

Санкт-Петербургский государственный университет

РУСАКОВА Елена Васильевна

Выпускная квалификационная работа

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АДВЕКЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТЕПЛА В
СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Основная образовательная программа бакалавриата

«Гидрометеорология»

Профиль океанология

Научный руководитель: канд. геогр. наук

профессор БАШМАЧНИКОВ Игорь Львович

Рецензент: канд. Физ.-мат. наук

БОБЫЛЕВ Леонид Петрович, директор научного фонда «Нансен Центр»

Санкт-Петербург

2018

Содержание

1.	Введение.....	3
2.	Глава I.Общая характеристика исследуемого района.....	4-7
1.1.	Физико-географическая характеристика района исследования.....	4
1.2.	Гидрологический режим и циркуляция.....	5-7
1.2.1	Норвежское течение.....	5
1.2.2	Водные массы.....	6-7
3.	Глава II. Обзор изменчивости потока тепла с Норвежским течением и механизмов этой изменчивости.....	8-12
2.1.	Изменчивость потока тепла с Норвежским течением.....	9-10
2.2.	Механизмы изменчивости потока тепла.....	10-12
4.	Глава III. Материалы и методы.....	13-23
3.1.	Используемые базы данных.....	13-14
3.2.	Методы	14-15
3.3.	Анализ профилей солёности и температуры.....	15-17
3.4.	Анализ полей скорости течений.....	17-18
3.5.	Анализ временной изменчивости температуры и скорости течения.....	18-23
5.	Глава IV. Анализ полученных результатов.....	24-28
6.	Заключение.....	29
7.	Список литературы.....	30-31

Введение

Изменчивость теплового потока в Северный Ледовитый океан (СЛО) оказывает значительное влияние на климат и погодные условия в Европе и Европейской части России. Основной поток тепла из Атлантики через Северо-Европейский бассейн, и далее, в Арктический бассейн осуществляется с водами Норвежского течения. (Dickson и др., 2008 г.)

Изменчивость потока океанического тепла во многом определяет аномалии энергообмена между океаном и атмосферой в атлантическом секторе СЛО и влияет на интенсивность атмосферного переноса тепла и влаги на Европейскую часть России и в Европу (Jungclaus и Koenigk, 2010). Понимание механизмов формирования долгопериодной изменчивости адвекции тепла необходимо для прогноза будущих изменений в СЛО, в том числе морского ледяного покрова. Изменения потока океанического тепла формируют изменения в среде обитания морских организмов, и т.о. оказывают влияние на рыбные ресурсы и на рыбный промысел, который хорошо развит в Норвежском море.

В работе представлена количественная оценка потока тепла в Северный Ледовитый океан на трёх ключевых разрезах через Норвежское течение от 63° до 77° с.ш.

Исследуется связанность межгодовой изменчивости потоков тепла вдоль Норвежского течения, а также характер отклика океана на изменения внешних факторов.

Основная цель данной работы заключается в том, чтобы изучить характер межгодовой изменчивости потока тепла на север на различных участках Норвежского течения, а также выявить его связь с полем ветра, изменчивостью температуры воды и скорости течения.

Для достижения указанных целей были поставлены следующие задачи:

- 1) провести обзор изменчивости потока тепла с Норвежским течением и механизмов этой изменчивости по литературным источникам;
- 2) выбрать разрезы для расчёта потока тепла;
- 3) рассчитать поток на выбранных разрезах;
- 4) проанализировать изменчивость температуры и скорости течения в точке и выявить их роль в изменчивости потока тепла;
- 5) выявить связь потока тепла с индексами интенсивности атмосферной циркуляции и индексами изменчивости температуры воды в Северной Атлантике.

I глава. Общая характеристика исследуемого района

1.1. Физико-географическая характеристика района исследования

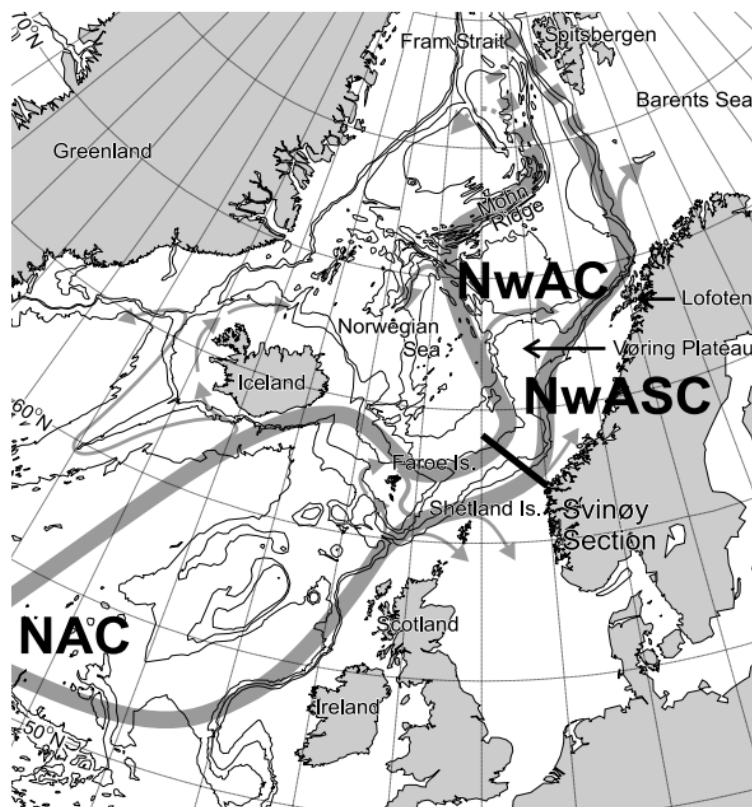


Рисунок 1. Схематическая карта района исследования с Норвежским течением и изобатами 500, 1000, 2000 и 3000 м (Skagseth O. et al., 2004)

Норвежское море является окраинным морем Северо-Европейского бассейна СЛО. Оно расположено к северо-западу от побережья Норвегии между Гренландским, Северным и Баренцевым морями. (рис.1) Площадь Норвежского моря составляет 1,383 млн км², средняя глубина – 2000 м, максимальная – 3970 м, объём – 2 млн км³.

Ширина шельфа Норвежского моря варьирует от 40 до 200 км. В мористой части бассейна есть две глубокие впадины, разделенные хребтом (самая глубокая вершина которого расположена на глубине 3000 м) между плато Вринг и островом Ян-Майен. Южный бассейн больше и глубже (3500 и 4000 метров). Северный бассейн мельче - 3000-3100 метров, но содержит ряд участков, опускающихся до 3300 метров. Подводные пороги и континентальные склоны отмечают границы этих бассейнов с прилегающими морями. На юге находится Европейский континентальный шельф и Северное море, на востоке - Евразийский континентальный шельф с Баренцевым морем. На западе Гренландско-Шетландский хребет (на глубине 500-850 м) отделяет Норвежское море от Атлантики. На северо-западе море ограничено подводными хребтами Ян-Майен и Мона, которые поднимаются до глубины 2000 метров, а в некоторых местах до 2600 метров. (Blindheim, 1989, стр. 366–382)

В морях Северо-Европейского бассейна слабая стратификация вод, вследствие чего сильное влияние на течения оказывает топография. Это было подтверждено в эксперименте NORCSEX '88, в ходе которого измерялись скорость и направление

течений. В результате было выявлено преобладающее направление на северо-восток, которое оказалось практически параллельно изобатам, что указывает на значительное влияние особенностей рельефа дна. (Naugan et al., 1991)

1.2. Гидрологический режим и циркуляция

1.2.1 Норвежское течение

Норвежское течение представляет собой продолжение Северо-Атлантического течения, оно переносит атлантические воды в Арктический бассейн СЛО. В южной части Норвежского моря Норвежское течение разделяется на две ветви (рис.1), движущиеся через Норвежское море и протяженные вдоль восточного побережья Исландии и через Фареро-Шетландский канал, первая вдоль изобаты 500-1000 м и вторая между изобатами 1500 и 2000 м. (Fratantoni, 2001; Orvik and Niiler, 2002) Восточная ветвь включает в себя прибрежное и склоновое течения (Øystein Skagseth и др., 2004). Прибрежное течение, подпитываемое стоковыми пресными водами и движущееся вдоль побережья Норвегии, уходит в Баренцево море. Оно имеет выраженную сезонную изменчивость температуры вод, скорости, ширины и глубины потока (Nylsen и Falck 2006; Dickson B. Et al., 2008) В зимний период прибрежное течение прослеживается до больших глубин и более узкое, а летом расширяется и становится более мелким, распространяясь на север в виде клина поверх атлантических вод, и достигает глубины от 50 до 100 метров. Это течение является более холодным и менее солёным по сравнению со склоновым течением, так как большая часть его притоковой воды поступает из солоноватого Балтийского моря, а также из норвежских фьордов и рек.

В районе северной части Норвегии, от склонового течения отделяются ветви Нордкапского и Мурманского течений, входящие в Баренцево море, а остальная часть вод движется на север к Шпицбергену и далее распространяется вдоль его западного побережья. (Blindheim and Østerhus, 2005) Часть водного потока, уходящего в Баренцево море, затем рециркулирует и возвращается обратно в Норвежское море. При этом в Норвежское море возвращается уже трансформированная водная масса, сформировавшаяся в результате смешивания и атмосферного выхолаживания, и подпитанная стоком рек. (Ingvaldsen, 2005; Skagseth, 2008)

Благодаря затоку атлантических вод в Норвежском море не образуется ледяной покров, и формируются благоприятные условия для развития различных видов морских организмов.

1.2.2 Водные массы

Водные массы Норвежского моря формируются в Арктическом и Атлантическом бассейнах.

Гидрология верхних слоев воды во многом определяется притоком вод из Атлантики, расходы которого достигают 10 Св, а максимальная глубина составляет 500 метров, но увеличивается до 700 метров у Лофотенских островов (Blindheim, 1989). Часть потока проходит в СЛО через Фареро-Шетландский канал (рис.1) и имеет сравнительно высокую соленость 35,3. Другая часть - через пролив между Фарерскими островами и

Исландией, эта водная масса имеет среднюю соленость между 35 и 35,2. (Aken, 2007) Интенсивность потока имеет выраженную сезонную динамику и может быть в два раза выше зимой, чем летом. В Фареро-Шетландском канале верхний слой атлантических вод имеет температуру около 9,5°C, и охлаждается примерно до 5°C к западу от Шпицбергена. (Sætre, 2007)

Течение, приходящее из Северного моря, формируется в Балтийском море и, таким образом, собирает большую часть стока из Северной Европы. Его вклад в общий поток вод Норвежского течения, однако, относительно мал (Sætre, 2007). Температура и соленость этого потока характеризуется сильными сезонными и межгодовыми колебаниями. Долгосрочные измерения в пределах 50 метров от побережья Скандинавии показывают максимальную температуру 11,2°C на параллели 63° с.ш. в сентябре и минимум 3,9°C на мысе Нордкап в марте. Соленость колеблется между 34,3 и 34,6; самая низкая весной из-за притока растаявшего снега из рек. (Blindheim, 1989)

Часть теплых поверхностных вод Норвежского течения переходит у Шпицбергена в Западно-Шпицбергенское течение, которое выносит воды в северную часть Гренландского моря и в СЛО. Этот поток имеет расход 3-5 Св и оказывает большое влияние на климат Арктики. (Tyler, 2003) Другая часть вод Норвежского течения (~ 1 Св) проходит вдоль норвежского побережья в Баренцево море. Эта водная масса частично охлаждается и погружается в более глубокие слои, вытекая обратно в Норвежское море (Tyler, 2003)

Арктическая вода Восточно-Исландского течения в основном встречается в юго-западной части Норвежского моря. Она также подвержена существенным сезонным колебаниям при средней температуре менее 3°C и солености между 34,7 и 34,9 (Blindheim, 1989) Доля этой воды на поверхности моря зависит от расхода потока атлантической воды, которая, в свою очередь, хорошо коррелирует с индексом Северо-Атлантической осцилляции - NAO. (ICES, 2007)

Норвежское море связано с Гренландским морем и Северным Ледовитым океаном проливом Фрама. (Tyler, 2003) Норвежские придонные воды (НПВ) встречается на глубинах более 2000 метров. Этот однородный слой с соленостью 34,91 испытывает небольшой обмен с соседними морями. Его температура ниже 0°C и падает до -1 ° C на дне океана. (Blindheim, 1989) По сравнению с глубинными водами окружающих морей, НПВ имеет больше питательных веществ, но меньше кислорода (Aken, 2007).

Слабый обмен глубинными водами с Атлантическим океаном обусловлен сравнительно небольшой глубиной Исландско-Шетландского порога. Только четыре района Исландско-Шетландского порога находятся на глубине более 500 метров: Фарерская банка (около 850 метров), некоторые части Исландско-Фарерского хребта (около 600 метров), хребет Вайвилл-Томсон (620 метров), что намного меньше, чем глубина Норвежского моря. (Aken, 2007)

Холодные глубинные водные массы попадают в Атлантику по различным каналам: около 1,9 Св через канал Фарерских островов, 1,1 Св по Исландско-Фарерскому каналу и 0,1 Св через хребет Вайвилл-Томсон. Турбулентность, возникающая при опрокидывании

глубинных вод через Гренландско-Шотландский хребет в глубоком атлантическом бассейне, смешивает соседние водные массы и образует Северную Атлантическую глубинную воду, один из двух основных источников кислорода глубинных вод Северной Атлантики. (Ronald E. Hester et al., 2007)

Глава II. Обзор изменчивости потока тепла с Норвежским течением и механизмов этой изменчивости

Впервые полная картина обмена между Атлантикой и Северным Ледовитым океаном была описана почти 100 лет назад Хелланд-Хансеном и Нансеном. Тогда же ими было отмечено время распространения неоднородностей температуры от западного побережья Норвегии на 61°с.ш. до разреза «Кольский меридиан» - 2-3 года. Также ими было отмечено наличие температурных и солёностных аномалий, которые не коррелируют друг с другом. Эти структуры наиболее чётко проявляются на поверхности, простираясь до глубины в несколько сотен метров. Последние исследования предполагают, что они связаны с Северной Атлантической Осцилляцией (NAO).

Как уже было сказано, Норвежское море является транзитной зоной для тёплых и солёных вод Атлантики в Северный Ледовитый океан. Изменчивость теплового потока сильно сказывается на климате в этом регионе. Также изменчивость характеристик теплового потока влияет на характеристики вод и климат в западной части Баренцева моря. (Ingvaldsen et al., 2003)

По мере продвижения потока к проливу Фрама, характеристики Норвежского течения существенно меняются. В результате атмосферного выхолаживания, смешения со стоковыми водами, атмосферными осадками и арктическими водными массами на западе моря, Норвежское течение становится менее солёным и более холодным. Изменение температуры Атлантических вод по мере продвижения на север соответственно на разрезах – Свиной (Svinoу), в западной части Баренцева моря (BSO) и Соркапп (Sørkapp) (рис.1): 7,9°C, 5,3°C и 4°C. Среднегодовая солёность на первом разрезе – 35,23, для BSO и Sørkapp – 35,07.

С конца 1970-х гг. отмечается увеличение температуры и солёности на всех трех разрезах на 1°C и 0,1 соответственно. В большинстве случаев аномалии температуры и солёности изменяются синфазно по всей протяженности Норвежского течения, но с определенной задержкой во времени. Однако величина распространяющихся аномалий может затухать или усиливаться к северу (Furevik, 2001). В то время как теплая аномалия первой половины 1980-х годов ослабевала по мере продвижения на север, теплая аномалия начала 1990-х годов - усиливалась, т.к. последняя была связана с аномально высокой температурой воздуха в Северо-Европейском бассейне при экстремально высоком индексе NAO около 1990 года(Furevik, 2001).

Также в конце 1970-х гг. в Норвежском море наблюдалось явление, называемое Великая солёностная аномалия. (Dickson et al., 1988) Было отмечено несколько аномалий низкой температуры и солёности за время измерений: в конце 1970-х, в конце 1980-х и середине 1990-х годов. Несколько авторов объяснили эти аномалии сильным оттоком полярных вод из Арктического бассейна, что распространяются циклонически в бассейне Северной Атлантики, достигая Норвежского моря несколько лет спустя (Dickson et al., 1988; Velkin et al., 1998; Velkin 2004). В дополнение к этому адвективному представлению о распространении аномалий солёности, Sundby и Drinkwater (2006) предположили, что аномалии солёности, в большом круговороте северной части Северной Атлантики, вызваны изменениями расходов потоков при наличии меридиональных градиентов

солёности. Высокие температуры и значения солёности, наблюдаемые в течение последних нескольких лет (до 2006 г.), также измерялись в Фареро-Шетландском канале. Высокие значения связаны с ослаблением циркуляции субполярного круговорота (Häkkinen и Rhines, 2004), что привело к увеличению потока субтропической атлантической воды на север от северо-восточной Атлантики до Северных морей.

2.1. Изменчивость потока тепла с Норвежским течением

В статье Скагсетт и др. (2008) Норвежское течение на разрезе Svinoy и атлантический заток в Баренцевом море показывают колебания в широком диапазоне временных масштабов (недельные, месячные, сезонные и годовые). 12-месячные значения скользящего среднего составляют от 3,7 до 5,3 Св со средним значением 4,3 Св для Норвежского течения и от 0,8 Св до 2,9 Св со средним значением 1,8 Св для BSO. Таким образом, заток в Баренцево море составляет всего 45% от среднего потока Норвежского течения, но имеет значительно большую межгодовую изменчивость. Расходы на двух разрезах показывают некоторую когерентность в их соизменчивости. Оба расхода упали до минимума зимой 2000-2001 годов, и оба показали значительный рост с середины 2004 года к концу временного ряда весной/ранним летом 2006 года. Однако в 2002-2003 годах, потоки изменялись несогласованно. Хотя оба потока возросли к зиме 2002 года, но расход Норвежского Течения достиг относительно слабого локального максимума и начал уменьшаться, а поток в Баренцевом море продолжал расти до сильного локального максимума зимой 2002-2003 гг.

В обоих временных рядах ярко выражен сезонный сигнал, хотя его интенсивность меняется во времени. Норвежское течение имеет большую амплитуду сезонной изменчивости до 2001 года, чем после, в то время как в Баренцевом море всё наоборот. Эти параллельные сдвиги в сезонных циклах совпадают с крупномасштабными изменениями атмосферной циркуляции. До 2001 года зимний индекс NAO был, в основном, позитивным, но с 2001 года он был слабым и менял знак.

При рассмотрении долгосрочных изменений расходов, Норвежское течение не показывает существенной тенденции с 1995 по 2006 гг. С другой стороны, в Баренцевом море наблюдается тренд 0,1 Св/год. В течение 9-летнего периода измерений эта тенденция свидетельствует об увеличении объемного расхода на 45% от среднего значения, что предполагает увеличение потока тепла на 23 ТВт. Эта тенденция частично связана с сильной аномалией в 2005-2006 годах, но также наблюдалась значительная тенденция к росту и до 2005 года. Среднегодовые значения среднего теплового потока варьируют от 110 ТВт до 160 ТВт со средним значением 126 ТВт для Норвежского склонового течения, и от 29 ТВт до 70 ТВт со средним значением 48 ТВт для BSO. Изменчивость в тепловом потоке очень схожа с изменчивостью расходов, что указывает на то, что в вариациях теплового потока преобладают флуктуации скорости, а не температуры. В частности, это справедливо для сезонной динамики, где тепловой поток выше зимой, несмотря на то, что температура в зимний период ниже, чем в летний. Примером является максимальный поток тепла на разрезе BSO зимой 2002-2003 гг.

В Норвежском течении отсутствуют значительные тенденции, как для тепла, так и для объемного потока за 11-летний период измерений. Орвик и Скагсетт (2005)

обнаружили, что слабое уменьшение поля скоростей было компенсировано повышением температуры на 1°C. Таким образом, можно сказать, что для внутригодовых колебаний большую роль играет атмосферная циркуляция, которая влияет на интенсивность потока, и в меньшей степени важны флуктуации температуры.

В отличие от внутригодовых, на межгодовых временных масштабах температурные колебания становятся все более важны (Orvik and Skagseth, 2005). В статье (Skagseth Ø. et al., 2008) была выявлена корреляция между изменчивостью температуры на Кольском разрезе и индексом АМО. Это говорит о том, что флуктуация потока тепла на разрезе является локальным проявлением более масштабного колебания климата, охватывающего, по крайней мере, всю Северную Атлантику.

2.3. Механизмы изменчивости

Изучение механизмов, определяющих изменчивость потока тепла, является важным для прогнозирования изменений климата и термохалинной циркуляции.

Для разных временных масштабов, разные механизмы являются решающими в изменчивости потока тепла с Норвежским течением.

Механизмы изменчивости расходов Норвежского течения были детально изучены на основе данных с разреза Svinøy. Большая часть изменений потока атлантических вод в Норвежском склоновом течении может быть связана с прохождением атмосферных минимумов, которые обычно происходят к юго-западу от Исландии и распространяются на северо-восток в сторону Скандинавии. Обнаружено, что вдольбереговая составляющая поля компонент ветра является движущей силой изменчивости расходов потока (Skagseth and Orvik 2002; Skagseth et al., 2004).

На основе спутниковых альтиметрических измерений аномалий уровня (SLA), Skagseth et al. (2004) обнаружили когерентные изменения в Норвежском склоновом течении от западной части Ирландии до BSO, вызванные ветром, связанным с изменениями давления на уровне моря (SLP), напоминающих NAO. Пренебрежимо малый фазовый сдвиг во времени указывает на баротропные механизмы изменчивости переноса.

Расход атлантической воды, поступающей в Баренцево море, тоже сильно зависит от регионального характера поля ветра над BSO (Ingvaldsen et al., 2004). Ingvaldsen et al., обнаружили, что изменения в притоке обусловлены поверхностным переносом Экмана к побережью Норвегии, устанавливали градиенты уровня моря, которые в свою очередь вызывали более интенсивный поток вод в Баренцево море. Авторы утверждают, что эти эффекты были усилены дивергенцией потока Экмана над BSO. Что касается Норвежского склонового течения, то приток был сильнее, когда давление на уровне моря имело сильное сходство конфигурацией циклонической циркуляции при положительных значениях NAO. Кроме того, в периоды аномальной восточной/западной протяженности Норвежского течения (Blindheim et al. (2000); Mork и Blindheim (2000)), в Норвежском море рециркулирует меньше/больше воды - и больше/меньше воды поступает в Баренцево море. Это было показано в модельных расчётах с идеализированной (Furevik 1998) и реальной топографией.

Корреляция между ежемесячными данными с разреза Svinøy и BSO (начиная с 1995 и 1997 годов, соответственно) имеет максимум для скорости $r=0,41$ с нулевой задержкой и максимум для температуры $r = 0,65$ с запаздыванием 2 года. Невысокая корреляция потоков указывает на то, что локальное эффективное атмосферное воздействие тока на двух участках отличается, по крайней мере, в отдельные периоды.

Случай аномально сильных течений на обоих участках характеризовался атмосферным минимумом, простирающимся от юго-запада Исландии, в сторону моря вдоль побережья Норвегии и частично в Баренцево море. Это самый распространенный путь исландских циклонов, когда они распространяются в Норвежское море. Случаи аномально отрицательных потоков на обоих разрезах характеризовались максимумами по Скандинавии и, как правило, очень слабыми градиентом давления на уровне моря и, следовательно, слабых ветров. Поскольку значительная часть потока баротропна (Skagseth и Orvik, 2002), то вероятно, что это также отражается на глубинных течениях.

Итак, основными механизмами, влияющими на изменчивость интенсивности потока тепла в Норвежском течении, являются изменения в атмосферной циркуляции (поле ветра), которые характеризуются индексом NAO, а также изменения климата в северной части Атлантического бассейна, что, прежде всего, проявляется в изменении температуры морской поверхности и характеризуется индексом АМО. Однако, неясно какой механизм вносит основной вклад в изменчивость потоков тепла.

Как было сказано выше, изменчивость климата в скандинавских морях связывают с Североатлантическим колебанием (NAO). Североатлантическое колебание – это крупномасштабное перемещение атмосферных масс между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Индекс Североатлантического колебания рассчитывается как разница давлений между Исландским минимумом и Азорским максимумом.

Положительная фаза NAO представляет собой усиление как исландского минимума, так и Азорского максимума и сопровождается более сильными западными ветрами в Атлантическом океане (Hurrell, 1995). На северо-востоке Атлантики, более глубокий минимум приводит к сильным юго-западным ветрам, принося более теплые, чем обычно, погодные условия. В отрицательную фазу NAO (Исландский минимум и Азорский максимум ослабевают) возникают противоположные тенденции в поле атмосферной циркуляции.

В течение большей части 1960-х гг. NAO был в отрицательной фазе с соответственно высоким уровнем давления над Северо-Европейским бассейном. Это привело к аномально большому затоку пресной воды в северную Атлантику (Dickson et al., 1996), известной как Великая Солёностная аномалия. Наличие менее солёной (солёность снизилась на 1) – и, как следствие, менее плотной воды привело к прекращению глубокой зимней конвекции в море Лабрадор. Также значительно замедлился перенос тепла в океане, его поступление и отдача в атмосферу в высоких широтах, что стало причиной локального похолодания (резкое снижение среднегодовой температуры на $0,3$ C во второй половине 60-х гг.).

С 1960-х годов по настоящее время NAO имело достаточно выраженную 7-летнюю периодичность. Существует высокая корреляция между увеличенным индексом NAO и температурой воздуха в северном полушарии, наблюдаемая в последние десятилетия (Hurrell (1996)). Усиленные западные ветры охлаждают западную часть Северной Атлантики и приводят к потеплению в Европе и Сибири, которые из-за меньшей теплоемкости континентов, приводит к увеличению средней температуры поверхности.

В статье (Blindheim et al., 2000) было выявлено, что протяженность атлантических вод в западном направлении в Норвежском море была меньше во время положительной фазы NAO, чем во время отрицательной. Разница между его самым западным положением границы в 1968 и его самым восточным в 1993 году превышает 300 км. Это означает, что циклоническая картина атмосферной циркуляции приведет к перемещению поверхностных вод на восток, что уменьшит площадь атлантических вод и, таким образом, уменьшит потерю передачи тепла от океана в атмосферу, что может способствовать более теплым водам в Баренцевом море в позитивную фазу NAO. В самом деле, в Баренцевом море более высокие температуры воды обнаруживаются во время положительной фазы индекса NAO (Dickson et al., 2000). Колебания расходов воды между северной Норвегией и о.Медвежий, в основном зависят от характера атмосферной циркуляции. (Ingvaldsen et al. 2004)

Также важную роль в изменчивости теплового потока играет Атлантическая мультideкадная осцилляция. АМО рассчитывается как среднее изменение температуры морской поверхности в Северной Атлантике (от экватора до Гренландии). Это говорит о том, что флуктуации потока тепла в Норвежском течении являются локальным проявлением более масштабных колебаний климата, охватывающего, по крайней мере, всю Северную Атлантику. (Skagseth Ø. et al., 2008)

Долговременная изменчивость АМО составляет 20-40 лет, а разница между экстремумами составляет около 1°C.

АМО влияет на температуру воздуха и количество осадков в большей части Северного полушария, в частности, в Северной Америке и Европе. Оно коррелирует с частотой североамериканских засух и частотой сильных ураганов в Атлантике.

Глава III. Материалы и методы

3.1. Используемые базы данных

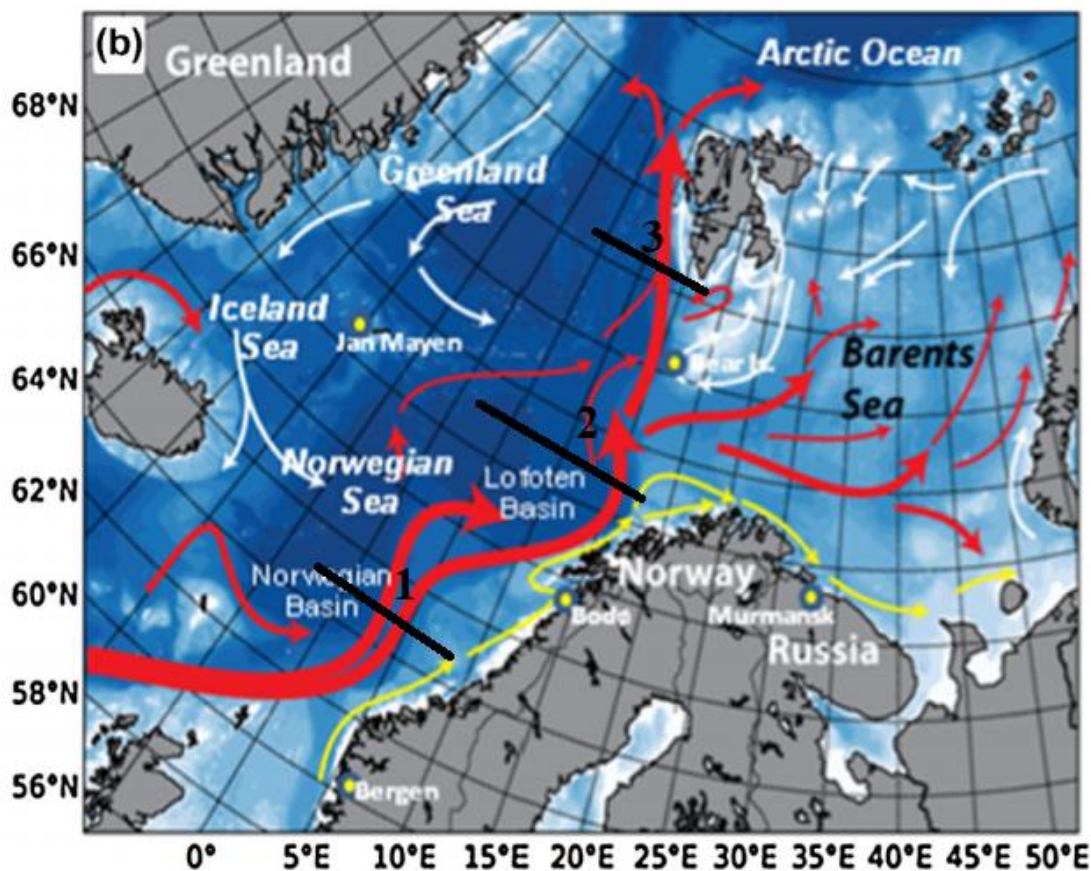


Рисунок 2. Схематическая карта Северо-Европейского бассейна. Красные линии – Атлантический поток, жёлтые – прибрежные течения, белые – Арктический поток. 1 – разрез Svinoy, 2 – разрез Lofoten, 3 – разрез Sorkapp (K. Drinkwater et al., 2013)

Для того чтобы идентифицировать изменчивость потока тепла в ядре атлантических вод было выбрано три разреза (рис.2):

- первый разрез – Свуйный (Svinoy) - который представляет собой отправную точку переноса атлантических вод на север через Норвежское море; разрез взят по параллели 64°52' с.ш. от 2°8' з.д. до 7°52' в.д.;
- второй разрез севернее Лофотенских островов - 71°8' с.ш., от 0°8' в.д. до 19°52' в.д.;
- третий разрез у южной части острова Шпицберген – Соркапп (Sorkapp) – по параллели 75°52', от 0°8' в.д. до 17°52' в.д.

Глубина разрезов – 500 м – характерная глубина нижней границы атлантического затока.

Масштабы и координаты разрезов были выбраны исходя из полученных вертикальных профилей температуры и солёности (рис.4,5,6), а также полей скорости (рис.7,8,9).

Для анализа были использованы среднемесячные данные атласа NOAA с 1993 по 2012гг. - Nordic Seas Atlas (температура и солёность) и из базы данных Aviso (уровень моря и скорость течения) с шагом сетки $1/4^\circ \times 1/4^\circ$.

Nordic Seas Atlas является результатом совместной работы ААНИИ, Института Геофизики Аляскинского университета в Фэрбенксе, Бергенского университета и Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA). Он содержит данные с более чем 500 000 станций с 1900 по 2012 гг. Временной масштаб этих данных: десятилетние, периодические, годовые и ежемесячные климатологические поля температуры воды, солёности и плотности на $0,25$ -градусной сетке на разных горизонтах. (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/nordic-seas/>)

База данных Aviso+ предоставляет данные спутниковой альтиметрии: аномалии уровня моря, скорости геострофических потоков и абсолютная динамическая топография.

Скорость геострофического течения рассчитывается по следующей формуле:

$$V_{alt} = \frac{1}{g * f} * \frac{dZ}{dn},$$

где g - ускорение свободного падения, f – параметр Кориолиса, Z – аномалия уровня моря и n – расстояние, направленное по нормали к течению. (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html>)

Значения индекса АМО были взяты из базы данных NOAA с сайта - <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>.

Значения индекса NAO также были взяты из базы данных NOAA - <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/ENSO/verf/new.nao.shtml>.

Расчёты, обработка и визуализация данных были выполнены в программе MATLAB R2014b.

3.2. Методы

Данные были представлены на графиках в виде временных рядов (межгодовых и сезонных), был произведён корреляционный анализ, оценены тренд, дисперсия ряда и среднеквадратическое отклонение. Также, для удаления сезонной изменчивости данные были сглажены методом скользящего среднего:

$$y_{Si} = \frac{1}{2 * N + 1} * \sum_{k=-N}^N y_{i+k},$$

где $(2N+1)$ – размер окна, число точек, выбираемых для сглаживания, т.е. слева и справа от текущей точки выбирается по N точек.

Помимо этого при обработке был исключен квадратичный тренд для того, чтобы оценить изменчивость стационарного временного ряда.

Поток тепла рассчитывался по формуле:

$$H_{ij} = \rho * C * T * V * dx * dz,$$

где ρ – плотность морской воды, C – теплоемкость, T – температура, V – составляющая скорости течения, направленная перпендикулярно к разрезу, x – длина разреза, z – глубина. Разрез был представлен в виде сетки, в каждой точке которой был рассчитан поток тепла. (Рис.3) Затем полученный массив был проинтегрирован по длине разреза и глубине слоя атлантических вод.



Рисунок 3. Схематичный разрез потока течения

3.3. Анализ профилей солёности и температуры

Разрез Svinøy протянут на северо-запад от побережья Норвегии и пересекает весь атлантический приток в Норвежское море прямо к северу от Исландско-Шетландского хребта. Таким образом, это ключевое место для всестороннего мониторинга притока вод из Атлантики. Мониторинг раздела Svinøy начался в середине 1950-х годов с регулярными гидрографическими измерениями, а измерение характеристик течения началось в 1995 году. (Dickson B., et.al., 2008)

На рис.4 представлены профили температуры и солёности для разреза Svinøy. Профили температуры и солёности были построены до глубины 1000 м. Для построения характерных профилей характеристик данные были осреднены за исследуемый промежуток времени – с 1993 по 2012 гг.

На профилях виден верхний тёплый и солёный слой вод до глубины около 500 м. (рис.4) Наблюдается прямая стратификация вод – максимальная температура воды на поверхности 9°C и убывает с глубиной до 0 °C. Солёность вод Норвежского течения на разрезе Svinøy варьирует от 35 до 35,2. Кроме Норвежского склонового течения на профиле также видно Норвежское прибрежное течение. Его воды опреснены стоком рек и значение солёности составляет 34,5-34,8, а температура воды 8-9°C. Глубина прибрежного течения около 50-100 метров.

Кроме того, на профилях солёности и температуры можно выделить арктические промежуточные водные массы, расположенные между атлантической и придонной водными массами. Солёность арктической водной массы менее 34,9, а температура менее 3°C. На разрезе Svinøy они расположены на глубине около 250-520 м, заглубляясь по направлению к берегу.

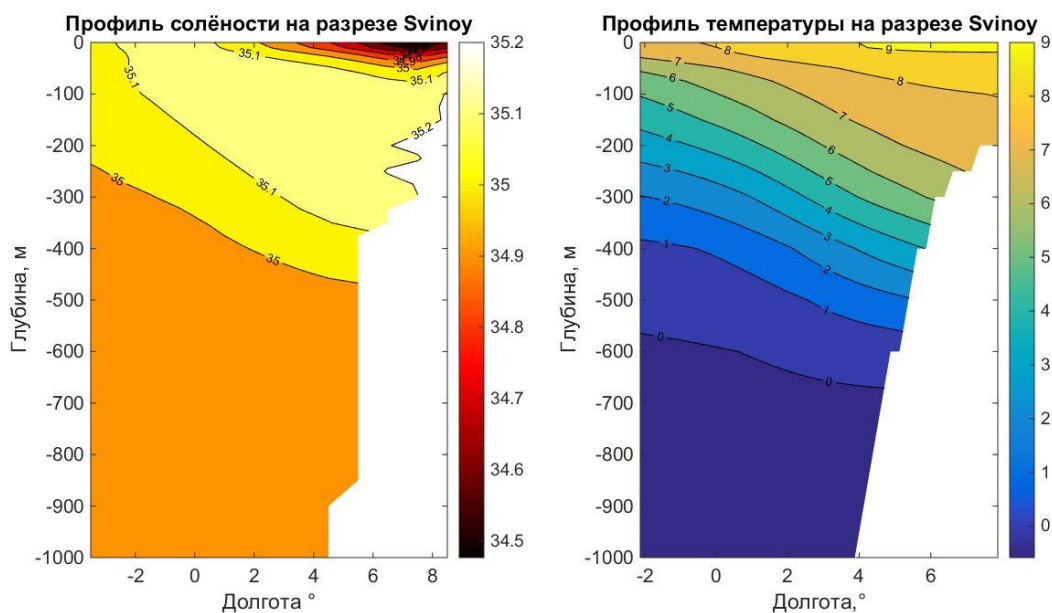


Рисунок 4. Профили солёности и температуры на разрезе Svinoy

Второй разрез был выбран к северу от Лофотенских островов к югу от района, где Норвежское течение выходит из Норвежского моря и делится на ветви в Баренцево море и к о. Шпицберген.

Температуры воды Норвежского течения на разрезе Lofoten составляет 0-7°C, солёность - 35-35,1. Здесь так же как и на разрезе Svinoy заметно прибрежное течение с значениями температуры и солёности - 6-7°C и 34,6-34,9, соответственно. А на глубине 500-900 м расположена арктическая водная масса с солёностью менее 35 и температурой 0-2°C. (рис.5)

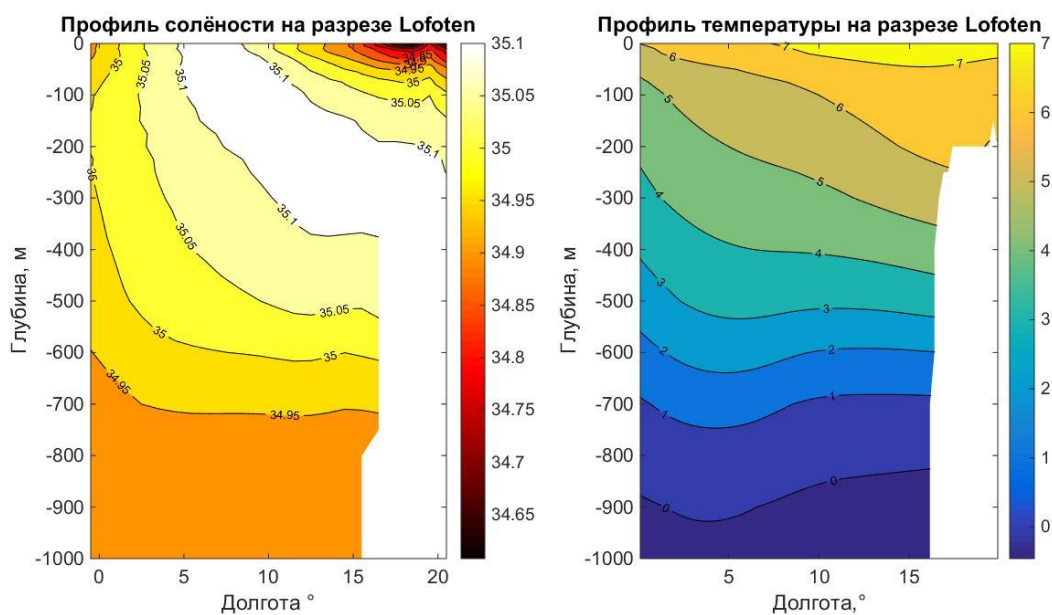


Рисунок 5. Профили солёности и температуры на разрезе Lofoten

Третий разрез – Sorkarr - был выбран у южной оконечности острова Шпицберген. На профиле солёности виден верхний слой вод, опресненный таянием льда, с солёностью 34,5-34,9 и температурой 3-4 °С. Слой Атлантического залива расположен до горизонта 500 м, температура вод атлантической водной массы на разрезе Sorkarr составила 1-4,5°С. (рис.6)

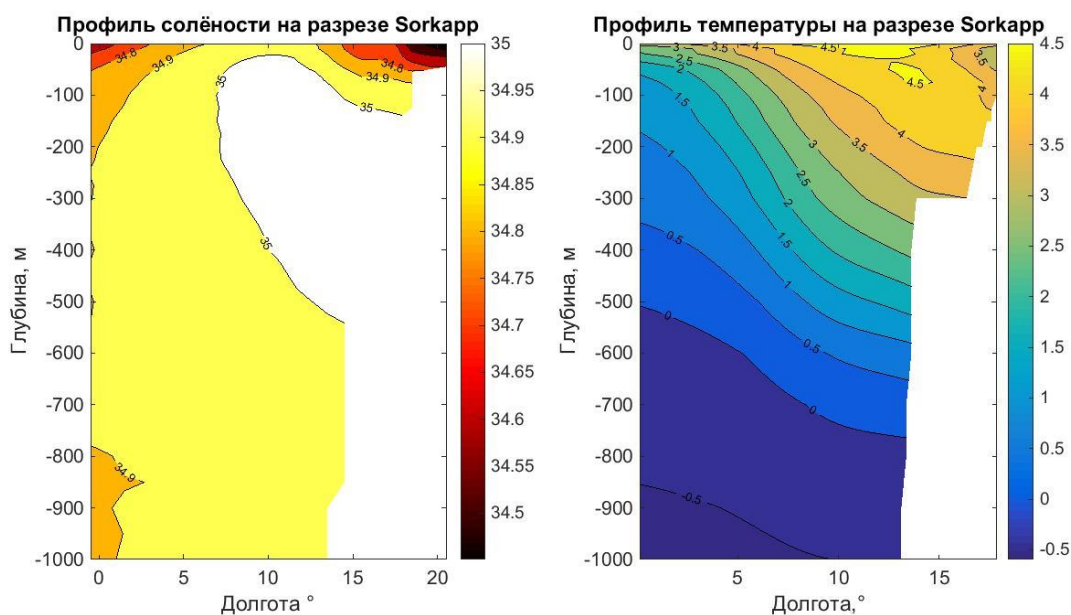


Рисунок 6. Профили солёности и температуры на разрезе Sorkarr

Таким образом, из всех профилей на рассмотренных разрезах видно, что граница Атлантического залива не опускается глубже 500 м и охлаждение Атлантической водной массы по мере продвижения на север.

3.4. Анализ поля скорости течений

На первом изображении поля скорости течений в южной части Норвежского моря хорошо виден заток Северо-Атлантического течения и его разделение на две ветви в Норвежском море, а часть потока уходит в Северное море. Скорость Норвежского течения изменяется от 10 до 30 см/с. (рис.7)

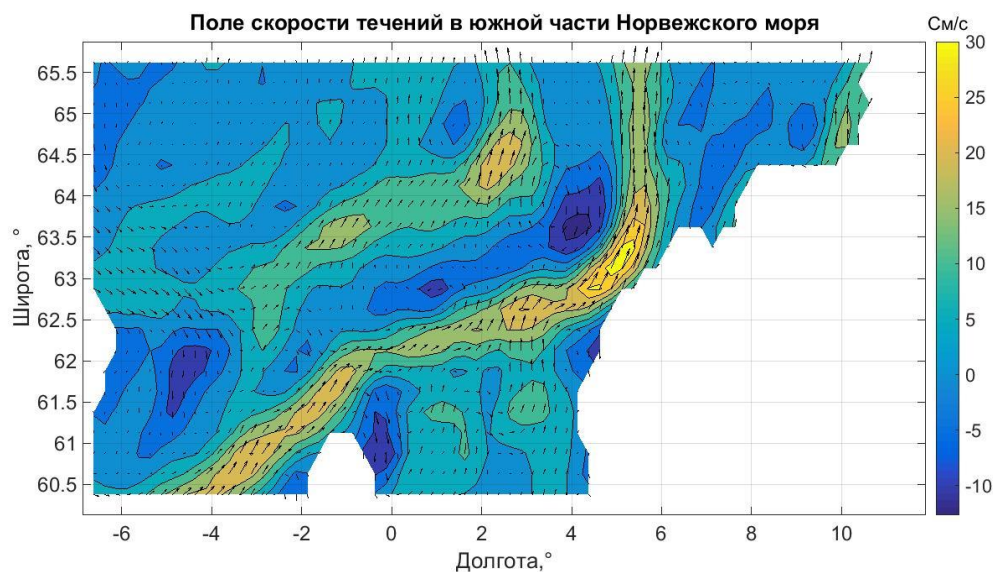


Рисунок 7. Поле скорости течений в южной части Норвежского моря

Скорость Норвежского течения у Лофотенских островов практически не изменяется в сравнении со скоростью потока на начальном разрезе и её значения также составляют от 10 до 30 см/с. Помимо этого, хорошо виден антициклонический круговорот в Лофотенской котловине (рис.8).

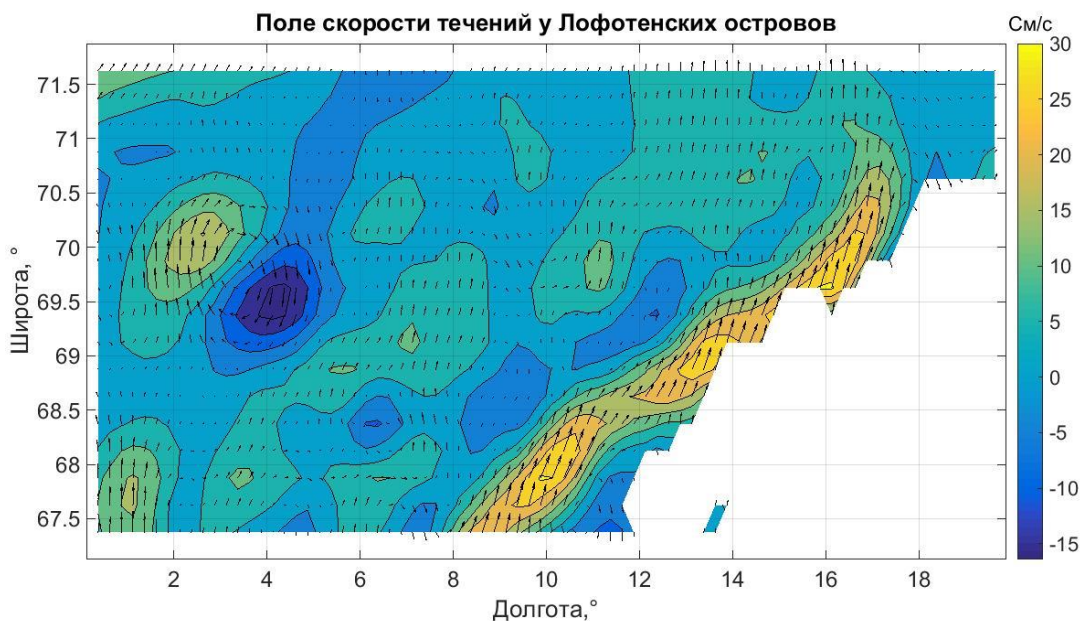


Рисунок 8. Поле скорости течений у Лофотенских островов

У Шпицбергена скорость Норвежского течения заметно падает и не превышает 14 см/с. (рис.9)

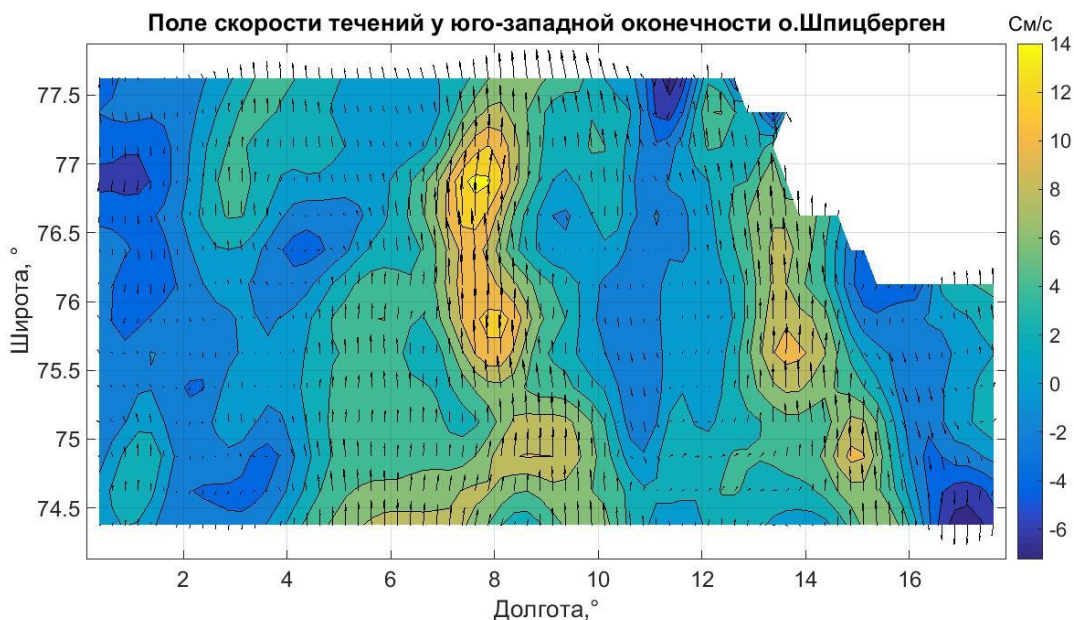


Рисунок 9. Поле скорости течений у юго-западной оконечности о.Шпицбергена

3.5. Анализ временной изменчивости температуры и скорости течения.

Температура воды Норвежского течения варьирует от 5 до 13°C. Скользящее среднее для температуры воды на разрезе Svinoу для горизонта 20 метров составило 5,9-

9,4°C, для горизонта 300 м – 1,7-5,6°C. Максимальные значения температуры воды на горизонте 20 м отмечены в августе 1996 г., августе 2002 г. и августе 2009 г.: 12,2°C, 12,8°C и 12,5°C. Прослеживается характерная сезонная изменчивость температуры с максимумами в летнее время и минимумами в зимнее. (Рис.10)

На горизонте 300 м (рис.10) изменчивость температуры во времени гораздо слабее и менее выражены сезонные колебания.

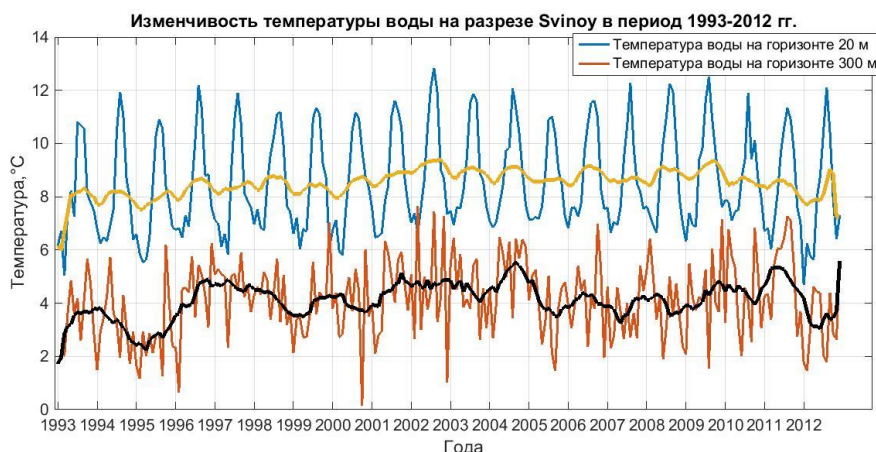


Рисунок 10. График изменчивости температуры воды на разрезе Svinoy на горизонтах 20 и 300 м. Синяя линия – температура на горизонте 20 м, жёлтая – скользящее среднее (12-месяцев) для температуры воды на горизонте 20 м. Красная линия – температура воды на горизонте 300 м, чёрная – скользящее среднее для температуры воды на горизонте 300 м.

Поскольку скорость Норвежского течения практически не изменяется с глубиной, был построен один график изменчивости скорости течения. Максимумы скорости течения отмечают в мае 1995 г., январе 1999 г., марте 2006 г. и декабре 2008 г. В колебаниях скорости течения также присутствует сезонная изменчивость: наибольшие скорости течения наблюдаются в зимнее время. Скользящее среднее для скорости течения на разрезе Svinoy равно 6-19 см/с. (рис.11)



Рисунок 11. График изменчивости скорости течения на разрезе Svinoy. Синяя линия – скорость течения, красная – скользящее среднее.

Межгодовая изменчивость температуры на разных глубинах довольно схожа. Наибольшие значения температуры на горизонте 20 м наблюдались в 2002г. и 2009 г., а для горизонта 300 м – в 1997, 2004 и 2011. Из этих графиков видна периодичность изменчивости температуры в 7 лет. (рис.12)

Максимальные скорости течения наблюдались в 1994 г., 1999 г., 2006 г. и 2012 г. (рис.12)

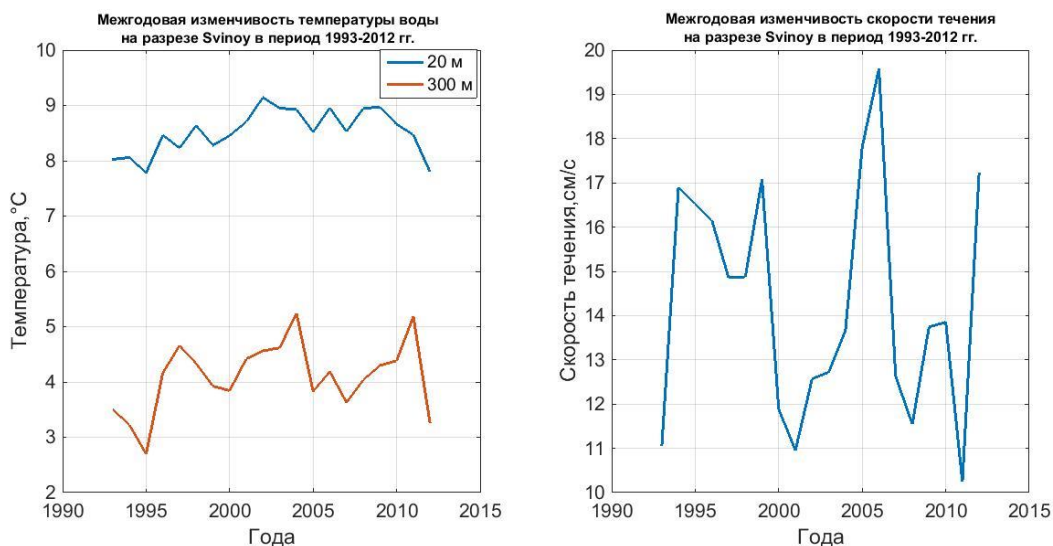


Рисунок 12. Графики межгодовой изменчивости температуры воды и скорости течения на разрезе Svinoy.

Скользящее среднее для температуры воды на разрезе Lofoten для горизонта 20 метров составило 5,9-8,2°C, для горизонта 300 м – 4,4-6,4°C. Значения температуры воды очень близки к значениям температуры на разрезе Svinoy, водная масса Атлантического залива по мере движения от разреза Svinoy до разреза Lofoten охлаждается всего на 1°C. Изменения температуры воды с глубиной на разрезе Lofoten гораздо меньше, чем на Svinoy. (рис.13)

Максимальные значения температуры воды на горизонте 20 м отмечены в сентябре 1993 г., сентябре 2002 г., августе 2007 г. и сентябре 2011 г.: 12,5°C, 11,8°C, 11,0°C и 11,4°C. Из графика (рис.13) видна характерная сезонная изменчивость температуры с максимумами в августе-сентябре и минимумами в зимнее время.

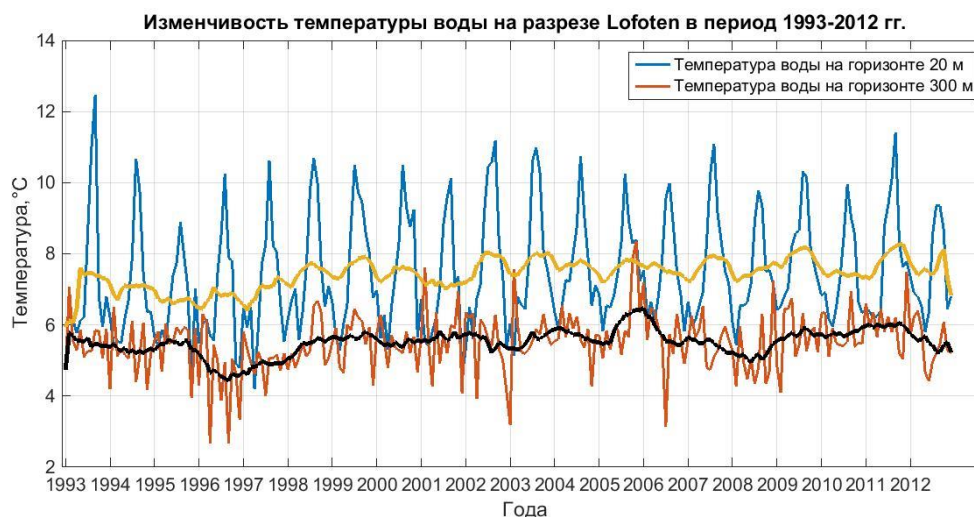


Рисунок 13. График изменчивости температуры воды на разрезе Lofoten на горизонтах 20 и 300 м. Синяя линия – температура на горизонте 20 м, жёлтая – скользящее среднее (12-месяцев) для температуры воды на горизонте 20 м. Красная линия – температура воды на горизонте 300 м, чёрная – скользящее среднее для температуры воды на горизонте 300 м.

Наибольшие скорости течения на разрезе Lofoten наблюдаются в зимний период. Максимумы были в январе-ноябре 1999 г., 2004 г., феврале 2008 г. Скользящее среднее для скорости течения на разрезе Lofoten – 0-11 см/с, что заметно ниже, чем на разрезе Svinoy.



Рисунок 14. График изменчивости скорости течения на разрезе Lofoten. Синяя линия – скорость течения, красная – скользящее среднее

Межгодовая изменчивость температуры воды на разрезе Lofoten (рис.15) схожа с изменчивостью индекса АМО: наблюдается аномально низкие значения температуры в отрицательную фазу АМО (1995-1997 гг.) и повышение температуры в высокую фазу АМО. (рис.26)

Максимальные значения скорости течения на разрезе Lofoten отмечены в 1993, 1998, 2003, 2007 и 2011 годах, минимумы – 1995, 1999, 2005 и 2012 г. Периодичность

изменчивости скорости течения на разрезе Lofoten 4-6 лет. (рис.15)

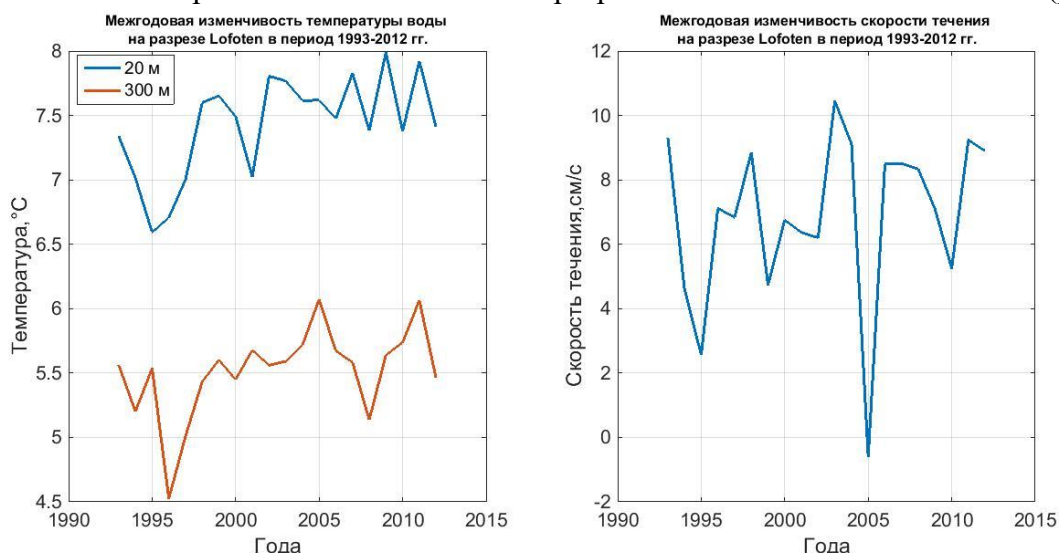


Рисунок 15. Графики межгодовой изменчивости температуры воды и скорости течения на разрезе Lofoten

Скользящее среднее для температуры воды на разрезе Sorkarr для горизонта 20 метров составило 3,1-5,4°C, для горизонта 300 м – 1,2-3,9°C. Температура воды на разрезе Sorkarr гораздо ниже по сравнению с двумя предыдущими разрезами. Это связано с атмосферным выхолаживанием и смешением с арктическими водными массами по мере движения Норвежского течения на север. (рис.16)

Максимальные значения температуры воды на горизонте 20 м отмечены в августе 1998 г. и ноябре 2000 г.: 8,5°C и 9,3°C. Хорошо выражена сезонная изменчивость. (рис.16)



Рисунок 16. График изменчивости температуры воды на разрезе Sorkarr на горизонтах 20 и 300 м. Синяя линия – температура на горизонте 20 м, зелёная – скользящее среднее (12-месяцев) для температуры воды на горизонте 20 м. Красная линия – температура воды на горизонте 300 м, чёрная – скользящее среднее для температуры воды на горизонте 300 м

Скользящее среднее для скорости течения на разрезе Sorkarr составило 4-11 см/с. Наибольшая скорость течения наблюдалась в феврале 2000 г., феврале 2006 г. ноябре 2009, феврале 2012 г.

Высокие значения скорости в зимний период объясняются более сильными ветрами над Норвежским морем в этот сезон. Зимой над Норвежским морем преобладают

юго-западные ветры со скоростью 8-10 м/с, иногда достигая штормовой силы. Летом из-за ослабления Исландского минимума и усиления Азорского максимума обстановка меняется: кроме ветров юго-западного направления наблюдаются и ветры северного направления. Средняя скорость ветра в летний период равна 5-6 м/с.



Рисунок 17. График изменчивости скорости течения на разрезе Sorkapp. Синяя линия – скорость течения, красная – скользящее среднее

На рис.18 хорошо выражена межгодовая изменчивость температуры воды с периодичностью 4-5 лет, наибольшие значения температуры наблюдались в 1995, 2000, 2004 и 2006 годах. Наибольшие скорости течения отмечены в 1995, 2005 и 2008 годах. (рис.18)

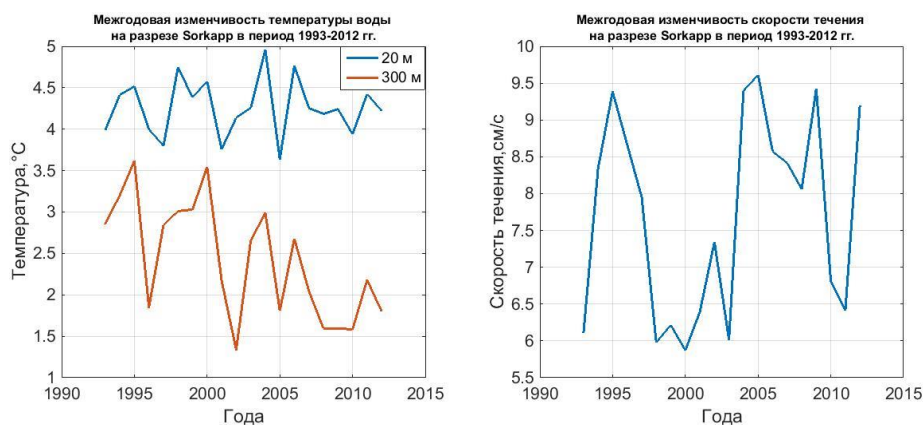


Рисунок 18. Графики межгодовой изменчивости температуры воды и скорости течения на разрезе Sorkapp

Глава IV. Анализ полученных значений теплового потока и межгодовой изменчивости

В среднем тепловой поток на разрезе Svinoy за период с 1993 по 2012 гг. составил 279,7 ТВт (табл.1.), что несколько больше значений, полученных в исследовании Skagseth, 2008 (120-160 ТВт). Такая разница в полученных результатах связана с тем, что были выбраны большие масштабы разреза – длина разреза, используемого при расчётах в этой работе, примерно на 100 км больше, чем в исследовании Skagseth Ø. et al., 2008 г.

Максимальный заток тепла на разрезе Svinoy был в августе 2002 года и в феврале 2008. (рис.19) При рассмотрении межгодовой изменчивости пики наблюдались в 1993, 1997, 1999, 2002 и 2006 г., 2009, 2011 минимумы – 1996, 1998, 2000, 2005, 2007 и 2010 годах. (рис.23)



Рисунок 19. График изменчивости теплового потока на разрезе Svinoy за период с 1993 по 2012 гг.

Масштабы теплового потока на разрезе Lofoten довольно близки к значениям на входе в Норвежское море и в среднем отличаются всего лишь на 14%. Минимумы – 1996 и 1998 гг., 2002, 2007 и 2010 г. Пики – 1995, 1999, 2005, 2009, 2011. С 1996 по 2010 гг., с максимумом в 2005 г. Изменчивость теплового потока на разрезе Lofoten совпадает с изменчивостью индекса АМО, что подтверждает коэффициент корреляции равный 0,58. (табл.2) При удалении квадратичного тренда из данных коэффициент корреляции для индекса NAO возрастает (табл.3), что говорит о том, что изменчивость АМО влияет сезонную изменчивость теплового потока. (рис.20)

	HFmax (ТВт)	HFmin (ТВт)	HFmean (ТВт)	Variance	STD
Svinoy	522,4	119,1	279,7	3850,20	62,05
Lofoten	494,0	87,63	241,0	4770,66	69,07
Sorkapp	319,8	25,17	106,1	2460,16	49,6

Таблица 1.

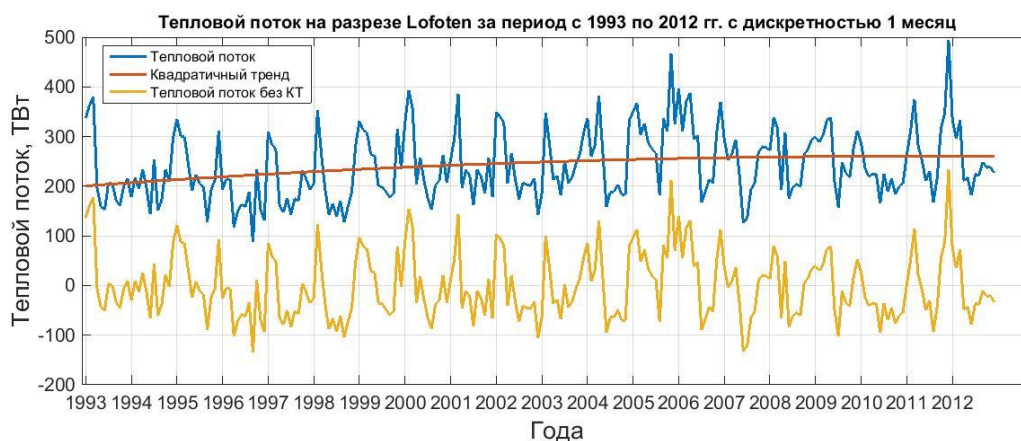


Рисунок 20. График изменчивости теплового потока на разрезе Lofoten за период с 1993 по 2012 гг.

Среднегодовое значение теплового потока на разрезе Соркапп составило 106,1 ТВт, что в 2,5 раза меньше, чем на разрезах Svinoy и Lofoten. (рис. 21) Это связано с тем, что часть потока уходит в Баренцево море и также с охлаждением потока в результате теплообмена с атмосферой и смешения с другими водными массами. Максимум теплового затора отмечается в декабре 1994 г., марте 2000 г. и ноябре 2003 г. Так как наибольшие величины затора наблюдались в зимне-весенний период, то можно сказать, что наибольшее значение для величины затора имеет влияние атмосферной циркуляции и как следствие усиление ветров, которое приводит к увеличению интенсивности затора в этом районе. Если же рассматривать межгодовую изменчивость, то максимумы наблюдались в 1995 г., 2000 г., 2004г., 2006 и 2011 годах, минимумы – 1993 г., 1996 г., 2002 г., 2005 г. и 2010 г. (рис.25) Можно выделить тёплый период в 10 лет для разреза Svinoy с 2000 по 2010 г., что практически совпадает с тёплым периодом в 10 лет на разрезе Svinoy, но с задержкой во времени распространения в 2 года. Пики и минимумы теплового затора на разрезе Svinoy совпадают соответственно с позитивной и негативной фазами NAO. Кроме этого, коэффициент корреляции между тепловым потоком на разрезе Соркапп и индексом NAO составил 0,55. (табл.2) В позитивную фазу NAO происходит усиление западных ветров, воздействие которых на поверхность океана интенсифицирует течение. Как следствие растёт скорость теплового потока и его величина.

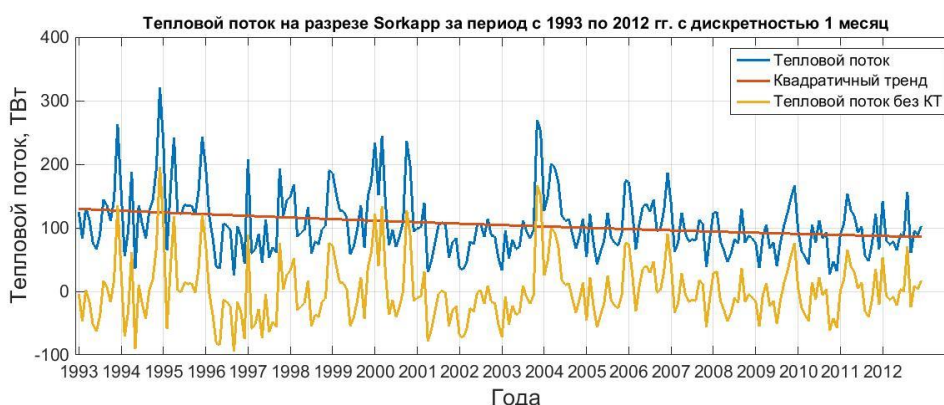


Рисунок 21. График изменчивости теплового потока на разрезе Sorokapp за период с 1993 по 2012 гг.

На разрезе Соркапп есть слабый отрицательный тренд потока тепла в отличие от других двух разрезов. Так на разрезе Svinoy отмечается слабый рост затора до 2006 года,

после чего начинается спад. На разрезе Lofoten же виден рост до 2012 года, но скорее всего это связано с временной задержкой потока тепла с разреза Svinoy. Как видно из рис.19,20,21, тренды для всех тепловых потоков за выбранный промежуток времени получились незначительными. Можно сказать, что за этот период времени нет характерного роста или уменьшения затока тепла в СЛО.

На рис.22 представлены графики изменчивости теплового потока на всех трёх разрезах. Видна соизменчивость теплового потока на разрезах Lofoten и Svinoy с задержкой в один год, Svinoy и Sorkapp – 2 года. На каждом из разрезов выделяется уменьшение теплового потока с 1993 по 1998, с 1994 по 1999 соответственно. Низкие значения тепловых потоков до 1999 г. совпадают с отрицательной фазой АМО, а увеличение теплового потока с высокой фазой индекса АМО (рис.26). Это подтверждает идею о том, что изменчивость теплового потока с Норвежским течением связана с более масштабной изменчивостью климата в Северной Атлантике (от 0 до 70°с.ш.).

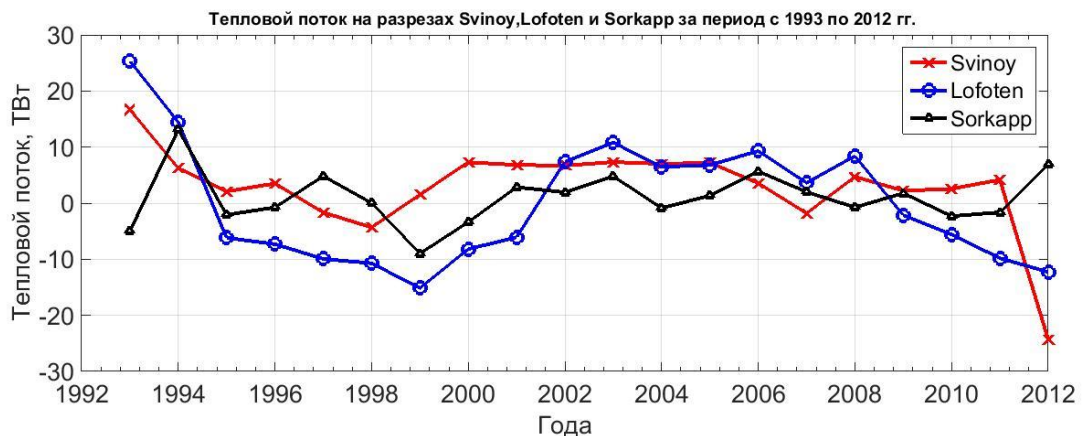


Рисунок 22. График изменчивости теплового потока на всех трех разрезах за период с 1993 по 2012 гг.

Как уже было сказано, межгодовая изменчивость потока тепла на разрезе Svinoy схожа с изменчивостью индекса АМО (рис.23). Коэффициент корреляции для теплового потока и индекса АМО на разрезе Svinoy равен 0,58, а для индекса NAO – 0,25 (табл.2).

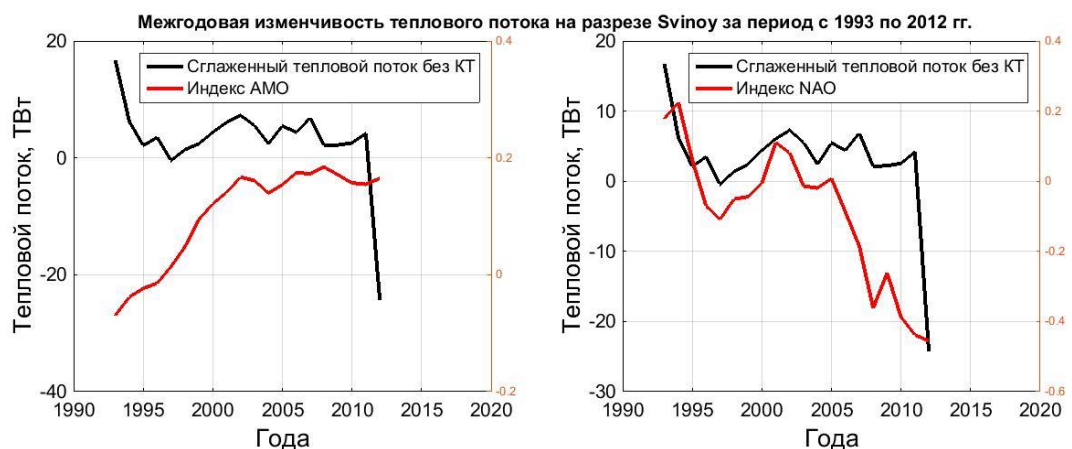


Рисунок 23. Графики межгодовой изменчивости теплового потока на разрезе Svinoy за период с 1993 по 2012 гг. и графики индексов NAO и АМО

На рис. 24 хорошо видна связь между изменчивостью потока тепла на разрезе Lofoten и изменчивостью индекса АМО – поток тепла заметно вырос в положительную фазу АМО и коэффициент корреляции для потока тепла и индекса АМО составил 0,58 (табл.2). Но если исключить сезонную изменчивость, то возрастает роль изменчивости поля ветра и коэффициент корреляции для индекса АМО становится равным 0, а для индекса NAO возрастает и равен 0,36 (табл.3).

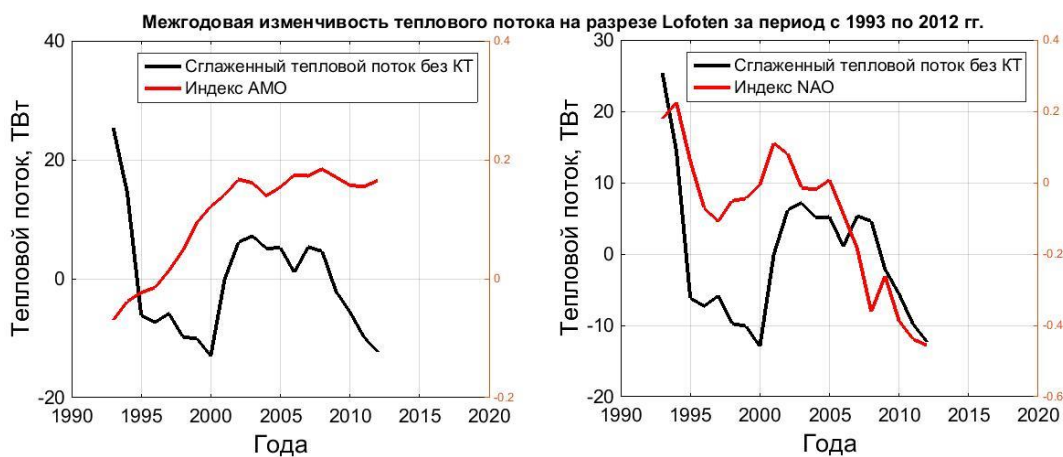


Рисунок 24. Графики межгодовой изменчивости теплового потока на разрезе Lofoten за период с 1993 по 2012 гг. и графики индексов NAO и АМО

Низкие значения потока тепла на разрезе Sorkapp (рис.25) схожи с графиком межгодовой изменчивости скорости течения (рис.18) и с графиком изменчивости потока тепла на разрезе Lofoten – на всех графиках снижается значение теплового потока с 1995 по 2000 г, после чего начинается рост потока тепла.

	Svinoy	Lofoten	Sorkapp	NAO	AMO
Svinoy	-	1	-0.15	0.25	0.58
Lofoten	1	-	-0.15	0.25	0.58
Sorkapp	-0.15	-0.15	-	0.55	-0.49

Таблица 2. Коэффициенты корреляция

Коэффициент корреляции для теплового потока на разрезе Sorkapp и индекса NAO – 0,55, а с индексом АМО корреляция отсутствует. Таким образом, основным механизмом изменчивости потока тепла на разрезе Sorkapp является изменчивость поля ветра.

	Svinoy	Lofoten	Sorkapp	NAO	AMO
Svinoy	-	0.44	0.13	0.48	0.04
Lofoten	0.44	-	0.48	0.36	0.01
Sorkapp	0.13	0.48	-	0.39	0.01

Таблица 3. Коэффициенты корреляции для межгодового потока с исключенным квадратичным трендом

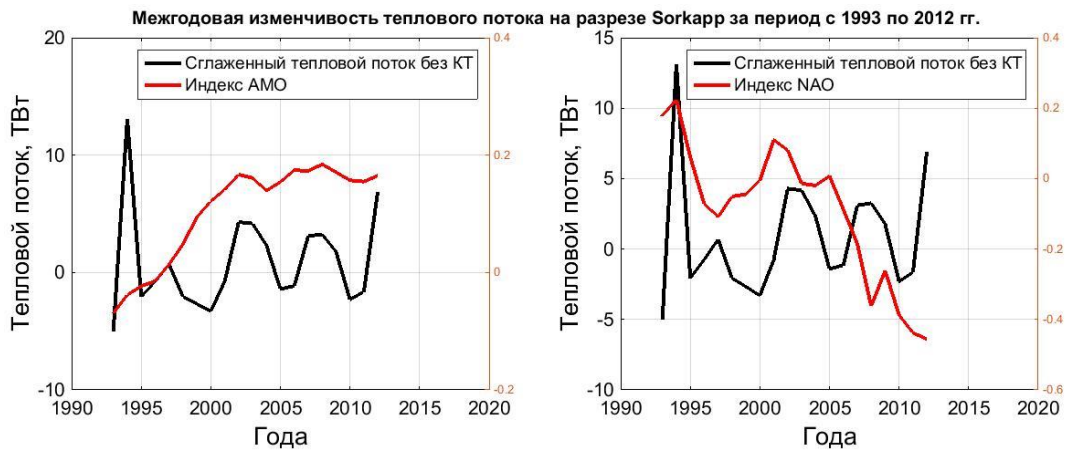


Рисунок 25. Графики межгодовой изменчивости теплового потока на разрезе Sorkarr за период с 1993 по 2012 гг. и графики индексов NAO и АМО

Можно сделать вывод, что основной вклад в изменчивость потока тепла на разрезах Svinoy и Lofoten вносит изменчивость температуры теплового потока. Но если исключить сезонную изменчивость, то возрастает роль атмосферной циркуляции в данном районе. Для изменчивости потока тепла на разрезе Sorkarr основным механизмом изменчивости является изменчивость атмосферной циркуляции.

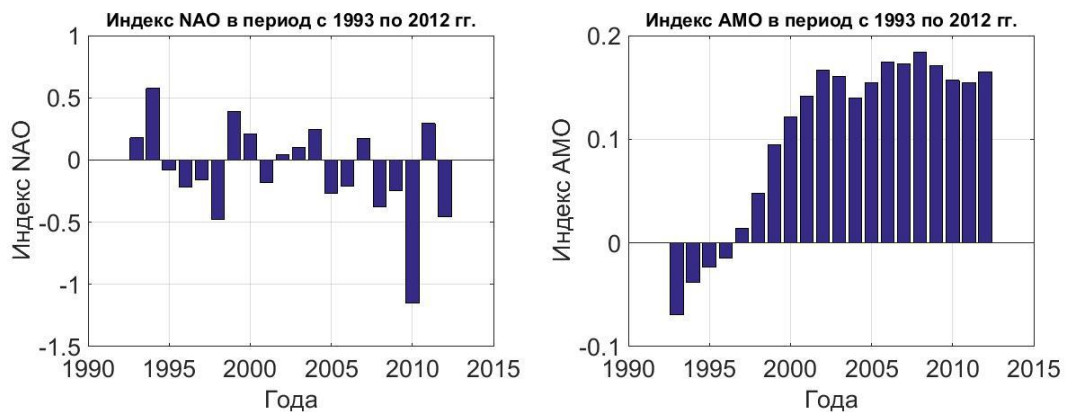


Рисунок 26. Графики индексов NAO и АМО

Заключение

В данной работе был изучен характер межгодовой изменчивости потока тепла в Северный Ледовитый океан с водами Норвежского течения на различных участках Норвежского моря. Была выявлена связь изменчивости потока тепла с полем ветра, изменчивостью температуры, скорости течения и индексами атмосферной циркуляции (NAO) и индексами изменчивости температуры воды в Северной Атлантике.

Были сделаны следующие выводы:

- 1) определяющую роль в изменчивости потока тепла с Норвежским течением играет изменчивость скорости течения, т.к. наибольшие затоки тепла были отмечены в зимнее время;
- 2) для изменчивости потока тепла на разрезах Svinoy и Lofoten большее значение имеет изменчивость климата в Северной Атлантике, о чем говорит высокий коэффициент корреляции с индексом АМО (0,58);
- 3) изменчивость потока тепла на разрезе Sorkapp определяется изменчивостью атмосферной циркуляции, что подтверждается высоким коэффициентом корреляции с индексом NAO (0,55) и отсутствием корреляции с индексом АМО;
- 4) присутствует задержка передачи потока тепла от разреза Svinoy до разреза Lofoten и от разреза Lofoten до разреза Sorkapp в 1 год;
- 5) средние значения теплового потока для разрезов Svinoy, Lofoten, Sorkapp: 279,7 ТВт, 241 ТВт, 106,1 ТВт соответственно. Таким образом, от начального затока до разреза Sorkapp поступает около 1/3 потока тепла.

Список литературы

- 1) Albretsen J. et al. Climatic variability in the Skagerrak and coastal waters of Norway //ICES Journal of Marine Science. – 2011. – Т. 69. – №. 5. – С. 758-763.
- 2) Belkin I. M. et al. “Great salinity anomalies” in the North Atlantic //Progress in Oceanography. – 1998. – Т. 41. – №. 1. – С. 1-68.
- 3) Belkin I. M. Propagation of the “Great Salinity Anomaly” of the 1990s around the northern North Atlantic //Geophysical Research Letters. – 2004. – Т. 31. – №. 8.
- 4) Blindheim J. Ecological features of the Norwegian Sea //Proceedings of the sixth conference of the ComiteArctique International. – 1989. – С. 366-401.
- 5) Blindheim J., Østerhus S. The Nordic Seas, main oceanographic features //The Nordic seas: an integrated perspective. – 2005. – С. 11-37.
- 6) Dickson B., Meincke J., Rhines P. Arctic–subarctic ocean fluxes: defining the role of the northern seas in climate //Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. – Springer, Dordrecht, 2008. – С. 1-13.
- 7) Drinkwater K. F. et al. Recent climate forcing and physical oceanographic changes in Northern Hemisphere regions: A review and comparison of four marine ecosystems //Progress in Oceanography. – 2009. – Т. 81. – №. 1-4. – С. 10-28.
- 8) Fratantoni D. M. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2001. – Т. 106. – №. C10. – С. 22067-22093.
- 9) Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 //Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. – 2001. – Т. 48. – №. 2. – С. 383-404.
- 10) Häkkinen S., Rhines P. B. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s //Science. – 2004. – Т. 304. – №. 5670. – С. 555-559.
- 11) Haugan P. M. et al. Modeled and observed mesoscale circulation and wave-current refraction during the 1988 Norwegian Continental Shelf Experiment //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1991. – Т. 96. – №. C6. – С. 10487-10506.
- 12) Hester R. E., Harrison R. M. (ed.). Biodiversity under threat. – Royal Society of Chemistry, 2007. – Т. 25.
- 13) Hurrell J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation //Science. – 1995. – Т. 269. – №. 5224. – С. 676-679.
- 14) Ingvaldsen R. et al. Climate variability in the Barents Sea during the 20th century with focus on the 1990s //ICES Marine Science Symposia. – 2003. – Т. 219. – С. 160-168.
- 15) International Council for the Exploration of the Sea (2007). The Barents Sea and the Norwegian Sea. ICES Advice 2007.
- 16) Nilsen J. E. Ø., Falck E. Variations of mixed layer properties in the Norwegian Sea for the period 1948–1999 //Progress in Oceanography. – 2006. – Т. 70. – №. 1. – С. 58-90.
- 17) Orvik K. A., Niiler P. Major pathways of Atlantic water in the northern North Atlantic and Nordic Seas toward Arctic //Geophysical Research Letters. – 2002. – Т. 29. – №. 19.
- 18) Orvik K. A., Skagseth Ø. Heat flux variations in the eastern Norwegian Atlantic Current toward the Arctic from moored instruments, 1995–2005 //Geophysical Research Letters. – 2005. – Т. 32. – №. 14.
- 19) Sætre R. (ed.). The Norwegian coastal current: oceanography and climate. – Akademika Pub, 2007.

- 20) Skagseth Ø. et al. Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents Seas //Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. – Springer, Dordrecht, 2008. – С. 45-64.
- 21) Skagseth Ø., Orvik K. A., Furevik T. Coherent variability of the Norwegian Atlantic Slope Current derived from TOPEX/ERS altimeter data //Geophysical Research Letters. – 2004. – Т. 31. – №. 14.
- 22) Tyler P. A. (ed.). Ecosystems of the deep oceans. – Elsevier, 2003. – Т. 28.
- 23) Van Aken H. M. The oceanic thermohaline circulation: an introduction. – Springer Science & Business Media, 2007. – Т. 39.

Интернет источники:

- 1) <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/nordic-seas/>
- 2) http://www.aoml.noaa.gov/phod/amo_faq.php

Базы данных:

- 1) <https://www.nodc.noaa.gov/access/index.html>
- 2) <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/ENSO/verf/new.nao.shtml>
- 3) <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>
- 4) <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html>