

Санкт-Петербургский государственный университет

Новикова Юлия Сергеевна

Выпускная квалификационная работа

**СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ДИНАМИКА ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН
В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Основная образовательная программа бакалавриата

«Гидрометеорология»

Профиль

«Океанология»

Научный руководитель: к. г. н., доцент кафедры океанологии

БАШМАЧНИКОВ Игорь Львович

Рецензент: к. ф.-м. н., директор научного фонда "Международный центр по
окружающей среде и дистанционному зондированию имени Нансена"

БОБЫЛЕВ Леонид Петрович

Санкт-Петербург

2018 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. Обзор литературных источников	5
1.1. Физико-географическое положение и климат Северной Атлантики	5
1.2. Поверхностные течения и водные массы	9
1.3. Фронтальные зоны, как предмет исследования	12
Глава 2. Исходные данные и методы обработки	19
Глава 3. Сезонная динамика фронтальных зон морей Лабрадор и Ирмингера	27
Глава 4. Межгодовая динамика фронтальных зон морей Лабрадор и Ирмингера	32
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	35
СПИСОК ЛИТЕРАТУРНЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	37
ПРИЛОЖЕНИЕ	39

ВВЕДЕНИЕ

Фронтальные зоны являются частью динамики океана, поэтому их изучение является важным аспектом океанологии, так как они могут служить индикатором изменения глобального климата, а также сами влиять на колебания погоды. Важной особенностью большинства фронтальных зон является их высокая биопродуктивность, обычно определяющая район рыбного промысла региона.

Район морей Лабрадор и Ирмингера является одной из немногих областей Мирового океана, где происходит непосредственное взаимодействие между поверхностными и глубинными водами в результате глубокой конвекции. В связи с важностью этой области субарктической Северной Атлантикой ее исследованию посвящено множество работ. Одной из особенностей данного региона является интенсивный обмен и взаимодействие между теплыми и солеными водами Атлантического и холодными и разбавленными водами Северного Ледовитого океана. Немаловажным является попеременное доминирующее влияние встречных потоков теплых атлантических и холодных арктических воздушных масс над регионом, которые определяют режим осадков, а также интенсивность обмена теплом между океаном и атмосферой. Процессы взаимодействия между океаном и атмосферой приводят к уменьшению температуры вод и последующему их опусканию в глубокие слои, что приводит к интенсивному обновлению глубинных вод. Благодаря этому Северная Атлантика является одним из основных компонентов глобальной термохалинной циркуляции, связывающей все океаны.

Целью выпускной квалификационной работы (ВКР) является изучение сезонной и межгодовой динамики фронтальных зон Северной Атлантики. Рассматриваемые динамические фронтальные зоны связаны с аномалиями уровня поверхности морей, следовательно, их изменчивость будет зависеть от гидрологического режима данной акватории, который определяется географическим положением, водообменом с соседними акваториями, атмосферной циркуляцией и присутствием материкового стока. Для обнаружения положения фронтальных зон впервые будет применяться метод выделения границ из цифровой обработки изображений, поэтому актуальность данной работы заключается в нахождении достаточно эффективного способа обнаружения фронтальных зон в океане по данным спутниковых наблюдений.

Для достижения поставленной цели, были определены следующие задачи:

1. Описать расположение основных фронтальных зон региона по данным предыдущих исследований;
2. Выделить фронтальные зоны заданной интенсивности и проследить сезонную и межгодовую изменчивость положения и суммарной протяженности фронтов по данным спутниковой альтиметрии;
3. Оценить связь суммарной протяженности фронтов с индексами региональной климатической циркуляции NAO и АО.

ГЛАВА 1. Обзор литературных источников

1.1. Физико-географическое положение и климат Северной Атлантики

Субполярный Северо-Атлантический бассейн является одним из активно изучаемых районов Мирового океана. Именно в этом районе происходит интенсивный обмен водами Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также интенсивный теплообмен между океаном и атмосферой.

В последние десятилетия наблюдаются выраженные тенденции к потеплению, особенно выраженные в полярных и субполярных районах (Johannessen et al., 2016), причины и последствия которых неясны (модели СМПП5). В связи с этим, актуальной задачей научных исследований остается изучение причин изменения климата и влияния этих изменений на термодинамический режим различных акваторий Мирового океана (Алексеев, Николаев, 1989). Северо-Восточные области Северной Атлантики, прежде всего моря Лабрадор и Ирмингера как области интенсивного взаимодействия полярных и умеренных/тропических вод и воздушных масс, а также как область формирования глубокой конвекции и атлантической меридиональной термохалинной циркуляции, играет исключительную роль в формировании климата обширных регионов Северного полушария.

Как было сказано выше, гидрологический режим любой акватории зависит от ее географического положения, циркуляции атмосферы, присутствия речного стока и водообмена с близлежащими акваториями, поэтому следует кратко упомянуть о каждом из этих аспектов.

Море Лабрадор (рис.1) расположено в северо-западной части Атлантического океана. Северная граница моря простирается от мыса Чидли полуострова Лабрадор до мыса Фарвель на острове Гренландия, восточной границей является условная линия от мыса Фарвель до мыса Сент-Франсис на полуострове Ньюфаундленд. Западная граница моря проходит по восточному побережью Североамериканского континента – полуостровов Ньюфаундленд и Лабрадор. Положение моря Лабрадор позволяет свободно сообщаться с соседними бассейнами: с морем Баффина через Девисов пролив на севере, морем Ирмингера на востоке, а также с Атлантическим океаном в южной и юго-восточной частях.

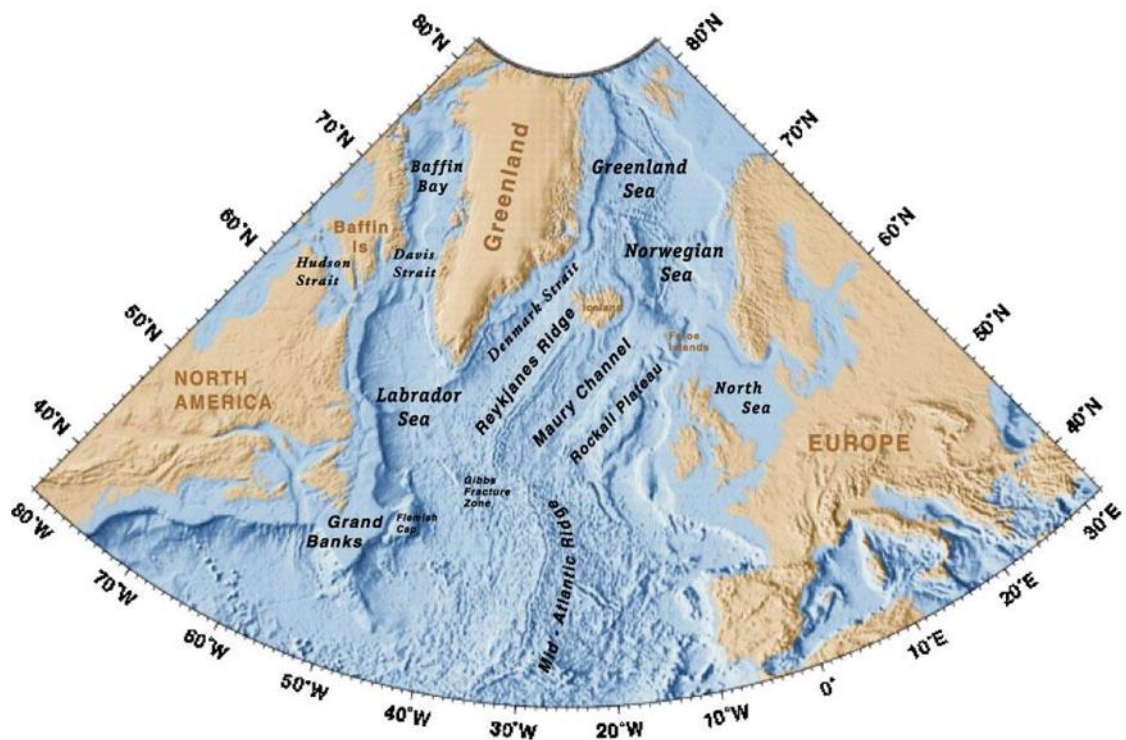


Рисунок 1. Географическое положение Северной Атлантики.

(<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic>)

Море Ирмингера (рис.1), расположенное с Северной Атлантике, является окраинным морем между юго-восточной оконечностью острова Гренландия и хребтом Рейкьянес, являющимся частью Срединно-Атлантического хребта. Гидрологический режим моря Ирмингера во многом определяется его водообменом с Гренландским морем через Датский пролив на северо-востоке, с морем Лабрадор на западе и с открытой частью Атлантического океана в южной и юго-восточной частях, а также влиянием стоковых ветров с Гренландии.

Существенную роль в гидрологическом режиме обоих морей играют особенности атмосферной циркуляции. Основными факторами, определяющими климат исследуемых морей, является их расположение в умеренной и субарктической зонах, интенсивность и направление атмосферного переноса, который также в значительной степени определяет интенсивность потока теплых атлантических вод с юга и холодных арктических вод с севера.

Наиболее существенной модой изменчивости атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой является североатлантическое колебание (NAO), которое характеризует интенсивность и основное направление доминирующего северо-

западного атмосферного переноса в регионе. Количественно оно оценивается индексом NAO, как нормированная разница приводного атмосферного давления между метеостанциями на Азорских островах и в Исландии (Сарафанов и др., 2009). Разность давлений в этих барических системах и определяют интенсивность северо-западного атмосферного переноса, который в свою очередь отвечает за изменение интенсивности охлаждения поверхностных и глубинных вод, а также за формирование водных масс региона вследствие турбулентного обмена теплом и влагой в системе океан-атмосфера и в системе поверхностной циркуляции вод данного региона.

При оценке индекса NAO выделяют его положительную и отрицательную фазы. Положительная фаза индекса определяется усилением давления азорского максимума и ослаблением исландского минимума, вследствие этого наблюдаются интенсивность ветров юго-западного и западного направлений. Перенос теплых воздушных масс в западном направлении определяет теплую и влажную погоду в Северной Европе. Также, теплый воздушный перенос приводит к увеличению потока теплых вод Гольфстрима в бассейн моря Ирмингера, что приводит к изменению интенсивности вертикальной и горизонтальной циркуляции вод в северо-западной части Северной Атлантики. Наряду с этим отметим, что в районе Канады и Гренландии будет наблюдаться сухая и холодная погода, связанная с усилением переноса арктических воздушных масс на юг.

Отрицательной фазе индекса NAO соответствует ослабление интенсивности атмосферной циркуляции в Северной Атлантике, и направление западных ветров смещается к югу, в сторону Средиземного моря, принося теплую и влажную погоду. Вследствие ослабления ветров северо-западного направления, отмечается ослабление потока атлантических вод в субполярный бассейн Северной Атлантики (Нестеров, 2013). Вследствие этого наблюдается увеличение потока арктических водных масс и льда через Датский пролив в море Ирмингера, а также соответствующие данному потоку ветры северного направления.

Наряду с индексом NAO на климатическую обстановку в Северной Атлантике влияет арктический район. Для количественной оценки этого влияния используется индекс АО. В период положительных значений индекса наблюдается приток теплых и соленых вод Атлантического океана в Арктический бассейн, увеличивая при этом таяние и вынос льда, а в период отрицательных значений – арктические воды остаются

в акваториях северных морей, что способствует поддержанию ледового покрова Арктики.

В рамках данного исследования будет оцениваться связь между суммарной длиной фронтов и индексами атмосферной циркуляции, на основе которой можно будет сделать выводы о межгодовой изменчивости фронтальных зон изучаемого района.

1.2. Поверхностные течения и водные массы

Главным источником поступления теплой и соленой атлантической водной массы в Североатлантический бассейн является Северо-Атлантическое течение. В районе пересечения Срединно-Атлантического хребта, течение распадается на несколько ветвей. Основная часть вод через Фареро-Шетландский пролив уходит в Норвежское море и продолжает двигаться как Норвежское течение в северо-восточном направлении вдоль берегов Скандинавского полуострова. Другая ветвь Северо-Атлантического течения, ориентированная на север, вдоль хребта Рейкьяенс входит в море Ирмингера, где частично смешивается с водами арктического происхождения и образует центральную водную массу, которая характеризуется относительно большой температурой и соленостью. Данная ветвь продолжает свое движение в юго-западном направлении вдоль берегов Гренландии параллельно Восточно-Гренландскому течению (рис. 9). По мере продвижения, теплые воды течения Ирмингера охлаждаются вследствие активного турбулентного обмена с атмосферой, и полностью перемешиваются с водами, составляющими Восточно-Гренландское течение, у южной оконечности острова Гренландия. Таким образом, в данном районе они представляют субполярную модифицированную водную массу, которая является более плотной по сравнению с собственными водами бассейна и занимает слой до 500 м (Yashayaev, Clarke, 2008). По причине увеличения плотности данных вод, они опускаются в более низкие слои и перемешиваются с глубинными водами, при этом обновляя их. Таким образом, часть субполярных вод вовлекается в циклонический круговорот и вертикальное перемешивание в Лабрадорском море, а часть уходит вместе с Западно-Гренландским течением вдоль берегов Гренландии на север, где затем рециркулирует и возвращается в акваторию моря Лабрадор.

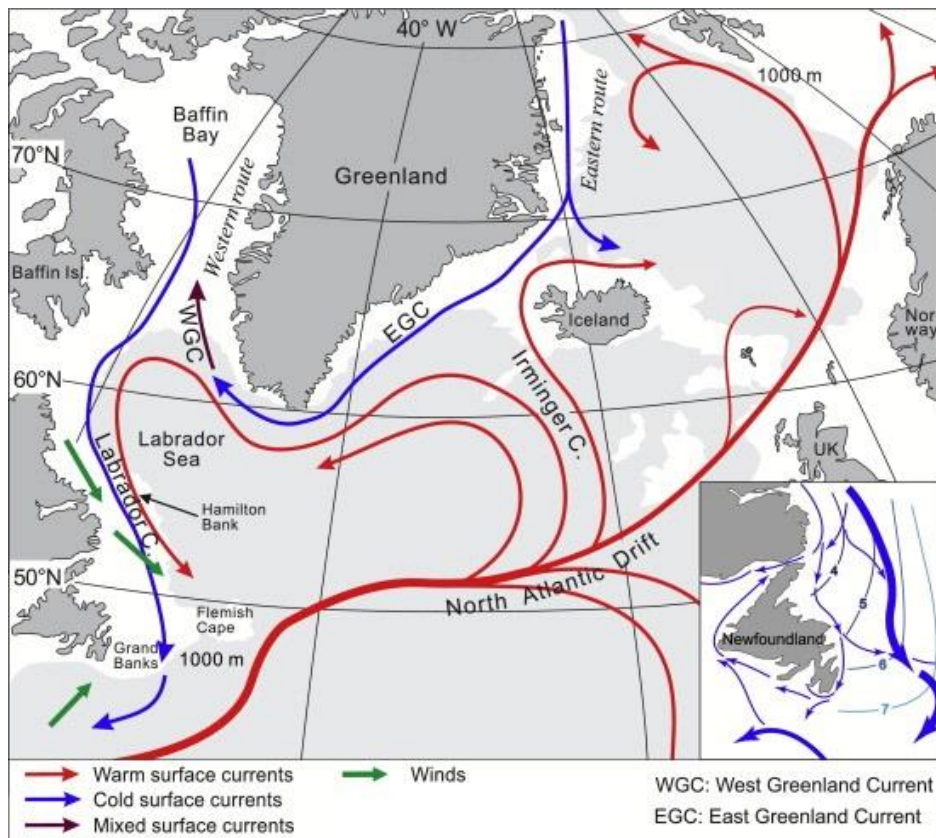


Рисунок 2. Поверхностные течения в море Лабрадор и море Ирмингера (М.А.Сичре, 2014).

С Восточно-Гренландским течением в бассейн Северной Атлантики из Арктического бассейна поступают холодные и распресненные водные массы. Огибая южную точку Гренландии - мыс Фарвель, смешиваясь с водами течения Ирмингер, Восточно-Гренландское течение переходит в Западно-Гренландское течение, которое соединяется с Баффиновым течением на севере и возвращается в море Лабрадор. Море Лабрадор выделяется как зона активного вертикального перемешивания поступающих сюда вод (зона конвекции). По мере перемешивания вод, в наблюдаемом бассейне на глубине примерно 500-2000 м образуется собственно лабдорская водная масса, являющаяся холодной и соленой (Yashayaev, Clarke, 2008). На основе того, что собственные воды моря Лабрадор движутся в основном в промежуточных и глубинных слоях, то на поверхности они имеют большую интенсивность лишь в районе банки Гамильтона, где соединяются с водами, приходящими с севера и движущихся в шельфовой зоне полуострова Лабрадор и Ньюфаундленда. Данное течение называется Лабрадорским, и оно является одним из основных течений, которое обновляет воды придонных слоев Атлантического океана.

Можно заметить, что система основных течений северо-западной части Северной Атлантики образует субполярный круговорот, где поступающие теплые и холодные

водные массы смешиваются и охлаждаются. Помимо основных течений и соответствующих им водным массам, в данном регионе стоит отметить прибрежные водные массы, характеризующиеся небольшой соленостью и относительно более теплой температурой. Такие водные массы поступают в шельфовую зону Гренландии и Северной Америки со стоком рек, таянием льдов и атмосферными осадками.

Формирующиеся водные массы распространяются по акватории в результате переноса течениями и турбулентной диффузии, формируя области довольно резких градиентов характеристик вод в области контакта разных водных масс, то есть термохалинные фронтальные зоны. К термохалинным фронтальным зонам обычно приурочены выраженные горизонтальные градиенты давления. Формирующиеся градиенты давления связаны как с аномалиями плотности, так и уровня моря, которые проявляются в спутниковой динамической топографии. На основании известной нам информации, мы можем сказать, что они обычно расположены вблизи ветвей основных течений.

1.3. Фронтальные зоны, как предмет исследования

Фронтальные зоны являются неотъемлемой частью динамики океанов и морей, и поэтому их изучение является необходимым для решения различных задач океанологии. Интерес к изучению фронтальных зон обусловлен в первую очередь их сложной структурой и пространственно-временной изменчивостью. Ввиду сложного механизма образования, важной особенностью фронтов является их высокая биопродуктивность, которая определяет их значимость в промысловом отношении. В настоящее время продолжается накопление информации, как с физической точки зрения, так и теоретической, рассматриваются региональные особенности фронтов, а также расширяются возможности для оценки их положения и изменчивости.

На протяжении всего времени изучения фронтальных зон (с 1950-х гг.), рассматривались различные интерпретации термина «фронтальная зона», в которых сделаны попытки наиболее точно отразить физический смысл явления. Существенный вклад в изучение фронтальных зон внес Н.К. Федоров (1983 г.), который, используя ранее накопленный материал о физической природе фронтов, обобщил его и дал более современное теоретическое описание явления. В своей работе Федоров отказался от введения понятия «водная масса» (некоторые авторы опирались на данное понятие, н-р, Е.И. Баранов (1971)), считая, что ее включение вызывает дополнительные сложности. На современном этапе изучения, его определение считается фундаментальным: *фронтальной зоной* называется область океана (проявляющаяся во всей толще термоклина) с максимальным горизонтальным градиентом гидрологических характеристик и максимальным горизонтальным градиентом горизонтальной и вертикальной циркуляции вод. Автор также определил понятия «фронтальный раздел» и «фронт», которые наиболее детально стали отражать физический смысл явления. *Фронтальный раздел* определяется как поверхность внутри фронтальной зоны, совпадающая с поверхностью максимального градиента одной или нескольких характеристик (температуры, солености, плотности, скорости и др.). В свою очередь *фронт* – это линия пересечения фронтального раздела с любой выбранной поверхностью, в частности, со свободной поверхностью океана или с изопикнической поверхностью. Важной особенностью, отмеченной Н.К. Федоровым, был тот факт, что фронтальные зоны являются немасштабными явлениями, т. е. фронты в океанах и морях могут существовать в большом интервале пространственных характеристик, поэтому он разработал подробную классификацию океанических фронтов.

Все фронтальные зоны подразделяются на *климатические* и *синоптические*. *Климатические океанические фронты* связаны с глобальным распределением солнечной радиации, испарения и осадков, также деформационными полями, которые порождаются общей циркуляцией океана и атмосферы. Они также имеют 4 подкласса: *планетарные, локальные, топографические и придонно-бентические* (табл.1). В районе Северной Атлантики динамические процессы протекают наиболее интенсивно, поэтому В.Н. Степанов здесь выделяет арктическую и субарктическую квазистационарные фронтальные зоны. *Синоптические фронтальные зоны* вызваны процессами синоптического масштаба, происходящими в океане и атмосфере. В отличие от климатических они имеют малый период проявления термодинамических характеристик. Синоптические фронты, в свою очередь, подразделяются на фронтальные зоны *открытого океана и локального характера*.

Таблица 1. Классификация фронтальных зон Мирового океана по Н.К. Федорову

Класс	Характеристика
1. Климатические фронты	Связаны с глобальным распределением солнечной радиации, испарения и осадков и деформационными полями, порождаемыми общей циркуляцией океана и атмосферы, а также другими постоянно действующими факторами
1.1. Планетарного масштаба	Основные крупномасштабные элементы общей циркуляции вод океана
1.2. Локального взаимодействия	Зоны взаимодействия второстепенных ветвей общей циркуляции океанов или вод различных бассейнов, акваторий и климатических зон
1.3. Топографические	Результат взаимодействия элементов общей циркуляции океанов и морей с крупномасштабными формами рельефа дна и конфигурации берегов.
1.4. Придонно-бентические	Частный случай совместного проявления 1.2 и 1.3 в придонном слое трения в районах интенсивного водообмена между различными бассейнами и акваториями
2. Синоптические	Связаны с процессами синоптического масштаба в океане и атмосфере
2.1. Открытого океана	Формируются в деформационных полях вихрей синоптического масштаба или возникают как следствие интенсивного локального взаимодействия океана и атмосферы
2.2. Локального характера	Формируются в одних и тех же районах при возникновении благоприятных синоптических ситуаций в режиме взаимодействия океана и атмосферы

Однако на основе разделения понятий фронтальный раздел и фронт, а также условия о том, что в пределах одной фронтальной зоны может существовать несколько фронтальных разделов и фронтов, автором были предложены их масштабные характеристики (табл. 2).

Таблица 2. Масштабные характеристики фронтов (фронтальных разделов) в Мировом океане по Н.К. Федорову

Характеристика	Значения
Максимальный горизонтальный градиент основного свойства: <ul style="list-style-type: none"> – ширина зоны – перепад температуры – перепад солености – перепад плотности 	<p>10 м-10 км</p> <p>1-6 °С</p> <p>0,2-10 ‰</p> <p>10^{-1}-10 кг/м³</p>
Горизонтальный градиент (в пересчете на 1 км): <ul style="list-style-type: none"> – температуры – солености – плотности 	<p>0,1-30 °С/км</p> <p>0,1-10 ‰</p> <p>10^{-1}-10 кг/м³</p>
Наклоны фронтальных разрезов	0,001-3,00

Таким образом, наличие разнообразия фронтальных разделов, позволяет считать их неотъемлемой частью трехмерной структуры вод. Фронтальные разделы связаны с локальными циркуляциями вод, в том числе вихрями, и процессами их перемешивания. Говоря о фронтальных зонах, очевидно, что по пространственному масштабу они значительно превышают фронтальные разделы – 100 км и больше, но имеют существенно меньшие значения горизонтальных градиентов температуры, солености и плотности. Но для упрощения восприятия, в данной работе фронтальные зоны будут называться фронтами.

Кроме того, на основе характеристики, по которой выделяют фронт, существуют: *термические, соленостные, плотностные, термохалинные, динамические, термодинамические, фронты в поле гидрохимических характеристик, различные*

биотические и др. фронты. По местоположению выделяют океанические, прибрежные, эстуарные, поверхностные, придонные и др. фронты.

В данном исследовании мы будем выделять климатические динамические фронты разного происхождения.

По мере изучения физической природы фронтов, одни авторы выделяли фронт по высоким горизонтальным градиентам гидрологических характеристик (н-р, Буйницкий, 1956; Добровольский и др. 1960), другие – по динамическим признакам (н-р, Иванов, Нейман, 1964): градиенты в поле скоростей течений, зоны конвергенции и дивергенции. В данных работах главными задачами стояли определение географического положения основных фронтальных зон и рассмотрения их физического механизма. Многие работы, известные к данному моменту, содержат описание возникновения термических фронтов. Так, например, Н.К. Федоров в своей монографии опирается на физическую природу именно термических фронтов. В данной работе, на основе температуры поверхностного слоя (ТПС), был предложен критерий для определения пространственного масштаба фронта: $\Gamma_{фз} \geq 10\bar{\Gamma}_к$, где $\Gamma_{фз}$ – горизонтальный градиент температуры во фронтальной зоне, $\bar{\Gamma}_к$ – средний климатический градиент ТПС в рассматриваемой области. А также, В. М. Грузинов (1986) рассматривает климатические фронты на основе T-S-анализа.

Активное развитие дистанционного зондирования Земли, позволило наблюдать за положением, образованием и перемещением океанологических фронтов. С использованием данного метода получения информации об океане, первым и наиболее достоверным считалось выделение термических фронтов с помощью радиометров в ИК и микроволновом диапазонах электромагнитного спектра. Отмечалось, что резкие горизонтальные градиенты поверхностной температуры вод океана создаются различными физическими процессами: конвергенций масс воды, речным стоком, приливным перемешиванием, прибрежным апвеллингом и апвеллингом открытого океана. Полученные изображения позволяют выделять такие зоны исходя из тепловых контрастов на изображении. Использовались высококачественные снимки спутников NOAA, которые стали популярными к середине 1980-х годов.

Но выделение фронтов в ИК и микроволновом диапазонах имеет некоторые недостатки. Обнаружение термических фронтов на ИК-изображениях возможно при условии безоблачности изучаемого района, а также при превышении порога чувствительности термического контраста поперек фронта (1-2 °С) (Никитин, Юрасов,

2007). Поэтому при дешифрировании снимка сначала определяется размер района не закрытого облачностью. Но при фильтрации изображения могут исключаться области, которые несут информацию о фронтах. Для измерений в микроволновом диапазоне облачность не является помехой, но получаемые значения температуры являются менее точными и имеют меньшее пространственное разрешение, нежели снимки в ИК диапазоне спектра. Важным обстоятельством является тот факт, что получение изображений в микроволновом спектре осуществляется с 2002 года, что не позволяет выявить долгопериодную динамику явления. Учитывая данные обстоятельства, является необходимым иметь иные способы оценки положения фронтальных зон. Одним из таких методов является спутниковая альтиметрия.

Начиная с 1997 года, стало возможным определять другие океанические характеристики по спутниковым данным. С помощью прибора SeaWiFS, расположенном на спутнике SeaStar (1997-2010 гг.), были получены первые цветные изображения, отображавшие цвет морской воды. Появление данного прибора позволило постоянно оценивать концентрацию хлорофилла-а из космоса. Пространственное распределение хлорофилла обусловлено взаимодействием физических, химических и биологических процессов в океане, вследствие чего природа поля хлорофилла намного сложнее, чем у температуры или солености (Belkin, O'Reilly, 2009). В работе Belkin и O'Reilly (2009) для того, чтобы выделить четкую границу фронтальной зоны Гольфстрима на цветном спутниковом снимке, применялся медианный фильтр, который позволил устранить локальные пики яркости на изображении, искаженные шумом, а также сохранить границы, соответствующие градиенту концентрации хлорофилла. Необходимость обнаружения фронтальных зон в поле хлорофилла возникает в летний период в областях теплых течений Гольфстрима и Курошио, когда невозможно определить термические фронты вследствие уменьшения перепадов температуры в струе течений.

Так как фронтальная зона образуется в области конвергенции (схождения) потоков количества движения, тепла, солей, плотности и др. физических, химических и биологических характеристик, то в местах схождения будут наблюдаться аномалии уровня морской поверхности, называемой динамической топографией. С помощью получаемой информации о состоянии поверхности океанов и морей, мы можем оценить положение динамических фронтов. В работах В. Р. Фукса (2003, 2009) приведено описание выделения термических и динамических фронтов на основе численного

решения уравнений гидродинамики с использованием данных об уровне морской поверхности.

Исходя из вышесказанного, область, где горизонтальная дивергенция полного потока субстанции $\text{div } \vec{S} < 0$ называется фронтальной зоной или зоной конвергенции, а линия максимальной конвергенции в пределах этой зоны $\text{div } \vec{S} = \max$ – фронтальный раздел или фронт. На линии фронта внутри зон горизонтальной конвергенции потоков должны выполняться основные условия, следующие из определения конвергенции и законов сохранения:

$$\text{grad} (\text{div } \vec{V} H) = 0 \quad (1) \text{ и } \text{grad} \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right) = 0 \quad (2) \quad \text{– динамический фронт}$$

$$\text{grad} (\text{div } \vec{S}_\theta) = 0 \quad (3) \text{ и } \text{grad} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) = 0 \quad (4) \quad \text{– термический фронт}$$

где $(\text{div } \vec{V} H)$ – дивергенция полного потока течения, $(\text{div } \vec{S}_\theta)$ – дивергенция теплового потока, ξ – возвышение уровня моря, $\theta = \theta_0(x, y) \cos 2\sigma t$ (5) – турбулентная теплопроводность.

Если при описании термических фронтов учитывать турбулентные потоки тепла, то последнее условие будет иметь вид:

$$\text{grad} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} - A_\theta \Delta \theta \right) = 0 \quad (6) \quad ,$$

где A – коэффициент горизонтальной турбулентной теплопроводности, $\sigma = \frac{2\pi}{365 \text{ сут}}$ (7) – частота.

Для оценки потоков субстанций необходимы величины скоростей течений, которые можно определить по альтиметрическим измерениям. Найдя зависимость каждой составляющей скорости и течения от возвышения уровня, получим:

$$u = -\frac{g\partial\xi}{f\partial y} + \frac{A}{f} \left[\Delta \left(\frac{g\partial\xi}{f\partial x} \right) \right] \quad (8)$$

$$v = \frac{g\partial\xi}{f\partial x} + \frac{A}{f} \left[\Delta \left(\frac{g\partial\xi}{f\partial y} \right) \right] \quad (9),$$

где u, v – зональная и меридиональная составляющие среднего по глубине вектора скорости течения, g – ускорение силы тяжести.

Дивергенция полного потока, определяемая по альтиметрическим данным, имеет вид:

$$\operatorname{div} S_V = -\frac{\partial a}{\partial x} \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\partial a}{\partial y} \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left[a A \Delta \left(f^{-1} \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[a A \Delta \left(f^{-1} \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right] \quad (10),$$

где $a = \frac{gh}{f}$.

Таким образом, становится очевидным, что уровень моря во фронтальной зоне достаточно сложно зависит от основных параметров, определяющих движение. Однако, на практике этот метод далеко не всегда дает хорошие результаты в связи со значительным ростом ошибок при увеличении степени производных уровня моря по данным спутниковой альтиметрии.

В данной работе определение фронтальных зон также основывается на спутниковой альтиметрии, однако с помощью метода выделения границ Канни, о котором будет подробно рассказано в следующей главе. Данный метод впервые применяется к динамической топографии и ранее использовался только в обработке цифровых изображений. Применение оператора выделения границ заметно упростит задачу выявления динамических фронтов, а также исследования их изменчивости.

ГЛАВА 2. Исходные данные и методы обработки

На современном этапе, одним из основных источников регулярно поступающей информации о состоянии Мирового океана является спутниковое дистанционное зондирование. Оно позволяет получать данные об изменчивости океанологических полей на обширных акваториях с высоким пространственным и временным разрешением. Спутниковые данные используются во многих прикладных областях океанологии: для обеспечения мореплавания, рыболовства, оценки экологической безопасности, гидротехнического строительства и добычи минеральных ресурсов.

Для получения данных о динамике моря спутниковая альтиметрия является одним из наиболее часто используемых методов зондирования Земли из космоса. Суть метода заключается в измерении времени прохождения радиосигнала от спутника до поверхности океана и обратно. На основе данных о положении спутника, измеренных им значений, с применением ряда поправок, связанных с калибровкой альтиметров, состоянием морской поверхности, влияния атмосферы и ионосферы на время прохождения сигнала, и др., вычисляется высота морской поверхности относительно эллипсоида и относительно геоида. Геоид – это эквипотенциальная поверхность Земли, которая совпадает со средним уровнем невозмущенного океана, продолженного над материками (Мысленков, 2011). С помощью спутниковой альтиметрии можно определить не только отклонения уровня водной поверхности от геоида, но и исследовать вихревую структуру океанической циркуляции, обнаруживать волны цунами в точке их зарождения и первоначального распространения, следить за приливами в зонах континентальных шельфов и штормовыми нагонами с точностью 5-10 см и выше, а также с временным разрешением 7 суток (Деев, 2010).

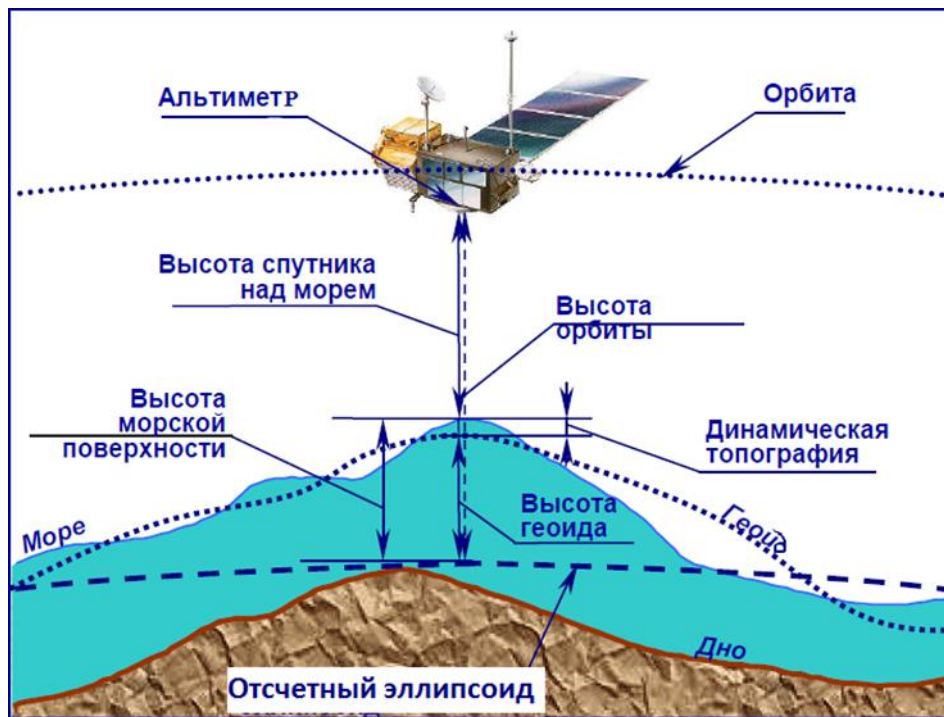


Рисунок 3. Схема спутниковой альтиметрии и динамической топографии (<https://yandex.ru>)

В данной работе использовались альтиметрические данные массива AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) (<http://www.aviso.oceanobs.com/>) проекта DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System), который реализуется Французским космическим агентством и NASA. Данная система использует данные спутников Jason-1/2, TOPEX/Poseidon, Envisat, GFO-1, ERS1/2, GEOSAT, и других, обрабатывает их и обеспечивает пользователей двумя видами обработанной информации: вдоль-трековые данные, полученные в хронологической последовательности по измерениям отдельных спутников, и данные в узлах регулярной сетки. Последний массив объединяет в себе информацию со всех спутников, и представлен в виде данных о динамической топографии, где эффекты колебаний уровня под действием приливов и атмосферного давления отфильтрованы. В AVISO существует три вида пространственного разрешения сетки: сетка Меркатора с высоким разрешением $1/3^\circ \times 1/3^\circ$, сетка Меркатора с низким разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ и декартова сетка с разрешением $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ (<http://www.aviso.oceanobs.com/>).

Для построения сезонной и межгодовой изменчивости динамических фронтов использовались данные высоты уровня моря в узлах регулярной сетки с пространственным разрешением $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ и временным разрешением 7 суток за период с 1993 по 2016 годы.

Для выделения фронтов использовался дискретный дифференциальный оператор Канни – один из методов выделения границ объектов на снимках. Детектор границ был разработан австралийским ученым Джоном Канни в 1986 году и получил достаточно широкое распространение в научной дисциплине «Компьютерное зрение». Оператор Канни представляет собой многоступенчатый алгоритм и применяется в основном для обработки цифровых изображений. Изображение, как известно, состоит из набора пикселей, которые являются его структурными единицами.

Для того, чтобы подробно рассмотреть последовательные этапы обработки данных с помощью оператора Канни, следует упомянуть о том, что представляют собой границы выделяемых областей. Такая граница представляет собой линию, вдоль которой происходит резкое изменение какого-либо свойства изображения. Применительно к изображению выделяют несколько причин формирования границ: изменение яркости, цвета, текстуры и других характеристик. Если для рассмотрения взять свойство яркости изображения, то граница представляет собой линию, перпендикулярно которой происходит сильное изменение яркости. С математической точки зрения, для нахождения изменения какой-либо величины, следует рассматривать ее производную, а экстремумы полученной производной будут соответствовать границам областей на изображении. Так как изображение является двумерным сигналом, то следует говорить о градиенте яркости по двум направлениям: $\nabla f = \left[\frac{df}{dx}, \frac{df}{dy} \right]$ (11), представляет собой двумерный вектор, компонентами которого являются производные яркости по горизонтали - $\frac{df}{dx}$ и вертикали - $\frac{df}{dy}$. В каждой точке градиент задает направление, которое показывает наибольшее изменение яркости данного изображения - $\theta = \tan^{-1} \left(\frac{df}{dx}, \frac{df}{dy} \right)$ (12) и модуль (силу) этого изменения - $\|\nabla f\| = \sqrt{\left(\frac{df}{dx}\right)^2 + \left(\frac{df}{dy}\right)^2}$ (13) (рис. 3).

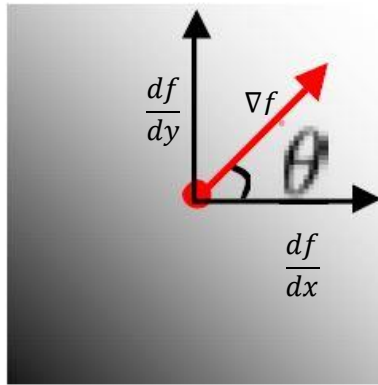


Рисунок 4. Пример направления градиента яркости изображения (<http://courses.graphicon.ru>).

В алгоритме метода Канны последовательно производится 5 этапов обработки сигнала:

1. Сглаживание шума с помощью фильтра Гаусса
2. Поиск градиентов яркости
3. Подавление не максимумов
4. Применение двойной пороговой фильтрации
5. Трассировка области неоднозначности

Сглаживание применяется для того, чтобы подавить сигнал с высокой частотой – шум. Это необходимо для того, чтобы избежать выделения большого количества ложных границ (экстремумов функции) на изображении (рис. 4). Для сглаживания изображения применяется фильтр Гаусса. Математически, фильтр Гаусса представляет собой свертку исходных данных с функцией Гаусса. Свертка – это операция вычисления нового значения пикселя путем интегрирования его и окружающих его пикселей с заданной весовой функцией – ядром свертки. Ядро фильтра Гаусса выражается формулой:

$$F(i, j) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{i^2 + j^2}{2\sigma^2}\right) \quad (14),$$

где i, j – координаты пикселя изображения, σ – характеризует размер окна фильтра. Во время вычисления нового значения пикселя, находится сумма произведений значений пикселей на значения ядра в этих точках (рис. 3).

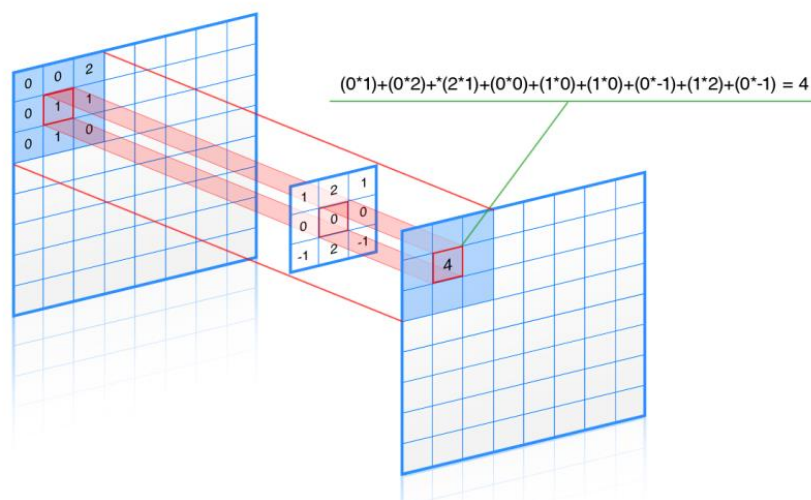


Рисунок 5. Применение фильтра Гаусса (свертка) в операторе Собеля (<https://www.progamer.ru>).

Далее сумма делится на количество элементов ядра свертки. Значение, полученное после этих преобразований, является новым значением выбранного пикселя. Применяв данную свертку к каждому пикселю, получится новое изображение, в котором подавлены мелкомасштабные шумовые эффекты. Содержательные контуры тоже подвержены размытию фильтром, но в меньшей степени (рис. 5). Визуально будет наблюдаться размытие изображения.

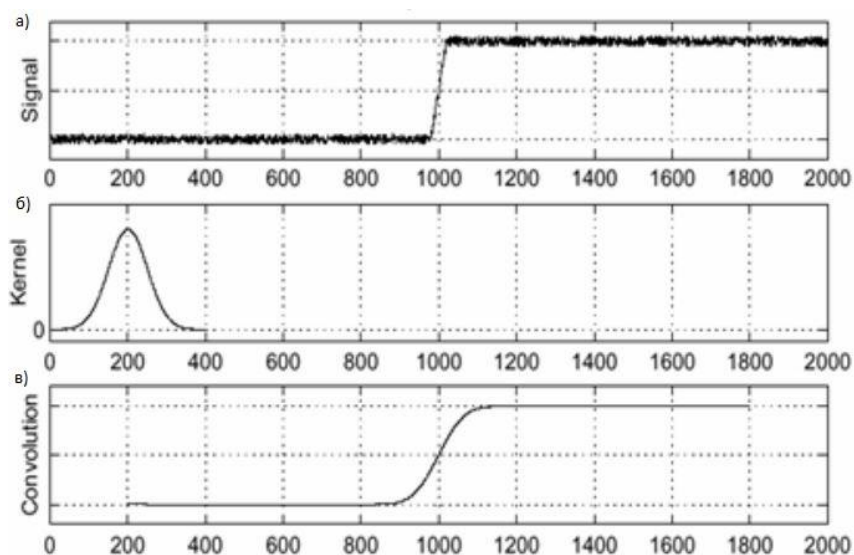


Рисунок 6. Пример сглаживания исходного сигнала фильтром Гаусса

а) исходный сигнал, б) ядро фильтра Гаусса, в) сглаженный сигнал (<http://courses.graphicon.ru>).

При применении фильтра учитываются также параметры фильтра, способствующие наилучшему подавлению шума. За степень размытия отвечает параметр σ , и его увеличение приводит к увеличению размера ядра, то есть осреднению изменчивости все больших пространственных масштабов в пределе случая, когда все пиксели примут

одинаковое значение. При увеличении размера ядра, одновременно с более эффективным подавлением шума, увеличивается ошибка обнаружения границ.

Следующим шагом является непосредственное *нахождение градиента яркости*. На основе описанного ранее нахождения градиента с компонентами горизонтальной и вертикальной производной основывается достаточное количество операторов. К числу используемых детекторов относятся операторы Собеля, Превитта и Робертса, где вычисление градиента осуществляется в горизонтальном и вертикальном или диагональном направлениях. Отличие данного оператора от двух предыдущих заключается в том, что вычисление градиента осуществляется в диагональном направлении. Рассматриваемый нами оператор Канни предусматривает наличие четырех фильтров: в горизонтальном, вертикальном и двух диагональных направлениях. Направление вектора градиента определяется среди четырех направлений (0° , 45° , 90° и 135°). Все указанные операторы содержат ядра фильтров, которые по-разному интегрируют шумоподавление и оценивают нахождение производных по направлению. По сглаженной функции рассчитывается производная по направлению и ищутся ее экстремумы, соответствующие границам на изображении (рис. 6).

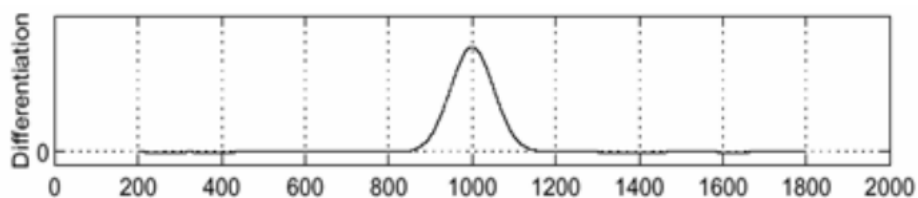


Рисунок 7. Производная от сглаженного сигнала и экстремум функции, приходящийся на границу (<http://courses.graphicon.ru>).

Рассмотренные ранее два пункта алгоритма Канни предусматривались операторами Собеля, Превитта, Робертса и др. Однако, применительно к изображению, данные операторы выделяют неоднозначные границы и помимо градиента яркости обнаруживают области с градиентом текстуры что не всегда требуется для анализа. Поэтому помимо нахождения экстремумов модуля градиента, оператор Канни предусматривает дополнительные этапы обработки. Одним из таких этапов является *выделение локальных максимумов* и подавление не максимумов.

Для того чтобы избавиться от чрезмерно широких границ и получить линии толщиной 1-2 пикселя, проводится проверка каждого пикселя по следующему алгоритму:

- 1) сравнение величины градиента в выбранном пикселе со значениями модуля вектора градиента соседних пикселей, выбранных по направлению вектора градиента;
- 2) если модуль градиента текущего пикселя окажется больше аналогичных значений соседних пикселей, с которыми производилось сравнение, то значение градиента этого пикселя будет сохранено. В ином случае значение будет аннулировано.

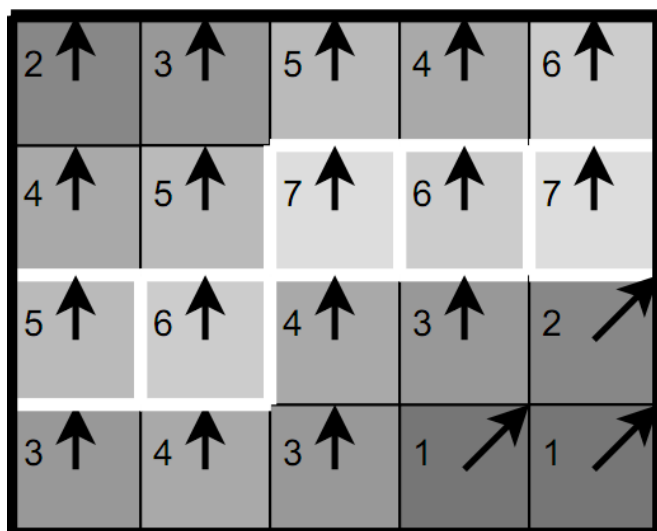


Рисунок 8. Пример выделения локальных максимумов (<https://habr.com/post/114589/>).

На рисунке 7 показан пример выделения локальных максимумов (белый контур) и подавления не максимумов. После реализации данного этапа обработки, края становятся более четкими.

После подавления немаксимальных пикселей, могут остаться пиксели, вызванные шумом. Для того чтобы учесть это, следует отфильтровать пиксели со слабым значением градиента с помощью следующего этапа обработки – *двойного порога фильтрации*. Двойной порог включает в себя выбор высокого и низкого пороговых значений:

- 1) если значение градиента в пикселе границы больше, чем значение высокого порога, оно помечается максимальным и считается достоверным;
- 2) если значение градиента в пикселе границы принимает значение меньше высокого порога и больше низкого порогового значения, оно помечается как среднее значение. Уточнение этих значений производится на следующем этапе;

3) если значение градиента в пикселе границы будет меньше значения нижнего порога, то данный пиксель подавляется (рис. 8).

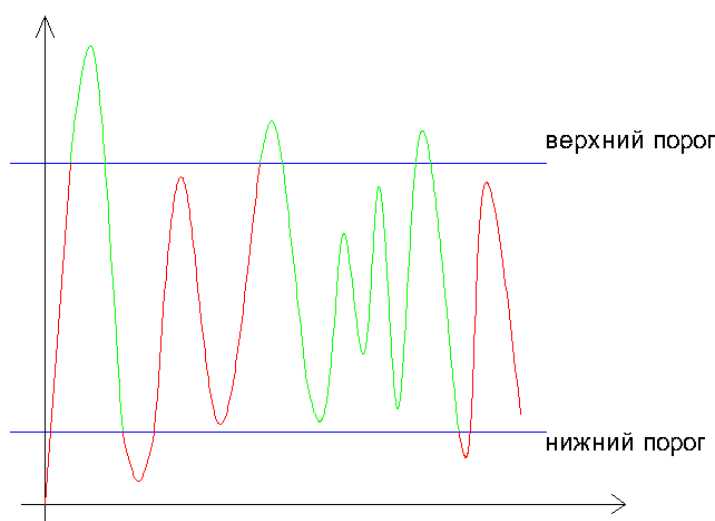


Рисунок 9. Двойной порог фильтрации (<https://ru.wikipedia.org>).

Два порога позволяют использовать достоверные пиксели, имеющие средние значения градиента, если они соприкасаются с достоверными пикселями по одному из восьми направлений, тем самым увеличив протяженность границы - *трассировка области неоднозначности*.

Нужно сказать о том, что алгоритм Канни активно применяется для обработки изображений в разных областях. На современном этапе разработано программное обеспечение, замещающее трудоемкий процесс программирования данной операции. Так как метод выявления границ на изображении основывается на резком изменении характеристик (градиент), то он подходит для выделения фронтальных зон в океане. В этой работе он был применен к пространственным распределениям уровня моря базы данных AVISO. Процесс обнаружения границ позволяет локализовать границы наиболее существенных неоднородностей изучаемых полей.

ГЛАВА 3. Сезонная изменчивость фронтальных зон в морях

Лабрадор и Ирмингера

Как отмечалось ранее, динамические фронтальные зоны связаны с общей циркуляцией вод в регионе и представляют собой области максимальных градиентов уровня. На основе этого мы должны проследить общее положение фронтов, а также их изменчивость от сезона к сезону.

Для того чтобы проследить *сезонную изменчивость фронтов*, с помощью программы MATLAB и данных об уровне из базы AVISO в Северной Атлантике, были построены карты пространственного распределения фронтальных зон. Обработка данных включала в себя несколько этапов:

1. из полного массива данных, для подавления синоптической изменчивости, выделялись средние за 3 месяца значения уровня моря за период 1993-2016 гг; осреднение данных по месяцам проводилось для каждого сезона: *зима*-январь-март, *весна*-апрель-июнь, *лето*-июль-сентябрь, *осень*-октябрь-декабрь;
2. применение оператора Канни к осредненным данным;
3. построение карт вероятности проявления фронтов в каждой точке области;
4. определение общей длины фронтов по климатическим сезонам путем суммирования пикселей фронты за сезон за весь промежуток наблюдений;

Применение оператора Канни являлось ключевым моментом обработки данных. Данный метод позволил для каждого месяца выделить участки различной интенсивности градиентов уровня моря: там, где поверхность моря имела однородные колебания, ей присваивалось «нулевое» значение, а в областях, где изменение уровня принимало максимальное значение, присваивалось «единичное» значение параметра. Исходя из этого, при суммировании полученных значений за каждый сезон, мы получили частоту встречаемости динамических фронтов за период с 1993 по 2016 гг.

На рисунках 10 и 11 изображено распределение фронтальных зон по акватории Северной Атлантики, полученное с помощью программы MATLAB и данных по уровню моря AVISO за четыре сезона. Анализируя полученные результаты, можно сказать, что фронты действительно выделяются в областях основных течений изучаемого района и являются устойчивыми во все сезоны. Так, главными областями расположения фронтов являются Восточно-Гренландское и Западно-Гренландское

течения, ветвь Северо-Атлантического течения, течения Ирмингера и Лабрадор. Однако интенсивность фронтов меняется, а, следовательно, меняется скорость и объем вод, переносимых течениями.

Фронт в пределах Восточно-Гренландского течения (рис.10-11) наиболее интенсивен в весенне-летний период вследствие увеличения поступления холодных арктических вод и льда, а также таяния материкового льда Гренландии. Особенно ярко прослеживается фронт, располагающийся перпендикулярно берегу. В данный период в районе этого фронта происходит взаимодействие относительно теплых и распресненных вод, поступающих с материка, и холодных, более соленых вод Арктики. Образовавшаяся фронтальная зона нарушает целостность фронта Восточно-Гренландского течения, поэтому в его области мы можем заметить разрыв. В осенний период данный фронт ослабевает, а в зимнее время он становится еле заметным. Вследствие этого, в зимний период фронт Восточно-Гренландского течения представляет собой равномерно вытянутую область без нарушений в поверхностной структуре.

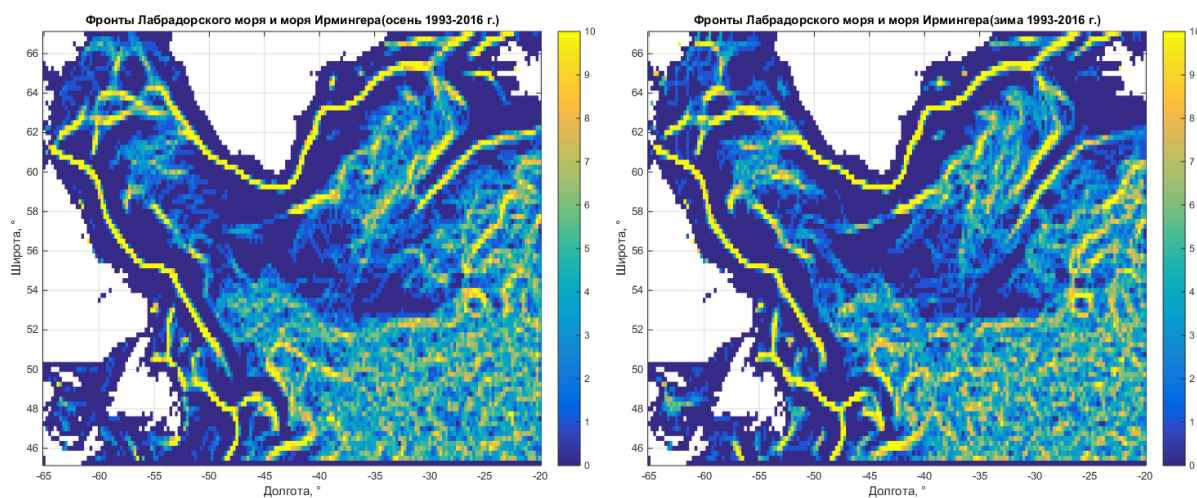


Рисунок 10. Сезонная изменчивость динамических фронтов в осенний (слева) и зимний (справа) периоды за 1993-2016 гг.

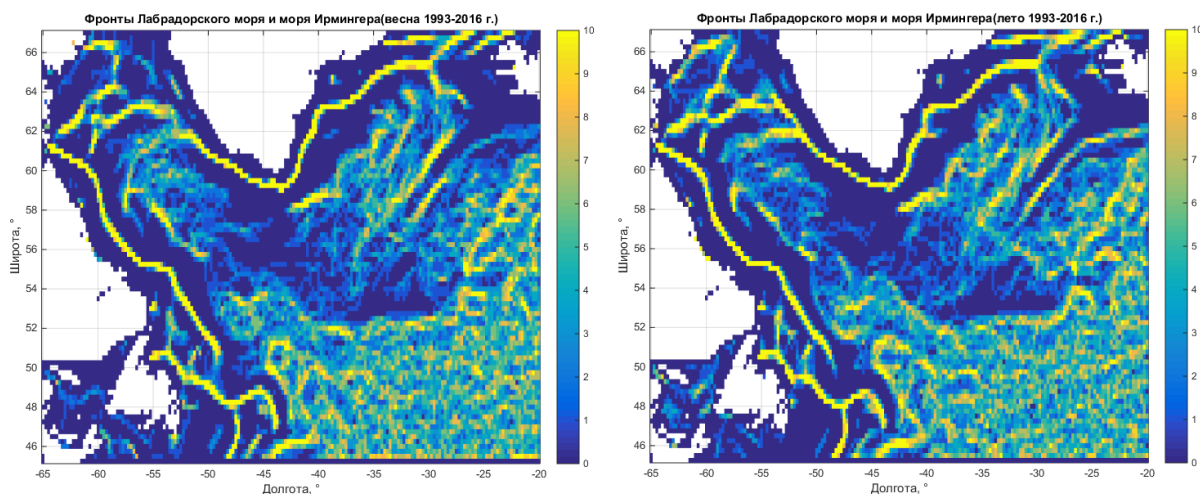


Рисунок 11. Сезонная изменчивость динамических фронтов в весенний (слева) и летний (справа) периоды за 1993-2016 гг.

Фронт, располагающийся в области Северо-Атлантического течения, устойчив в течение года, но имеет различную интенсивность по всем сезонам. В осенне-зимний период данный фронт наиболее интенсивнее и имеет относительно большую протяженность по сравнению с весенне-летним периодом. Это связано с тем, что в это время увеличивается скорость и объем поступления теплой и соленой атлантической воды в Северную Атлантику. В весенний период данный фронт заметен лишь в западной части акватории, а по мере удаления на северо-восток, граница фронта теряется. В летний сезон по всей длине фронта Северо-Атлантического течения выделяются лишь некоторые области, где проявляется фронт. Таким образом, он является интенсивным и имеет наибольшую длину в осенний период.

От поступления атлантических вод в Северную Атлантику также зависит интенсивность проявления фронтальной зоны течения Ирмингера. Вблизи хребта Рейкьяенс, можно отметить нарушение целостности фронта в осенний, весенний и летний периоды, тогда как в зимний период наблюдается четко выраженная область появления фронта. Это связано с тем, что зимой приток вод из Атлантики ослаблен, и основной причиной его формирования является рельеф дна. Нечеткое проявление области фронтальной зоны связано с тем, что при увеличении потока атлантических вод в море Ирмингера, происходит увеличение ширины потока, вследствие чего могут наблюдаться серии небольших фронтов разной интенсивности. По причине поступления атлантических вод, наблюдается изменение интенсивности фронтальной зоны у южной оконечности острова Гренландия. Таким образом, в весенний и летний сезоны мы наблюдаем ярко выраженный фронт, но он имеет небольшую

протяженность в данной области. В осенне-зимний период данный фронт также интенсивен, но наблюдается тенденция к увеличению его длины, которая имеет меньшее проявление на поверхности.

В области Западно-Гренландского течения фронт также является устойчивым во все сезоны. Особенностью холодных арктических вод, поступающих с данным течением, является их активное перемешивание в акватории моря Лабрадор с теплыми водами течения Ирмингера. При взаимодействии данных вод с водами, поступающими через проливы Канадского архипелага, из моря Баффина и с материковым стоком, в Лабрадорском море наблюдаются круговороты и рециркуляция вод. Большую роль также играет осенне-зимняя конвекция, конечным продуктом которой является образование холодных лабрадорских вод, а также сильные ветры. Таким образом, вследствие сложного взаимодействия вод в море Лабрадор, мы наблюдаем, что на поверхности фронт Западно-Гренландского течения может изменять свое положение. В зимний и весенний сезоны наблюдается его разрыв в юго-западной части Гренландии, тогда как в летний и осенний периоды он прослеживается до фронтальной зоны, образованной циклоническим круговоротом вод на поверхности.

Фронтальная зона, образованная вдоль североамериканского побережья является устойчивой и не меняет интенсивности проявления в данной области. Приуроченность этой фронтальной зоны к шельфовой зоне связана с тем, что здесь соседствуют потоки прибрежных вод и вод Лабрадорского моря. Фронты Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского течений, течения Ирмингера и Северо-Атлантического течения приурочены к рельефу дна, что увеличивает их устойчивость независимо от сезона.

Следует также сказать о фронтальной зоне, образовавшейся на северо-западе моря Лабрадор, близ Гудзонова залива. Данный фронт имеет заметное изменение положения, а также интенсивности для разных сезонов. Отметим, что в зимний, весенний и летний период данный фронт выделяется, а в осенний период его практически не наблюдается. Также, анализируя полученные результаты с зимы по лето, можно заметить, как данный фронт постепенно смещается в мористую часть Лабрадорского моря, а также приобретает заметную интенсивность прибрежный фронт. Причиной образования фронта служит взаимодействие арктических вод и вод, поступающих со стоком Гудзонова залива. Смещение фронтальной зоны происходит вследствие увеличения стока Гудзонова залива в весенне-летний период.

На основе вышесказанного, можно сделать вывод о том, что фронтальные зоны образуются в областях максимальной взволнованности поверхности моря и имеют сезонный характер проявления. Фронты, находящиеся в областях Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского течений и Лабрадорского течения являются устойчивыми во все сезоны. Причиной их устойчивости служат постоянные течения и наличие шельфовой зоны у берегов Гренландии и Северной Америки. Сезонный характер имеют фронты в областях Северо-Атлантического течения и течения Ирмингера, образовавшиеся в пределах хребта Рейкьянес и проявление которых зависит от интенсивности поступления атлантических вод. Фронт у южной оконечности Гренландии также расположен в области поднятия шельфа и изменяется от сезона к сезону вследствие поступления теплых вод Атлантики. Сезонные изменения наблюдаются у фронтальной зоны близ стока Гудзонова залива. Вследствие активного поступления пресных вод и вод Арктического бассейна, происходит сдвиг фронта к открытой части моря.

ГЛАВА 4. Межгодовая изменчивость фронтальных зон в морях Лабрадор и Ирмингера

Для оценки *межгодовой изменчивости фронтов* региона Северной Атлантики использовались те же методы, что и в предыдущей главе 3, но суммирование пикселей фронтов проводилось за год, а также для каждого сезона года. После этого, проводился поиск связи суммарной длины фронтов (как характеристики их средней интенсивности) и индекса атмосферной циркуляции NAO.

При построении графиков суммарной длины фронтов и индекса атмосферной циркуляции NAO за период с 1993 по 2016 гг., отмечается, что в зимний сезон прослеживается слабый характер связи данных показателей – 0,26 (рис. 12), в то время как в остальные сезоны и данной связи не наблюдается (см. приложение). Несмотря на незначительность корреляции, графики показывают, что в определенные промежутки времени, в зимний период, атмосферный индекс NAO, изменяется согласовано с общей длиной фронтов в исследуемом районе Северной Атлантики. В этот промежуток времени прослеживаются также согласованные усиления и ослабления цикличностей с характерным периодом 2-3 года, как в ходе суммарной длины фронтов, так и в ходе индекса NAO. Это также показывает возможную связь изменчивости интенсивности океанических потоков, что, в свою очередь, отражается в динамике общей интенсивности фронтальных зон и изменения интенсивности атмосферного переноса. В отличие от зимнего периода, в весенний, летний и осенний периоды, а также в среднегодовых значениях исследуемых параметров (рис. 13) подобные связи не прослеживаются.

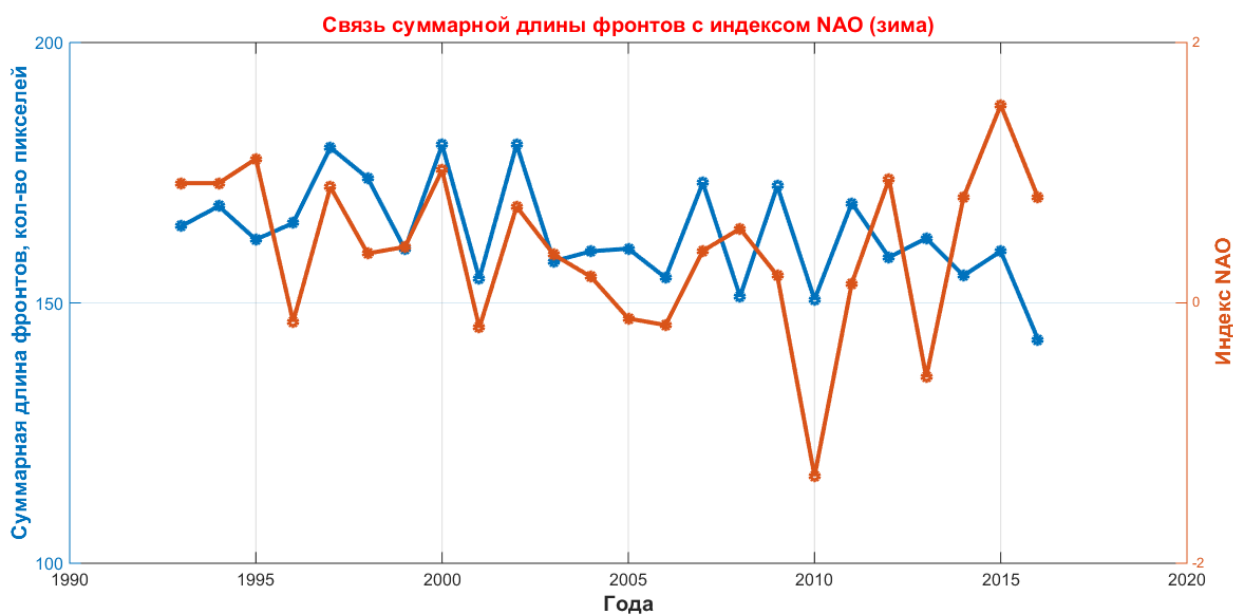


Рисунок 12. Связь суммарной длины фронтов с индексом атмосферной циркуляции NAO в зимний сезон за период с 1993 по 2016 гг.

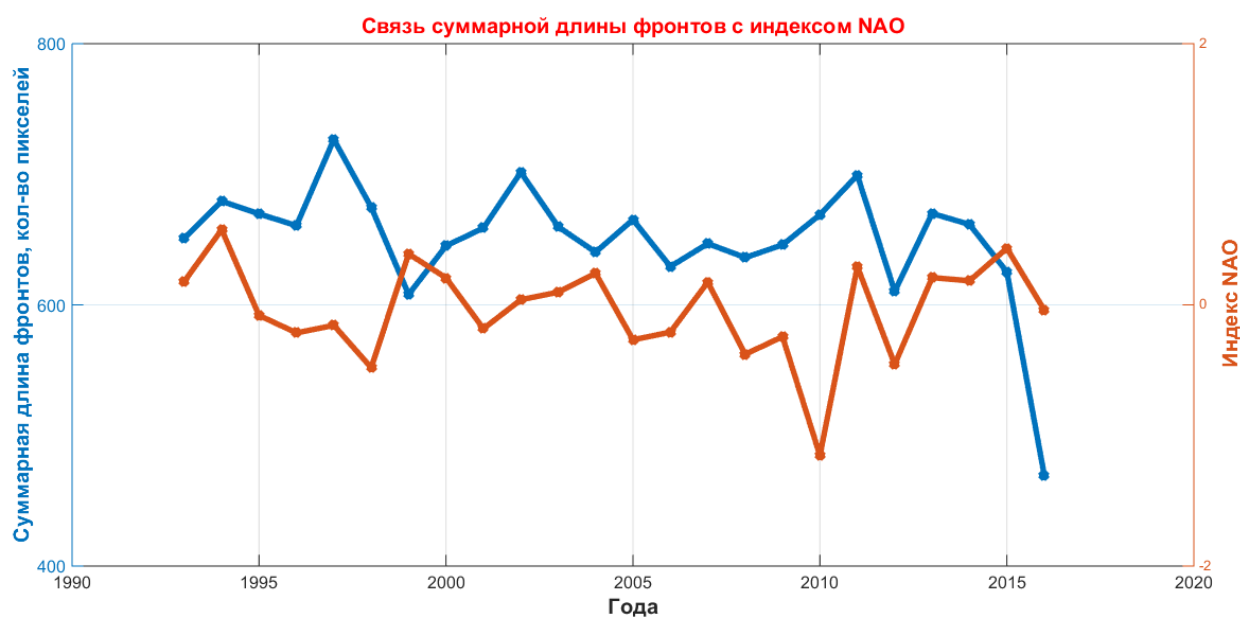


Рисунок 13. Связь суммарной длины фронтов с индексом атмосферной циркуляции NAO по всем сезоны за период с 1993 по 2016 гг.

Кроме NAO, был дополнительно рассмотрен индекс Арктического колебания (АО). Данный параметр выражается в изменении давления в Арктике (севернее 20° с.ш.) по отношению к 37-45° с.ш. (<http://test.oceanographers.ru>). Индекс АО характеризуется двумя фазами: теплой и холодной. Как уже было отмечено ранее, в период положительных значений индекса наблюдается приток теплых и соленых вод Атлантического океана в Арктический бассейн, увеличивая при этом таяние и вынос

льда, а в период отрицательных значений – арктические воды остаются в акваториях северных морей, что способствует поддержанию ледового покрова Арктики. Так как рассматриваемый индекс является определяющим в зимний период в северном полушарии, то корреляционная связь изменчивости суммарной длины фронтов и значений индекса АО за зимний сезон будет составлять 0,4 (рис.14).

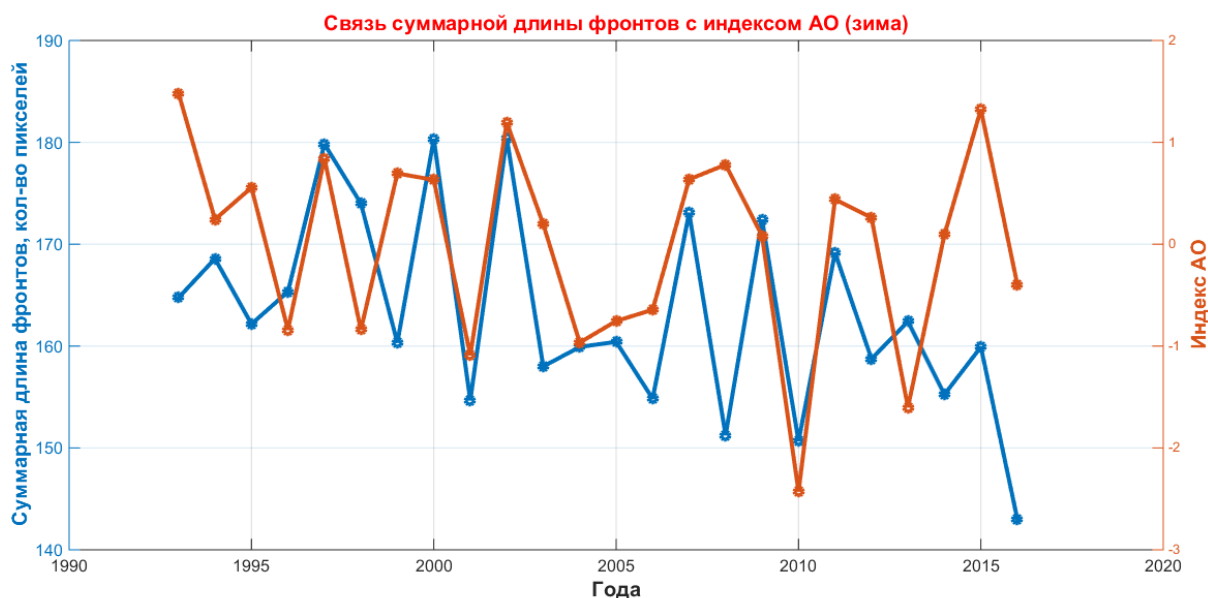


Рисунок 14. Связь суммарной длины фронтов с индексом атмосферной циркуляции АО в зимний сезон за период с 1993 по 2016 гг.

Полученное значение корреляции превышает корреляцию, полученную с индексом NAO. Также лучше проявляется согласованная изменчивость амплитуд и фаз колебаний с характерным периодом 2-3 года (рис. 14). Вышесказанное подтверждает, что в зимний период наибольшее влияние на приповерхностный слой в Северной Атлантике оказывает изменение давления в Арктике, по сравнению с Северо-Атлантическим колебанием.

Основываясь на проведенном анализе межгодовой изменчивости, можно сделать вывод о том, что вклад атмосферных процессов в динамику фронтальных зон прослеживается слабо. Это связано с тем, что большинство фронтальных зон в районе исследования приурочено к областям резкого изменения рельефа дна (топографически захваченные потоки), и их положение, а также общая протяженность (на уровне заданных в работе критериев), слабо изменяются под действием атмосферных процессов. Поэтому в рамках развития данного исследования в дальнейшем предполагается проследить изменчивость реальной интенсивности фронтов путем последовательного изменения критерия оператора Канни.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной выпускной квалификационной работе исследовалась динамика фронтальных зон морей Лабрадор и Ирмингера Северной Атлантики на основе применения к картам пространственного распределения об уровне моря метода выделения границ Канни.

В первой главе работы была изучена структура и циркуляция поверхностных вод, а также физический механизм образования фронтальных зон по данным предыдущих исследований. Данные сведения позволили выяснить положение основных фронтальных зон, некоторые причины их изменения, а также выделить основные методики выделения фронтальных зон.

Во второй главе рассматривались данные и методы их обработки в рамках нашего исследования. Используемый массив данных представляет собой значения уровня морской поверхности AVISO в Северной Атлантике за 1993-2016 гг. С использованием программного обеспечения MATLAB, исходные данные были осреднены по сезонам. Для выделения фронтальных зон использовался дифференциальный оператор Канни. На основе индивидуальных карт распределения фронтов была выявлена вероятность нахождения фронта в каждой точке области исследования. Для оценки межгодовой изменчивости общей длины фронтов, как показателя их средней интенсивности, , пиксели, в которых были обнаружены фронты, суммировались по сезонам за каждый год наблюдений или по годам.

Анализ особенностей сезонной изменчивости фронтов за 1993-2016 гг. показал:

1. Стабильность фронтальных зон в областях постоянных течений: Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского и Лабрадорского.
2. Наличие районов существенной сезонной изменчивости фронтов: фронт Северо-Атлантического течения и течения Ирмингера имеет максимальную связанность (общую длину) в зимний период; фронт течения Ирмингера в южной части Гренландии имеет максимальную длину в осенне-зимний сезон; фронт в районе стока Гудзонова залива сдвигается в сторону открытой части моря в весенне-летний сезон.

При анализе межгодовой изменчивости фронтов за 1993-2016 гг., было выяснено, что в зимний сезон прослеживается небольшая корреляционная связь между суммарной

длиной фронтов и индексами атмосферной циркуляции NAO и AO, тогда как корреляция между ними в другие сезоны отсутствует.

Метод, используемый в данной работе, открывает дополнительные возможности оценки положения и временной изменчивости фронтов в условиях высокой облачности, что достигается за счет использования данных спутниковой альтиметрии, а не для датчиков ИК диапазона. В будущем также будет интересно оценить пространственные и временные отношения между динамическими и термическими фронтами, что позволит выявить условия их связанности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Г. В., Николаев Ю. В.* Крупномасштабная структура океанологических полей в Норвежском и Гренландском морях//Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне, Л., Гидрометиздат., 1989, с.10-18 – 1989.
2. *Белоненко Т. В., Фукс В. Р.* Опыт картирования характеристик уровня северо-западной части Тихого океана на основе спутниковой информации//Атлас изменчивости уровня северо-западной части Тихого океана, СММО Пресс, 2011, С. 304.
3. *Грузинов В. М.* Гидрология фронтальных зон Мирового океана. – Гидрометеиздат, 1986.
4. *Деев М. Г.* Уровень как индикатор изменений состояния Мирового океана//География. Проблемные и отраслевые вопросы физической географии, 2010 г. №6.
5. *Костенко Л. С.* Методы и алгоритмы сглаживания фона изображений в системах распознавания образов //Открытые информационные и компьютерные интегрированные технологии, 2014. – №. 64. – С. 177-181.
6. *Мошонкин С. Н., Дианский Н. А., Гусев А. В.* Влияние взаимодействия Атлантики с Северным Ледовитым океаном на Гольфстрим //Океанология, 2007. – Т. 47. – №. 2. - С. 197-210.
7. *Мысленков С. А.* Использование спутниковой альтиметрии для расчета переноса вод в Северной Атлантике //Труды ГУ «Гидрометцентр России, 2011. С. 119-125.
8. *Нестеров Е. С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан //М.: Триада, 2013. С. 127.
9. *Никитин А. А., Юрасов Г. И.* Поверхностные термические фронты в Японском море //Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). – 2007. – Т. 148. С. 170-193.
10. *Сарафанов А. А., Соков А. В., Фалина А. С.* Потепление и осолонение Лабрадорской водной массы и глубинных вод в субполярной Северной Атлантике на 60° с. ш. в 1997-2006 гг //Океанология, 2009. – Т. 49. – №. 2. - С. 209-221.
11. *Федоров К. Н.* Физическая природа и структура океанических фронтов//Гидрометеиздат, 1983.

12. Фукс В. Р. О возможности оценки положения фронтальных зон в океане по данным спутниковых измерений //Санкт-Петербургский научный центр Российской академии наук, 2009. С. 29-34.
13. Belkin I. M., O'Reilly J. E. An algorithm for oceanic front detection in chlorophyll and SST satellite imagery //Journal of Marine Systems, 2009. – Т. 78. – №. 3. – С. 319-326.
14. Canny J. A computational approach to edge detection //Readings in Computer Vision, 1987. С. 184-203.
15. 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.
16. Hillaire-Marcel C., Bilodeau G. Instabilities in the Labrador Sea water mass structure during the last climatic cycle //Canadian Journal of Earth Sciences. – 2000. – Т. 37. – №. 5. – С. 795-809.
17. Johannessen O. M. et al. Surface air temperature variability and trends in the Arctic: new amplification assessment and regionalisation //Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 2016. – Т. 68. – №. 1. - С. 28234.
18. Krauss W. Currents and mixing in the Irminger Sea and in the Iceland Basin //Journal of Geophysical Research: Oceans, 1995. – Т. 100. – №. C6. – С. 10851-10871.
19. Rhein M. et al. Deep water formation, the subpolar gyre, and the meridional overturning circulation in the subpolar North Atlantic //Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2011. – Т. 58. – №. 17. С. 1819-1832.
20. Sicre M. A. et al. Labrador current variability over the last 2000 years //Earth and Planetary Science Letters, 2014. – Т. 400. – С. 26-32.
21. Yashayaev I., Clarke A. Evolution of North Atlantic water masses inferred from Labrador Sea salinity series //Oceanography, 2008. – Т. 21. – №. 1. С. 30-45.
22. Yashayaev I. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 //Progress in Oceanography. – 2007. – Т. 73. – №. 3-4. – С. 242-276.
23. <https://habr.com/post/114589/> - Детектор границ Канни, 27 февраля 2011
24. <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>
25. <http://test.oceanographers.ru/?p=286>
26. <http://courses.graphicon.ru/main/vision>
27. https://en.wikipedia.org/wiki/Canny_edge_detector

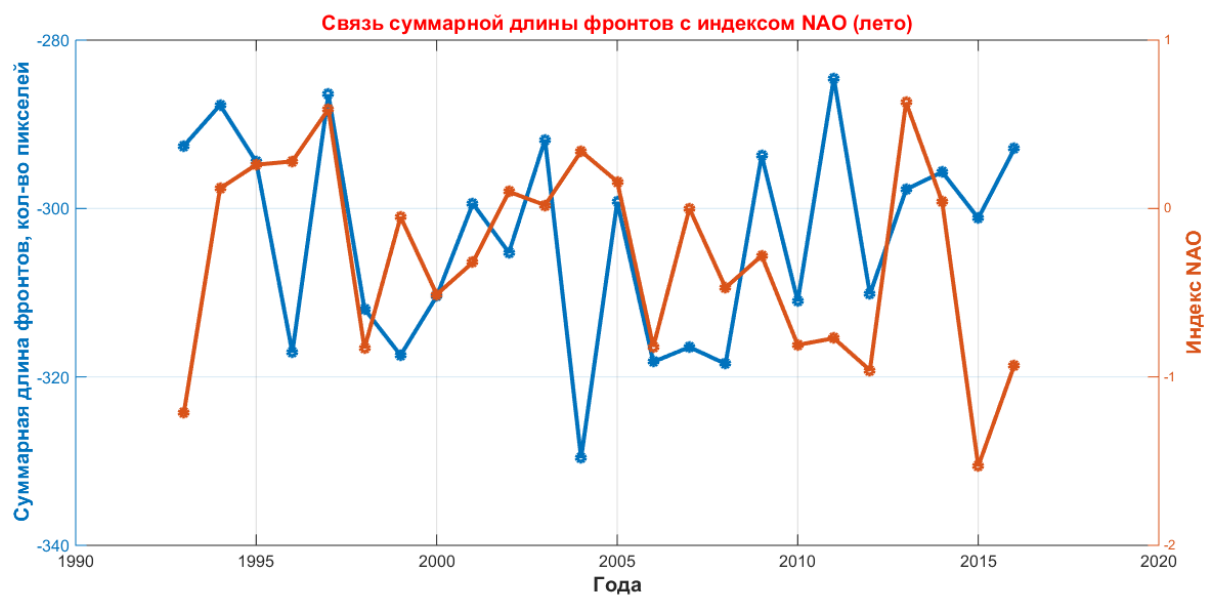
ПРИЛОЖЕНИЕ

Приложение к главе 4

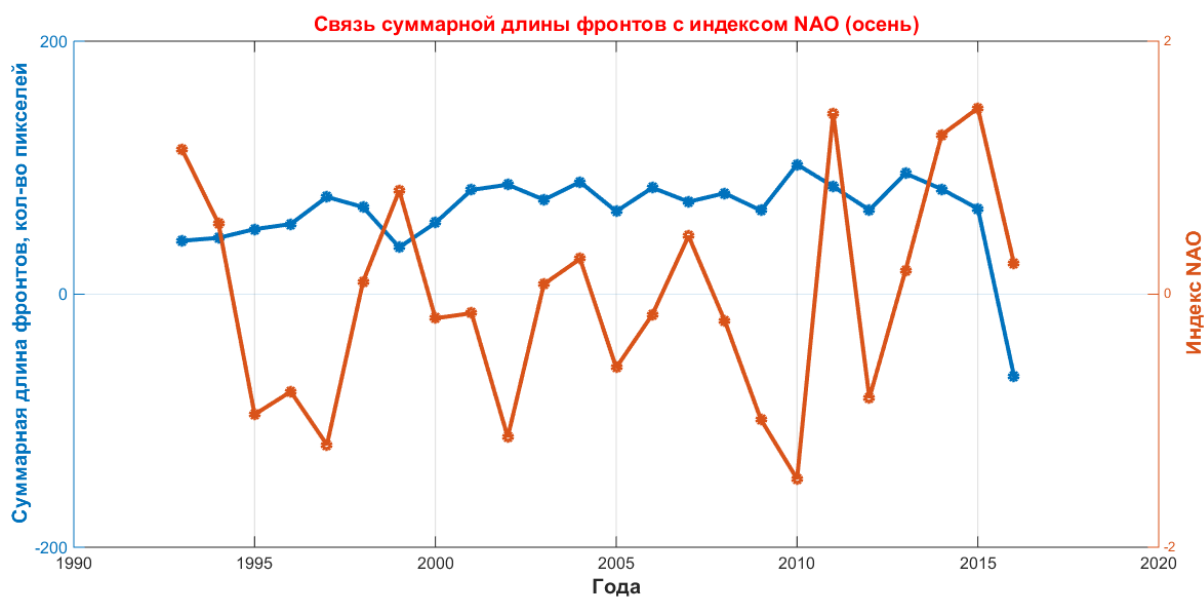
Приложение 1. Связь суммарной длины фронтов с индексом NAO за весенний сезон в период с 1993 по 2016 гг.



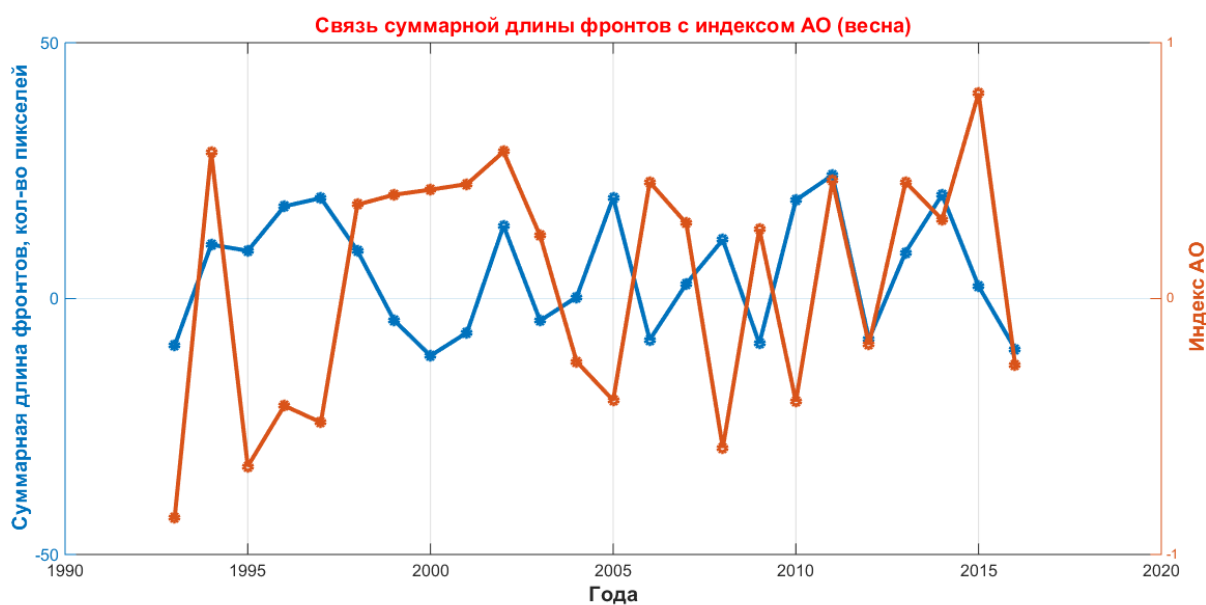
Приложение 2. Связь суммарной длины фронтов с индексом NAO за летний сезон в период с 1993 по 2016 гг. (линейный тренд исходного ряда удален).



Приложение 3. Связь суммарной длины фронтов с индексом NAO за осенний сезон в период с 1993 по 2016 гг. (линейный тренд исходного ряда удален).



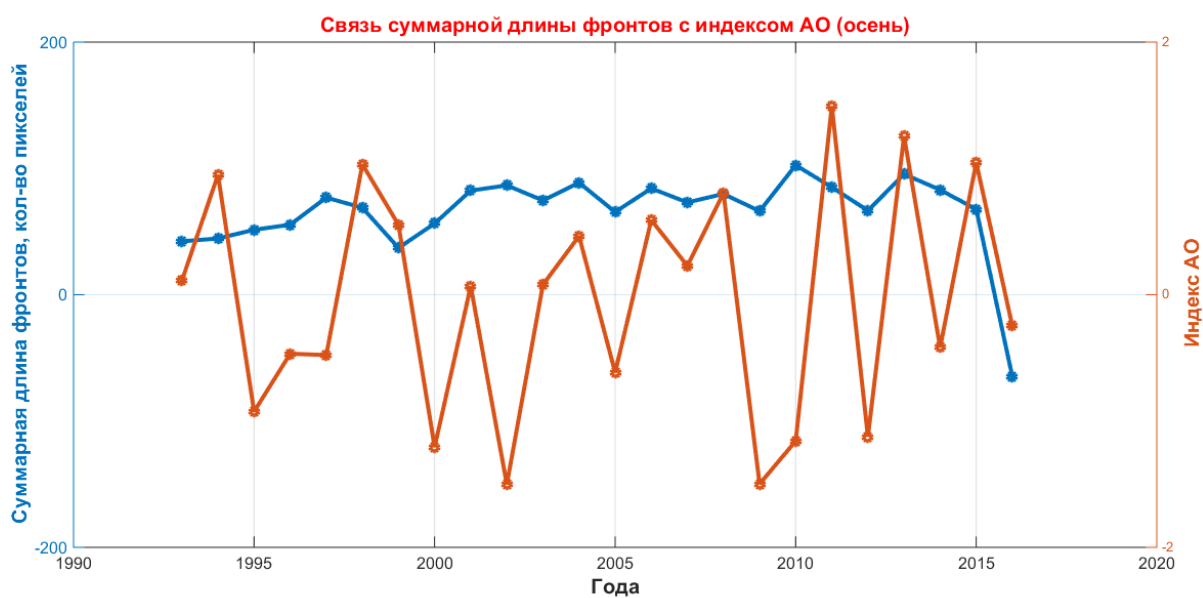
Приложение 4. Связь суммарной длины фронтов с индексом АО за весенний сезон в период с 1993 по 2016 гг. (линейный тренд исходного ряда удален).



Приложение 5. Связь суммарной длины фронтов с индексом АО за летний сезон в период с 1993 по 2016 гг. (линейный тренд исходного ряда удален).



Приложение 6. Связь суммарной длины фронтов с индексом АО за осенний сезон в период с 1993 по 2016 гг. (линейный тренд исходного ряда удален).



Приложение 7. Связь суммарной длины фронтов с индексом АО по всем сезонам период с 1993 по 2016 гг. (линейный тренд исходного ряда удален).

