фрагмент карты крутизны склоновов, Б – профиль рельефа, В- профиль, полученный методом акустического профилирования

### 4.2 Трог Орли

Трог Орли расположен в северной части Баренцевоморского шельфа (в 55 км к востоку от острова Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген) (рис. 4.1). Длина трога составляет около 200 км, ширина – от 10 до 35 км. Местоположение трога было условно отображено еще на картах, выпущенных в начале и середине прошлого столетия, однако детальная многолучевая съемка значительной части этой крупной формы была впервые выполнена в ходе 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в 2007 году (рис. 4.12).



Рис. 4.12 Положение галсов 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в троге Орли (топоснова – по данным IBCAO V3)

В троге Орли были выполнены четыре полигона батиметрической съемки (4.12). Первый полигон располагается в центральной части трога и охватывает днище с прилегающими склоновыми частями. Второй полигон расположен в 15 км к северу. На нем было выполнено 10 галсов, и он также охватывает в основном осевую часть структуры. Третий полигон располагается устьевой части трога при выходе его на континентальный склон. В южной части трога выполнены единичные галсы. Одновременно с батиметрической съемкой производилось непрерывное сейсмическое профилирование и высокочастотное профилирование.

Морфологически трог Орли представляет собой крупную отрицательную линейную форму рельефа субмеридиональной ориентации с асимметричным поперечным профилем и сложно устроенным днищем. По размерам данная форма рельефа уступает таким трогам как Франц-Виктория и трог Св. Анны. Однако генезис и основные этапы геологического развитияи трога Орли и аналогичных структур на северной окраине Баренцевоморского шельфа представляются схожими. На всем протяжении трог Орли разделен на несколько эшелонированных депрессий север-северо-западной ориентации, разделенных зонами аккомодации напряжений.

Зоны аккомодации напряжений, выраженные в пределах трога Орли, характеризуются, в большинстве случаев, более приподнятым рельефом и/или сглаженными тыловыми швами днища (рис. 4.13).



Рис. 4.13 Поперечный профиль через зону аккомодации напряжений на границе центральной и южной частей трога Орла (положение профиля показано на рис. 4.12, профиль построен по данным батиметрической съемки 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

По выявленным особенностям морфологии (ширине, форме поперечного профиля) трог Орли разделен на четыре части – южную, центральную, северную и приустьевую

(рис. 4.12). Зоны аккомодации напряжений в южной, центральной и северной частях трога Орли сопряжены с крупными региональными левосторонними сдвигами (Мусатов, 1993), которые выражены в рельефе поперечными депрессиями, вдающимися в борта формы.

Погруженные сегменты трога соответствуют, по всей видимости, участкам наиболее интенсивных нисходящих тектонических движений. В пределах обособленных депрессий отчетливо фиксируются основные морфологические элементы, такие как осевая часть, западный и восточный борта.

Осевой части в рельефе соответствует днище трога, отделенное сбросовыми нарушениями от бортов. Западный борт трога Орли характеризуется крутопадающими ступенчатыми склонами, а склоны восточного борта трога Орли существенно более пологие и протяженные, со ступенями, преимущественно, в нижних частях.

В ходе научно-исследовательских работ в троге Орли выполнены измерения теплового потока, которые являются аномальными в целом для Баренцева моря и достигают 520 мВт/м<sup>2</sup> (Хуторской и др., 2013). Данная ситуация отражает сложное глубинное строение данной зоны, поскольку фоновые значения для Баренцевоморского шельфа составляют 60-70 мВт/м<sup>2</sup> (по данным Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане, *http://esimo.oceanography.ru*).

#### Неотектоника и рельеф южной части трога Орли

Южная часть трога Орли в зоне сочленения с трогом Эрик-Эриксен охвачена единичными профилями съемки. В данном районе трог характеризуется сравнительно сглаженным рельефом с малыми (5-8°) значениями крутизны бортов. В центральной части трога на профилях непрерывного сейсмического профилирования выявлена серия сбросов с амплитудой от 2 до 7 м, деформирующих верхние части осадочной толщи, мощность которой на данном участке составляет 2-3 м (рис. 4.14). На профилях выражены также блоки, поднятые по взбросам с амплитудой 1-2 м, расположенные на небольшом удалении от осевой части днища трога, которые, по-видимому, связаны с компенсацией прогибания осевой зоны в тыловых частях.



**Рис. 4.14 Сбросовые деформации в днище трога Орли в его южной части** (положение профиля показано на рис. 4.12, профиль получен методом высокочастотного акустического профилирования в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Западный борт трога имеет крутизну 2-4°, и, по данным профилирования, осложнен многочисленными сбросовыми и взбросовыми неотектоническими нарушениями. Наибольшая плотность установленных нарушений выражены в диапазоне глубин от 300 до 330 м. Здесь на протяжении 10 км профиля было обнаружено 17 сбросовых и 7 взбросовых нарушений верхней части осадочного чехла. В нижней части западного борта отмечены только сбросы, амплитуда которых составляет 1-2 м. В переходной части, от днища трога к западному борту наблюдается чередование сбросов и взбросов с амплитудами до 3 м. В ряде случаев разнонаправленные деформации занимают сопряженные позиции, т.е. соседствуют друг с другом. В верхней части склона в диапазоне глубин 270-300 м характер распределения разрывных нарушений представляет собой чередование серий (3 и более) сбросов и взбросов. В рельефе дна взбросы формируют слабонаклоненные по направлению склона площадки высотой от 1-2 м до 8 м. Сбросы обладают меньшей амплитудой смещения, которая в среднем составляет 2 м. В ряде случаев сбросы образуют небольшие понижения на склоне, заполненные акустически прозрачными осадками. Таким образом, строение западного борта южной части трога Орли характеризуется выраженной вертикально-дифференцированной блоковой структурой. Многочисленные нарушения поверхностного акустически прозрачного осадочного чехла (голоценовые осадки) свидетельствуют о сравнительно недавнем времени образования и подвижности борта.

Восточный борт трога также сильно деформирован сбросово-взбросовой тектоникой. На переходе от тыловой части днища к склону преобладает сбросовый тип нарушений. Амплитуда вертикального смещения изменяется от 2-3 м до 4-10 м, с выявленной тенденцией к увеличению значений вверх по склону.

#### Неотектоника и рельеф центральной части трога Орли

Морфологический облик днища трога Орли к северу от 80°18.0' с.ш. (в центральной его части, см. рис. 4.12) характеризуется расчлененным рельефом со значительными перепадами высот. Особенностью осевой части трога на данном участке является сочетание четко выраженных линейных депрессий, разделенных грядовыми поднятиями. В свою очередь, в днище наблюдаются как отдельные вытянутые гряды, так и относительно изометричные возвышенности (рис. 4.15). В осевой части трога на между

80°18.0' с.ш. и 80°20.0' с.ш. значения глубин изменяются от 285 м на поднятиях до 440 м в наиболее глубокой части днища.

В центральной части днища прослеживается несколько субпараллельных каналов шириной от 70 до 170 м, огибающих возвышенность на юге центральной части трога (рис. 4.15 - 1). С востока к осевой части примыкает массив, представляющий собой серию линейно вытянутых гряд, характеризующихся крутыми склонами со значениями углов падения до  $35^{\circ}$  (рис. 4.15 - 2). Следует отметить, что при ширине отдельных гряд от 100 до 300 м длина отдельных из них достигает 1500 м. Другой особенностью данных поднятий является сужение их северного окончания, что отмечается и для большинства гряд, осложняющих днище центральной части трога. По данным съемки установлено наличие сегментирования грядовых поднятий на несколько частей линейными понижениями (линиями предполагаемых разломов) секущими их под углами от  $40^{\circ}$  до  $50^{\circ}$ .



**Рис. 4.15 Рельеф центральной части трога Орли** (по данным батиметрической съемки 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») Цифрами обозначены крупные формы и элементы рельефа, описанные в тексте.

На топографической карте, составленной по результатам батиметрической съемки (рис. 4.15), отчетливо видно, что описываемая возвышенность в южной части полигона разделяется на три крупных блока двумя крупными дизъюнктивными нарушениями (линии предполагаемых разломов с азимутами CB36° и CB52°). По форме поперечного профиля данные нарушения представляют асимметричные каналы со ступенчатыми склонами, которые соединяются с глубоководной частью трога в районе 80°21.8′ с.ш.

По результатам пикирования данных высокочастотного профилирования морфологические ступени как в пределах самих гряд и возвышенностей, так и в тыловых частях днища трога в его южной части хорошо коррелируются со сбросовыми деформациями. По ряду амплитудных (до 50 м) субвертикальных смещений отчетливо выделяется подножья западного и восточного бортов наиболее глубокой части трога. На серии акустических профилей тыловой шов днища на контакте с западным бортом трога отчетливо выделяется по сбросовым уступам с амплитудой от 15 до 60 м. Аналогичная ситуация наблюдается и у подножья восточного борта, где проявления сбросовой тектоники отмечаются также и на более высоких гипсометрических уровнях. Восточный борт трога Орли представляет собой ступенчатый склон крутизной до 10°.

К северу от 80°.20.0' с.ш. в центральной части трога отчетливо выражена ромбовидная структура типа «пул-апарт» (рис. 4.15 - 3). Наибольшие глубины приурочены здесь к подножью восточного борта и достигают 438 м.

На участке от 80°21.0' с.ш. до 80°24.3' с.ш. ширина днища трога Орли значительно увеличивается и достигает 5600 м. На данном участке наблюдается постепенное увеличение максимальных глубин с 365 м на востоке до 454 м у подножья западного борта трога, где расположена наиболее глубокая его часть, представленная поверхностью днища с минимальными уклонами (рис. 4.16).

В днище трога и на его пологих бортах широко распространены продолговатые гряды типа друмлинов, аналогичные формам, описанным в троге Эрик-Эриксен. Длина друмлинов центральной части трога Орли, в среднем, несколько меньше, чем в области бортов, и изменяется от 300 до 750 м. Следует отметить, что основное скопление данных структур приурочено к наиболее глубокой части трога. Области распространения друмлинов в центральной части трога Орли показаны на рисунках 4.15 и 4.16.



Рис. 4.16 Карта крутизны склонов в центральной части трога Орли (составлена по данным батиметрической съемки, выполненной в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Поперечный профиль трога на данном участке (от 80°21.0' с.ш. до 80°24.3' с.ш.) асимметричный, с выраженной ступенью на восточном борту, поверхность которой осложнена серией гряд (рис. 4.15 - 4). Уступ ступени (террасовидной поверхности) к осевой части трога представляет собой серию сбросовых нарушений крутизной 35-43°. На описываемой террасовидной поверхности на батиметрической карте хорошо выражена система мегатрещиноватости, ориентированная по азимутам C352°, CB56°, CB36°, CB15°. Выявленные трещины представляют собой (на профилях, составленных по результатам съемки) узкие каналы шириной от 50 до 80-100 м. Следует отметить, что отдельные из них

являются продолжением линий трещиноватости, выявленных в осевой зоне центральной части трога Орла. Поверхность днища на описываемом участке располагается в диапазоне глубин от 450 м до 370 м и слабо наклонена к западу, ширина наиболее глубокой части трога составляет здесь до 250-300 м (рис. 4.17).



Рис. 4.17 Поперечный профиль трога Орли в центральной части (положение профиля показано на рис. 4.15, профиль построен по данным батиметрической съемки 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

На профилях непрерывного сейсмического профилирования в центральной части трога Орли как в его днище, так и на бортах установлено наличие многочисленных деформаций сбросового типа с амплитудами смещения от первых метров до 15-20 м (рис. 4.18). Наиболее глубокую часть трога ограничивают сбросы с амплитудой смещения от 5-6 до 15-16 м, редко – более (рис. 4.19).



Рис. 4.18 Деформации сбросового типа в днище и на бортах трога Орли в его центральной части (слева – фрагмент профиля, полученного методом непрерывного сейсмического профилирования в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», справа – положение фрагмента профиля на топоснове IBCAO V3)

В пределах описываемой части трога наблюдается заполнение центральной части его днища осадочным материалом к востоку от осевой, наиболее глубокой зоны. Горизонт представлен акустически проницаемыми отложениями, облекающими деформированную сбросами восточную часть днища, полого наклоненного к западу. Мощность осадков достигает 3-4 м в наиболее глубокой части днища и уменьшается к востоку с уменьшением глубин. В районе изобаты 385 м наблюдается выклинивание осадка. На отдельных профилях место выклинивания совпадает с участками выявленных сбросовых нарушений (рис. 4.19).

На бортах трога на данном участке осадочный чехол практически отсутствует и обнаруживается только в межгрядовых и межблоковых понижениях, а также, крайне редко, в пределах террасовидных поверхностей.


Рис. 4.19 Маломощный чехол голоценовых осадков в днище трога Орли и уступы сбросовой природы, его ограничивающие (слева - фрагмент профиля, полученный методом высокочастотного акустического профилирования в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», справа – положение профиля на топоснове IBCAO V3)

На серии полученных методом акустического профилирования профилей отчетливо прослеживается приуроченность линейно вытянутых гряд (друмлинов) к наиболее глубокой части днища трога Орли в его центральной части (рис. 4.17, 4.19).

Восточный борт трога Орла отделен от днища крутым и высоким уступом, который маркируется сбросами на протяжении 4,7 км к востоку от 23°24.0' в.д. Амплитуда сбросов достигает 35 м, при средних значения около 20 м (рис. 4.19). На западном борту сбросовые нарушения, главным образом, сосредоточены на склонах, непосредственно опирающихся на днище трога, реже они обнаруживаются в верхней части борта. Перепад высот по сбросам изменяется от 5-10 м до более, чем 30 м.

Северная часть полигона, расположенного в центральной части трога Орли (от 80°24.3' с.ш. до 80°28.000' с.ш., см. рис. 4.15) характеризуется совершенно иным рельефом в сравнении с описанной выше частью трога. Особенность данной области заключается в резком сокращении ширины днища трога и уменьшении средних глубин. Борта трога, напротив, характеризуются здесь более расчлененным рельефом и сложным блоковым строением на фоне изменения генерального простирания трога.

Наиболее глубокая часть трога до широты 80°25.4' с.ш. простирается в северном направлении. На данном отрезке ширина ее значительно уменьшается (до 580 м), значения глубин составляют в среднем 430 м.

Изменение морфологии днища трога на данном участке связано с наличием здесь возвышенности (своеобразного барьера), которая отчетливо выражена в рельефе от

80°24.3' с.ш по 80°26.1' с.ш. (рис. 4.15 - 5). В плане возвышенность представляет собой серию гряд, расширяющихся в южном направлении. Относительное превышение данных гряд над уровнем дна изменяетмя от 90 до 110 м. Возвышенность разбита крупными тектоническими нарушениями на три части. Юго-западная часть характеризуется крутопадающими, обрывистыми склонами, причем наибольшие значения углов наклона поверхности соответствуют склонам восточной и западной экспозиции (рис. 4.15, 4.16). Западная часть возвышенности непосредственно примыкает к наиболее глубокой части днища и значения крутизны ее склонов здесь составляют 35°-43°. Восточная часть возвышенности ограничена от прилегающей поверхности днища уступами высотой 50-60 м и крутизной до 47°. Рельеф восточной части возвышенности, в целом, сглаженный, с многочисленными грядами типа друмлинов. Южный макросклон возвышенности на всем его протяжении деформирован и представляет собой сочетание уступов сбросовой природы (рис. 4.20).



Рис. 4.19 Крупная возвышенность в днище центральной части трога Орли, ограниченная крутыми уступами сбросовой природы (вверху – 3D модель рельефа,

## построенная по данным батиметрической съемки, выполненной в ходе 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», внизу – профиль рельефа зоны перехода от вершинной поверхности возвышенности к днищу трога)

Севернее 80°25.4′ с.ш. в днище трога выражены две линейные депрессии субмеридианального простирания, соответствующие областям наибольших глубин Основная (западная) депрессия, ширина которой, в среднем, составляет 800 м, проходит по азимуту CB28°. Отметки уровня дна находятся в ее пределах ниже изобаты 420 м с максимумом на глубине 446 м. Восточная депрессия характеризуется асимметричным поперечным профилем, ее ширина составляет около 300 м, а глубины закономерно уменьшаются с юга на север с 395 м до 338 м.

По данным непрерывного сейсмического и акустического профилирования сбросовые деформации в приповерхностной толще отмечаются как непосредственно в наиболее глубокой депрессии, так и по ее периметру. Амплитуда смещений по сбросам достигает здесь 30 м.

В северной части описываемого полигона тренды направлений структур, выраженных вдоль западного борта трога изменяются с северных на северо-западные. В плане здесь выделяется серия цепочек кулисообразных поднятий, огибающих платообразный массив с абсолютными отметками высот на уровне 70-80 м (рис. 4.15 - 6). На вершинной поверхности выше бровки западного борта трога отчетливо выражены ледниковые формы денудационной и аккумулятивной природы – друмлины и моренные валы.

К востоку от бровки сравнительно более пологой и короткой нижней части восточного борта трога Орли в рельефе дна выражены три крупные возвышенности, разделенные депрессиями субмеридианальной ориентации (рис. 4.15 – 7, 8 и 9). Западная возвышенность (рис. 4.15 - 7) вытянута в субмеридиональном направлении по азимуту ССЗ 342°. Глубины составляют здесь от 326 до 223 м. Длина формы достигает 7 км, ширина составляет до 1,5 км.

Центральная возвышенность (рис. 4.15 - 8) характеризуется большей площадью, ее длина достигает 5 км, ширина – 3,5 км. Отдельные гряды и поднятия в ее пределах разделяются четко выраженными на батиметрической карте линейными депрессиями, ориентированными, преимущественно, по азимуту CB42°. Плановые очертания гряд и отдельных поднятий существенно различается. Серия форм имеют изометричные очертания, другие линейно вытянуты. По плановому расположению и очертаниям, предполагается, что данные структуры, составлявшие единый массив, были

дезинтегрированы в новейшее время. Вершины гряд поднятий располагаются на высоте 160-170 м над прилегающим дном. Большинство форм характеризуются высокими значениями крутизны склонов по периметру, которые изменяются от 25° до 53° при длине склонов порядка 250-270 м (рис. 4.16).

Восточная возвышенность (рис. 4.15 - 9) отделяется от центральной субмеридианально вытянутой депрессией (рис. 4.15 - 10). Ширина депрессии изменяется от 200-250 м до 1 км при длине порядка 6,5 км. Глубины увеличиваются с юга на север с 365 до 400 м. На продольном профиле днища депрессии обнаружен перегиб в районе 80°26.1300' с.ш. При сопоставлении батиметрической карты с серией сейсмопрофилей в краевых частях депрессии выявлены сбросовые нарушения с амплитудой от 3 до 10 м. К северу и югу от 80°26.13' с.ш. количество их возрастает, что свидетельствует о сравнительно быстром и неравномерном проседании данной структуры.

Восточная возвышенность представлена аналогичным сочетанием поднятий, смещенных относительно друг друга сдвигами левостороннего типа с компонентой растяжения. Наиболее ярко данная ситуация выражена по западной линейно вытянутой оконечности возвышенности.

К северу от описанного участка выделяется следующий сегмент трога Орли (крайняя северная часть полигона, изображенного на рис. 4.15), по морфологическим параметрам резко отличающийся от всех более южных участков. Ширина трога составляет здесь около 10 км, при ширине наиболее углубленной части днища около 5 км. Отчетливо прослеживается изменение направлений ориентации структур с северного и северо-восточного на северо-западное.

Отличительной чертой данного участка является наличие кольцевой структуры с крутизной склонов более 30° в восточной части днища трога (рис. 4.15 - 11). Кольцевая структура расположена в нижней части склона и непосредственно примыкает к осевой, наиболее глубокой части трога. Данное образование имеет незамкнутый в плане вид и состоит из нескольких частей. Западная часть формы представляет собой гряду протяженностью 2200 м, имеющую форму полуэллипса и генерально ориентированную по азимуту C3 330°. Западный склон гряды имеет крутизну 40-45° и обрывается в сторону осевой части трога на 75-80 м. Восточный склон гряды более пологий с углом наклона 10-15°. Анализ данных высокочастотного профилирования показывает, что исследуемая структура нарушает осадочный чехол (рис. 4.20).

Внутренняя часть кольцевой формы заполнена маломощным, акустически прозрачным слоем осадков. Осадочная толща нарушена малоамплитудными сбросами,

76

которые сконцентрированы в центре структуры. Восточная гряда также имеет форму полуэллипса и по морфологии (высоте, крутизне) склонов сходна с западной грядой.

По морфологическим признакам данное образование имеет большое сходство с кальдерой вулканической постройки. Однако, на карте магнитных аномалий (Olesen et al., 1997), построенной по данным спутниковых измерений, на данном участке не обнаруживается признаков магматической активности. На акустическом профиле, построенном по данным, полученным в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», отчетливо прослеживается отсутствие осадка поверхности на гряд, данную кольцевую форму. По-видимому, данная была составляющих форма сформирована в результате избирательной склоново-эрозионной денудации в нижней части восточного склона трога или, что представляется наименее вероятным, является формой ледниковой денудации.



Рис. 4.20 Поперечный профиль через днище трога Орли на участке с выраженной кольцевой структурой (слева - фрагмент профиля, полученный методом высокочастотного акустического профилирования в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», справа – положение профиля на топоснове IBCAO V3)

В описываемой части трога Орли днище его занимает наибольшие площади, его ширина увеличивается до 8-9 км. Осевая, наиболее глубокая часть трога (рис. 4.15 - 12) смещена к востоку и не имеет прямого соединения с осью трога, наблюдаемой южнее. На юго-востоке осевая зона днища упирается в структуры восточного борта, где морфологически вырождается. Глубины в осевой части трога составляют 470-480 м с уменьшением значений к востоку. На протяжении 6,5 км депрессия в центральной части днища трога меняет свое направление. На отрезке между  $23^{\circ}47.000'$  в.д, -  $23^{\circ}50.320'$  в.д азимут простирания ее составляет ЮВ 156°. К юго-востоку на отрезке длиной около 3 км происходит поворот оси на  $28^{\circ}-30^{\circ}$  в широтном направлении. К восточному флангу осевая депрессия подходит по азимуту ВЮВ 100°.

### Неотектоника и рельеф северной части трога Орли

В 13 км к северу от центрального полигона была выполнена сплошная батиметрическая съемка по 10 галсам, охватывающая фрагмент трога Орла между  $80^{\circ}36.00'$  с.ш. и  $80^{\circ}39.20'$  с.ш. (рис. 4.12). В северной части поперечный профиль трога имеет вид крутосклонного симметричного грабена, ограниченного по краям сбросами высотой до 10 м. Суммарная ширина днища трога изменяется достигает 9-10 км. Днище структуры (рис. 4.21 – *1*), располагается глубже изобаты 475 м и наклонено под углом 1,5-3° в западном направлении (рис. 4.21, 4.22).

В наиболее глубокой части днища располагается серия гряд, характеризующихся небольшой (от 130 до 470 м) протяженностью и склонами крутизной до 30°. Данные формы представляют собой, по-видимому, останцовые поднятия, сформированные в результате растяжения центральной части трога, рельеф которых был существенно трансформирован вследствие экзарационного воздействия позднеплейстоценовых ледников.



**Рис. 4.21 Рельеф северной части трога Орли** (по данным батиметрической съемки 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») Цифрами обозначены крупные формы и элементы рельефа, описанные в тексте.

К западу от осевой депрессии структурный облик территории имеет сложный вид. В центральной части трога отмечается ряд выраженных глубоких каналов второстепенного порядка ориентированных по азимутам 335°-345°. Морфологически данные каналы представляют собой линейные депрессии с корытообразным асимметричным поперечным профилем. Ширина данных форм изменяется от 250 м до 800 м. Относительная глубина изменяется от 30 до 100 м. В ряде случаев уступы, отделяющие описанные депрессии от прилегающих грядовых форм, соотносятся в пространственном положении со сбросовыми нарушениями, выделенными на сейсмопрофилях. Амплитуда данных сбросов составляет от 3-5 м до 7-10 м.



Рис. 4.22 Карта крутизны склонов в северной части трога Орли (составлена по данным батиметрической съемки, выполненной в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Покрытая съемкой область восточного борта характеризуется появлением в средней его части ледниковой штриховки. В нижних частях восточного борта отмечаются несколько террасовидных поверхностей, выраженных в рельефе субгоризонтальными ступенями. В целом, на большей протяженности крутизна восточного борта составляет от 2 до 4°. К востоку от наиболее глубокой части днища трога на глубинах около 370 м обнаружена террасовидная поверхность. Ширина ее составляет около 860 м, а бровка приподнята по взбросам на 1-2 м. В средней части площадки обнаруживаются следы сбросовых деформаций. Анализ результатов сейсмического и акустического профилирования позволяет заключить, что наиболее интенсивно сбросовые деформации

проявляются на восточном борту в интервале глубин 250-310 м, где наблюдаются смещения с амплитудами от 9 до 15 м.

Реликтовый ледниковый рельеф позднеплейстоценового возраста представлен в северной части трога Орли как положительными, так и отрицательными формами. Наиболее отчетливо в морфологическом плане выражены формы ледникового выпахивания. Данные образования наблюдаются на глубинах менее 300 м. Преобладает север-северо-восточная ориентация ледниковых борозд. Ширина этих форм ледникового выпахивания изменяется от 30-40 м до 65-70 м при средней глубине 1,5-2,0 м. Длина борозд изменяется от 100 до 450-500 м. Поперечный профиль форм выпахивания имеет правильный симметричный вид. Стенки борозд имеют кругизну от 3 до 7-8°.

Поверхностная толща осадков, слагающая восточный борт трога Орли в его северной части, представлена акустически непрозрачными отложениями, по-видимому, моренного типа. В нижней части склона осадок вблизи поверхности сильно деформирован, что, по-видимому, указывает на активность оползневых процессов, ассоциируемую со сбросовыми явлениями.

К северу от вышеописанного полигона многолучевая батиметрическая съемка проводилась отдельными галсами, вкрест простирания трога. Промеры проводились от бровки до бровки с захватом вершинных частей прилегающих к грабену, что позволяет вполне уверено определить простирание и основные морфологические характеристики центральной части депрессии. Севернее 80°39.10′ с.ш. происходит смещение осевой части трога на 20 км к северо-западу, а также изменение азимута простирания структуры трога Орла на С356°. Очевидным является существование в данном районе крупного левосдвигового нарушения. Подобные, секущие трог в западном и северо-западном направлении структуры были отмечены на карте Неотектонического районирования северной части Баренцева моря Е.Е. Мусатова (Мусатов, 1993).

В северной части трога Орла наблюдается сглаживание рельефа осевой зоны с общей тенденцией к расширению трога. Для осевой части характерно отсутствие эшелонированных гряд и крупных поднятий с крутопадающими склонами, наблюдаемых в южных сегментах. Ширина трога Орла к северу от 80°39.22′ с.ш. увеличивается до 45 км.

Бровка западного борта в данном сегменте трога смещена к западу и прослеживается на глубинах около 40 м. От бровки до глубины 365 м стенка западного борта обладает наибольшим уклоном со значениями 10°-15°. На глубине 365-370 м выделяется террасовидная поверхность шириной до 4 км, осложненная грядовым рельефом.

Превышение гряд над поверхностью террасы составляет 10-12 м. К подножью западногоо борта приурочены наибольшие глубины, которые достигают 560 метров, таким образом, относительный перепад высот от бровки до тальвега трога составляет на данном участке 520 м.

Центральную зону трога можно условно разделить на две части. Первая, наиболее глубокая (рис. 4.21 - 2), примыкающая к западному борту, отражает положение осевой депрессии и располагается на глубинах 520-560 м, характеризуется шириной порядка 5 км. По-видимому, данной области приурочены К интенсивные нисходящие тектонические движения. Вторая наиболее глубокая часть днища протяженностью 7 км занимает переходное положение к западному борту и выделяется на глубинах 420-440 м. Следует отметить, что поверхность дна в осевой части трога к северу от исследуемого профиля располагается на глубинах 420-430 м, что указывает на неравномерность проседания в каждом отдельно взятом сегменте трога Орла. Схожая картина наблюдается в южном сегменте трога Орла, где по батиметрическим и сейсмоакустическим данным в осевой зоне выявлены два гипсометрических уровня (рис. 4.23).





слева вверху - фрагмент профиля, полученный методом высокочастотного акустического профилирования в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», справа вверху – положение профиля на топоснове IBCAO V3, внизу – профиль рельефа, построенный по данным батиметрической съемки) Восточный борт отделен от днища трога серией уступов, образованных сбросовыми нарушениями (рис. 4.23) с суммарной амплитудой смещения около 100 м. Пологонаклонные (2-4°) в западном направлении поверхности восточного борта сложены моренными осадками с резким характером отражений.

Результаты интерпретации данных непрерывного сейсмического профилирования позволяют выявить большое количество сбросов, которые хорошо коррелируют со ступенчатыми перегибами продольного профиля борта. Амплитуда смещения по вышеупомянутым нарушениям изменяется от 2 до 10 м. По всей видимости, находившиеся ранее на более высоких абсолютных уровнях комплексы подводного ледникового рельефа испытывают общее погружение, так как расположены на раздробленных блоках бортовых частей трога. В отдельных случаях обнаруживаются признаки блоково-оползневого перемещения материала по склону. Характерными чертами подобных образований являются обратные уклоны на поверхностях оползневых блоков. Как и в других частях трога, асимметрия поперечного профиля сохраняется и в северной его части. Бровка восточного борта находится на глубинах 190-200 м, то есть на 150-160 м ниже бровки западного борта.

На профиле, полученном методом непрерывного сейсмического профилирования, через северную часть трога Орла в структуре восточного борта фиксируется четкий субгоризонтальный отражающий горизонт, глубже которого эффективное проникновение звуковых волн не наблюдается (рис. 4.24). Данный рефлектор отмечается на глубине около 350 м и подходит практически к поверхности дна в нижней части восточного борта, которая расположена на глубине 300-320 м. При переходе к осевой зоне рефлектор смещается вниз разрывным нарушением и, вероятно, проходит на уровне 650-700 мс. В западном борту данный отражающий горизонт имеет фрагментарное распространение.



**Рис. 4.24 Фрагмент сейсмической записи в северной части трога Орли.** Синим цветом показано установленное и предполагаемое положение складчатого фундамента, красным цветом показаны установленные разломы.

Для краевых трогов Баренцева моря предполагается их заполнение турбидитными отложениями мощностью до 100 м (Мусатов, 1993), которые перекрываются четвертичными ледниково-морскими отложениями. Вопрос о мощностях палеогеновых осадков является дискуссионным, так как в последующие эпохи неоген-четвертичного аплифта в трогах происходила активная эрозионно-денудационная деятельность палеорек (Мусатов, 1998). Кроме того, необходимо принимать во внимание и экзарационную составляющую ледниковых процессов, имевших место в плейстоценовое время, в результате которых нижележащие горизонты могли быть практически полностью срезаны. По имеющимся представлениям (Мусатов, 1989, 1996, 1999; Мурдмаа, Иванова, 1999) суммарные мощности ледниковых отложений позднеплейстоценового (вюрмского, валдайского) возраста и постледниковых горизонтов в пределах трогов внешнего шельфа не превышают 50 м и в среднем составляют 15-20 м, что отчасти подтверждается данными сейсмопрофилирования, полученными в 25-27 рейсах НИС «Академик Николай Страхов».

В ходе научно-исследовательских работ было установлено, что дно трога Орли покрывает акустически прозрачный горизонт осадков, представленный голоценовыми

морскими отложениями мощностью 3-5 м, который прослеживается на всей площади днища и выклинивается в нижних частях бортов трога Орли, а также на крутых уступах взбросовой и сбросовой природы в днище трога.

Таким образом, отмеченная на рис. 4.24 сейсмическая граница, по всей видимости, соответствует кровле протерозойского фундамента, сложенного сильно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами, характеризующимися сильной отражающей способностью.

#### Неотектоника и рельеф устьевой части трога Орли и континентального склона

Устьевая часть трога Орли выходит на континентальный склон Северного Ледовитого океана (рис. 4.12). По имеющимся данным спутниковой альтиметрии и батиметрическим промерам в ходе 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» определить точное положение осевой части трога не представляется возможным. В то же время наблюдается несоответствие модели «Гебко» с данными маршрутных промеров судна для данного участка краевой зоны Баренцевоморского шельфа. По спутниковым данным устье трога Орла четко выражено и располагается между 27° в.д и 28°4′ в.д , в то время как по данным батиметрической съемки наиболее вероятным представляется смещение центральной зоны трога к востоку от 28°2.0' в.д. В пользу данной гипотезы положение вертикальных нарушений, свидетельствует выявленных по данным акустического профилирования, фиксирующих наиболее глубокую часть трога. По данным эхолотной съемки, выполненной в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», поперечный профиль устьевой части трога асимметричный, ящикообразный, с более крутым западным бортом.

Максимальные отметки рельефа приурочены к прибровочной и забровочной частям западного борта и находятся в диапазоне глубин 60-70 м. Рельеф вершинной и прибровочной частей представляет собой грядово-волнистую поверхность, сформированную экзарационной деятельностью айсбергов. Экзарационный айсберговый рельеф представлен бороздами выпахивания и сопряженными с ними вытянутыми грядами. Глубина борозд изменяется от 2 м до 5-7 м. В приустьевой части трога Орли западный и восточный борта более пологие в сравнении с более южным участками, крутизна их не превышает 4°. Вершинная поверхность за бровкой восточного борта трога располагается на глубинах 130-140 м.

Следует отметить, что осевая депрессия в троге выражена в приустьевой части не так четко, как южнее и в области выхода на континентальный склон явно не фиксируется.

Характерно, что в данном районе наблюдается выступ края шельфа полукруглой формы, который может отражать положение древнего конуса выноса трога Орли. Данная выпуклая в плане форма имеет четкое отражение на карте гравитационных аномалий в свободном воздухе в виде обширной положительной аномалии силы тяжести (Forsberg et al., 2005). Данные многолучевой батиметрической съемки, выполненной в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», показывают, что ось трога Орли проходит восточнее предполагаемого палеоконуса выноса трога.

Бровка шельфа на этом участке Баренцевоморской окраины располагается на гипсометрическом уровне 250-270 м, ниже которого начинается равномерное увеличение глубины. Крутизна континентального склона составляет, в среднем, 4°.

#### Выводы

Результаты детальных исследований строения дна и толщи рыхлых отложений в пределах трогов северо-западной окраины Баренцевоморского шельфа свидетельствуют, что ЭТИ формы имеют тектонический генезис. Формирование современной морфоструктуры и рельефа трогов происходит при непосредственном влиянии глубинных процессов, что подтверждается аномально высокими значениями теплового потока (более 300 мВт/м<sup>2)</sup>) (Хуторской и др., 2013), которые были зафиксированы в центральной и устьевой частях трога Орли. Активность процессов сбросообразования отмечается в различных сегментах трогов и, в свою очередь, также свидетельствует в пользу тектонической природы данных структур. Новейшие деформации имеют прямое выражение в виде дизъюнктивных нарушений взбросового и сбросового типов, охватывающих верхнюю часть осадочного разреза и оказывающих прямое влияние на рельеф бортовой и осевой зон трогов.

Ледниковый рельеф в трогах на больших глубинах является реликтом позднеплейстоценовго оледенения, он наложен на морфоструктуры окраинной части Баренцевоморского шельфа на данном участке. Пространственное распределение аккумулятивных и денудационных форм подводного ледникового рельефа на исследуемой территории напрямую зависит от постилающих пород. Ярким примером является наличие друмлинов в наиболее глубоких частях долины трогов Орла и Эрик-Эриксен. Данная ситуация объясняется близким положением к поверхности дна кровли докайнозойских пород. В троге Орла – это сложнодислоцированные вулканические и метаморфические породы формации Гекла-Хук (Hecla-Hoek), распространенной на о-ве Северо-Восточная земля и прилегающем шельфе к северу от области сочленения с трогом

86

Эрик-Эриксен. К югу по геологическим данным установлено наличие мезозойских триасово-меловых отложений. Учитывая рассмотренные в главе особенности морфологии и строения осадочного чехла, выполняющего окраинные грабены Баренцевоморского шельфа заключить, что четвертичные осадки имеют здесь минимальные мощности. При глобальном рассмотрении ледниковый рельеф северо-западной части Баренцева моря имеет сходство с северной частью Балтийского щита, где по тектонически обусловленным грабенообразным долинам сформирован наблюдаются образование экзарационно-аккумулятивных форм на поверхности кристаллического докембрийского фундамента. Сравнительно высокая крутизна бортов трогов, на которых протекают процессы тектонически обсусловленного отседания, и отсутствует осадочный чехол, по-видимому, свидетельствуют в пользу относительной молодости рельефа трога Орли.

Полученные данные позволяют с уверенностью говорить об активности новейших тектонических движений в краевой части Баренцевоморского шельфа. Сбросообразование в пределах трогов подтверждается результатами батиметрической съемки, непрерывного сейсмического и акустического профилирования. Выполненные исследования с учетом ранее выполненных работ (Мусатов, 1996 и пр.) позволяют с уверенностью говорить о том, что троги краевой части Баренцевоморского шельфа – это сравнительно молодые тектонические структуры, активно развивающиеся в настоящее время. Эти формы заложились в кайнозойское время, подверглись воздействию ледниковых и флювиальных процессов в разные эпохи плейстоцена, и в настоящее время представляют собой участки повышенной тектонической активности.

# Глава 5. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОПАСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТЕЙ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА

В последние десятилетия стало очевидным, что области континентальных окраин, материкового склона и ложа Мирового океана являются ареной развития спектра геологических процессов, многие из которых относятся к категории неблагоприятных или опасных. С расширением области техногенного освоения северных морей (в том числе, Баренцева моря) возросла потребность в изучении закономерностей протекания геологических процессов на дне и необходимость оценки потенциальных рисков для хозяйственной деятельности, а также прогнозирования геологических опасностей.

Спектр геологических процессов, характерный для той или иной части дна Мирового океана, определяется современной геодинамической обстановкой, геологическим строением и морфологией рельефа, а так же физико-географическим положением. Области с повышенной интенсивностью подводного морфолитогенеза, как правило, приурочены к неотектонически активным зонам, склонам разной крутизны (прежде всего, к области континентального склона), а также областям с повышенной мощностью слабо литифицированного осадочного чехла.

Классификация геологических опасностей Мирового океана в настоящее время еще не может считаться полной (в отличие от разработанной классификации геологических процессов на суше) (Экзогенные геологические опасности..., 1980; Инженерная геология..., 2013; СНиП 2.01.15-90 и др.), - она постоянно совершенствуется и дополняется с появлением новых данных о строении морского дна.

Среди установленных эндогенных и экзогенных геологических опасностей в Мировом океане выделяют (Козлов, 2005; Мазарович, 2012): вулканизм и грязевой вулканизм, сейсмичность, гравитационные явления (прежде всего, склоновые процессы), гидротермальную деятельность, газогидратные явления, воздействие на дно шельфовых льдов и айсбергов и некоторые другие. В пределах изучаемой территории наибольшее развитие получили последние три группы процессов – гравитационные (оползневые, крипп, мутьевые потоки), газогидратные и ледовые.

Подводно-оползневые тела установлены во многих районах Мирового океана: на пассивных континентальных окраинах Северной Америки (McAdoo et al., 2000, Twichell et al., 2009), Африки (Krastel et al., 2006) и Европы (Owen, 2013). Помимо этого они выявлены на склонах глубоководных желобов (Freire et al., 2004), островных сооружений (Masson et al., 2002) и иных подводных поднятий.

Пассивная континентальная окраина Европы представляется одним из регионов, в котором обстоятельно описаны крупные подводные оползни (Safronova et al., 2015). Здесь, от юга до севера норвежской континентальной окраины описано с разной степенью детальности до 35 оползневых тел. Их площадь составляет от 2 до 120 тыс. км<sup>2</sup>, амплитуда перемещения - от первых километров до 500 км, объемы оползневых масс – от 1,0 до 25,5 км<sup>3</sup>. (Freire et al., 2014, Hjelstuen et al., 2007). Возраст большей части оползней оценивается как плейстоценовый и составляет от 400 тыс. до 2,5 млн. лет (Hjelstuen et al., 2007).

В последние годы по данным научно-исследовательских рейсов отечественными и зарубежными исследователям опубликован ряд работ о подводных геологических опасностях Баренцевоморского шельфа (Козлов, 2005; Соколов, Мазарович, 2009, Micallef et al., 2008; Hjelstuen et al., 1999 и др.). Северо-западная окраина Баренцевоморской плиты до сих пор остается районом слабоизученным и, в то же время, перспективным для будущего хозяйственного освоения (прежде всего, с точки зрения строительства нефте- и газотранспортной инфраструктуры).

В результате научно-исследовательских работ НИС «Академик Николай Страхов» в 2006 – 2010 гг. были установлены области активного развития оползневых процессов в северо-западной и северной частях Баренцевоморского региона (на хребте Вестнесса и континентальном склоне к западу от устья трога Орла), участки активной дегазации, а также следы воздействия на дно шельфовых и айсберговых льдов не только на шельфе, но и на значительных глубинах.

### 5.1 Оползневые процессы

# Оползневые процессы на хребте Вестнесса к западу от архипелага Шпицбереген

В Арктическом регионе подводные оползни установлены севернее (в частности, оползень Хинлопен, по Vanneste et al., 2006) и северо-восточнее (Зайончек и др., 2010) архипелага Шпицберген. На норвежском континентальном склоне находится один из крупнейших на Земле оползень Сторегга (Bondevik et al., 2003) (рис. 5.1.).



Рис. 5.1. Оползневые процессы на пассивной окраине Норвегии (Hjelstuen et al., 2007)

Условные обозначения: 1-3 – границы максимального распространения оползневых отложений из устьевой части Медвежинского трога; 4 – оползень Сторегга (область распространения оползневых отложений); 5, 6, 8, 10, 17 – оползневые цирки в прибровочной части Норвежского шельфа, 7, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16 – оползневые тела

Исследованный район расположен западнее архипелага Шпицберген (рис.5.2) в области перехода структур Атлантического в Северный Ледовитый океан. Основными тектоническими структурами, определяющими геодинамику данного региона, являются хребет Книповича, который переходит в хребет Гаккеля через сложно построенную зону, включающую трансформные разломы Моллой и Шпицберген, а также впадину Моллой и трог Лена.

В результате взаимодействия структур северной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) с континентальной окраиной Шпицбергенского плато происходит интенсивная деструкция континентальной коры. Реализация полей напряжений нарушениям разного масштаба, происходит по разрывным параллельным ИЛИ субпараллельным молодым океаническим структурам. Неотектоническая активность, имеющая место в исследуемом регионе, определяет развитие широкого спектра склоновых процессов среди которых доминируют оползневые.



**Рис. 5.2 Схема установленных и предполагаемых районов оползневых процессов.** Положение оползней Хинлопен и Моллой приведено по данным *Winkelmann, 2008, Freire, 2014. Топооснова по данным IBCAO V3.* 

Развитие оползневых процессов в указанной зоне во многом контролируется взаиморасположением, морфологией и режимом тектонических структур переходной области от хребта Книповича к хребту Гаккеля. Хребет Книповича – срединноокеанический хребет, протягивающийся более чем на 500 км в субмеридиональном направлении вдоль северо-западного края Баренцевоморской плиты. Рельеф и глубинное строение хребта Книповича неоднократно описывались в работах (Зайончек и др., 2010, Пущаровский и др., 2011, Сгапе et al., 2001 и др.). Скорость спрединга хребта Книповича составляет 1,5 см/год, что соответствует ультрамедленному спредингу и определяет морфологические особенности рифтовой долины и ее фланговых частей. В пределах трансформных разломов Моллой и Шпицберген (Аветисов, 1996), а также на хребте Книповича отмечаются многочисленные сейсмические события.

Разломная зона Моллой, соединяющая хребет Книповича и одноименную впадину, протягивается с юго-востока на северо-запад по азимуту 123°-125° (рис.5.2). Она представляет собой правосдвиговое нарушение, которое смещает ось срединноокеанического хребта более чем на 120 км. На фоне различия генерального направления раскрытия Норвежско-Гренладского бассейна по азимуту 110° и положения линейных структур разлома Моллой в условиях малых мощностей коры предполагается наличие компоненты растяжения (Ritzman et. al., 2004, Пейве, 2009). Многочисленные консидементационные прогибы осадочных толщ свидетельствуют об активном проседании области разлома Моллой и прилегающих тектонических блоков. контролируемых системой крупных сбросовых нарушений зафиксированных по данным НСП в ходе 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». Свидетельством активного прогибания разлома Моллой может служить значительное снижение мощности осадочного чехла непосредственно в осевой части разлома, что говорит о быстром некомпенсированном погружении.

В морфологическом отношении структура представляет собой желоб с асимметричным поперечным профилем и максимальной глубиной в осевой части 2950 ме. Желоб разделяется на несколько субпараллельных депрессий.

Основная ветвь разлома Моллой проходит вдоль его юго-западного фланга и образует уступ с крутизной склонов до 15° и с перепадом высот до 500 м. Ширина в центральной и в северо-западной частях зоны разломов Моллой изменяется от 3,5 до 4,5 км. Северо-восточный борт не имеет четкой границы и представляет собой пологонаклоненный в сторону желоба склон хребта Вестнесса, что, по всей видимости,

связано с активным поступлением осадочного материала со стороны архипелага Шпицберген.

На периферии Шпицбергенского шельфа известны примеры обширной оползневой деятельности, охватывающей северную и западную оконечности архипелага. Так, на северо-восточной оконечности плато Ермак, располагается крупнейший в Арктическом регионе оползень Хинлопен, который имеет площадь более 10000 км<sup>2</sup> (рис. 5.2). Морфология и строения вышеуказанного оползневого тела описаны в работах Vaneeste, 2006, Winkelman, 2007.

Численное моделирование схода оползня Хинлопен показало, что в течение первых часов после обрушения материала возникла волна цунами высотой более 10 м, которая распространилась на сотни километров от источника (Vaneste, 2006). К северу от хребта Моллой выявлен одноименный оползень меньшего размера (Freire et.al, 2014), его близость к глубоководной впадине Моллой позволяет предположить похожий вариант развития событий.

В ходе экспедиционных работ 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» исследовалась зона перехода от Шпицбергенской континентальной окраины к разлому Моллой. Системой веерообразных галсов (рис 5.3) батиметрической съемкой и методами высокочастотного и непрерывного сейсмического профилирования была охвачена большая часть хребта Вестнесса и желоб Моллой. Анализ полученных данных позволил установить наличие в пределах хребта Вестнесса неотектонических нарушений верхней части осадочного чехла, трещин отрыва, современных оползневых блоков.

Хребет Вестнесса представляет собой крупный аккумулятивный хребет, расположенный на молодой океанической коре (менее 20 млн. лет, *по данным Норвежского арктического института газогидратов, окружающей среды и климата, http://moca.nilu.no*). Он протягивается более чем на 100 км с юго-востока на северо-запад, где примыкает к впадине Моллой, глубина которой составляет 5600 м. Вершинные поверхности хребта располагаются на глубинах 1100-1200 м, а подножье на глубине порядка 2200 м. Склоны хребта пологие, крутизной 2-4°, с увеличением уклона на оползневых и сбросовых ступенях.



### Рис. 5.3 Схема расположения полигона съемки и галсов 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (2010 г.) на хребте Вестнесса. *Топооснова по данным IBCAO V3*.

Осадочный чехол хребта Вестнесса представляет собой хорошо стратифицированную толщу акустически проницаемого материала мощностью от 6 до 8 км (по данным Норвежского арктического института газогидратов, окружающей среды и климата, http://moca.nilu.no/) с наличием псевдодонного рефлектора (BSR - Bottom Simulated Reflector) на глубине порядка 400 м. Для данного региона известны газогидратные образования и процессы дегазации, которые обнаруживаются практически на всей площади осадочного бассейна к западу от Шпицбергена. В вершинной части хребта Вестнесса по акустическим данным установлены выходы газа (рис 5.4) (Smith et al., 2014), локализованные в кратерообразных понижениях именуемых газовыми воронками, воронками просачивания или в зарубежной литературе - «pockmarks» (подробнее о воронках просачивания будет сказано в разделе 5.2). Подъем газа в вышележащие слои происходит по системам трещиноватости. На сейсмических профилях отмечаются вертикальные структуры акустического осветления (рис 5.4), маркирующие каналы переноса флюидов к поверхности дна. Таким образом, в данной области осадочное тело

хребта дестабилизировано сфокусированным подъемом соединений метана (Bunz et al, 2012, Smith et al, 2014).



(Smith et al, 2014)

<sup>(</sup>Bunz et al, 2012)



В юго-восточной части хребта Вестнесса по данным акустических разрезов профилографа отмечается большое количество дизьюнктивных нарушений осадочного чехла сбросового типа (рис. 5.5). Вертикальная амплитуда смещения изменяется от 3-5 м до 10-15 м, с увеличением значений в верхней части склона. Разломы, рассекающие хребет Вестнесса, имеют север-северо-западную ориентировку и контролируются структурами северной оконечности хребта Книповича (Crane et.al., 2001, Пейве, Чамов, 2008). В рельефе им соответствуют трещины отседания, которые формируют субпараллельные склону извилистые уступы (рис 5.6, 5.7) протяженностью от 3 до 40 км при средней ширине 500 м, маркирующие крупную область обрушения юго-восточной части хребта, в данной области процессы формирования оползневых блоков находятся на начальной стадии. Трещины отседания прослеживаются и далее к юго-востоку, где они проникают в сторону Шпицбергенского шельфа. В связи с этим область потенциального разрушения может быть существенно расширена.



**Рис 5.5 Трещины отседания на юго-восточном макросклоне хребта Вестнесса.** Профиль получен в ходе 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» по данным высокочастотного профилирования, положение профиля показано на рисунке 5.3.

У подножья северо-восточного фланга хребта Вестнесса в рельефе дна четко выражен канал, представляющий собой эрозионную форму (возможно, канал схода в том числе мутьевых потоков) на ранней стадии развития. Глубина канала составляет 30-40 м в верховье и более 50 м в области выхода во впадину Моллой. В бортах канала, по данным высокочастотного акустического профилирования выявлены сбросовые и взбросовые нарушения в верхней части осадочного разреза. Наиболее вероятно, что данная форма заложилась по молодому тектоническому нарушению, расположенному субпараллельно шельфу, а затем была проработана деятельностью придонных потоков, выносящих материал из трогов Шпицбергена.





В ходе экспедиционных работ было выявлено, что юго-западный макросклон хребта Вестнесса осложнен многочисленными оползневыми телами (рис 5.7), положение которых также хорошо соотносится с разрывными нарушениями, выделяемыми на сейсмических профилях. Значения вертикальных подвижек здесь существенно больше и составляют 100-200 м. Комплекс оползневых образований представлен оползневыми телами, напорными валами, структурами блокового смещения. Деформированный склоновыми процессами осадочный чехол установлен на площади более 500 км<sup>2</sup>. Тот факт, что оползневые блоки затрагивают новейшие осадки, залегающие на поверхности, свидетельствует о недавнем возрасте их образования. Предположительно, разрушение юго-западного макросклона хребта Вестнесса под действием оползневых процессов происходило в последние тысячи-сотни лет и продолжается в настоящее время.

Анализ разрезов, полученных методом непрерывного сейсмопрофилирования, показывает, что отмеченные в приповерхностном слое осадков нарушения, в большинстве случаев, имеют продолжение и ниже по разрезу. Пространственное распределение

зафиксированных неотектонических разрывных нарушений показывает, что практически весь хребет Вестнесса на данном участке раздроблен по системе мегатрещиноватости и находится в состоянии неустойчивого равновесия.



Рис. 5.7 Карта крутизна склонов (в градусах) юго-западного макросклона хребта Вестнесса и следы подводного оползания на нем. Красными стрелками показано преобладающее направление движения оползневых тел. Топооснова – по данным IBCAO V3, карта углов наклона составлена по данным 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».



Рис 5.8 Оползневые процессы на западном и юго-западном макросклонах хребта Вестнесса. Вверху – положение оползневых тел и трещин отседания на батиметрической карте, внизу – профиль рельефа по линии 1-1. Топооснова – по данным IBCAO V3.

Таким образом, по установленным в ходе экспедиционных работ особенностям морфологии, геологического и тектонического строения, на хребте Вестнесса выделяется крупная область реализованной и потенциальной оползневой опасности, занимающая 99

площадь более 4000 км<sup>2</sup>. Для данного района автором предполагается два основных сценария дальнейшего развития событий. В первом случае, обрушение осадочных масс северо-западной части хребта (западный и юго-западный макросклоны) во впадину Моллой повлечет за собой стадийное обрушение большей части хребта, что приведет к существенным изменениям рельефа. Во втором случае, произойдет обвал юго-восточной части хребта Вестнесса в рифтовую долину хребта Книповича и обрушение части континентального шельфа Шпицбергена. При наличии большого перепада высот (2500-4000 м) в обоих случаях сход оползневых тел повлечет за собой возникновение волн цунами, представляющих собой реальную опасность для акваторий и прибрежных территорий Шпицбергена и Гренландии.

Для целей предотвращения последствий и снижения ожидаемого ущерба от реализации негативных сценариев развития оползневых процессов на хребте Вестнесса следует проводить периодический мониторинг (батиметрическую съемку, непрерывное сейсмопрофилирование и пр.) данного участка морского дна.

## Оползневые процессы на континентальном склоне северо-восточнее архипелага Шпицберген

По данным батиметрической модели IBCAO V3 и детальным работам на континентальном склоне северного обрамления Баренцевоморской плиты также установлены крупные оползневые тела (в частности, оползень Хинлопен по данным *Winkelmann, 2008* и *Freire, 2014*). Большая часть оползневых тел расположена в непосредственной близости от устьевых частей трогов и аналогичных структур меньшего размера, прорезающих верхнюю часть континентального склона. Анализ распределения участков проявления микросейсмичности по данным NORSAR 2008-2012 (http://www.norsar.no) показывает, что вдоль бровки шельфа и бортовых частей трогов фиксируются события с магнитудой 2,8-3,0.

По всей видимости, активизация оползневой деятельности в прибровочной части шельфа и окраинных трогов определяется тремя основными факторами: 1) обрушением внешней части шельфа в условиях интенсивного осадконакопления на континентальном склоне, 2) разгрузкой напряжений по разрывным нарушениям, контролирующим положение рифтогенных трогов северной части Баренцева моря, 3) гляциоизостатической компенсацией, стимулирующей неотектонические деформации на периферии шельфа.

К западу от устьевой части трога Орли по данным батиметрической съемки, выполненной в 25-ом рейсе НИС «Академик Николай Страхов», впервые установлено, что

континентальный склон осложнен многочисленными формами эрозионного и оползневого генезиса. В нижней части склона и у его подножья зафиксирована крупная положительная форма рельефа, представляющая собой серию слившихся оползневых тел, значительно переработанных подводными (в том числе, возможно, мутьевыми) потоками (рис. 5.9).



Рис. 5.9 Оползневые процессы на континентальном склоне северо-восточнее архипелага Шпицберген (топоснова составлена по данным 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Деформации осадочного чехла наблюдаются на континентальном склоне с глубины 1200 м. На профилях, полученных методом непрерывного сейсмопрофилирования, на глубине около 1200 м выделятся четко выраженный уступ разломной природы, ниже которого нарушается стратификация осадка. Видимая мощность деформированного слоя составляет 350 м. Анализ сейсмоакустических разрезов показывает наличие на склоне блоков отседания, ориентированых в север-северо-восточном направлении по азимуту 46°. Пространство между блоками заполнено современными склоново-морскими отложениями с признаками новейших деформаций в верхней части разреза.

Особенностью данного района является интенсивная проработка склоновых поверхностей мутьевыми потоками. Эрозионные формы, ими созданные, обнаруживаются в диапазоне глубин 1100-2700 м и представлены каналами различного размера. Наиболее крупные формы характеризуются шириной по бровке до 2 км и глубиной вреза до 150 м, что позволяет интерпретировать их как крупные одводные каньоны. Образования меньшего размера имеют ширину до 900 м при глубине вреза 10-30 м.

Можно предполагать, что процессы оползания могут происходить в приустьевых районах и других трогов на континентальных склонах Баренцева и Карского морей (Франц-Виктория, Св. Анны и Воронина).

### 5.2 Дегазация

Выходы газа на поверхности морского дна широко распространены на шельфе Баренцева моря (Solheim, Elverhoi, 1985; Hovland et al., 2002; Andreassen et al., 2007; Захаренко, 2014). Морфологическими проявлениями данного процесса являются воронки просачивания («pockmark», Solheim, Elverhoi, 1985), а также газовые факелы и фонтаны (Masapoвич, 2012). Необходимыми условиями для подъема соединений газа в верхние слои земной коры является наличие вертикальных каналов, обычно обусловленных наличием системы трещиноватости.

В одной из наиболее ранних и детальных работ о дегазации в пределах Баренцевоморского шельфа (в районе к юго-востоку от Шпицберегена) приводятся следующие характерные особенности форм проявления газогидратной активности на дне (по Solheim, Elverhoi, 1985). Воронки просачивания (pockmarks) распространены на отдельных участках дна в большом количестве, имеют средний диаметр 10-20 м, а глубину – первые метры. В ряде случаев отмечаются воронки просачивания диаметром до 200 м и глубиной до 35 м (Jorgensen, 2014). В плановом распространении воронок не прослеживается заметной ориентировки (рис. 5.10), однако наиболее многочисленны данные формы на участках с повышенной мощностью осадочного чехла, в особенности, в районах распространения голоценовых илов.



Рис. 5.10 Воронки просачивания на дне Баренцева моря к юго-востоку от архипелага Шпицбереген, сонарная мозаика (Solheim, Elverhoi, 1985)

В ходе научно-исследовательских работ в рамках 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в северо-западной части Баренцева моря в пределах трога Эрик-Эриксен были обнаружены участки распространения выхода газов в водную толщу.

В результате интерпретации данных высокочастотного профилирования были определена высота и ширина газовых струй по профилю. Всего на исследуемой территории были выявлены три основные участка дегазации (рис 5.11), приуроченные к осевой зоне и бортам трога Эрик-Эриксен. Следует отметить, что морфологически места выхода газа на поверхность не выражены в рельефе (воронки просачивания не выявлены), что может свидетельствовать об их недавнем возникновении или же о нестабильности положения источников и активности газопроявления.

Наибольшее количество газовых факелов отмечается в осевой части трога Эрик-Эриксен. Область дегазации протягивается на 1,5 км по днищу трога, высота факелов изменяется от 10-15 м до 50 м. Дегазация прослеживается на глубинах поверхности дна порядка 215-220 м. В рельефе дна выходы газа на поверхность не выражены, однако, в акустическом рефлекторе, расположенном на глубине около 14 м ниже уровня морского дна имеются разрывы, по которым и осуществляется подъем газа к поверхности.



Рис 5.11 Газовые факелы в осевой части трога Эрик-Эриксен Положение профиля показано на карте желтой линией, красной линией показано положение профиля на рис. 5.11

На южном борту трога Эрик-Эриксен и подводном склоне плато Короля Карла были обнаружены и закартированы четыре крупных газовых факела высотой от 31 до 86 м (рис 5.12) и шириной по профилю до 100 м. В местах выхода газа на дне зафиксированы слабовыраженные положительные формы рельефа высотой до 3 м. На профиле данные образования имеют конусовидное или трапециевидное поперечное сечение и располагаются на глубинах от 150 до 130 м.

Еще одна область распространения дегазационных явлений была обнаружена на юго-восточной периферии подводной оконечности о-ва Белый. В отличие от вышеперечисленных газовых факелов и струй, имеющих хорошо выраженную в водной толще вертикальную структуру, газопроявления в данной области представлены

преимущественно точечными объектами. Участок дегазации расположен в интервале глубин 240 – 270 м. Характерно, что на глубинах дна около 240 м четко прослеживается газовый столб, тогда как на большей глубине газовые образования отмечаются только в водной толще начиная с глубины около 100 м и на дне не выражены.

Выявленные участки дегазации были отмечены на трех сейсмоакустических профилях, охватывающих лишь небольшую часть исследуемого района. В связи с этим можно предположить существование более обширной области газовой активности на северо-западной оконечности Баренцевоморского шельфа. Полученные материалы подтверждают и существенно дополняют существующие представления о широкомасштабности проявления дегазации на Баренцевоморском шельфе (Solheim, Elverhoi, 1985; Andreassen et al., 2007; Захаренко, 2014). Очевидно, что крупные газовые факелы могут представлять серьезную опасность, как для подводных обитаемых аппаратов и подводных лодок, так и для судов.

Таким образом, интенсивная дегазация может проявляться в совершенно различных структурных областях и на различных глубинах. Так, на хребте Вестнесса газовые факелы располагаются на глубинах более 1 км, тогда как в Баренцевом море – на глубинах менее 300 м.



Рис 5.12 Газовые факелы в борту трога Эрик-Эриксен

#### 5.3 Ледовое выпахивание

Деятельность льдов оказала существенное влияние на формирование современного и реликтового рельефа шельфа Баренцева моря (Козлов, 2005; Никифоров, 2006; Hogan et al., 2010). По характеру и масштабу воздействия ледовые процессы (экзарационные и аккумулятивные) в Баренцевоморском регионе можно разделить на ледниковые (имели место во время плейстоценовых оледенений), айсберговые, торосовые и связанные с деятельностью припайных льдов. Последние три группы процессов оказывают воздействие на формирования рельефа шельфа и в голоцене.

**Реликтовый ледниковый рельеф**, выраженный в пределах окраинных трогов северо-западной части Баренцевоморского шельфа (Орли, Эрик-Эриксен, Франц-Виктория и др.) и описанный в главе 4, был сформирован в течение последнего из плейстоценовых оледенений (вюрмское время) (рис. 3.9).

Ледниковый рельеф, представленный в пределах днищ и пологих склонов трогов преимущественно формами экзарационного происхождения – друмлинами, бороздами выпахивания, был образован на завершающей стадии позднеплейстоценового оледенения (до 13-14 тыс. л.н.), когда процесс дегляциации региона происходил очень быстро и одновременно с относительным повышением уровня моря (Hogan et al., 2010). B время экзарационная деятельность выводных ледников проявляется настоящее исключительно вблизи побережья архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, не затрагивая напрямую изучаемые окраинные части Баренцевоморского шельфа. В то же время, именно выводные ледники арктических архипелагов дают начало крупным айсберговым телам, которые периодически отмечаются в Баренцевоморском регионе.

Айсберговое выпахивание является в настоящее время характерной чертой экзарационного режима Баренцево-Карского региона. Айсберги формируются у берегов архипелага Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и у северного острова Новой Земли на участках выхода к морю выводных ледников. Айсберги дрейфуют с морскими течениями и под действием ветров в различных направлениях с начала лета до начала осени (Абрамов, 1994). Размеры айсбергов различны, но, как правило, в высоту они не превышают 25-30 м (подводная часть составляет 70-80 м), а в плане – не более 500 м (Козлов, 2005). Таким образом, в настоящее время айсберги могут оказывать воздействие на формирование рельефа шельфа на глубинах до 100 м.

Результатом воздействия айсбергов на рельеф дна являются борозды выпахивания, детально изученные в Норвежском, Канадском и Российском секторах Арктического региона (Gunleikrud, 1990; Козлов, 2005). Длина борозд выпахивания, которые нередко встречаются в виде субпараллельных серий, достигает нескольких километров. Глубина этих форм, как правило, не превышает 10 м (чаще – 3-5 м, по Козлову 2005) при ширине до 300 м (Jorgensen, 2014). В отдельных районах Баренцевоморского шельфа разнонаправленные борозды айсбергового выпахивания являются доминирующими формами донного рельефа. Они формировались не только в голоцене, но и в позднем плейстоцене, при этом наиболее активно – на стадии дегляциации региона, когда уровень моря был существенно ниже современного (на 100-120 м по Шполянской, 2013). Принимая во внимание более низкое относительное положение уровня моря в конце плейстоцена, а также более массивные размеры айсберговых тел, формировавшихся на стадии деградации последнего ледникового покрова, можно объяснить наличие борозд выпахивания на шельфе Баренцева моря на глубинах существенно превышающих 100-120 м.

Эти формы встречаются в северо-западной части Баренцевоморского шельфа до глубин 350-370 м (рис. 5.14), где на глубинах более 100 м, безусловно, являются позднеплейстоценовыми реликтами.



Рис. 5.14 Реликтовые борозды ледового (айсбергового) выпахивания, впервые зафиксированные на глубинах 350-370 м в центральной части трога Франц-Виктория (а – фрагмент карты рельефа дна, б – положение участка съемки. По данным 25 и 28-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов»)

Айсберговое выпахивание – опасный современный геологический процесс, который необходимо учитывать при хозяйственном освоении Баренцевоморского региона. Экзарационное воздействие айсбергов на дно может стать причиной разрыва или повреждения объектов инфраструктуры, по нему проложенных (к примеру, кабелей связи или трубопроводов), или привести к деформациям стационарных сооружений на морском дне.

Экзарационная деятельность торосов и припайных льдов – характерное явление у побережий Баренцева моря. Формы, образуемые килевыми частями ледяных торосов, встречаются до глубин 10-12 м (в редких случаях – до 50 м, по Огородову, 2012) и детально описаны на подводном береговом склоне Земли Франца-Иосифа, Шпицберегене и Печорском берегу (Козлов, 2005). Глубина воздействия припайных льдов еще меньше – как правило, до 4-5 м. В пределах северо-западной части
Баренцевоморского шельфа, описываемой в работе, современное воздействие торосов и припайных льдов на рельеф дна отмечается лишь в береговой зоне архипелага Шпицберген, о-ва Белый и пр. На глубинах более 50 м в настоящее время эти процессы не развиты, однако могли иметь место в прошлом, в том числе, на стадии более низкого стояния уровня моря.

## Выводы

На примере описанных участков распространения опасных геологических процессов и явлений в северо-западной части Баренцевоморского шельфа установлено, что континентальная окраина является областью широкого развития реальных и потенциальных опасных геологических процессов. При этом на изученной территории зафиксированы как следы действия опасных геологических процессов в прошлом (оползневые тела, воронки просачивания и пр.), так и признаки протекающих в настоящее время процессов (трещины отседания на оползневых склонах, дегазация, борозды выпахивания и пр.).

Особенностью региона является наличие геологических опасностей не только на подводных склонах разной кругизны, но также и на субгоризонтальных поверхностях дна на разной глубине (дегазация, ледовое выпахивание). Крутые уклоны материкового склона и характерная для региона сейсмичность создают благоприятные условия для активизации перечисленных процессов, при этом, нередко, возникает кумулятивный эффект (в случае, когда активизация одного из процессов провоцирует активизацию прочих). В частности, сход крупных подводных оползней, по-видимому, может быть спровоцирован сейсмическими событиями (установлена приуроченность оползневых тел к районам с высокой плотностью новейших разрывных нарушений, в том числе, в устьевых частях трогов) и в дальнейшем спровоцировать активизацию мутьевых и обломочных потоков, выбросов газа. В то же время, разрушение газогидратного слоя на участках с повышенной мощностью осадочного чехла (как, например, это происходит на хребте Вестнесса) приводит к увеличению неустойчивости склонов, сложенных слабо литифицированными осадками и может стать причиной активизации гравитационных процессов (в частности, оползневых). Ледовые явления на дне Баренцева моря представляют собой реальную угрозу для любых подводных сооружений. Вследствие ледового (прежде всего, айсбергового) выпахивания (как и в результате оползневых и прочих гравитационных процессов) может быть нарушена сплошность подводных сооружений, в том числе, нефтегазовой инфраструктуры.

Установленные особенности развития опасных геологических процессов на северозападе Баренцевоморского региона необходимо учитывать при стратегическом планировании освоения природных ресурсов, прокладке подводных коммуникаций (кабелей, нефте- и газотранспортных коммуникаций) и в других аспектах хозяйственной деятельности в регионе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный по данным многолучевого эхолотирования, высокочастотного акустического и непрерывного сейсмического профилирования анализ геологотектонического строения и геоморфологии северо-западной части Баренцевоморского шельфа и его обрамления позволил установить основные черты новейших деформаций и рельефа региона. Полученные новые данные о строении краевой части шельфа и континентального склона, а также характерных условиях распространения и проявлениях опасных геологических процессов являются важным итогом работы и имеют фундаментально-научное и прикладное значение.

По данным выполненной систематизации и обработки имеющейся на настоящее время опубликованной и фондовой литературы установлена фрагментарность в детальной изученности геологии региона, а также проблематичность и спорность многих вопросов, касающейся его геодинамической и геоморфологической истории. Выполненный обзор литературных и картографических материалов показывает, что до сих пор в исследовании неотектоники и рельефа Баренцевоморской шельфовой плиты и ее обрамления остаются нерешеные проблемы, в том числе, касающиеся морфологии, генезиса и новейшей геодинамики краевых трогов (грабен-желобов), осложняющих структуру краевой части шельфа.

Использованные в работе методы позволили получить детальные данные о батиметрии района работ (ключевых полигонов), морфологии рельефа, строении и распространении отложений чехла рыхлых разного возраста И генезиса. распространенных в пределах краевых трогов и прилегающих частей континентального склона. Кроме обработка материалов высокочастотного акустического того, профилирования и непрерывного сейсмического профилирования позволила впервые выявить и детально описать более 1000 локальных участков проявления новейших деформаций. Обширный фактический материал позволил установить закономерности их распространения, приуроченности, а также составить подробные схемы распространения новейших деформаций в пределах ключевых полигонов.

Среди основных результатов и выводов выполненного исследования можно выделить:

 Детальное описание морфологии рельефа краевых трогов в пределах северозападной периферии Баренцевоморского шельфа и его обрамления. Исследованы троги северной части шельфа, имеющие принципиально различное геологотектоническое и геоморфологическое строение, что связано с различным возрастом, этапами развития и особенностями современной геодинамики и неотектоники.

- 2. Установлено, что для трогов северной части Баренцевоморской плиты (трог Орла, трог Эрик-Эриксен) характерны: сниженные мощности рыхлого осадочного чехла (в среднем – от первых метров до 15-20 м, редко – до 50 м), малые мощности голоценовых морских осадков (первые метры), значительное участие в строении толщи заполнения днищ ледниковых и докайнозойских отложений. По имеющимся батиметрическим и геофизическим данным выделены отдельные сегменты трогов, различающиеся по строению рельефа, особенностям залегания и составу рыхлого чехла, а также характеру новейших деформаций, бо́льшая часть которых находят отражение в рельефе.
- 3. Многочисленные деформации верхней части осадочного чехла. преимущественно, сбросового типа, разрывающие маломощный чехол четвертичных осадков (в основном, голоценовых), зафиксированные в днищах и на бортах трогов, относятся к неотектоническому этапу их развития (повидимому, позднеплейстоцен-голоценовому) свидетельствуют И 0 морфологической молодости данных структур, а также их современной тектонической активности.
- 4. Установлены закономерности и области распространения ведущих процессов рельфообразования в пределах ключевых полигонов в северо-западной части Баренцевоморского шельфа. Выявлены области проявления и признаки протекания на ряде участков опасных геологических процессов, в частности, оползневых и процессов дегазации, приводящих к разрушению и деформациям газогидратного слоя (в западной части территории). Кроме того, выявлены области развития процессов экзарации в позднем плейстоцене и в настоящее время.

На основании анализа результатов и выводов выполненных научноисследовательских работ были сформулированы защищаемые положения:

1. В пределах рифтогенных структур северо-западной части Баренцевоморского шельфа, выраженных в рельефе трогами, широко распространены амплитудные неотектонические деформации сбросового и взбросового типов, нарушающие верхнюю часть осадочного чехла.

2. В пределах трогов северной части Баренцевоморского шельфа мощность четвертичных отложений существенно ниже в сравнении с трогами западной и южной частей шельфа. В троге Орли характерные мощности составляют первые метры, осадочные толщи представлены, в основном, голоценовым осадками и сосредоточены, преимущественно, в днище. В троге Эрик-Эриксен мощность четвертичных осадков, залегающих на склонах и в днище не превышает 30 м.

3. Краевая зона Баренцевоморского шельфа и континентальный склон являются областью развития широкого спектра опасных геологических процессов, среди которых наиболее масштабными и распространенными являются оползание, отседание, дегазация и процессы айсбергового выпахивания.

4. К западу от континентального склона Шпицбергена в геодинамически активной зоне происходит разрушение хребта Вестнесса при ведущей роли процессов отседания, оползания и дегазации, масштабность которых во многом обусловлена наличием сравнительно мощного слаболитифицированного осадочного чехла. В данном районе существует потенциальная опасность схода крупного подводного оползня.

Результаты представленного исследования представляют не только фундаментальнонаучный интерес (восполняют имеющиеся пробелы в исследовании геологотектонического строения краевых трогов и континентального склона северо-запада Баренцева моря), но имеют и практическую значимость. Выявленные участки развития опасных геологических процессов (в частности, хребет Вестнесса, континентальный склон к западу от устья трога Орли) демонстрируют потенциальные опасности, существующие с точки зрения перспектив инженерно-технического освоения территории. В пределах района работ получили развитие масштабные процессы оползания, известные природные аналоги которых являлись причиной глобальных геологических катастроф (в частности, оползень Сторрега).

Установленные закономерности неотектонического режима и геоморфологического строения северо-западной части Баренцевоморского шельфа и его обрамления, составленные схемы и карты на ключевые полигоны существенно дополняют и уточняют имеющиеся данные о геолого-тектоническом строении и режиме, а также рельефе территории.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

 Абрамов В.А. К вопросу о количестве айсбергов в арктических морях // Тр. I междунар. конф. «Освоение шельфа арктических морей России». Изд. Ядерное общество.
М., 1994. С. 122-124.

Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики. ВНИИОкеангеология, СПб., 1996.
185 с.

3. Аксенов А.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987. 277 с.

4. Баренцево море. Т. 1, Вып.1. // В кн.: Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1990. 278 с.

5. Баренцевская шельфовая плита (под ред. Грамберга И.С. и др.). 1988. М., Недра, 264 с.

6. Батурин Д.Г. Строение и эволюция континентальной окраины Евразийского бассейна между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Доклады Академии наук СССР. 1988. Том 299, № 2, с. 419-423.

7. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // Доклады Академии Наук, 1997. Т. 357, № 4, с. 511-515.

8. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктики. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.

9. Большой всемирный настольный «Атлас Маркса». Петроград: Издание Т-ва А.Ф. Маркса. 1910.

10. Борисов А.В., Винниковский В.С., Таныгин И.А., Федоровский Ю.Ф. Шельф Баренцева и Карского морей - новая крупная сырьевая база России (особенности строения, основные направления дальнейших работ) // Геология нефти и газа, №1, 1995, с.4-9.

Вебер В. Из экспедиции «Ермака» в 1901 г. Зап. Минералогич. Общества, ч. XLVI,
в. 2, 1903.

12. Верба М.Л. Баренцево море. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых / Т.9: Моря Советской Арктики. Л., 1984, с. 11-39.

13. Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. Санкт-Петербург, Наука, 2008. 191 с.

14. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54, № 8, с. 1083—1107.

114

15. Виноградов А.Н., Верба М.Л., Митрофанов Ф.П. Реконструкция эволюции и моделирование рифтогенно-коллизионных систем Евро-Арктического региона / Формирование основ современной стратегии природопользования в Евро-Арктическом регионе, 2005: *http://www.kolasc.net.ru/russian/ksc75/1.3.pdf*.

16. Геологические исследования на Новой Земле. Труды ВНИРО, т. I, 1935. 132 с.

17. Геология Советской Арктики (под ред. Ф.Г.Маркова и Д.В. Наливкина // Труды НИИ Геологии Арктики. Т. 81. М., 1957. 520 с.

Геология СССР. Острова Советской Арктики. Геологическое описание. М.: Недра.
1970.Т. XXVI. 548 с.

19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист Т-37-40. Масштаб 1:1 000 000. СПб., ВСЕГЕИ, 2004.

20. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики.-М.: Научный мир, 1999. 120 с.

21. Гросвальд М.Г. Оледенение континентальных шельфов / Палеогеография. Т.1., Итоги науки и техники. ВИНИТИ АН СССР. М., 1983, 145 с.

22. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.

23. Гуль А. Остров Шпицберген. Месторождения и разработка каменного угля, 1934. 69 с.

24. Гуревич В.И., Мусатов Е.Е. Новейшее осадконакопление и фанерозойская конседиментация на Западно-Арктическом шельфе / Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии морей Северного Ледовитого океана. М.: Наука, 1992, с. 47-53.

25. Гусев Е.А., Большиянов Д.Ю., Дымов В.А., Шарин В.В., Арсланов Х.А. Голоценовые морские террасы южных островов Земли Франца-Иосифа // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013, №3, с. 103-108.

26. Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М.: Изд-во МГУ. 1978. 198 с.

27. Данилов И.Д. Проблемы развития полярного шельфа Евразии и его побережий в кайнозое // Вестник МГУ. Сер. 5, География. 1974. № 1. С. 22-34.

28. Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Л.: Недра, 1978. 211 с.

29. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

30. Ермаков В.И., Захаров Е.В., Буш Э.А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западного шельфа Северного Ледовитого океана / Сборник трудов ВНИИГАЗ, М., 1984, с. 9-26.

31. Ермолаев М.М. Геология Новой Земли / Труды Арктического института. 2. Стратиграфия и палеография, т. LXI, 1936, с. 3-110.

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

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

34. Зайончек А.В., Мазарович А.О., Лаврушин В.Ю., Соколов С.Ю., Хуторской М.Д., Абрамова А.С., Алиулов Р.Х., Ахмедзянов В.Р., Зарайская Ю.А., Ермаков А.В., Ефимов В.Н., Мороз Е.А., Пейве А.А., Прохоров Д.А., Радионова Э.П., Разницын Ю.Н., Разумовский А.А., Черных А.А., Ямпольский К.П. Геолого-геофизические работы 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» на севере Баренцева моря и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана // Доклады РАН. 2009. Т. 427. № 1. С. 67–72.

35. Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Ермаков А.В., Разумовский А.А., Ахмедзянов В.Р., Баранцев А.А., Журавко Н.С., Мороз Е.А., Сухих Е.А., Федоров М.М., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода от хребта Ховгард к плато Шпицберген (Предварительные результаты работ 27-го рейса НИС «Академик Николай Страхов») // Доклады РАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 514–519.

36. Зархидзе В.С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана / Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. Кн. 2, СПб., 1992. С. 6-28.

37. Захаренко В.С., Казанин Г.С., Павлов С.П. Предпосылки и условия формирования газогидратов на Штокмановской площади Баренцева моря // Вестник МГТУ, том 17, № 2, 2014, с. 394-402.

38. Зонн И. С., Костяной А. Г.. Баренцево море: Энциклопедия (под ред. Г.Г. Матишова). М.: Международные отношения, 2011. 272 с.

39. Инженерная геология России. Т. 2. Инженерная геодинамика территории России / под ред. В.Т.Трофимова и Э.В.Калинина / В. Т. Трофимов, Э. В. Калинин, Ю. К. Васильчук и др. Издательский дом КДУ Москва, 2013. 816 с.

40. Кленова М.В. Баренцево море. Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 632 с.

41. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 367 с.

42. Кленова М.В. Происхождение рельефа дна Баренцева моря. Природа, ч. 2, 1933.

43. Кленова М.В. Современное осадконакопление Баренцева моря // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 419-436.

44. Кленова М.В., Обручев С. Геологические исследования Морского научного института на Новой Земле в 1925-1927 гг. / Труды Морского научного института, т. IV, в. 1, М., 1930, с. 3-49.

45. Козлов С.А. Опасные для нефтегазопромысловых сооружений геологические и природно-техногенные процессы на Западно-Арктическом шельфе России // Нефтегазовое дело, 2005. №1. URL: http://ogbus.ru/authors/Kozlov/Kozlov 2.pdf.

46. Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб., Недра, 1992, 196 с.

47. Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона) // Труды ВНИИОкеангеология, СПб., 2005, т. 209, 225 с.

48. Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевоморского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника, 2006, № 3, с. 39-51.

49. Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активности Баренцевоморского Шельфа // Геотектоника, 2007, № 2, с. 73-89.

50. Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена. Л.: Недра, 1973, 120 с.

51. Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я. Тектоника острова Медвежий // Геотектоника, 1974, № 4, с. 39-51.

52. Кунин Н.Я., Успенко С.В., Виноградов А.В. и др. Региональная сейсмостратиграфия осадочного чехла Баренцева моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологии, 1989, №64, с.29-43.

53. Левашкевич В.Г., Цыбуля Л.А., Десятков В.М. Тепловой поток на островах Баренцевоморского региона // Советская геология, 1992, №8, с.67-70.

54. Лоция Баренцева моря. Часть III / Острова Земля Франца Иосифа и остров Виктория. СПб., 2000. 255 с.

55. Мазарович А.О. Реальные и потенциальные геологические опасности на ложе, склонах и шельфе мирового океана // Вестник РАН, 2012, том 82, № 8, с. 719–731.

56. Мазарович А.О. Строение дна Мирового океана и окраинных морей России. М.: ГЕОС. 2006. 192 с.

57. Мазарович А.О., Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Ефимов В.Н., Мороз Е.А. Рельеф севера Баренцева моря и континентального склона Северного Ледовитого океана / Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2009, с. 27-29.

58. Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Костева Н.Н. Новые данные по геологическому строению, полезным ископаемым и геоэкологии архипелага Земли Франца-Иосифа // Разведка и охрана недр, 2002, № 9, с. 23-27.

59. Маловицкий Я.П., Мараханов В.И., Сенин Б.В. Рифтогенез западной части Арктической континентальной окраины // Доклады АН СССР, 1987, Т.295, №4, с. 932-936.

60. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Наука, 1984. 176 с.

61. Матишов Г.Г. Рельеф, морфотектоника и основные черты развития шельфа Баренцева моря // Океанология, 1977. Т. XVII. Вып. 3, с. 527-542.

62. Матишов Г.Г., Рвачев В.Д.. Геоморфология и четвертичное оледенение шельфов Северной Атлантики, Норвежского и Баренцева морей / География и геоморфология шельфа. Тез. докл. Всес. совещ. XII плен, геоморф. комис. АН СССР. Владивосток. 1975.

63. Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Тарасов Г.А., Голубев В.А. Морфоструктуры западной части Баренцевоморского шельфа // Океанология, 2003, Т 43, № 4, с. 611-620

64. Митяев М.В., Хасанкаев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря – современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика, 2007. Вып. 5 (39). с. 72-79.

65. Мороз Е.А. Неотектоника и рельеф зоны разлома Моллой / 4-е Яншинские чтения: современные вопросы геологии. 9-11 ноября 2011 года. М., ГЕОС, 2011, с. 251 – 255.

66. Мороз Е.А., Мазарович А.О., Абрамова А.С., Ефимов В.Н., Зарайская Ю.А., Соколов С.Ю. Неотектоника северо-запада Баренцева моря // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 201, с. 161-173.

67. Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576-595.

68. Мусатов Е.Е. Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология, 1998, №2, с. 28-33.

69. Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология, 1989, №3, с. 76-84.

70. Мусатов Е.Е. Батиметрия и морфоструктура Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология, 1999, вып. 2, с. 69-74.

 Мусатов Е.Е. Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология, 1997, вып. 1, с. 72-77.

72. Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия ВУЗов. Геология и разведка, 1990, № 5, с. 20-27.

73. Мусатов Е.Е. Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Океанология, 1996, т. 36, №3, с. 444-450.

74. Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е. К проблеме происхождения фиордов на примере Западной Арктики // Бюлл. Моск. общ-ва испытателей природы, отдел геологии, 1992. Т. 67. Вып. 3, с. 28-33.

75. Нансен Ф. Шпицберген. Собр. соч. под ред. В.Ю. Визе, т. IV, Л., 1938. 461 с.

76. Никифоров С.Л. Рельеф шельфа морей Российской Арктики. Автореф. на соиск. уч. степ. д.г.н. Москва. 2006.

77. Новицкий В.П. Постоянные течения северной части Баренцева моря // Труды ГОИН, 1961. Вып. 64, с.3-32.

78. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны. — Издательство Московского университета Москва, 2012. 173 с.

79. Опасные экзогенные процессы (под ред. Осипова В.И. и др.). М.: ГЕОС, 1999. 290 с.

80. Пейве А.А. Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника, 2009, № 2, с. 5–19.

81. 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. 2009. т. 426, № 3, с. 355-360.

82. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника, 2008, № 1, с. 38–57.

83. Позднемезозойско-кайнозойская тектоно-магматическая эволюция баренцевоморского шельфа и континентального склона как ключ к палеогеодинамическим реконструкциям в Северном Ледовитом океане (научный отчет 27го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в северной части Баренцева моря и Норвежско-Гренландском бассейне). Москва, 2010.

84. Тектоника и железо-марганцевая металлогения Атлантического океана / Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Базилевская Е.С., Разницин Ю.Н., Ескин А.Е.; под общей редакцией Ю.М. Пущаровского. Труды ГИН РАН вып. 594. М.: ГЕОС, 2011. 292 с.

85. Сенин Б.В, Шипилов Э.В, Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану // Мурманск, 1989, 278 с.

86. СНиП 2.01.15-90. Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. М., 1992.

87. Соколов С.Ю. Остаточные аномалии Буге акватории Арктики - источник дополнительной информации о тектоническом строении фундамента / Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. т. 2., М.: ГЕОС, 2009, с. 199-202.

88. Соколов С.Ю. Прогнозная карта мощности осадочного чехла Восточно-Сибирского моря по данным спутниковой альтиметрии // Доклады АН, 2008, т. 218, №5, с. 1-5.

89. Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника, 2009, № 1, с. 23-38.

90. Соколов С.Ю., Мазарович А.О. Газогидраты в осадочном чехле пассивных океанических окраин: возможности прогноза по данным спутниковой альтиметрии в Атлантике и Арктике // Литология и полезные ископаемые, 2009, № 5, с. 483–492.

91. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа, 2011, №6, с. 99-115.

92. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской части России (масштаб 1:2 500 000) и объяснительная записка к ней (под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина). М.: ИЛСАН; ПКО «Картография».

93. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2000. 606 с.

94. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. Труды Геологического института РАН. Вып. 605. М.: ГЕОС, 2013. 232 с.

95. 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.

96. Чамов, Н.П., Добролюбова К. О., Пейве, А.А., Соколов С.Ю. Признаки присутствия газогидратов в верхней части осадочного чехла на бортах разломной зоны Моллой (пролив Фрама, Норвежско-Гренландский бассейн) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83. Вып. 2, с.51-60.

97. Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 1, с. 75-92.

98. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты, 1998, 306 с.

99. Шполянская Н.А. Палеогеография плейстоцена Российской Арктики на основе анализа подземных льдов // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 12-25.

128. Winkelmann D., Geissler W., Schneider J., Stein R. Dynamics and timing of the Hinlopen/Yermak Megaslide north of Spitsbergen, Arctic Ocean // Marine Geology, 250 (2008), pp. 34–50.

100.Andreassen K., Nilssen E.G., Ødegaard C.M. Analysis of shallow gas and fluid migration within the Plio-Pleistocene sedimentary succession of the SW Barents Sea continental margin using 3D seismic data // Geo-Marine Letters. June 2007, Volume 27, Issue 2, pp. 155-171.

101.Antonsen P., Elverhøi A., Dypvik H. et al. Shallow Bedrock Geology of the Olga Basin Area, Northwestern Barents Sea // The Amer. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 1991. V. 75. №7. P. 1178-1194. 1998. 191 p.

102.Bünz S., Polyanov S., Vadakkepuliyambatta S., Consolaro C., Mienert J. Active gas venting through hydrate-bearing sediments on the Vestnesa Ridge, offshore W-Svalbard // Marine Geology, 332–334, 2012. Pp.189–197.

103.Crane K., Doss H., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov G., Poroshina I., Joseph D. The Role of the Spitsbergen Shear Zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge. Marine and Geophysical Research, Vol. 22, no. 3, p. 153–205, 2001.

104.Dibner V. D. Geology of Franz Josef Land. Oslo. Norsk Polar institute. Meddelelse No. 146. 1998. 190 p.

105.Dowdeswell J.A., Hogan K.A., Evans J., Noormets R., Cofaigh C. Ó. and Ottesen D. Past ice-sheet flow east of Svalbard inferred from streamlined subglacial landforms // Geology. 2010, 38, pp. 163-166.

106.Eldholm O., Talwani M. The sediment distribution and structural framework of the Barents Sea // Bull. Geol. Soc. Amer., 1977. V. 88. № 7. P. 1015-1029.

107.Elverhøi A., Lauritzen O. Bedrock geology of the Northern Barents Sea (west of 35 degrees) as inferred from overlying Quaternary deposits // Norsk Polarinstitutt Skrifter, 1984. V.180. Pp. 5-16.

108.Elverhøi A., Norem H., Andersen E.S., Dowdeswell J.A., Fossen I., Haflidason H., Kenyon N.H., Laberg J.S., King E.L., Sejrup H.P., Solheim A., Vorren T. On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian-Barents Sea continental margin // Geo-Marine Letters, 1997, 17. p. 119-125.

109.Espen S, Solheim A, Elverhoi Development of a glaciated Arctic continental margin: exemplified by western margin of Svalbard // ICAM Proceedings, 1992. p. 155-160.

110. Forman S.L., Lubinski D.J., Ingolfsson J., Zeeberg J.J., Snyder J.A., Siegert M.J., Matishov G.G. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. № 21. Pp. 1391–1434.

111.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/hist\_agp.html

112.Freire F., Gyllencreutz R., Jafri R, Jakobsson M. Acoustic evidence of a submarine slide in the deepest part of the Arctic, the Molloy Hole // Geo-Mar.Lett. (2014) *DOI 10.1007/s00367-014-0371-5*.

113.Gerhard Schott. Geographie des Atlantischen Ozeans. 1912. 120 p.

114.Gunleikrud T., Rokoengen K. Regional mapping of the Norwegian continental shelf with examples of engineering applications // Offshore Site Investigation. Graham & Trotman, 1980, Pp. 23-35.

115.Harland W.B. Geology of Svalbard.University of Cambridge, UK. 1997. 537 p.

116.Hjelstuen, B.O., Eldholm, O., Faleide, J.I., 2007. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin // Earth Planet. Sci. Lett. 258, pp. 605–618.

117.Hogan K.A., Dowdeswell J.A., Noormets R., Evans J., Cofaigh C. Ó., Jakobsson M. Submarine landforms and ice-sheet flow in the Kvitøya Trough, northwestern Barents Sea // Quaternary Science Reviews. 29 (2010). pp. 3545-3562.

118.Hovland, M., Gardner, J., Judd, A. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards // Geofluids, 2(2), 2002, pp. 127-136.

119.Jørgensen K. Development of fault complexes in time and space at Loppa High – SW Barents Sea. Master thesis in Geology. 2014.

120.Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J.S., Hjelstuen B.O., Smelror M., Larsen E., Andreassen K., Eidvin T., Vorren T.O. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // Quaternary Science Reviews (2009), *doi:10.1016/j.quascirev.2008.12.002*.

121.Laberg J.S., Kawamura K., Amundsen H., Baeten N., Forwick M., Rydningen T.A., Vorren T.O.. A submarine landslide complex affecting the Jan Mayen Ridge, Norwegian–Greenland Sea: slide-scar morphology and processes of sediment evacuation // Geo-Mar. Lett. (2014) 34:51–58 *DOI 10.1007/s00367-013-0345-z*.

122.Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grsfjeld K., Houmark-Nielsen M., et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. Boreas. 2006. 35, pp. 394–424.

123.North Polar Chart, showing International Polar Stations, 1882-1883 // Scottish Geographical Magazine. Volume I, No. 12, 1885.

124. Olesen, O., G., Gellein, J., Håbrekke, H., Kihle, O., Skilbrei, J.R. and Smethurst, M.A. Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas. Scale 3 million. Geological Survey of Norway. 1997. 1 : 3 000 000.

125.Petrov, O.V., Larssen, G.B. and Werner, S. Atlas. Geological History of the Barents Sea. Geol. Surv. Norw. Trondheim, 2009. 134 pp.

126.Ritzmann O., Jokat W., Czuba W., Guterch A., Mjelde R. and Nishimura Y. Adeep seismic transect from Hovgard Ridge to northwestern Svalbard across the continental-ocean transition: A sheared margin study // Geophysical Journal International. 2004. V. 157. Pp. 683-702.

127.Safronova P. A., Laberg J. S., Andreassen K., Shlykova V., Vorren T.O., Chernikov S. Late Pliocene – early Pleistocene deep-sea basin sedimentation at high-latitudes: mega-scale submarine slides of the north-western Barents Sea margin prior to the shelf-edge glaciations // Basin Research (2015) 1–19, *doi: 10.1111/bre.12161*.

128.Smith A.J., Mienert J., Bünz S., Greinert J. Thermogenic methane injection via bubble transport into the upper Arctic Ocean from the hydrate-charged Vestnesa Ridge, Svalbard // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. *DOI 10.1002/2013GC005179*.

129.Smith A.J., Mienert J., Bünz S., Greinert J. Thermogenic methane injection via bubble transport into the upper Arctic Ocean from the hydrate-charged Vestnesa Ridge, Svalbard // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. DOI 10.1002/2013GC005179.

130.Solheim, A., Elverhei, A. A pockmark field in the Central Barents Sea; gas from a petrogenic source? // Polar Research. 3 n.s., 1985. Pp. 11-19.

131.Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin, V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Møller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R., 2004. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quat. Sci. Rev. 23, pp. 1229–1271.

132.Vanneste M., Guidard S., Mienert J. Bottom-simulating reflections and geothermal gradients across the western Svalbard margin // Terra Nova, 2005. Vol. 17, no. 6, pp. 510-516.

133.Vanneste M., Mienert J., Bunz S. The Hinlopen Slide: a giant, submarine slope failure on the northern Svalbard margin, Arctic Ocean // Earth Planet Sci. Lett. 2006. 245. Pp. 373–388.