Министерство образования и науки Российской Федерации федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

(РГГМУ)

Допущена к защите Зав. кафедрой к.ф.-м.н., доцент Т.Р. Ерёмина 10.06.2016

Кафедра Промысловой океанологии и охраны природных вод

## ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА (БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА)

Статистический анализ расходов воды Флоридского течения

Выполнила

В.Ю. Шмакова,

гр. О–438

Руководитель

д.г.н., профессор

В.Н. Малинин

Санкт-Петербург 2016

# Министерство образования и науки Российской Федерации федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования «РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ» (РГГМУ)

Допущена к защите				
Зав. кафедрой к.фм.н., доцент				
Т.Р. Ерёмина				
06.2016				

Кафедра Промысловой океанологии и охраны природных вод

## ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА (БАКАЛАВРСКАЯ РАБОТА)

# Статистический анализ расходов воды Флоридского течения

Выполнила В.Ю. Шмакова,

гр. О-438

Руководитель д.г.н., профессор

В.Н. Малинин

Санкт-Петербург 2016

### СОДЕРЖАНИЕ

		Стр.	
	Сокращения	3	
	Введение	4	
1	Описание района исследования		
1.1	Глобальный океанический конвейер. Atlantic Meridional	6	
	Overturning Circulation (AMOC)		
1.2	Система течений Северной Атлантики	11	
2	Статистические методы анализа гидрометеорологической	15	
	информации		
3	Изменчивость расходов воды Флоридского течения	27	
3.1	Исходные данные	27	
3.2	Статистический анализ межгодовой и внутригодовой	32	
	изменчивости расходов воды Флоридского течения		
3.2.1	1 Первичный статистический анализ. Нормальность распределения		
3.2.2	2 Внутригодовая изменчивость		
3.2.3	Выделение и анализ трендовой компоненты		
3.2.4	Автокорреляционный анализ		
3.2.5	Гармонический анализ		
3.3	Статистический анализ короткопериодной изменчивости	41	
	расходов воды Флоридского течения		
3.4	Статистический анализ расходов воды течения Гольфстрим.	43	
	Взаимосвязь с расходами Флоридского течения		
3.5	Долгопериодная изменчивость индекса Гольфстрима «Северная	51	
	стена»		
	Заключение	54	
	Список использованных источников	58	

#### СОКРАЩЕНИЯ

AMOC — атлантическая меридиональная циркуляция (Atlantic Meridional Overturning Circulation);

RAPID — программа быстрого изменения климата (Rapid Climate Change Programme);

МГЭИК — Межправительственная группа экспертов по изменению климата;

АРГО — программа по созданию глобальной сети дрейфующих ныряющих буев для проведения океанографических измерений в верхнем слое океана в реальном масштабе времени.

ЭФР — эмпирическая функция распределения;

АКФ — автокорреляционная функция;

ВКФ — взаимнокорреляционная функция;

GSNW — индекс Гольфстрима «Северная стена» (Gulfstream North Wall).

#### ВВЕДЕНИЕ

#### Актуальность исследования

Система течений Северной Атлантики играет огромную роль в формировании глобального климата. В последнее время, начиная примерно с 2010 г., интерес к процессам циркуляции вод в Северной Атлантике резко возрос. В связи с чем, в интернете, средствах массовой информации появилось большое количество статей и обсуждений на тему того, что Гольфстрим замедляется и исчезает, меняется направление, Европа замерзнет, надвигается новый ледниковый период и тому подобные. Причинами этого выступают различные факторы, основными из которых являются ослабление АМОС, таяние ледников Гренландии в результате климатических изменений и, соответственно, поступление больших количеств пресной воды Атлантический океан. Также возможной причиной называют Лабрадорскими водами, аварию в Мексиканском заливе на платформе Deepwater Horizon, произошедшей 20 апреля 2010 г.

Но оказывают ли эти факторы существенное влияние на циркуляцию вод Северной Атлантики на самом деле, и происходит ли её ослабление в последнее время? В данной работе этот вопрос является ключевым.

Объект исследования – многолетние колебания расходов воды Флоридского течения и Гольфстрима.

Предметом исследования — внутригодовая и межгодовая изменчивость расходов воды Флоридского течения и Гольфстрима в условиях современного климата.

*Цель исследования* — с помощью методов статистического анализа определить основные особенности распределения расходов воды Флоридского течения и Гольфстрима, выявить наличие взаимосвязи между ними.

Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи исследования:

- провести статистический анализ внутригодовой и межгодовой изменчивости интенсивности Флоридского течения и Гольфстрима;
- оценить влияние аварии в Мексиканском заливе в 2010 г. на циркуляцию вод в Северной Атлантике;
- выявить связь между расходами воды Флоридского течения и Гольфстрима;
- определить характер многолетнего изменения индекса Гольфстрима «Северная стена».

# 1.1 Глобальный океанический конвейер. Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)

Глобальный океанический конвейер — это система поверхностных и глубинных течений, охватывающая все бассейны Мирового океана. Она переносит огромные количества воды, тепла, соли, углерода, нитритов и других соединений по всему миру, связывая поверхность Мирового океана и атмосферу с глубинными слоями [1]. На рисунке 1.1 представлена схема глобального океанического конвейера, где красными стрелками обозначен поток теплых поверхностных вод, синими — поток холодных глубинных вод.

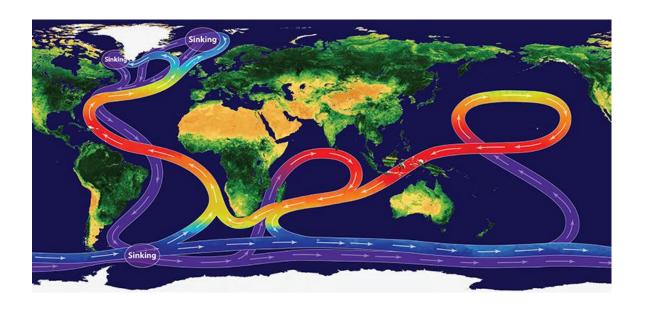


Рисунок 1.1 – Глобальный океанический конвейер [2]

Конвейер берет свое начало в Северной Атлантике, где теплые поверхностные воды, охлаждаясь, становятся плотнее и опускаются в глубокие слои. Сформировавшийся поток глубинных вод устремляется на юг и течет вдоль всего Атлантического океана [1]. Достигнув Антарктиды, поток

начинает двигаться вдоль ее побережья. Здесь происходит разделение потока глубинных вод на две ветви, одна из которых устремляется в Индийский океан, другая — в Тихий. По мере продвижения этих двух потоков к экватору, температура воды в них повышается, они становятся менее плотными и поднимаются к поверхности. После этого, потоки теплых вод продвигаются дальше на север, поворачивая на запад, и начинают двигаться в обратном направлении, достигая Северной Атлантики, где цикл начинается снова [1].

Атлантическая меридиональная циркуляция (Atlantic Meridional Overturning Circulation – AMOC) является частью глобального океанического конвейера. АМОС, схема которой представлена на рисунке 1.2, состоит из теплого приповерхностного потока, текущего на север, который компенсируется более холодным потоком воды, распространяющимся на юг в глубоких слоях. В высоких широтах Северной Атлантики воды теплого потока из-за потерь тепла и влаги становятся более плотными, что, в свою очередь, вызывает их опускание на глубину. Эти воды, сформировавшиеся в результате опрокидывания меридиональной циркуляции, представляют собой обратный глубинный поток более холодных вод, который движется на юг [3, 4].



Рисунок 1.2 – Упрощенная схема АМОС (Поток теплых поверхностных вод на север – красный; поток холодных глубинных вод на юг – синий) [3]

Современные климатические модели предсказывают замедление АМОС, которая является ключевым компонентом климатической системы. Она оказывает существенное влияние на климат Земли, поэтому для понимания климатических изменений большое значение имеет мониторинг АМОС [4].

В 2004 г. Национальным Океанографическим Центром (National Oceanography Centre – NOC) был создан проект в рамках Программы быстрого изменения климата (Rapid Climate Change Programme – RAPID) [5, 6]. Целью этого проекта является улучшение понимания изменений, происходящих в АМОС, и их влияние на климат Европы и на глобальную климатическую систему в целом. До создания проекта RAPID исследование АМОС было основано на судовых наблюдениях. С 1950-х гг. каждые десять лет проводилось одно исследование. Собранные данные затем калибровались и анализировались, что давало возможность оценить, какие произошли изменения в циркуляции вод [6].

В проекте RAPID выделяются три этапа развития:

- а) RAPID (с 2001 по 2007 гг.) первый этап, когда проект только разрабатывался, в 2004 г. были получены первые данные наблюдений за интенсивностью АМОС.
- б) RAPID-WATCH (с 2008 по 2014 гг.) второй этап был сосредоточен на наблюдениях за АМОС и модельных исследованиях, контролирующих его поток, для улучшения понимания того, как изменчивость АМОС влияет на климат в Европе и Земли в целом.
- в) RAPID-AMOC (с 2014 по 2020 гг.) в настоящее время проект находится на третьем этапе. Измерения АМОС продлены до 2020 г. и теперь включают в себя биологические и химические измерения для дальнейшего понимания изменчивости АМОС, ее связи с климатом на межгодовых десятилетних временных масштабах [2].

Мониторинг АМОС осуществляется на 26° с.ш. с помощью заякоренных буев с датчиками на тросах, находящихся в 30 точках Атлантического океана между Багамскими и Канарскими островами и расположенных на разных глубинах. Точки наблюдений делятся на три фиксированных массива — Западный, Восточный и Срединно-Атлантический [6]. На рисунке 1.3 приведена схема RAPID массивов на разрезе 26° с.ш.

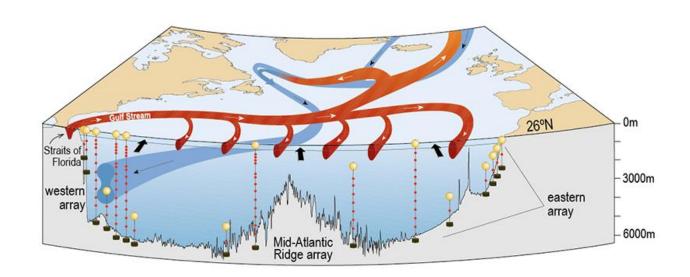


Рисунок 1.3 – Схема RAPID массивов на 26° с.ш. [2]

Датчики заякоренных буев измеряют температуру, соленость, давление, по которым рассчитывается интенсивность и структура АМОС. Измерения проводятся дважды в день с момента начала проекта, обеспечивая значительное увеличение записанных данных [6]. В апреле 2014 г. серия наблюдений АМОС достигла 10 лет, и на данный момент она остается ограниченной и по пространству (26° с.ш.), и по времени (с 2004 г.) [5].

На рисунке 1.4 приведен временной ход интенсивности АМОС по данным наблюдений RAPID с апреля 2004 г. по март 2014 г. Серая линия представляет собой 10-дневные отфильтрованные измерения, а красная линия — 6-месячные отфильтрованные значения. Средний расход АМОС за весь период наблюдений составил 17 Св (Св =  $10^6$  м³/с) с колебаниями

4.5 Св [2, 3]. В ряду наблюдений прослеживается статистически значимый отрицательный тренд, вклад которого в дисперсию исходного ряда составляет 7%. Наличие значимого отрицательного тренда говорит о снижении интенсивности АМОС. Так с 2004 по 2009 гг. средняя интенсивность АМОС составляла 17.9 Св, а с 2010 по 2014 гг. уже 15.8 Св. В распределении расхода АМОС существует заметный сезонный цикл, разница между весенним минимумом и осенним максимумом порядка 6.7 Св.

В зимний период 2009 – 2010 гг. произошло неожиданное резкое снижение интенсивности АМОС почти на 30%. Величина его намного больше, чем диапазон межгодовой изменчивости, который был получен по климатическим моделям, используемым для оценочных докладов МГЭИК. Спад расхода также был отмечен в данных, полученных с буев АРГО и спутниковой альтиметрии. Это событие совпало по времени с отрицательным индексом Северо-Атлантического колебания (North Atlantic Oscillation – NAO), который представлен на рисунке 1.5 за период с 2000 по 2016 гг. Отрицательная фаза индекса способствовала повышению уровня моря у восточного побережья Северной Америки и холодной зиме в Западной Европе [2, 3].

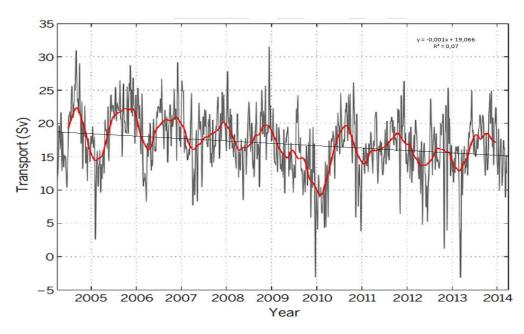


Рисунок 1.4 – Данные наблюдений RAPID 2004 – 2014 гг. [2]

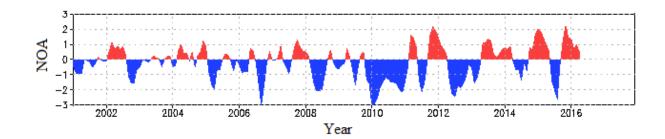


Рисунок 1.5 – Индекс Северо-Атлантического колебания с 2000 по 2016 гг.[7]

В 2013 г. наблюдалось еще одно резкое снижение интенсивности АМОС, причиной которого также может являться довольно продолжительная отрицательная фаза индекса Северо-Атлантического колебания зимой 2013 г. (см. рисунок 5).

Будет ли AMOC замедляться дальше, в связи с современными изменениями климата, или его расход начнет увеличиваться, покажут дальнейшие наблюдения за интенсивностью AMOC по проекту RAPID.

#### 1.2 Система течений Северной Атлантики

Главный компонент АМОС — система течений Гольфстрим, которая переносит огромные количества воды, тепла в Европу. Оно представляет собой западное пограничное течение, которое распространяется на север от полуострова Флорида до Большой Ньюфаундлендской банки. Схема течений Северной Атлантики представлена на рисунке 1.6.

Изменчивость Гольфстрима очень велика. Продвигаясь к северу, он набирает силу, расход значительно увеличивается, а скорости течения иногда достигают 2.5 м/с. В месте образования Гольфстрим имеет ширину порядка 70-100 км, к северу он расширяется и около Ньюфаундленда его ширина достигает 500 км. Гольфстрим прослеживается до глубин 300 – 500 м [8, 9].

Гольфстрим проходит вдоль границы раздела холодной склоновой воды (менее соленой) на западе и севере и теплой воды Саргассова моря (более

соленой) на востоке и юге. Течение часто меняет свое положение — меандрирует в пределах порядка 500 км, границы его определить довольно сложно. Меандрирование струи приводит к образованию вихрей за ее пределами диаметром до 400 км. Слева образуются антициклонические области, где образуются аномалии теплой воды, а справа — циклонические области с аномалиями холодной воды [8].

Формирование Гольфстрима происходит в основном из вод Северного Пассатного течения, южная ветвь которого входит в Карибское море и далее продолжает свое движение в Мексиканский залив [10]. В результате постоянного нагона вод в Мексиканском заливе возникает стоковое Флоридское течение, которое через Флоридский пролив устремляется в открытый океан. Скорости во Флоридском течении часто превышают 1 м/с. Средний расход течения составляет порядка 32 Св ( $CB = 10^6 \text{ m}^3/\text{c}$ ).

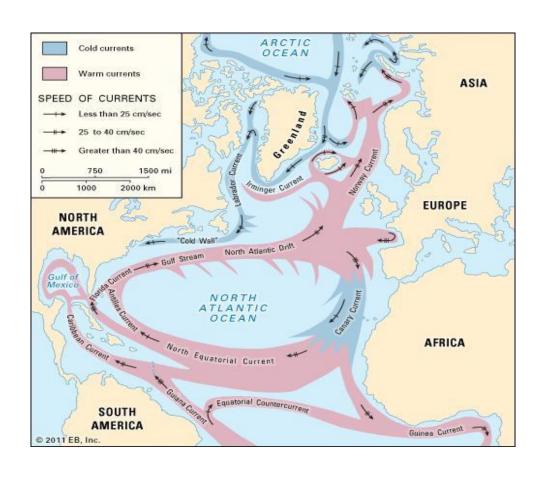


Рисунок 1.6 – Схема поверхностных течений Северной Атлантики

Выйдя из Флоридского пролива, оно поворачивает на север вдоль материкового склона. Полное формирование Гольфстрима происходит в районе Багамских островов, где сливаются Флоридское и Антильское течения. Антильское течение, в свою очередь, является продолжением одной из ветвей Северного пассатного течения. Оно движется на север вдоль восточного берега Кубы. Расход этого течения составляет порядка 5-10 Св, в среднем около 7 Св. После слияния двух основных течений, образующих Гольфстрим, его расход резко увеличивается. По мере продвижения на север Гольфстрим набирает силу и увеличивает свой расход, наибольшее значение которого составляет 147 Св [10].

Далее Гольфстрим вдоль следует континентального склона ДО м. Хаттерас, достигнув его ОН поворачивает на северо-восток о. Ньюфаундленд. На этом участке течение прослеживается до глубин 1000 м. В районе Большой Ньюфаундлендской банки происходит столкновение Гольфстрима с холодным Лабрадорским течением. Этот район часто называют дельтой Гольфстрима, в которой поток разделяется на несколько ветвей, формирующих систему Северо-Атлантического течения и большое количество вихрей разного масштаба [10].

Северная ветвь Северо-Атлантического течения следует прямо к проливу Девиса. Основная ветвь течения является продолжением Гольфстрима и следует параллельно северной ветви. Достигнув 60° с.ш. и 40° з.д., она поворачивает на северо-восток и продвигается дальше. Не доходя до Исландии, от нее отделяется течение Ирмингера. Продолжение основной ветви Северо-Атлантического течения, входящей в Норвежское море, называется Норвежское течение.

Последними ветвями системы течений Гольфстрим являются Нордкапское течение в Баренцевом море и Шпицбергенское, которое поставляет Атлантические воды в Северный Ледовитый океан. Южная ветвь Северо-Атлантического течения отклоняется к югу, к берегам Европы и, соответственно, образует здесь Португальское течение, которое дает начало холодному Канарскому течению, распространяющемуся вдоль берегов Африки [10].

а) Первичный статистический анализ и нормальность распределения [11,12]

Первичный статистический анализ гидрометеорологической информации позволяет определить:

- 1) показатели положения (среднее арифметическое, медиана, минимум, максимум статистического ряда);
- 2) показатели разброса (дисперсия, стандартное отклонение, размах);
- 3) показатели, описывающие закон распределения (эмпирическая функция распределения, ее характеристики) [11].

Случайная величина считается распределенной по нормальному закону, если ее плотность вероятности определяется следующей формулой:

$$N(m_x, \sigma_x) = f(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp\left[\left(-\frac{(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2}\right)\right]; \tag{1}$$

где N, f — плотность вероятности случайной величины;

 $m_{x}$  — математическое ожидание;

 $\sigma_x$  — генеральное стандартное отклонение;

х — независимая переменная.

Для задания нормального закона распределения необходимо только два параметра математическое ожидание  $m_x$  и генеральное стандартное отклонение  $\sigma_x$  [12]. Нормальная кривая распределения f(x) располагается симметрично, относительно максимальной ординаты, которая проходит через

математическое ожидание. Если математическое ожидание равно нулю, то нормальная кривая будет симметрична относительно начала координат.

Если предположить, что стандартное отклонение остается постоянным, TO изменении математического ожидания кривая нормального распределения будет перемещаться параллельно оси абсцисс, не изменяя Наоборот, своей формы . если изменять стандартное отклонение, а математическое ожидание положить постоянной величиной, происходить изменение формы кривой нормального закона распределения. С возрастанием величины стандартного отклонения кривая становится более плоской, растягиваясь вдоль оси абсцисс. При уменьшении, наоборот, кривая распределения сжимается с боков и вытягивается вдоль оси ординат [12].

Если переходить от генеральной совокупности к выборочным данным и соответственно от математического ожидания и генерального стандартного отклонения к их выборочным аналогам, то все свойства и закономерности нормального закона распределения будут сохраняться.

Нормальный закон распределения является предельным, то есть законом к которому приближаются другие законы распределения при определенных условиях.

#### б) Выделение и анализ тренда [12]

Тренд – это медленное изменение процесса, период которого превышает длину исходной реализации. Это говорит о том, что наличие тренда в исходном ряду определяется его длиной. Если изменять ее, то тренд также будет меняться. Он может исчезать, появляться, изменять свою форму или интенсивность.

Главное отличие тренда от тенденции временного ряда состоит в том, что он не может образовывать циклы. Тенденция временного ряда объясняет главные закономерности в развитии случайного процесса [12]. В большинстве случаев в качестве основной тенденции принимается долгопериодная

изменчивость ряда. Значимый тренд обычно является частным случаем тенденции, но не наоборот.

В некоторых случаях необходимо выделять помимо основного, локальные тренды, которые будут отмечать изменчивость процесса на определенных отрезках.

Тренд может быть линейным или нелинейным, который может быть аппроксимирован различными функциями. Когда длина ряда небольшая, достаточным может оказаться линейное представление тренда:

$$T(t) = a_0 + a_1 t; (2)$$

Нелинейный тренд может быть аппроксимирован полиномом второй степени:

$$T(t) = a_0 + a_1 t + a_2 t^2; (3)$$

где

T(t) — функция, описывающая трендовую компоненту;

 $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  — коэффициенты регрессии;

t — независимая переменная (время).

Наиболее важной оценкой тренда является оценка его значимости по критерию Стьюдента [12]. Для этого формулируется нулевая гипотеза по отношению к коэффициенту регрессии и к коэффициенту корреляции:

$$H_0: |a_1| = 0, H_0: |r| = 0;$$
 (4)

где  $H_0$  — нулевая гипотеза;

 $a_{I}$  — коэффициент регрессии;

r — коэффициент корреляции.

Для оценки выдвинутых гипотез рассчитывается выборочный критерий Стьюдента, причем  $t_r = t_{a1}$ , который рассчитывается по следующей формуле:

$$t = \frac{|r|\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}};\tag{5}$$

где *t* — эмпирическое значение критерия Стьюдента;

r — коэффициент корреляции;

n — длина ряда.

Если эмпирическое значение критерия Стьюдента не превышает его критическое значение при заданном уровне значимости, то тренд считается значимым [12], т.е.

$$t > t_{KD}(\alpha, \nu) \tag{6}$$

где *t* — эмпирическое значение критерия Стьюдента;

 $t_{\kappa p}$  — критическое значение критерия Стьюдента;

 $\alpha$  — уровень значимости;

v == n-2, число степеней свободы;

n — длина ряда.

В случае если оценивается значимость нелинейного тренда, используется корреляционное отношение, а проверка нулевой гипотезы проводится аналогично проверке коэффициента корреляции. Вклад тренда в дисперсию исходного ряда оценивается по коэффициенту детерминации, а его величина определяется коэффициентом регрессии [12].

Для нелинейного тренда его величина рассчитывается путем деления на длину интервала разности первого и последнего значений, вычисленных с помощью полинома второй степени. Коэффициент детерминации для нелинейного тренда в этом случае будет больше, чем у линейного. Чем

больше будет «крутизна» тренда, тем больше будут и различия между трендами.

#### в) Автокорреляционный анализ [12]

Автокорреляционный анализ позволяет выделить скрытые периодичности, вычислить оценку спектральной плотности, степени связности ряда, а также выполнить долгосрочный прогноз на основе экстраполяции автокорреляционной функции.

Автокорреляционная функция характеризует внутреннюю структуру процесса, его динамику во внутренней области. Коэффициент автокорреляции — коэффициент корреляции между значениями исходного ряда и его же значения, которые относятся к некоторому сдвигу. Таким образом, автокорреляционная функция имеет вид последовательности коэффициентов автокорреляции, начиная с нулевого сдвига [12].

Для дискретного стационарного процесса конечной продолжительности автокорреляционная функция имеет вид:

$$r(\tau) = \frac{\sum^{N-\tau} (x_i - x^{--}) (x_{i+\tau} - x^{--})}{N-\tau};$$
(6)

где  $r(\tau)$  — автокорреляционная функция;

N — длина ряда;

т — сдвиг;

 $x_i$  — текущий элемент ряда;

 $x^{-}$  — математическое ожидание ряда;

 $x_{i+\tau}$  — элемент ряда на сдвиге  $\tau$ .

Автокорреляционная функция — это четная убывающая функция, дисперсия которой равна 1, т.к. на нулевом сдвиге коэффициент корреляции равен 1.

Оценка автокорреляционной функции производится на основе нулевой гипотезы по критерию Стьюдента:

$$H_0: /r(\tau)/ = 0, npu \ \tau \neq 0$$
 (7)

$$/r(\tau)//\sigma_{r(\tau)} > t_{\kappa p}$$
 (8)

где  $H_0$  — нулевая гипотеза;

 $r(\tau)$  — автокорреляционная функция;

т — сдвиг;

 $\sigma_{r(\tau)} = \frac{1-r^2(\tau)}{\sqrt{N-\tau-1}}$ , стандартное отклонение ординат

автокорреляционной функции;

 $t_{\kappa p} = t_{\kappa p}(\alpha, N - \tau - 1)$ , критическое значение критерия Стьюдента при заданном уровне значимости.

Коэффициент автокорреляции является значимым, когда выполняется условие, представляемое формулой (8). Недостаток критерия состоит в том, что с помощью него не учитываются циклические колебания в исходном ряду.

Существуют разные автокорреляционные функции временных рядов:

#### а) «Белый шум»

Теоретическая модель описывается автокорреляционной функцией, равной нулю на всех сдвигах, кроме нулевого. Такие функции на практике не встречаются, поэтому переходят к реальным моделям случайного стационарного процесса, который развивается по типу модели «Белый шум». Коэффициенты корреляции считаются незначимыми на всех сдвигах, кроме нулевого. На рисунке 2.1, представленном ниже, изображены теоретическая (жирная линия) и реальная модели «Белого шума» [12].

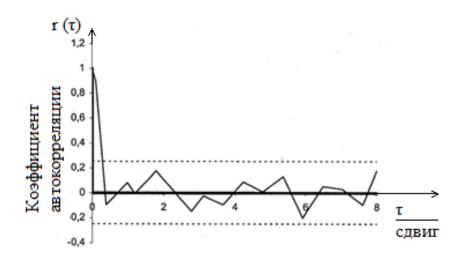


Рисунок 2.1 – Теоретическая и реальная модели «Белого шума»

#### б) «Красный шум»

Теоретическая модель описывается автокорреляционной функцией, которая имеет значимые коэффициенты корреляции только на нулевом и первом сдвиге. В случае, как и с «Белым шумом» обычно переходят к реальной модели случайного стационарного процесса, который развивается по типу модели «Красный шум». Тогда, коэффициенты автокорреляции считаются значимыми на нулевом и первом сдвигах. На рисунке 2.2, представлена теоретическая (жирная линия) и реальная модели «Красного шума» [12].

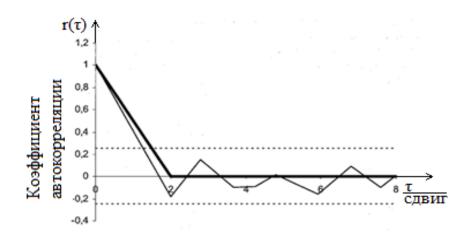


Рисунок 2.2 – Теоретическая и реальная модели «Красного шума»

#### в) Циклические колебания

Автокорреляционная функция циклического колебания имеет вид затухающей косинусоиды. Интенсивность ее затухания зависит от характера нерегулярных изменений параметров данного колебания , т.е. от его амплитуды и периода. Циклическое колебание можно рассматривать как совокупность двух процессов: квазигармонического колебания и белого шума. Для гармонического колебания амплитуда, период и фаза остаются строго постоянными. За счет этого автокорреляционная функция полностью совпадает с гармоническим колебанием и имеет вид гармонического косинусоидального незатухающего колебания, которое изменяется в пределах г (т) от –1 до 1 с соответствующим периодом т<sub>0</sub>. В чистом виде такие колебания в природе не встречаются. На рисунке 2.3 представлен график автокорреляционной функции гармонического колебания [12].

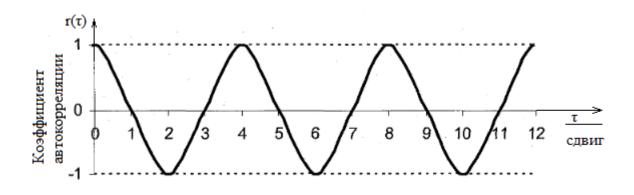


Рисунок 2.3 – График автокорреляционной функции гармонического колебания

#### г) Взаимнокорреляционный анализ [12]

Для определения статистической связи между разными случайными функциями используется взаимнокорреляционный анализ.

Взаимнокорреляционная функция характеризует степень взаимосвязности ординаты реализации X (t), которая взята в момент времени

 $t_1$ , и ординаты реализации Y (t), взятой в момент времени  $t_2$ , причем разница между моментами времени является сдвигом [12].

Взаимнокорреляционная функция может принимать как положительные, так и отрицательные значения, и в отличие от автокорреляционной функции не обязательно является четной функцией и не обязательно имеет максимум на нулевом сдвиге.

Для дискретного процесса взаимнокорреляционная функция имеет вид:

$$r_{xy}(\tau) = \frac{\sum^{N-\tau} (x_i - x^{--}) (y_{i+\tau} - y^{--})}{(N-\tau)\sigma_x \sigma_y}; \tag{9}$$

$$r_{yx}(\tau) = \frac{\sum^{N-\tau} (y_i - y^{--}) (x_{i-\tau} - x^{--})}{(N-\tau)\sigma_x \sigma_y};$$
(10)

где

 $r_{xy}$  — функция, характеризующая степень зависимости при опережении X(t) относительно Y(t);

 $r_{yx}$  — функция, характеризующая степень зависимости при запаздывании X (t) относительно Y (t);

N — длина ряда;

т — сдвиг;

 $x_i, y_i$  — текущие элементы реализаций X(t) и Y(t), соответственно;

 $x_{i-\tau}, y_{i+\tau}$  — элементы реализаций X (t) и Y (t) на отрицательных и положительных сдвигах, соответственно;

 $x^-$ ,  $y^-$  — математическое ожидание рядов X(t) и Y(t);

 $\sigma_{x}$ ,  $\sigma_{y}$  — взаимная дисперсия X(t) и Y(t).

Если взаимнокорреляционная функция симметрична относительно нулевого сдвига, т.е. максимум ее наблюдается при нулевом сдвиге, то это означает, что процессы протекают синфазно [12]. Асимметрия

взаимнокорреляционной функции свидетельствует о том, что процессы протекают с разностью фаз, которая соответствует определенному сдвигу.

Если исходные ряды содержат колебания с одинаковой частотой, то и взаимнокорреляционная функция будет содержать колебание с этой частотой. Связь между процессами может быть прямой или обратной. Если два процесса протекают однородно, то отклонения от среднего будут одинаково направлены, независимо от того, чем обусловлена эта однородность взаимным влиянием X(t) и Y(t) или зависимостью обоих процессов от некоторого третьего.

#### д) Гармонический анализ [12]

Гармонический анализ используется для описания периодических процессов и представляет собой разложение в ряд Фурье.

Функцию f(t) в интервале  $[T, T + 2\pi]$  можно представить следующей формулой:

$$f(t) = f^{-} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n Cos(n\omega t) + b_n Sin(n\omega t)];$$
 (11)

где f(t) — исследуемая функция;

 $f^{-}$  — математическое ожидание функции f(t);

 $\omega$  — частота;

 $a_n, b_n$  — коэффициенты, определяемые по формуле (12).

$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) Cos(n\omega t) dt, b_n = \frac{2}{T} \int_0^T f(t) Sin(n\omega t) dt;$$
 (12)

T — период .

Слагаемые ряда Фурье называются гармониками и представляются в виде:

$$U_n = a_n Cos(n\omega t) + b_n Sin(n\omega t)$$
 (13)

где 
$$n == 1, 2, 3 ...$$

Если ввести угол  $\phi_n$ , то гармоники представляются следующим образом:

$$U_n = A_n Cos(n\omega t - \varphi_n), \qquad A_n = \sqrt{a_n^2 + b_n^2}$$
 (14)

где  $A_n$  — амплитуда гармоники;

 $\varphi_n$  — фаза гармоники.

Амплитуда — это разница между максимальным и минимальным значением в исследуемом ряду. Фаза представляет собой временной интервал наступления первого максимума от начала отсчета. В результате разложения в ряд Фурье получаем постоянную компоненту f и сумму гармоник с частотами, кратными основной частоте, постоянными амплитудами и начальными фазами [12].

Вклад гармоники в дисперсию исходного ряда определяется формулой (15).

$$k_i = A_i^2 / 2\sigma^2 \tag{15}$$

где  $k_i$  — вклад гармоники;

 $A_i$  — амплитуда гармоники;

 $\sigma$  — дисперсия исходного ряда.

При анализе гармоник наиболее важным является их проверка на значимость. Вклад гармоники можно интерпретировать как коэффициент детерминации, который представляет ту часть дисперсии исследуемого процесса, которая описывается данной гармоникой. Извлекая корень из  $k_i$ , получаем коэффициент корреляции между данной гармоникой и исходным процессом.

Значимость коэффициента корреляции оценивается по критерию Стьюдента. Таким образом, отделив значимые гармоники от незначимых и вычтя их суммарную дисперсию из дисперсии исходного ряда, можно вычислить дисперсию остатков.

$$D_{\varepsilon} = D_{x} - \sum_{i=1}^{p} k_{i}; \tag{16}$$

где  $D_{\varepsilon}$  — дисперсия остатков;

 $D_{x}$  — дисперсия исходного ряда;

р — число значимых гармоник;

Гармонический анализ проводится в пять этапов:

- а) определение среднего арифметического;
- б) оцениваются коэффициенты Фурье и строится функция аппроксимации исходных данных;
  - в) оценивается вклад каждой гармоники в общую дисперсию ряда;
  - г) интерпретация значимых гармоник;
- д) значимые гармоники исключаются из исходного ряда, и проводится анализ остатков [12].

#### 3.1 Исходные данные

Флоридское течение. Текущие ряды среднемесячных и среднегодовых значений интенсивности Флоридского течения были получены путем осреднения суточных значений, представленных на сайте Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration – NOAA [13]).

С 1982 г. для измерения интенсивности Флоридского течения между полуостровом Флорида и Багамскими островами вблизи 27° с.ш. проводятся кабельные измерения. В 1998 г. была произведена замена одного кабеля. В результате технических и финансовых трудностей во временном ряду данных интенсивности Флоридского течения есть разрыв в 17 месяцев (с ноября 1998 г. по март 2000 г.). Небольшие разрывы в ряду наблюдений отмечались также в 2003 и 2004 гг. в связи с инструментальными проблемами и кабельными неполадками. С 2004 г. по настоящее время измерения интенсивности Флоридского течения проводятся регулярно.

Кабельные измерения интенсивности течения основаны на прохождении в морской воде заряженных частиц, переносимых океанским течением, через магнитное поле. В результате этого развивается электрическое поле, перпендикулярное движению частиц воды. Поскольку морская вода является проводящим элементом, то созданные вертикальные электрические поля образуют единое электрическое поле, соответствующее вертикально осредненному горизонтальному потоку [13]. Схема кабельных измерений интенсивности Флоридского течения приведена на рисунке 3.1.

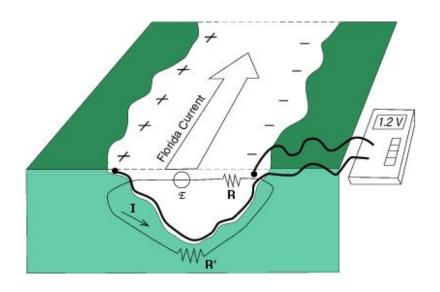


Рисунок 3.1 Схема кабельных измерений интенсивности Флоридского течения [12]

Сигнал напряжения подводном кабеле представляет собой на совокупность колебаний интенсивности течения и колебаний магнитного поля Земли. Последние могут быть связаны как с внутренними изменениями в ядре Земли, так и с внешними процессами, например, с солнечными бурями. Для того чтобы оценить океанические колебания интенсивности с помощью кабеля, необходимо как можно лучше удалить колебания напряжения, обусловленные флуктуациями магнитного поля Земли. Это довольно сложная процедура, так как внешние вынужденные колебания магнитного поля преобладают над наблюдаемыми сигналами напряжения в периоды меньше, чем несколько дней. При очень длительных периодах времени порядка столетий, над измеряемыми сигналами напряжения, наоборот, преобладают колебания магнитного поля из-за изменений, происходящих внутри Земли. Для удаления колебаний магнитного поля, имеющих неокеаническую используются данные различных природу, геомагнитные магнитных обсерваторий (Сан-Хуан, Пуэрто-Рико, Вирджиния, Миссисипи и др.) различных этапах измерений. На практике, для удалений высокочастотных сигналов, применяют фильтры низких частот [13]. После этого проводится осреднение напряжения для обеспечения ежедневных средних показателей. Также перед осреднением удаляются колебания, обусловленные приливами, чтобы избежать наложения. Для перехода от напряжения к интенсивности течения используются оценки натурных наблюдений расходов, которые получаются при использовании профиля скорости (акустический доплеровский профилограф) или вертикальных средних скоростей (поплавки Dropsondes). Временная изменчивость интенсивности Флоридского течения по проекту Florida Current с 1982 по 2015 гг. представлена на рисунке 3.2.

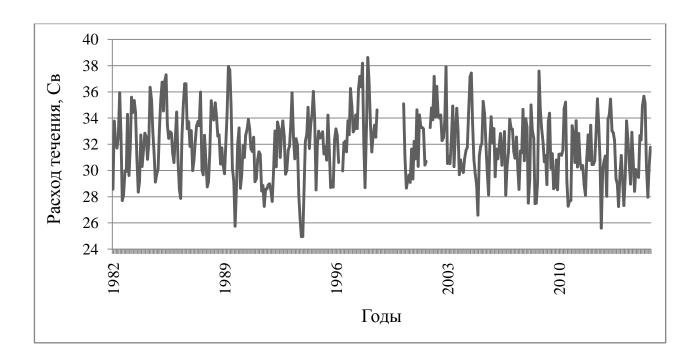


Рисунок 3.2 Временная изменчивость интенсивности Флоридского течения

Калибровка кабелей проводится путем сравнения кабельных и натурных измерений, при этом учитываются такие факторы, как длина кабеля и проводимость отложений, которая окружает кабель [13].

Гольфстрим. Исследование внутригодовой и межгодовой изменчивости 32° с.ш. интенсивности Гольфстрима широте Для проводилось на определения основного стержня течения был построен широтный разрез, который представлен на рисунке 3.3. Были использованы данные

среднемесячных значений меридиональной составляющей скорости течения с 1981 по 2008 гг., взятые из архива CARTON-GIESE SODA (Simple Ocean Data Assimilation [14]).

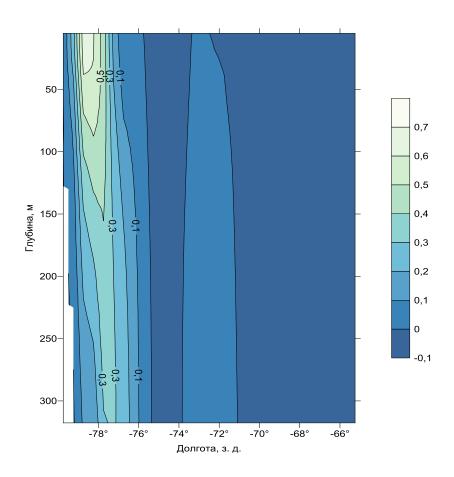


Рисунок 3.3 Разрез меридиональной составляющей скорости течения

По разрезу видно, что на долготах  $65-75^{\circ}$  з.д. скорость течения меняется слабо, поэтому расчет интенсивности Гольфстрима на широте  $32^{\circ}$  с.ш. проводился на долготах  $79.75-76.75^{\circ}$  з.д.

Среднемесячные значения скорости были осреднены по глубине. Так как, значения скорости течения были даны в середине слоя то, для того чтобы рассчитать толщину слоя необходимо было знать его границы. Для этого находилась средняя глубина между каждыми двумя горизонтами, которая и являлась границей каждого слоя. Затем рассчитывалась толщина каждого слоя глубинах ot0 ДО 317 После этого, выполнялся на M. расчет средневзвешенных значений по глубине, с весами пропорциональными толщинам слоев по следующей формуле:

$$V = \frac{h_1 V_1 + h_2 V_2 + \dots + h_n V_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i V_i}{\sum_{i=1}^n h_i}$$
(17)

где  $h_1, h_2, ..., h_n$  — толщины слоев;

 $V_1, V_2, ..., V_n$  — скорости течения в середине слоя;

*n* — количество слоев.

В результате расчетов, для каждой исследуемой долготы был сформирован ряд средневзвешенных значений скорости за каждый месяц с 1981 г. по 2008 г., по которым рассчитывалась интенсивность Гольфстрима с учетом площадей сечения на каждой исследуемой долготе по следующей формуле:

$$Q = \sum_{i=1}^{n} S_i V_i \tag{18}$$

где Q — расход воды в течении;

i — текущая долгота;

n — общее количество долгот;

 $S_i$  — площадь поперечного сечения на текущей долготе;

 $V_i$  — скорость течения на текущей долготе.

Расчет интенсивности проводился без учета вихревых образований.

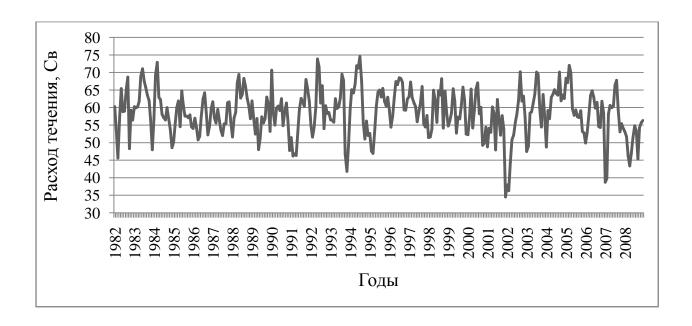


Рисунок 3.4 Временная изменчивость расхода воды в Гольфстриме на 32° с.ш.

3.2 Анализ межгодовой и внутригодовой изменчивости расходов воды Флоридского течения

## 3.2.1 Первичный статистический анализ. Нормальность распределения

Для ряда среднемесячных значений расхода Флоридского течения был выполнен первичный статистический анализ, результаты которого представлены в таблице 3.1.

Средний расход Флоридского течения составляет 31.92 Св, максимальный расход — 38.6 в, минимальный — 25 Св. Эмпирическая функция распределения имеет отрицательное значение коэффициента эксцесса. Это означает, что кривая распределения является более плосковершинной по сравнению с кривой нормального закона. Коэффициент асимметрии положительный. Это говорит о том, что ряд расхода воды включает немногочисленные, но более значительные положительные отклонения от среднего и более многочисленные, но менее значительные отрицательные

отклонения. Малое значений коэффициента асимметрии связано с тем, что среднее значение и медиана практически равны друг другу.

Таблица 3.1 Первичный статистический анализ

Характеристика	Значение
Среднее	31.88
Стандартная ошибка	0.13
Медиана	31.92
Мода	33.78
Стандартное отклонение	2.507
Дисперсия выборки	6.287
Эксцесс	-0.137
Асимметричность	0.065
Минимум	24.95
Максимум	38.62

Для среднемесячных значений расхода воды была сделана проверка на соответствие эмпирической функции распределения нормальному закону распределения с помощью критерия Пирсона. Была сформулирована нулевая гипотеза о соответствии ЭФР нормальному закону и альтернативная ей. Эмпирическое значение критерия Пирсона  $\chi^{2*}$  составило 16.25, тогда как критическое  $\chi^2_{\kappa p} = 18.31$  при уровне значимости  $\alpha = 0.05$  и числе степеней свободы  $\nu = \kappa - 3$ , где  $\kappa$  – число интервалов.

Так как неравенство  $\chi^{2*} > \chi^2_{\kappa p}$  не выполняется, то выдвинутая гипотеза не может быть отвергнута. Следовательно, эмпирическая функция распределения подчиняется нормальному закону распределения. Совмещенный график ЭФР и нормального закона представлен на рисунке 3.5.



Рисунок 3.5 ЭФР и нормальный закон для среднемесячных значений расхода Флоридского течения

#### 3.2.2 Внутригодовая изменчивость

Для понимания того, как характеристика изменяется в течение года, проводится анализ внутригодовой изменчивости. Для этого значения расхода Флоридского течения были осреднены по каждому месяцу за весь период исследования. По полученным данным среднемноголетних месячных значений расхода Флоридского течения с 1982 по 2015 гг. был построен график, представленный на рисунке 3.6. Интенсивность Флоридского течения имеет ярко выраженный сезонный ход. Весной расход течения увеличивается и летом достигает максимума, который отмечается в июле и составляет 33.5 Св. Далее интенсивность течения резко уменьшается до минимального значения в ноябре — 30.37 Св. В зимний период расход течения увеличивается.

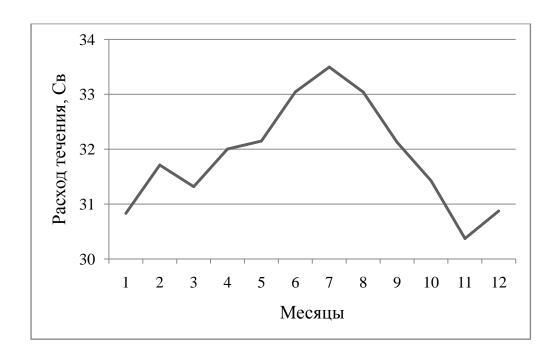


Рисунок 3.6 Внутригодовая изменчивость Флоридского течения

#### 3.2.3 Выделение и анализ трендовой компоненты

Для среднемесячных и среднегодовых значений расхода течения были выделены тренды линейный и нелинейный, который описывается полиномом 3-й степени. Оценка значимости трендов проводилась путем проверки на значимость коэффициентов детерминации. Критическое значение критерия Стьюдента рассчитывалось при уровне значимости  $\alpha = 0.05$  и числе степеней свободы  $\nu = N-2$ , а критическое значение коэффициента корреляции по формуле (19).

$$R_{\rm Kp}(t) = \frac{-\sqrt{N-1} + \sqrt{(N-1) + 4 * t_{\kappa p}^2}}{2 * t_{kp}}; \tag{19}$$

где  $R_{\kappa p}$  — критическое значение коэффициента корреляции;

N — длина ряда;

 $t_{\kappa p}$  — критическое значение критерия Стьюдента.

Результаты расчетов для среднемесячных значений приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.2 Оценка значимости трендов для среднемесячных значений

	Величина тренда	$R^2$	$t_{kp}$	$R^2_{kp}$
Линейный	-0,002	0,015	1,97	0,01
Нелинейный	-2E-05	0,024	1,97	0,01

Проверка значимости тренда выполнялась на основе проверки неравенства  $R^2 > R^2_{kp}$ . Данное неравенство выполняется для обоих трендов, следовательно, тренды неслучайным образом отличаются от нуля и вносят определенный вклад в формирование изменчивости исходного ряда.

Вклад линейного тренда в дисперсию исходного ряда составляет 1,5 %, нелинейного — 2,4 %. Характер обоих трендов отрицательный, что свидетельствует о незначительном уменьшении расхода воды во Флоридском течении. В виду того, что вклад нелинейного тренда немного больше, чем линейного, можно полагать нелинейный характер распределения интенсивности течения.

Оценка значимости трендов для среднегодовых значений расхода (см. рисунок 3.8) проводилась аналогичным образом. Из таблицы 3.3 видно, что для среднегодовых значений расхода линейный тренд оказался статистически незначимым на доверительном интервале 95 %. Нелинейный тренд, аппроксимируемый полиномом третьей степени, статистически значим и вклад его в дисперсию исходного ряда — 16,2 %. Распределение среднегодовых значений расходов воды Флоридского течения лучше описывается нелинейным законом, что подтверждает сложную пространственную структуру течения.

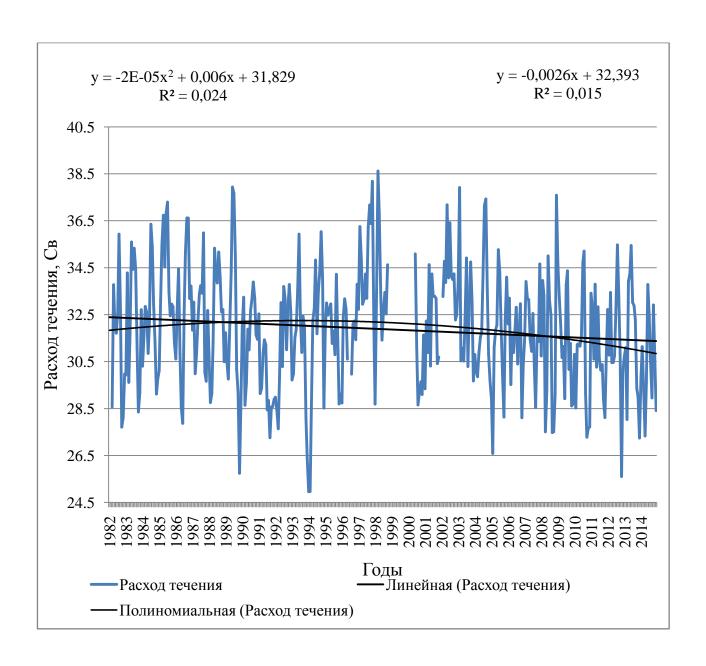


Рисунок 3.7 Временной ход среднемесячного расхода Флоридского течения и тренды

Таблица 3.3 Оценка значимости трендов для среднегодовых значений

	Величина тренда	$\mathbb{R}^2$	$t_{kp}$	$R^2_{kp}$
Линейный	-0,029	0,069	2,04	0,104
Нелинейный	-3E-04	0,162	2,04	0,104

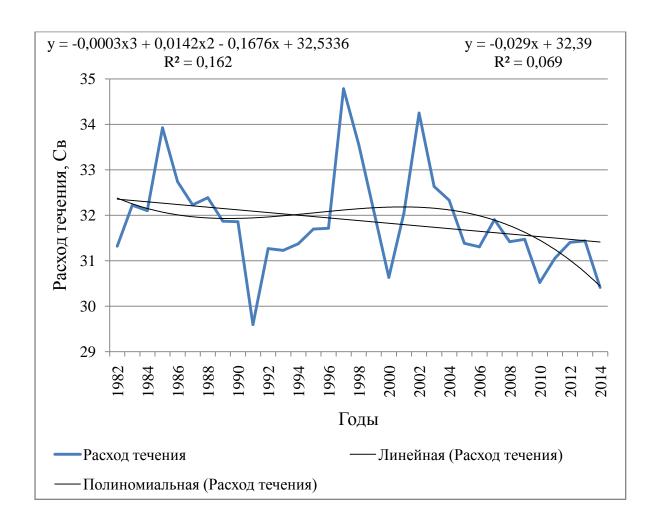


Рисунок 3.8 Временной ход среднегодового расхода Флоридского течения

## 3.2.4 Автокорреляционный анализ

Для среднемесячных и для среднегодовых значений был проведен анализ автокорреляционной функции, которая рассчитывалась для среднемесячных значений на 48 сдвигах, а для среднегодовых – на 9 сдвигах.

Для расчета уровней значимости АКФ использовался критерий Стьюдента. Его критическое значение находилось при уровне значимости  $\alpha = 0.05$  и числе степеней свободы  $\nu = N - \tau - 1$ , где  $\tau - \epsilon$  сдвиг. Уровни значимости АКФ рассчитывались по формуле (19).

На рисунке 3.9 представлены совмещенные графики АКФ и уровней значимости для среднемесячных значений расхода.

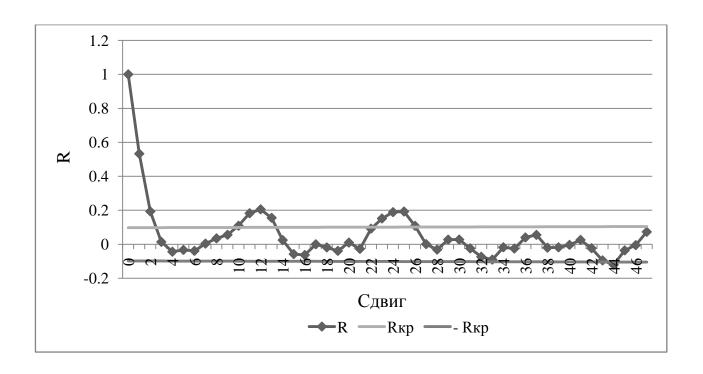


Рисунок 3.9 АКФ для среднемесячных значений расхода Флоридского течения

Процесс является квазигармоническим, так как на графике АКФ отчетливо видны циклические колебания с периодом 12 месяцев. Это говорит о наличии годовой гармоники в исходном ряду, вклад которой был исследован в пункте 3.2.5. Инерционность процесса составляет 3 месяца.

Для среднегодовых значений расхода (см. рисунок 3.10) процесс развивается по типу простой цепи Маркова 1-го порядка, следовательно, является инерционным (радиус корреляции – 3 года). Такие процессы имеют свойство запоминать предыдущее состояние. АКФ имеет два значимых коэффициента корреляции на нулевом и первом сдвиге, который равен 40%. Периодичности процесса не наблюдается.

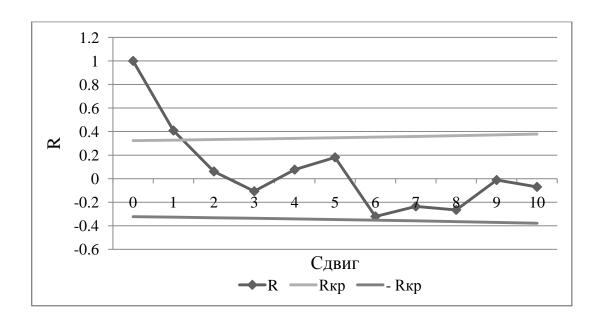


Рисунок 3.10 АКФ для среднегодового расхода Флоридского течения

## 3.2.5 Гармонический анализ

Для проведения гармонического анализа из исходных рядов был удален тренд или среднее значение при незначимом тренде. Проверка значимости гармоник проводилась по критерию Стьюдента (см. таблицу 3.4).

Таблица 3.4 Оценка значимости гармоник для среднемесячных значений

	T = 6  Mec	Т = 12 мес	Т = 24 мес
$B$ клад, $V_k$	0.009	0.10	0.019
$\sigma_{Vk}$	0.049	0.047	0.051
$t_{kp}$	1.97	1.97	1.97
t*	1.86	6.78	2.69

Сначала была сформулирована нулевая гипотеза о значимости гармоники и альтернативная ей. Проверка неравенства  $t^* > t_{kp}$  показала, что для среднемесячных значений значимой оказалась только годовая гармоника. Это подтверждает наличие квазигармонических колебаний на АКФ. Совмещенный график среднемесячных отклонений от тренда и годовой

гармоники представлен на рисунке 3.11. Вклад годовой гармоники в дисперсию исходного ряда составил 10 %.

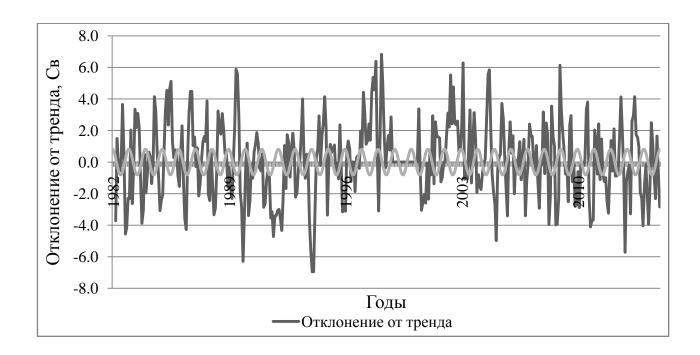


Рисунок 3.11 Среднемесячные отклонения от тренда и годовая гармоника

Для среднегодовых значений была построена периодограмма и рассчитаны гармоники на частотах, соответствующих пикам периодограммы. В результате проверки значимости гармоник все они оказались незначимыми. Отсутствие периодичности в распределении расхода также подтверждает сложную пространственную структуру течения.

## 3.3 Анализ короткопериодной изменчивости расходов воды Флоридского течения

В связи с тем, что очень часто причиной ослабления Гольфстрима называют аварию в Мексиканском заливе, произошедшую 22 апреля 2010 года на буровой платформе Deepwater Horizon, в данной работе был проведен анализ короткопериодной изменчивости Флоридского течения. Для этого, из

ряда суточных значений расхода была взята выборка за два месяца до и после аварии с 1.02 по 30.06.2010 г. Полученный ряд был разбит на две части, для каждой из которых был выделен линейный тренд (см. рисунок 3.12) и проведена оценка их значимости (см. таблицу 3.5).

Таблица 3.5. Оценка значимости трендов для короткопериодной изменчивости расхода Флоридского течения

	$R^2$	$t_{\kappa p}$	$R^2_{\kappa p}$	Величина тренда
До аварии				
Линейный	0.23	2.00	0.046	0.058
После аварии				
Линейный	0.001	2.00	0.052	-0.0028

Для ряда значений «до аварии» отмечается положительный статистически значимый тренд, что говорит об увеличении расхода течения. Вклад линейного тренда в дисперсию исходного ряда составляет 23 %, величина тренда 0.058 Св в день. Для ряда значений «после аварии» отрицательный тренд статистически незначим, соответственно, трендовая составляющая, в этом случае, не вносит никаких изменений в исходный ряд. До аварии в Мексиканском заливе интенсивность течения составляла 30.23 Св, а после — 31.24 Св. Для сравнения, средний расход течения с 1982 по 2015 гг. составлял 31.9 Св.

После аварии в расходе Флоридского течения хоть и отмечается небольшой по величине отрицательный тренд, но в виду его незначимости, можно утверждать, что существенных изменений в интенсивности течения не произошло. Расход течения был чуть ниже среднего уровня, различие составляло 0.66 Св. Разговоры об ослаблении Гольфстрима, в следствие аварии в Мексиканском заливе, являются не очень корректными, ввиду того, что ослабления одного из потоков, образующих течение, не произошло.

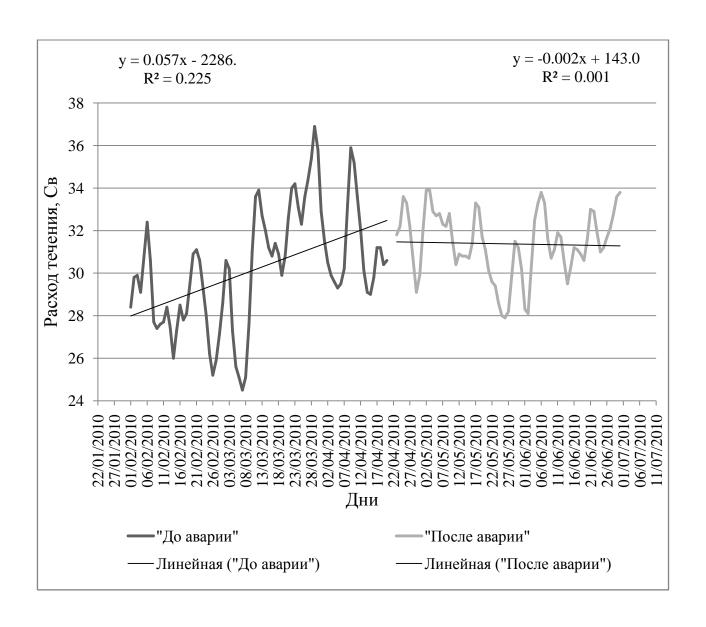


Рисунок 3.12 Короткопериодная изменчивость Флоридского течения

## 3.4 Статистический анализ расходов воды Гольфстрима

Обсуждения на тему ослабления Гольфстрима, АМОС в настоящее время являются наиболее актуальными. Система течений Гольфстрим обеспечивает благоприятную погоду в Европе, повышая температуру воздуха на  $8-9\,^{\circ}$ С. Для определения возможного ослабления Гольфстрима в данной работе был выполнен статистический анализ его интенсивности на широте

32° с.ш. с 1982 по 2008 гг., а также статистический анализ индекса Гольфстрима «Северная стена».

Средний расход воды Гольфстрима на широте  $32^{\circ}$  с.ш. с 1982 по 2008 гг. составил 58.45 Св, максимальный — 74.6 Св, минимальный — 34.53 Св.

Эмпирическая функция распределения имеет положительное значение коэффициента эксцесса. Это означает, что кривая распределения является более островершинной по сравнению с кривой нормального закона. Коэффициент асимметрии отрицательный. Это говорит о том, что ряд среднемесячных значений интенсивности Гольфстрима включает немногочисленные, но более значительные отрицательные отклонения от среднего и более многочисленные, но менее значительные положительные отклонения.

Таблица 3.6 Описательная статистика

Характеристика	Значение
Среднее	58.45
Стандартная ошибка	0.37
Медиана	58.685
Мода	59.065
Стандартное отклонение	6.658
Дисперсия выборки	44.333
Эксцесс	0.65
Асимметричность	-0.404
Интервал	40.069
Минимум	34.532
Максимум	74.601

Для среднемесячных значений интенсивности Гольфстрима была сделана проверка на соответствие ЭФР нормальному закону распределения с

помощью критерия Пирсона. Была сформулирована нулевая гипотеза о соответствии ЭФР нормальному закону и альтернативная ей. Эмпирическое значение критерия Пирсона  $\chi^{2*}$  составило 165.3, тогда как критическое  $\chi^2_{\kappa p} = 18.31$  при уровне значимости  $\alpha = 0.05$  и числе степеней свободы  $\nu = \kappa - 3$ , где  $\kappa$  – число интервалов.

Так как неравенство  $\chi^{2*} > \chi^2_{\kappa p}$  выполняется, то выдвинутая гипотеза отвергается. Следовательно, ЭФР не подчиняется нормальному закону распределения. Совмещенный график ЭФР и нормального закона представлен на рисунке 3.13.

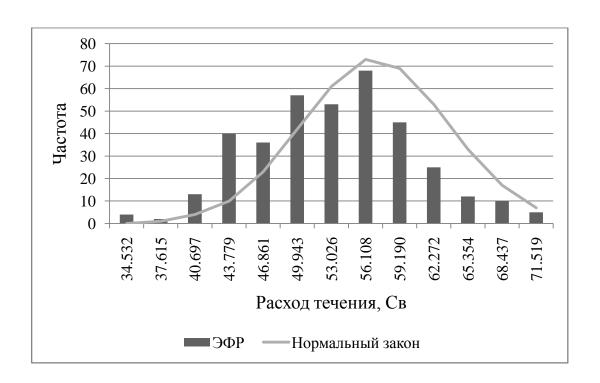


Рисунок 3.13 ЭФР и нормальный закон для среднемесячных значений интенсивности Гольфстрима

Как видно из рисунка 3.14 расход воды Гольфстрима почти в 2 раза превышает расход Флоридского течения. Интенсивность Гольфстрима на широте 32° с.ш. увеличивается за счет того, что к основному потоку, вытекающему из Мексиканского залива, присоединяется Антильское течение. К северу расход увеличивается значительнее и достигает 150 Св.

В ряду среднемесячных значений интенсивности Гольфстрима в период времени с 1982 по 2008 гг. был выделен отрицательный линейныйтренд. Результаты оценки тренда на значимость, приведены в таблице 3.7.

Критическое значение коэффициента детерминации рассчитывалось по формуле (19). При уровне значимости 0.05 тренд оказался незначимым. Это говорит о том, что в исследуемый период уменьшения расходов воды Гольфстрима на широте 32° с.ш. не наблюдалось.

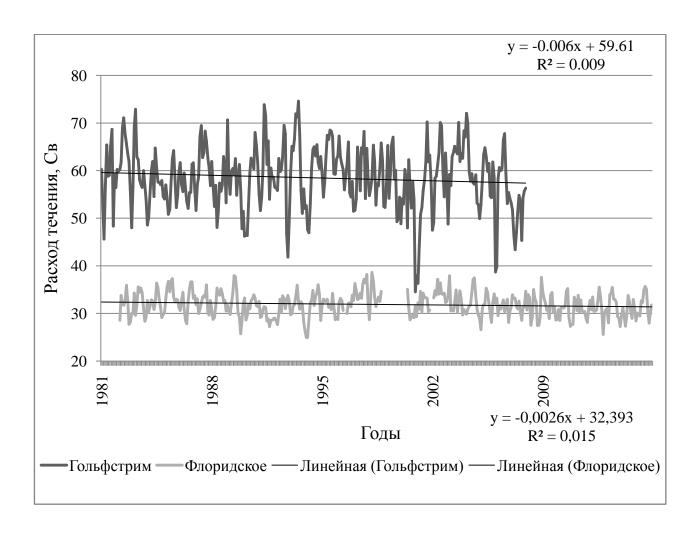


Рисунок 3.14 Временная изменчивость расходов воды Гольфстрима и Флоридского течения

Таблица 3.7 Оценка значимости тренда в ряду расходов воды Гольфстрима

Характеристика	$R^2$	$R^2_{\kappa p}$	$t_{\kappa p}$
Значение	0,009	0,012	1,967

Во внутригодовом ходе интенсивности Гольфстрима максимум расхода наблюдается в конце весны (май), а минимум – зимой, равный 54.6 Св. Вместе с тем следует отметить наличие второго максимума приходящегося на середину лета и равного 62.2 Св. Во внутригодовых колебаниях расходов Гольфстрима годовая гармоника играет доминирующую роль (см. рисунок 3.15).

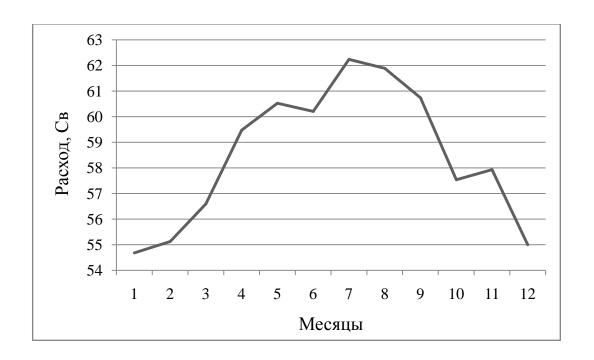


Рисунок 3.15 Внутригодовая изменчивость Гольфстрима на 32° с.ш.

Для среднемесячных и для среднегодовых значений интенсивности Гольфстрима был проведен анализ автокорреляционной функции, которая рассчитывалась для среднемесячных значений на 48 сдвигах, а для среднегодовых – на 9 сдвигах.

Для расчета уровней значимости АКФ использовался критерий Стьюдента. Уровни значимости АКФ рассчитывались по формуле (19). На рисунках 3.16 и 3.17 представлены совмещенные графики АКФ и уровней значимости для среднемесячных и среднегодовых значений расхода течения.

Автокорреляционный анализ среднемесячных значений показал, что процесс является квазигармоническим с периодом 12 месяцев. Вклад годовой гармоники в изменчивость интенсивности Гольфстрима составляет 13.5 %.

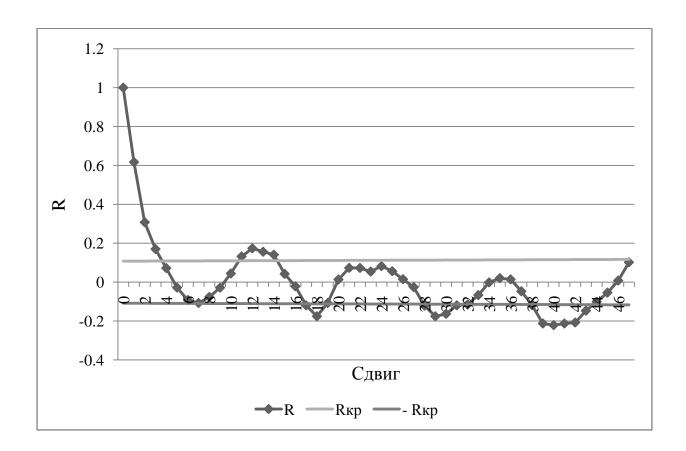


Рисунок 3.16 АКФ для среднемесячного расхода Гольфстрима на 32° с.ш.

Распределение среднегодового расхода Гольфстрима развивается по типу «Белый шум», что соответствует абсолютно случайному процессу. Периодичности процесса не наблюдается, радиус корреляции составляет 2 года.

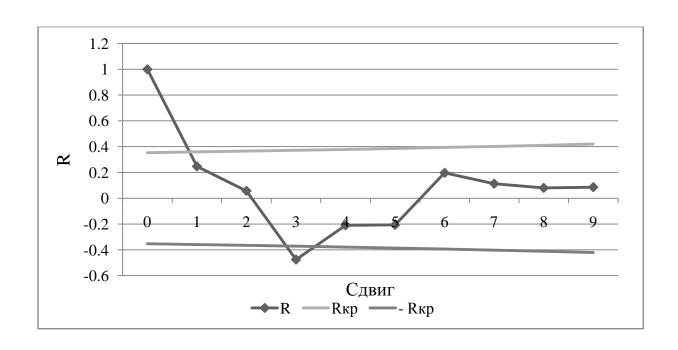


Рисунок 3.17 АКФ для среднегодового расхода Гольфстрима

В силу того, что Флоридское течение является основным потоком, образующим Гольфстрим, был проведен взаимнокорреляционный анализ между расходами Флоридского течения и Гольфстрима на 32° с.ш. для выявления значимых связей. Для среднемесячных значений взаимнокорреляционная функция (ВКФ) рассчитывалась на 48 сдвигах, для среднегодовых – на 9 сдвигах.

На графике ВКФ среднемесячных значений (см. рисунок 3.18) отрицательному направлению сдвигов ВКФ соответствует более раннее наступление расхода воды во Флоридском течении. Интенсивности исследуемых течений связаны асинхронно. Это объясняется тем, что на ВКФ имеется несколько значимых коэффициентов корреляции на сдвигах отличных от нуля.

Значения расхода воды Флоридского течения опережают расход Гольфстрима на 6 месяцев. Величина связи составляет 19%. Сдвиг 6 месяцев – это период времени, за который происходит адаптация Гольфстрима к изменениям, происходящим в расходе воды Флоридского течения.

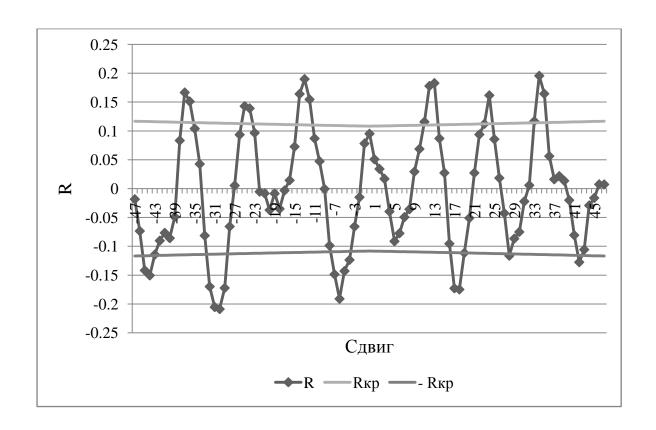


Рисунок 3.18 ВКФ для среднемесячных значений

На ВКФ для среднегодовых значений (см. рисунок 3.19) видно, что интенсивности течений практически не связаны между собой. Значимые связи отсутствуют из-за большого временного масштаба, на котором такие изменения интенсивностей течений не прослеживаются.

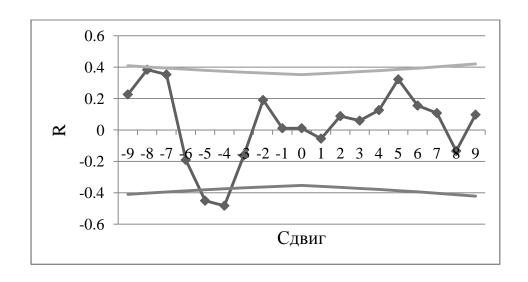


Рисунок 3.19 ВКФ для среднегодовых значений

# 3.5 Долгопериодная изменчивость индекса Гольфстрима «Северная стена»

На основе анализа индекса Гольфстрима «Северная стена» (Gulfstream North Wall – GSNW), который характеризует положение северной границы течения, можно получить косвенную оценку интенсивности Гольфстрима. Индекс предложен Тейлором и Стефенсом в 1980 г. и рассчитывается в морской лаборатории Плимута (Великобритания) [9, 15, 16]. Для определения индекса с карт снимается широта положения «Северной стены» на 6-ти долготах: 79°, 75°, 72°, 70°, 67°, 65° з.д. Ход среднемесячных и среднегодовых значений индекса в период с 1966 по 2014 гг. представлен на рисунках 3.20 и 3.21 соответственно.

Для определения интенсивности течения Тейлором и Стефенсом был использован метод главных компонент, в качестве которой как раз и выступает индекс GSNW. Положительные значения индекса соответствуют продвижению Гольфстрима на север, а отрицательные, наоборот, на юг относительно среднего многолетнего положения. С учетом этого можно дать косвенную оценку интенсивности течения. Чем выше индекс GSNW, тем дальше на север продвигается Гольфстрим [14].

В рядах среднемесячных и среднегодовых значений индекса GSNW прослеживаются положительные статистически значимые тренды, при уровне значимости  $\alpha = 0.05$ . Для среднемесячных значений величина тренда составляет 0.002 в месяц, вклад — 4.5 %, а для среднегодовых — 0.02 в год и 14.7 %, соответственно. За исследуемый период южнее всего Гольфстрим находился в 2011 г., севернее — в 2002 г.

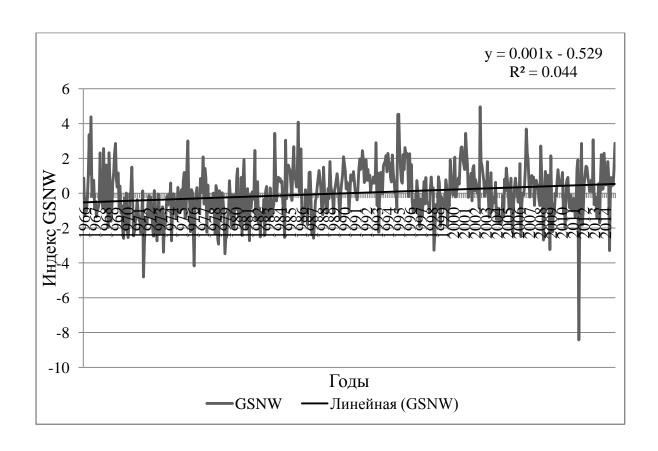


Рисунок 3.20 Временная изменчивость среднемесячных значений индекса GSNW

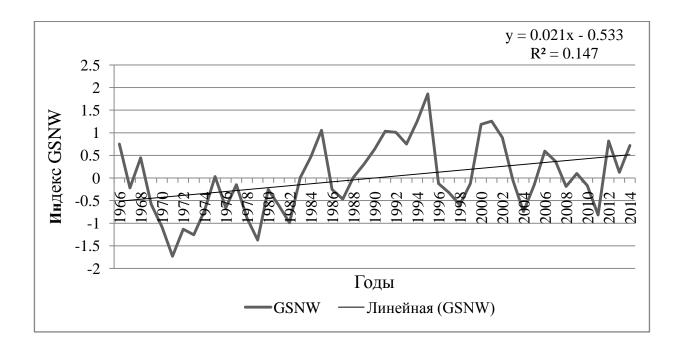


Рисунок 3.21 Временная изменчивость среднегодовых значений индекса GSNW

Авария в Мексиканском заливе не оказала влияния на продвижение Гольфстрима. Его индекс после аварии в 2010 г. продолжал увеличиваться и находился в положительной фазе. Таким образом, за период с 1966 по 2014 гг. северная граница Гольфстрима в целом перемещалась к северу, а значит, ослабления Гольфстрима не происходило.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время процессам циркуляции в Северной Атлантике уделяется повышенное внимание в научной среде и, особенно, в средствах массовой информации. Главной обсуждаемой темой является ослабление интенсивности Гольфстрима из-за ряда различных факторов. В связи с этим в данной работе была выполнена оценка интенсивности циркуляции вод в Северной Атлантике.

Для решения поставленной цели был проведен статистический анализ расходов воды Флоридского течения с 1982 по 2015 гг., Гольфстрима на широтном разрезе 32° с.ш. с 1981 по 2008 гг., а также анализ долгопериодной изменчивости индекса Гольфстрима «Северная стена» с 1966 по 2014 гг. В ходе данного исследования были получены следующие результаты.

Средняя интенсивность Флоридского течения на 26° с.ш. в исследуемый период с 1982 по 2015 гг. составляла 31.9 Св, максимальная — 38.6 Св, минимальная — 25 Св. Эмпирическая функция распределения интенсивности течения в целом подчиняется нормальному закону распределения. Интенсивность Флоридского течения имеет ярко выраженный сезонный ход. Весной расход течения увеличивается и летом достигает максимума, который отмечается в июле и составляет 33.5 Св. Затем интенсивность течения резко уменьшается до минимального значения в ноябре — 30.37 Св и в течение зимнего периода увеличивается.

В ряду среднемесячных значений прослеживается статистически значимый линейный тренд, равный -0.002 Св в месяц, вклад которого в дисперсию исходного ряда составляет 1.5 %. Это означает, что исследуемый период происходило незначительное уменьшение интенсивности Флоридского течения. В межгодовом ходе интенсивности Нелинейные аппроксимируемые течения тренд отсутствует. тренды,

полиномом 2-й степени, статистически значимы при уровне значимости  $\alpha = 0.05$  как для среднемесячных, так и для среднегодовых значений. Вклад их в дисперсию исходных рядов составляет 2.4 % и 16.2 % соответственно.

Автокорреляционный среднемесячных значений анализ ДЛЯ Флоридского течения показал, интенсивности ЧТО процесс является квазигармоническим с периодичностью 12 месяцев. Вклад годовой гармоники в дисперсию исходного ряда составляет 10 %. Для среднегодовых значений расхода процесс развивается по типу простой цепи Маркова 1-го порядка, и инерционным (радиус корреляции – 3 года). Наличие других является скрытых периодичностей в рядах интенсивности течения гармонический анализ не подтвердил. Все выделенные гармоники оказались незначимыми.

Исследовав короткопериодную изменчивость Флоридского течения за два месяца до и после аварии в Мексиканском заливе на нефтяной платформе, достаточно уверенно утверждать, что никаких существенных изменений после аварии в интенсивности течения не произошло. До аварии интенсивность течения составляла 30.23 Св, а после – 31.24 Св, в то время как средний расход течения с 1982 по 2015 гг. составлял 31.92 Св. Статистически значимый тренд отмечается только в ряде значений «до аварии», равный 0.058 Св в день. Вклад тренда в дисперсию исходного ряда составляет 23 %. Для ряда значений «после аварии» отрицательный тренд статистически не значим, при уровне значимости 0.05. После аварии расход течения был чуть ниже среднего уровня, различие со средним расходом составило 0.68 Св. Таким образом, разговоры об ослаблении Гольфстрима, в следствие аварии в Мексиканском заливе, являются не очень корректными, ввиду того, что ослабления одного из потоков, образующих течение, не произошло.

Средний расход воды Гольфстрима на широте 32° с.ш. за период с 1981 по 2008 гг. составлял 58.45 Св, максимальный — 74.6 Св, минимальный — 34.53 Св. Увеличение интенсивности течения с 26° до 32° с.ш. происходит в результате присоединения к основному потоку Антильского течения. Годовой

ход в интенсивности Гольфстрима проявляется довольно отчетливо. Наибольший вклад вносит внутригодовая изменчивость Флоридского течения. Первый максимум расхода наблюдается в конце весны (май), равный 60.5 Св, а минимум — зимой в январе, который составляет 54.6 Св. В середине лета отмечается второй максимум, равный 62.2 Св.

В ряду среднемесячных значений тренд оказался статистически незначимым при уровне значимости 0.05. Это говорит о том, что в исследуемый период существенных изменений расходов воды Гольфстрима на широте 32° с.ш. не происходило. Процесс является квазигармоническим с периодом 12 месяцев. Вклад годовой гармоники в дисперсию исходного ряда составил 13.5 %. Для среднегодовых значений отмечается случайное распределение интенсивности течения.

Для выявления взаимосвязи между интенсивностями Флоридского течения и Гольфстрима был выполнен взаимнокорреляционный анализ. Синхронность связи между характеристиками проявляется довольно слабо. Среднемесячные значения расхода воды Флоридского течения опережают расход Гольфстрима на 6 месяцев. Величина связи составляет 19%. Сдвиг 6 месяцев — это период времени, за который происходит адаптация Гольфстрима к изменениям, происходящим в расходе воды Флоридского течения. Для среднегодовых значений значимые связи практически отсутствуют, в связи с большим временным масштабом, на котором такие изменения интенсивностей течений не прослеживаются.

Косвенная оценка интенсивности течения была получена в результате анализа индекса Гольфстрима «Северная стена» (GSNW) за период с 1966 по 2014 гг. В рядах среднемесячных и среднегодовых значений индекса Гольфстрима прослеживаются положительные статистически значимые тренды. Для среднемесячных значений величина тренда составляет 0.002 в месяц, вклад — 4.5 %, а для среднегодовых — 0.02 в год и 14.7 %, соответственно. Положительный тренд свидетельствует об увеличении

индекса GSNW, соответственно положительные значения индекса говорят о продвижении течения на север, а отрицательные, наоборот, на юг относительно среднего многолетнего положения. Чем выше индекс GSNW, тем дальше на север продвигается Гольфстрим. За исследуемый период южнее всего Гольфстрим находился в 2011 г., севернее – в 2002 г. В последнее время значение индекса находится в положительной фазе и продолжает увеличиваться. Таким образом, за период с 1966 по 2014 гг. северная граница Гольфстрима в целом перемещалась к северу, а значит, ослабления течения не происходило.

В результате проведенного исследования можно сделать главный вывод о том, что существенных изменений в циркуляции вод Северной Атлантики в последнее десятилетие не произошло. Интенсивность Флоридского течения и Гольфстрима пределах нормы. Гольфстрим находятся В продолжает продвигаться переносить В Европу, поэтому на север И тепло надвигающемся ледниковом периоде не может быть и речи.

### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

- 1 Schmittner A. Introduction: The Ocean's Meridional Overturning Circulation / A. Schmittner, J.C.H. Chiang, S.R. Hemming // 2007. P. 1 4
- 2 RAPID-AMOC Monitoring the Atlantic Meridional Overturning Circulation
   [Электронный ресурс]. Natural Environment Research Council. –
   Swindon, 2016 Режим доступа: http://www.rapid.ac.uk/index.php
- 3 Srokosz M., Past, present and future changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation / M. Srokosz, M. Baringer // Bulletin of the American Meteorological Society. 2012. Vol. 93, №11. P. 1663 1676
- 4 Frajka-Williams E. Estimating the Atlantic overturning at 26°N using satellite altimetry and cable measurements: MOC FROM ALTIMETRY // Geophys. Res. Lett. 2015, Vol. 42 DOI: 10.1002/2015GL063220
- 5 Carton J.A. The Atlantic Overturning Circulation: More Evidence of Variability and Links to Climate / J.A. Carton, S.A. Cunningham // Bulletin of the American Meteorological Society. − 2014. − Vol. 95, №8. − P. 163 − 166
- 6 Ten years of ocean monitoring uncovers secrets of changing UK winters [Электронный ресурс]. National Oceanography Centre. 2015 Режим доступа: http://noc.ac.uk/news/ten-years-ocean-monitoring-uncovers-secrets-changing-uk-winters
- 7 North Atlantic Oscillation (NAO) [Электронный ресурс]. National Weather Service. Climate Prediction Centre. 2016 Режим доступа: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml
- 8 Бондаренко А.Л. Настоящее и будущее Гольфстрима / А.Л. Бондаренко,
   В.В. Жмур // Природа. 2007. №7. с. 29 37
- 9 Gangopadhyay A. On the Nature of Temporal Variability of the Gulf Stream Path from 75°W to 50°W / A. Gangopadhyay, A.H. Chaudhuri, A.H. Taylor // Article. 2015. DOI: 10.1175/EI-D-15-0025.1

- 10 Малинин В.Н. Гольфстрим и климат Европы / В.Н. Малинин // Общество. Среда. Развитие. 2012. №1. с. 214 220
- 11 Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации» / С.М. Гордеева— СПб.: изд. РГГМУ, 2010 74 с.
- 12 Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. / В.Н. Малинин СПб.: изд. РГГМУ, 2008. 408 с.
- 13 Florida Current Transport Time Series and Cruises [Электронный ресурс]. NOAA AOML Physical Oceanography Division. 2016 Режим доступа: http://www.aoml.noaa.gov/phod/floridacurrent/data\_access.php
- 14 IRI/LDEO Climate Data Library [Электронный ресурс]. электрон. дан. 2016 Режим доступа: http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CARTON-GIESE/.SODA/
- 15 Карлин Л.Н. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме / Л.Н. Карлин, В.Н. Малинин, С.М. Гордеева // Океанология. 2013. том 53. №4. с. 1 –9
- 16 Latitude of the Gulf Stream [Электронный ресурс]. электрон. дан. / Plymouth Marine Laboratory. Plymouth, 2016 Режим доступа: http://www.pml-gulfstream.org.uk/