

Изменчивость уровня и циркуляции океана в Северной Атлантике по спутниковой альтиметрии

В. Н. Малинин, Я. И. Ангудович

*Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 192007, Россия
E-mail: malinin@rshu.ru*

Обсуждается взаимосвязь межгодовых колебаний уровня моря с системой течений в области североатлантического антициклонического круговорота вод по спутниковой альтиметрии (1993–2019). Исходными данными послужила база среднемесячных данных по морскому уровню архива Copernicus GLOBAL REANALYSIS_PHY_001_030. Выявлена отчётливо выраженная связь годового расхода Флоридского течения и градиента уровня на разрезе 25° широты между 80 и 78° з.д. ($r = 0,79$). Выполнен расчёт межгодовых изменений уровня моря на широтном разрезе 26° для его отдельных участков и через всю Северную Атлантику в пределах 80 – 15° з.д., который выступает реперным в мониторинге атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОС). Рассматривались годовые оценки градиента уровня Δh и его средние значения h_{cp} между крайними точками разрезов. Выявлена высокая положительная корреляция между Δh и h_{cp} для разрезов 70 – 25° з.д. ($r = 0,81$) и 80 – 15° з.д. ($r = 0,71$), а также североатлантического колебания с Δh и h_{cp} на этих разрезах. Показано, что, несмотря на резкое ослабление АМОС до 2010 г., в дальнейшем происходит относительное восстановление его мощности почти до среднего значения. Очевидно, ослабление АМОС до 2010 г. — это лишь отрицательная фаза его более длительных колебаний. Выполнена статистическая параметризация среднегодовых значений переноса воды на широте 26° с.ш. на север и юг (АМОС и Q_{UMO}) по данным об уровне океана на этой широте. Получены регрессионные уравнения, которые по данным Δh и h_{cp} довольно точно (77–92 %) описывают дисперсию временных рядов АМОС и Q_{UMO} .

Ключевые слова: Северная Атлантика, уровень моря, течения, североатлантический антициклонический круговорот вод, атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция

Одобрена к печати: 08.06.2022

DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-281-294

Введение

Уровень океана входит в число важнейших параметров климатической системы (Climate..., 2013). Известно, что он в настоящее время растёт со скоростью 3,2 мм/год, причём с довольно высокой вероятностью следует ожидать ускорения роста уровня океана из-за резкого усиления таяния ледникового щита Гренландии, частичного разрушения Западно-Антарктического щита Антарктиды и быстрого роста теплосодержания океана (Малинин и др., 2019; Curry, 2018 и др.). Поэтому повышение уровня делает неизбежным затопление равнинных прибрежных территорий многих стран и переселение десятков миллионов человек, грозит катастрофическим ущербом для инфраструктуры побережья океанов и морей, усиливает штормовые нагоны и наводнения в устьях рек. В связи с этим изучение межгодовых колебаний уровня и особенно его долгосрочный прогноз на перспективу крайне актуальны для Северной Атлантики (СА), с обеих сторон которой находятся страны с высоким уровнем жизни и большой численностью населения, проживающего в прибрежных зонах океана.

Уровень Северной Атлантики (УСА) растёт со скоростью 2,56 мм/год, причём отмечается его существенная пространственная дифференциация. Самый высокий тренд в уровне моря отмечается в Мексиканском заливе (4,03 мм/год), который почти в два раза больше тренда в Средиземном море (2,21 мм/год). Важная закономерность заключается в синхронности межгодовых изменений уровня на большей части акватории СА. Особенно высокая корреляция отмечается между уровнями Северной Атлантики и Мексиканского залива ($r = 0,95$). Это

означает, что уровень Мексиканского залива можно рассматривать как индикатор межгодовой изменчивости УСА (Малинин, Ангудович, 2021).

Известно, что изменения уровня и циркуляции океана тесно связаны друг с другом. Морские течения приводят к повышению уровня в одних районах и его опусканию в других. В свою очередь, изменения уровня вызывают течения и стимулируют их интенсивность, поскольку без наклона уровенной поверхности течения отсутствуют. При повышении уровня интенсивность течений, как правило, возрастает (Смирнов и др., 2010; Chafik et al., 2019; Ezer, 2015; Ivchenko et al., 2011; Volkov, 2004 и др.). В СА существуют два мощных круговорота вод, воздействующие на изменения климата не только в самой СА, но и далеко за её пределами. Это субтропический антициклонический круговорот вод (САКВ), включающий Северное пассатное течение, западные пограничные течения Флоридское и Гольфстрим, широтное Азорское и восточное пограничное Канарское, а также субполярный циклонический круговорот вод (СЦКВ), который включает Северо-Атлантическое, Ирмингера, Восточно-Гренландское, Западно-Гренландское, Лабрадорское течения (рис. 1).

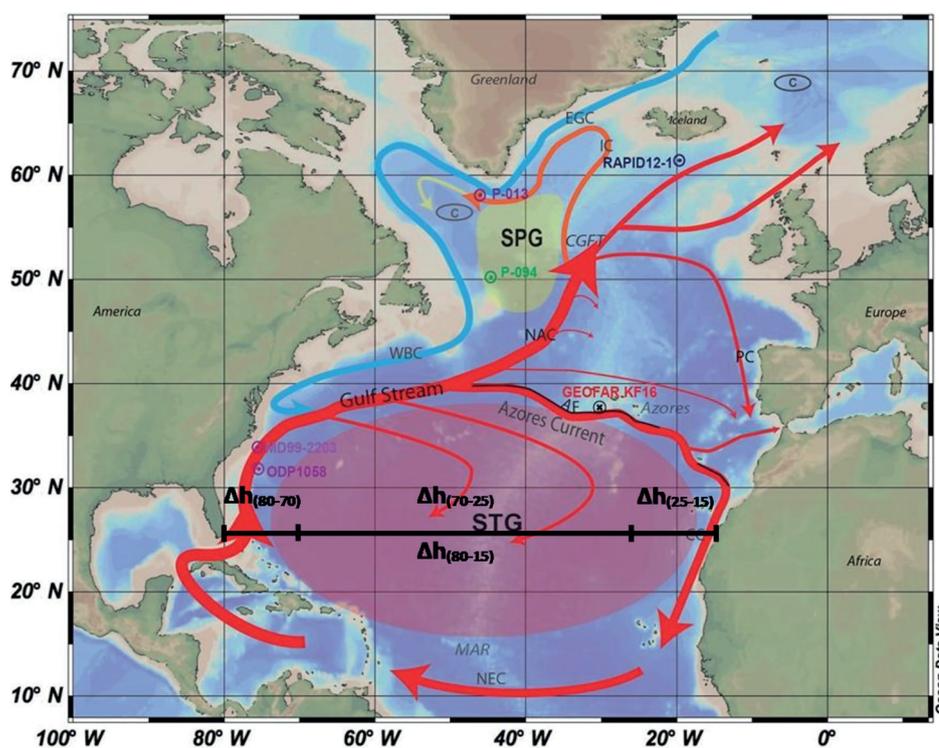


Рис. 1. Схема циркуляции вод в Северной Атлантике (Repschläger et al., 2017). STG (англ. subtropical gyre) — САКВ; SPG (англ. subpolar gyre) — СЦКВ. Красные стрелки — тёплые поверхностные течения; синие стрелки — холодные глубинные течения. Знаком «©» обозначены регионы формирования интенсивной конвекции. Чёрные линии — уровенные разрезы на широте 26° с. ш.

Различные аспекты взаимосвязи уровня и циркуляции в СА обсуждаются в работах (Chafik et al., 2019; Dong et al., 2019; Ezer, 2015; Kopp, 2013; Park, Sweet, 2015 и др.). Цель настоящей работы состоит в изучении взаимосвязи межгодовых колебаний уровня океана с системой течений в области САКВ за период альтиметрических наблюдений.

Материалы и методы

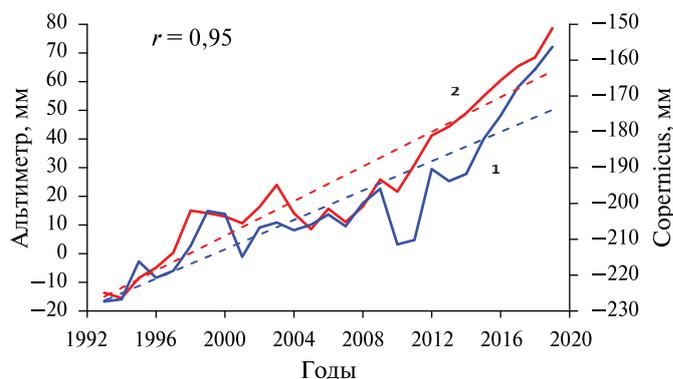
В работе использовались две базы среднемесячных данных по морскому уровню. Основной базой послужил продукт архива реанализа Copernicus — GLOBAL_REANALYSIS_RHY_001_030. Он представляет собой ретроспективный анализ среднемесячных трёхмер-

ных физических полей океана с 1993 по 2019 г. Реанализ построен по модели версии LIM2 EVP NEMO 3.1 (Lellouche et al., 2018), которая максимально приближает расчётные значения к реальным наблюдениям за состоянием океана. При этом данные альтиметра, спутниковая информация о температуре поверхности моря, концентрации морского льда и вертикальных профилей температуры и солёности совместно усваиваются с помощью фильтра Калмана пониженного порядка с трёхмерной многомерной модальной декомпозицией фоновой ошибки. Доступное разрешение глобального океана составляет $1/12^\circ$ (~ 8 км), а диапазон значений — в пределах 180° в. д. — $179,99^\circ$ з. д.; 89° ю. ш. — 90° с. ш. Достаточно подробная документация обработки данных по морскому уровню даётся в работе (Lellouche et al., 2021). Из массива GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030, доступного на портале CMEMS (*англ.* Copernicus Marine Environment Monitoring Service), выбирались среднемесячные значения УСА за период 1993–2019 гг.

Кроме того, использовались натурные систематизированные альтиметрические данные уровня СА Лаборатории спутниковой альтиметрии США (*англ.* Laboratory for Satellite Altimetry/Sea Level Rise) за период 1993–2019 гг. Исходные альтиметрические данные покрывают океан от 66° с. ш. до 65° ю. ш., имеют пространственное разрешение $1/3^\circ$ в меркаторской проекции (*англ.* Universal Transverse Mercator — UTM), дискретность — 9,9 сут и точность расчёта — 4,2 см. Неопределённости оценок морского уровня обусловлены методическими аспектами преобразования необработанных спутниковых измерений в реальные оценки морского уровня, необходимостью учёта атмосферных условий, ветровых волн и приливов, а также гляциоизостатического приспособления, в результате чего происходит некоторое увеличение площади океанских бассейнов из-за отступления суши в конце последнего ледникового периода. Приблизительно скорость их увеличения оценивается в $-0,3$ мм/год с ошибкой не менее 50 % (Curry, 2018).

Сравнение баз данных показало их высокое сходство. В качестве примера на *рис. 2* приводится сопоставление осреднённых по акватории СА годовых аномалий уровня моря (ГАУМ) за 1993–2019 гг. Оценка среднеквадратического отклонения (СКО) для натуральных альтиметрических данных равна 23,04 мм, для модельных значений базы Copernicus — 20,43 мм. Коэффициенты линейного тренда почти совпадают ($\alpha_1 = 2,42$ мм/год, $\alpha_2 = 2,56$ мм/год), а коэффициент корреляции между временными рядами составляет $r = 0,95$. Отсюда следует, что применение натуральных альтиметрических или выбранных из архива реанализа Copernicus данных по уровню моря равнозначно и зависит от характера поставленных задач. В данной работе оказалось более удобно использовать в расчётах данные Copernicus в связи с их регулярностью, полнотой, малой пространственной дискретизацией, быстрой обработкой и т. п.

Рис. 2. Сопоставление осреднённых для акватории Северной Атлантики годовых аномалий уровня моря (ГАУМ) по натуральным альтиметрическим данным (1) и рассчитанных по данным базы Copernicus (2). Пунктирными линиями показан тренд



Особенности межгодовой изменчивости уровня и циркуляции океана

В общем случае понятно, что должна существовать взаимосвязь изменений морского уровня с океанскими течениями. Наиболее реально такую взаимосвязь можно оценить для Флоридского течения (ФТ), расход которого определяется с высокой точностью по инструмен-

тальным наблюдениям с помощью подводного кабеля и ежеквартальных гидрографических съёмок за длительный период времени. На *рис. 3* приводится сопоставление сглаженных по пятилетиям годовых расходов ФТ и годовых значений градиента уровня Δh на широтном разрезе 25° между 78 и 80° з. д. ($\Delta h = h_{78} - h_{80}$). Нетрудно видеть, что между ними отмечается отчётливо выраженная положительная связь ($r = 0,79$): с увеличением градиента уровня расход течения повышается. Было также выявлено, что увеличение градиента уровня приводит к повышению среднего уровня h_{cp} на данном разрезе ($r = 0,73$). В результате обнаруживается и значимая корреляция расхода ФТ со средним уровнем ($r = 0,51$). Это связано с тем, что с увеличением объёма переносимых вод течением на разрезе уровень на нём будет повышаться. Поэтому естественно рассматривать средний уровень на разрезе h_{cp} в качестве косвенной характеристики напряжённости течения.

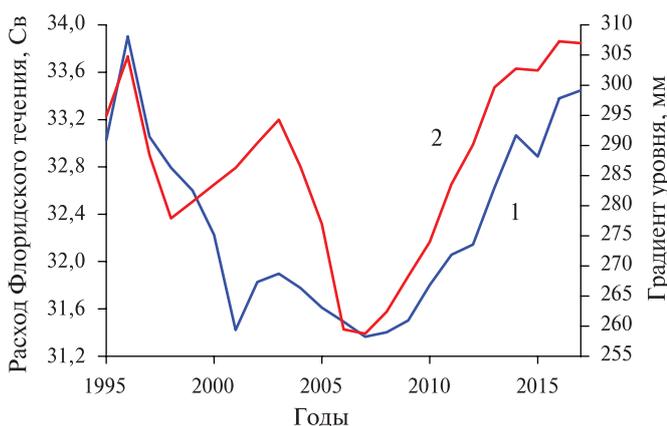


Рис. 3. Межгодовой ход сглаженных по пятилетиям расхода Флоридского течения (1) и градиента уровня моря на широтном разрезе 25° между 78 и 80° з. д. по данным архива Copernicus (2)

В работе (Park, Sweet, 2015) обнаружена обратная связь расхода ФТ с береговым уровнем моря на п-ове Флорида. Причиной этого является то, что при ослаблении ФТ прижимается к берегу и уровень его повышается, а при усилении ФТ отходит от берега. Примерно такой же эффект отмечается на северо-восточном побережье Америки, где происходит поворот Гольфстрима на восток. Чем более сильным оказывается Гольфстрим, тем сильнее на него действует сила Кориолиса, которая дальше «отводит» его от побережья (Dong et al., 2019; Ezer, 2015 и др.).

Флоридское течение вместе с Антильским формируют самое мощное течение СА — Гольфстрим, расход которого достигает $80\text{--}100$ Св (единица измерения объёмного расхода, названная по имени известного шведского океанолога Харальда Ульрика Свердрупа (*норв.* Harald Ulrik Sverdrup)). Для вод Гольфстрима свойственна очень высокая изменчивость. Ещё в 1990 г. Г. И. Барышевской (1990) показано, что перенос тепла Гольфстримом может изменяться примерно вдвое, а Северо-Атлантическим течением — в восемь раз. Гольфстрим — важнейшая часть атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОС), осуществляющей перенос тепла и воды в высокие широты. При этом считается, что именно АМОС играет важную роль в изменениях климата СА, утеплении западной Европы и «атлантификации» Арктики. Изучению АМОС посвящено огромное число публикаций, поэтому здесь отметим только обзорные работы (Степанов, 2017; Buckley, Marshall, 2016; Frajka-Williams et al., 2019, 2021; Srokosz et al., 2012).

В общем виде АМОС можно представить суммой следующих меридиональных переносов (Smeed et al., 2014):

$$\text{АМОС} = Q_{\text{ЕК}} + Q_{\text{GS}} - Q_{\text{УМО}}, \quad (1)$$

где $Q_{\text{ЕК}}$ — экмановский (дрейфовый) перенос воды на север за счёт ветра примерно в пределах верхнего (100 м) слоя океана; Q_{GS} — расход Гольфстрима на широте 26° с. ш.; $Q_{\text{УМО}}$ — перенос тёплых вод океана с севера на юг выше главного термоклина за счёт рециркуляции субтропического круговорота за вычетом расхода Антильского течения на широте 26° с. ш. Принципиальная схема формирования АМОС представлена на *рис. 4*. Нетрудно видеть,

что значительная часть вод Гольфстрима в результате рециркуляции на широте 26° движется в южном направлении. Правда, нельзя согласиться с тем, что Канарское течение изображено в виде тёплого потока. В действительности это течение считается холодным. Кроме того, 2-е слагаемое представляет собой на широте 26° не поток Гольфстрима, а ФТ. Это подтверждается тем, что расход течения на данной широте в точности соответствует расходу ФТ. Наконец, не объясняется, как оценивается расход Антильского течения.

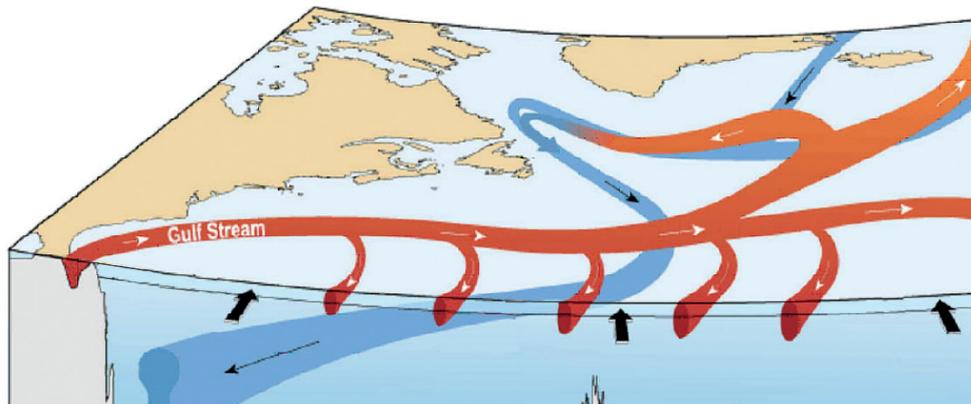


Рис. 4. Принципиальная схема, показывающая составные части АМОС на широте 26° с.ш. (Smeed et al., 2014). Чёрные толстые стрелки обозначают экмановский перенос (преимущественно на север) в поверхностном 100-м слое; белые стрелки, направленные на юг, показывают рециркуляцию тёплых вод в верхнем (1100 м) слое океана; чёрные тонкие стрелки указывают основной поток на юг более холодных глубинных вод

Итак, величина АМОС определяется по замыканию уравнения (1), т.е. содержит суммарную ошибку этих слагаемых. До 2004 г. оценки АМОС осуществлялись косвенным путём или с помощью климатических моделей. Начиная с 2004 г. проводится мониторинг переноса объёма вод в системе АМОС в рамках программы RAPID (англ. The Rapid Climate Change Programme) с использованием температуры, солёности и скорости течений, полученным с буёв проекта АРГО (англ. Argo). Описание методологии расчётов даётся в работе (McCarthy et al., 2015).

Если расход ФТ (Q_{FC}) и экмановский перенос известны относительно точно, то определение погрешностей Q_{UMO} практически не поддаётся количественной оценке. По данным работы (Smeed et al., 2014), среднемноголетние годовые значения компонент уравнения (1) за 2004–2011 гг. составляют: $Q_{ЕК} = 3,5$ Св, $Q_{FC} = 31,5$ Св, $Q_{UMO} = 17,5$ Св. Отсюда АМОС = 17,5 Св. Для АМОС свойственна очень высокая изменчивость. Так, в течение одного года АМОС может испытывать колебания от 4 до 35 Св, а годовой ход имеет амплитуду более 5 Св (Srokosz, Bryden, 2015).

Для временного ряда Q_{UMO} характерно наличие положительного тренда. Учитывая, что изменчивость Q_{UMO} значительно выше изменчивости $Q_{ЕК}$ и Q_{FC} , именно Q_{UMO} определяет изменчивость АМОС, включая его отрицательный тренд (рис. 5, см. с. 286). Действительно, между этими переменными при использовании непараметрического коэффициента корреляции Спирмена отмечается высокая отрицательная связь ($r = -0,72$), которая до 2012 г. была почти функциональной. Из рис. 5 видно, что в 2009 г. отмечались экстремально низкая оценка АМОС и экстремально высокая Q_{UMO} . Отметим почти полное совпадение экстремумов Q_{UMO} и АМОС. Однако начиная с 2013 г. колебания этих компонент сильно уменьшились. Наличие отрицательного тренда в АМОС свидетельствует об ослаблении его мощности и, соответственно, об уменьшении переноса тепла на север. Резкое снижение его расхода до 2010 г. послужило основанием многим авторам утверждать о значительном (даже беспрецедентном) ослаблении АМОС вследствие увеличивающегося выноса из Северного Ледовитого океана холодных пресных вод, приводящих к уменьшению конвекции в Лабрадорском и Гренландском морях, к замедлению термохалинной циркуляции, т.е.

конвейера Брокера, причём ослабление АМОС будет только усугубляться из-за дальнейшего таяния ледника Гренландии в ближайшие десятилетия (Bryden et al., 2014; Ceasar et al., 2018; Rahmstorf et al., 2015 и др.).

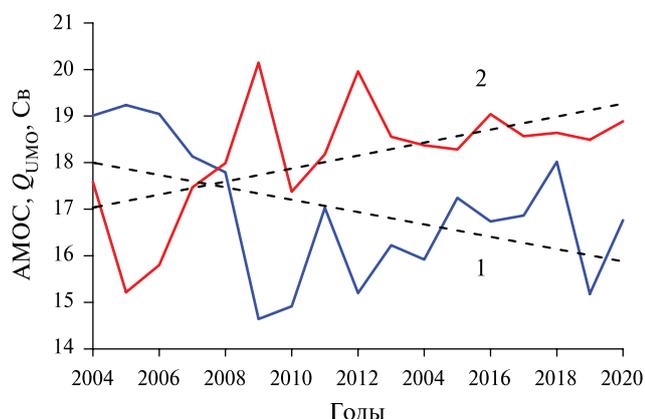


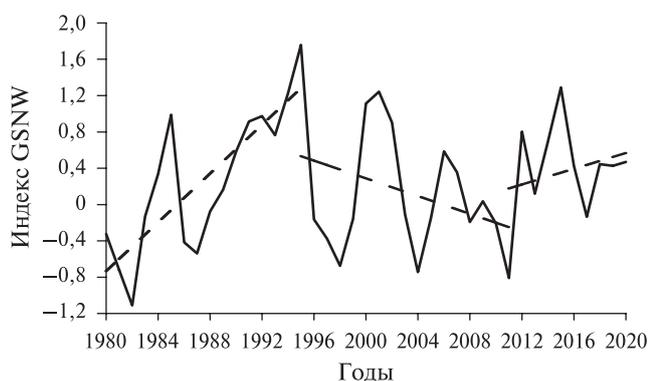
Рис. 5. Межгодовая изменчивость АМОС (1) и $Q_{\text{УМО}}$ (2) на 26° с. ш. за период 2004–2020 гг. (Св) (Frajka-Williams et al., 2021)

Однако начиная с 2013 г. происходит относительное восстановление мощности АМОС на уровне 16,6 Св (Frajka-Williams et al., 2021; Smeed et al., 2018). Очевидно, малый период мониторинга АМОС и высокие неопределённости её оценивания не позволяют достоверно судить о степени устойчивости АМОС во времени. Скорее всего, ослабление АМОС до 2010 г. — это лишь отрицательная фаза более длительных междесятилетних колебаний АМОС.

Косвенные оценки устойчивости АМОС можно получить из анализа межгодовых колебаний Гольфстрима, наблюдения над которым имеют более длительную историю. В частности, как видно из рис. 3, в межгодовом ходе расхода ФТ после 2007 г. начался устойчивый рост его расхода. Оценки расхода течения за более продолжительные интервалы времени также свидетельствуют об отсутствии отрицательного тренда в его значениях (Карлин и др., 2013; Dong et al., 2019; Park, Sweet, 2015 и др.)

Кроме того, можно воспользоваться индексом Гольфстрима (*англ.* Gulfstream North Wall — GSNW), который характеризует положение хорошо идентифицируемой северной границы течения (*англ.* North Wall — «северная стена»), т. е. косвенно отражает мощность течения. Данный индекс, предложенный А. Х. Тейлором (*англ.* А. Е. Taylor) и Дж. А. Стефенсом (*англ.* J. A. Stephens) в 1980 г., рассчитывается в морской лаборатории Плимута (*англ.* Plymouth Marine Laboratory, Великобритания), а его среднемесячные значения с 1966 г. по настоящее время представлены на сайте <http://www.pml-gulfstream.org.uk>. На рис. 6 даётся межгодовой ход индекса GSNW с 1980 г. Нетрудно видеть, что до 1995 г. мощность Гольфстрима возрастала (тренд положительный), затем до 2011 г. она уменьшалась (тренд отрицательный), но в последние годы мощность Гольфстрима начала восстанавливаться, причём значения индекса GSNW стали выше нормы. Отметим совпадение отрицательного и положительного трендов в изменчивости АМОС и GSNW.

Рис. 6. Межгодовой ход индекса «северной стены» Гольфстрима (GSNW) за 1980–2020 гг.



Несмотря на частые утверждения об ослаблении Гольфстрима, обусловленные распределением Лабрадорского течения вследствие глобального потепления (см., например, (Chen et al., 2020) и др.), межгодовые изменения GSNW свидетельствуют, что оснований для этого нет. Впрочем, учитывая, что расход Лабрадорского течения составляет примерно 4 Св, серьёзное влияние на Североатлантическое течение оно вряд ли может оказать (Карлин и др., 2013).

На качественном уровне межгодовой ход GSNW согласуется с изменчивостью АМОС и служит дополнительным аргументом её устойчивости. Другими подтверждениями устойчивости АМОС служат работа (Palter, 2015), в которой приводятся прямые оценки расхода Гольфстрима на широте 37° за 1992–2012 гг., и исследование (Hobbs, Willis, 2012), где выполнен расчёт меридиональной циркуляции на широте 41° на основе альтиметрических данных и дрейфующих буев АРГО за период 2002–2010 гг. В обеих работах отрицательный тренд в переносе вод отсутствует. В то же время в расходе Гольфстрима на широте 37° можно выделить два локальных тренда: до 2003 г. расход течения увеличивался, но затем стал уменьшаться (Palter, 2015). Это подтверждает вывод, сделанный ещё три десятилетия назад (Барышевская, 1990), что Гольфстриму свойственна очень высокая межгодовая изменчивость.

В настоящей работе выполнен расчёт межгодовых изменений уровня моря на широтном разрезе 26° через всю СА в пределах $80-15^\circ$ з.д., а также его отдельных частей: $80-70$, $70-25$, $25-15^\circ$ з.д. Местоположение разрезов указано на *рис. 2*. Уровень между 80 и 70° з.д. характеризует интенсивность Флоридского и Антильского течений, которые севернее широты 26° формируют Гольфстрим, уровень между $25-15^\circ$ з.д. — Канарское течение, а уровень на разрезе через всю Атлантику характеризует АМОС. Для указанных разрезов рассчитывались годовые оценки градиента уровня Δh и его средние значения $h_{\text{ср}}$ между крайними точками разрезов. Была выявлена высокая корреляция между Δh и $h_{\text{ср}}$ для разрезов $70-25^\circ$ з.д. ($r = 0,81$) и $80-15^\circ$ з.д. ($r = 0,71$). Для разрезов $80-70$ и $25-15^\circ$ з.д. связь между Δh и $h_{\text{ср}}$ оказалась слабее.

Кроме того, по данным Δh также выявлено, что усиление (ослабление) среднегодового переноса вод Гольфстримом происходит почти синхронно с аналогичным переносом вод Канарским течением ($r = 0,79$). При этом перенос вод через широтный разрез $70-25^\circ$ з.д. практически не имеет значимой связи с Гольфстримом и Канарским течением. Более интересная ситуация выявляется при оценке межгодовой изменчивости общей напряжённости течений на широте 26° по данным $h_{\text{ср}}$. Корреляция между годовыми значениями среднего уровня $h_{\text{ср}}$ на отдельных разрезах очень высока ($0,60-0,95$). Это означает, что усиление (ослабление) основных течений в САКВ происходит почти синхронно. Отметим, что впервые такое предположение было высказано ещё в 1968 г. А. И. Дуваниным (1968).

Разрез $80-15^\circ$ з.д. можно считать реперным для циркуляции океана всей СА, поскольку выявляется очень тесная связь с УСА не только его среднего уровня ($r = 0,94$), но также и среднего градиента уровня ($r = 0,60$).

Есть основания полагать, что межгодовая изменчивость уровня должна быть связана с наиболее важными показателями климата СА. В качестве климатических индексов были взяты NAO (*англ.* North Atlantic Oscillation — Североатлантическое колебание), АМО (Атлантическая мультидекадная осцилляция), индекс Гольфстрима (GSNW) и суммарный поток тепла в атмосферу в Бермудской энергоактивной зоне ($B_{\text{БерЭАЗО}}$). Индексы NAO и АМО хорошо известны и не требуют описания. Оценки суммарного потока тепла в Бермудской ЭАЗО брались из работы (Малинин, Шмакова, 2018).

В *табл. 1* приводятся коэффициенты корреляции этих климатических индексов с Δh и $h_{\text{ср}}$ на широтных разрезах по 26° с.ш., а также с АМОС и $Q_{\text{УМО}}$. Наиболее репрезентативным оказывается разрез $70-25^\circ$ з.д., для которого градиент уровня имеет очень высокую положительную связь с NAO ($r = 0,86$) и значимую корреляцию с GSNW и $B_{\text{БерЭАЗО}}$. Дополнительно выполнено сопоставление NAO с градиентом уровня на разрезе $80-15^\circ$ с.ш. (*рис. 7*). Нетрудно видеть, что между этими параметрами отмечается тесная положительная связь с коэффициентом корреляции $r = 0,81$. С увеличением NAO и, соответственно, усилением зональной циркуляции и ослаблением меридиональной циркуляции в атмосфере интенсивность меридионального переноса вод на юг через широту 26° с.ш. возрастает, а меридионального переноса на север — уменьшается. С переходом NAO в отрицательную фазу

и, соответственно, при усилении меридиональной циркуляции в атмосфере меридиональный перенос вод на север повышается.

Таблица 1. Распределение коэффициентов корреляции среднегодовых сглаженных по пятилетиям значений градиентов уровня Δh и средних значений уровня h_{cp} на широтных разрезах по 26° с. ш. с климатическими индексами Северной Атлантики (значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости $\alpha = 0,05$ выделены полужирным начертанием)

	80–70° з. д.		70–25° з. д.		25–15° з. д.		АМОС	$Q_{УМО}$
	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}		
NAO	0,04	0,88	0,86	0,84	-0,02	0,61	-0,25	0,41
GSNW	0,03	0,57	0,60	0,51	0,08	0,08	0,08	0,34
$B_{БерЭАЗ0}$	0,23	0,66	0,57	0,62	0,11	0,48	0,31	0,07
АМО	0,28	0,36	0,17	0,42	0,04	0,58	0,42	-0,30

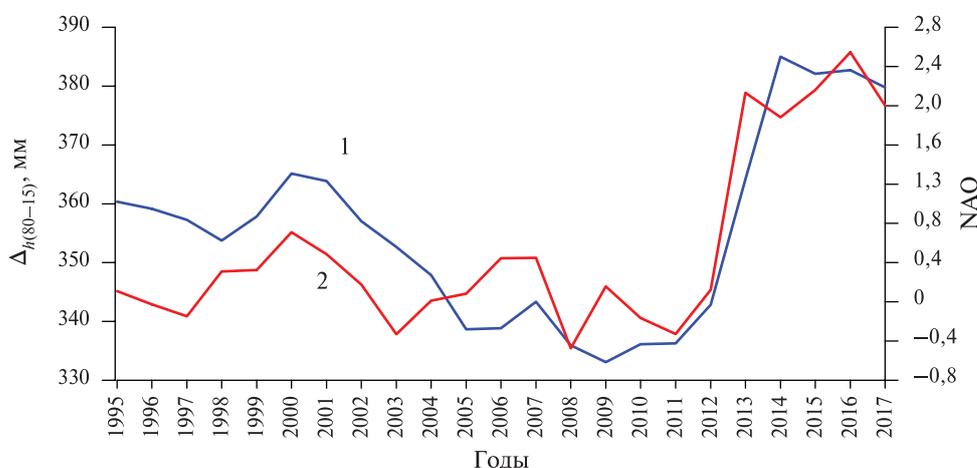


Рис. 7. Сопоставление межгодовой изменчивости градиента уровня на широтном разрезе 26° между 80 и 15° з. д. по данным архива Copernicus (1) и индекса североатлантического колебания (2)

На других разрезах Δh не коррелирует с климатическими индексами. Средний уровень на широтных разрезах гораздо более тесно связан с межгодовой изменчивостью климатических индексов, особенно с NAO. Наиболее слабая корреляция отмечается с АМО. Что касается АМОС и $Q_{УМО}$, то они фактически не реагируют на изменчивость климатических индексов. Достаточно очевидно, что NAO интенсифицирует круговорот течений в системе САКВ.

В заключение рассмотрим возможность статистической параметризации среднегодовых значений переноса воды на широтном разрезе 26° на север и юг (АМОС и $Q_{УМО}$) по данным об уровне океана на этой широте. Учитывая значительную пространственную изменчивость градиентов уровня, предварительно рассчитывались их значения через 10° ($80-70$, $70-60$, ..., $30-20$, $20-15^\circ$ з. д.). После этого выполнялся расчёт пошаговых регрессионных моделей методом включения переменных (Малинин, 2008). В результате были получены следующие оптимальные модели пошаговой регрессии для АМОС и $Q_{УМО}$:

$$АМОС = -0,114\Delta h_{(80-70)} + 0,132\Delta h_{(50-40)} - 0,141\Delta h_{(30-20)} - 0,033\Delta h_{(60-50)} + 73,04, \quad (2)$$

$$Q_{УМО} = 0,052\Delta h_{(80-70)} + 0,127\Delta h_{(30-20)} + 0,017\Delta h_{(60-50)} - 18,29. \quad (3)$$

Коэффициенты регрессии в этих уравнениях стоят по их значимости, т.е. по порядку включения в модель. Нетрудно видеть, что первой переменной оказывается зона $80-70^\circ$ з. д. Данные уравнения описывают соответственно 85 и 77% дисперсии рядов АМОС и $Q_{УМО}$ (табл. 2).

Таблица 2. Статистические оценки регрессионных моделей (2)–(5)

	Коэффициент детерминации		Ошибка модели в долях СКО	
	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}
АМОС	0,85	0,92	0,48	0,33
$Q_{УМО}$	0,77	0,88	0,55	0,38

Дополнительно также были рассчитаны регрессионные модели по данным о h_{cp} на разрезах по широте 26° . Оптимальные модели в этом случае для АМОС и $Q_{УМО}$ имеют вид:

$$\text{АМОС} = -0,133h_{cp(40-30)} + 0,147h_{cp(50-40)} - 0,083h_{cp(30-20)} - 4,57, \quad (4)$$

$$Q_{УМО} = 0,076h_{cp(30-20)} - 0,013h_{cp(80-70)} + 28,75. \quad (5)$$

Модели (4) и (5) имеют несколько более высокую точность по сравнению с моделями (2) и (3). Очевидно, это связано с более высокой точностью определения h_{cp} по сравнению с Δh . Естественно, с учётом короткой длины выборки полученные результаты представляются лишь приближёнными. Но они свидетельствуют о том, что оценки АМОС и $Q_{УМО}$ можно получить косвенным путём по легко определяемым значениям уровня на широте 26° , не прибегая к трудоёмкой процедуре определения гидрофизических параметров в толще океана.

Заключение

В работе обсуждалась взаимосвязь межгодовых колебаний уровня моря с системой течений в области САКВ на основе спутниковой альтиметрии (1993–2019). Исходными данными послужила база среднемесячных данных по морскому уровню архива реанализа Copernicus GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. Сопоставление осреднённых для акватории Северной Атлантики годовых значений уровня моря архива Copernicus с натурными альтиметрическими данными Лаборатории спутниковой альтиметрии США показало почти полное соответствие друг другу ($r = 0,95$). Это означает, что модельные данные по уровню архива Copernicus можно использовать с достаточной для практических целей точностью в массовых расчётах. Выявлена отчётливо выраженная связь сглаженных по пятилетиям годовых расходов Флоридского течения и градиента уровня на широтном разрезе 25° между 80 и 78° з. д. ($r = 0,80$), в соответствии с которой оценки Δh повышаются при увеличении расхода течения. Кроме того, существует значимая корреляция расхода ФТ со средним уровнем на этом разрезе.

В работе выполнен расчёт межгодовых изменений уровня моря на широтном разрезе 26° через всю СА в пределах $80-15^\circ$ з. д., а также его отдельных участков: $80-70$, $70-25$, $25-15^\circ$ з. д. Для указанных разрезов рассчитывались годовые оценки градиента уровня Δh и его средних значений h_{cp} между крайними точками разрезов. Была выявлена высокая корреляция между Δh и h_{cp} для разрезов $70-25^\circ$ з. д. ($r = 0,81$) и $80-15^\circ$ з. д. ($r = 0,71$). Для разрезов $80-70$ и $25-15^\circ$ з. д. связь между Δh и h_{cp} оказалась слабее.

Показано наличие высокой положительной корреляции NAO с Δh и h_{cp} на разрезе 26° с. ш. С увеличением NAO и, соответственно, усилением зональной циркуляции и ослаблением меридиональной циркуляции в атмосфере интенсивность меридионального переноса вод на юг через широту 26° с. ш. возрастает, а меридионального переноса вод на север — уменьшается. С переходом NAO в отрицательную фазу и, соответственно, при усилении меридиональной циркуляции в атмосфере происходит рост меридионального переноса вод на север.

Рассмотрены особенности межгодовых колебаний АМОС и его отдельных компонент ($Q_{УМО}$, $Q_{ЕК}$, Q_{FC}) на широте 26° за период 2004–2020 гг. Поскольку межгодовая изменчивость $Q_{УМО}$ значительно выше изменчивости $Q_{ЕК}$ и Q_{FC} , то $Q_{УМО}$ определяет изменчивость АМОС, вследствие чего между ними отмечается высокая статистическая связь ($r = -0,72$).

Хотя во многих исследованиях утверждается об ослаблении АМОС, однако малый период мониторинга АМОС и высокая неопределённость с её оценением не позволяют достоверно судить о степени устойчивости АМОС во времени. Тем не менее существуют свидетельства, позволяющие говорить о её достаточной устойчивости. Скорее всего, ослабление АМОС до 2010 г. — это лишь отрицательная фаза её более длительных междесятилетних колебаний.

Выполнена статистическая параметризация среднегодовых значений переноса воды на широте 26° с. ш. на север и юг (АМОС и $Q_{\text{УМО}}$) по данным об уровне океана на этой широте. С этой целью выполнялся расчёт пошаговых регрессионных моделей методом включения переменных годовых значений Δh и $h_{\text{ср}}$ для десятиградусных разрезов на широте 26° . Получены регрессионные уравнения, которые по данным Δh описывают соответственно 85 и 77 %, а по данным $h_{\text{ср}}$ — 92 и 88 % дисперсии рядов АМОС и $Q_{\text{УМО}}$.

Естественно, с учётом короткой длины выборки эти результаты — приближённые. Но они свидетельствуют о том, что оценки АМОС и $Q_{\text{УМО}}$ можно получить косвенным путём по легко определяемым значениям уровня на широте 26° , не прибегая к трудоёмкой процедуре определения гидрофизических параметров в толще океана.

Литература

1. Барышевская Г. И. Течения системы Гольфстрим и температурный режим Северной Атлантики. М.: Гидрометеоздат, 1990. 141 с.
2. Дуванин А. И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере // Океанология. 1968. Т. 8. Вып. 4. С. 571–580.
3. Карлин Л. Н., Малинин В. Н., Гордеева С. М. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // Океанология. 2013. Т. 53. № 4. С. 454–462. DOI: 10.7868/S0030157413040047.
4. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. 408 с.
5. Малинин В. Н., Ангулович Я. И. Изменчивость уровня морей Северной Атлантики по альтиметрическим данным // Общество. Среда. Развитие. 2021. № 4. С. 79–83.
6. Малинин В. Н., Шмакова В. Ю. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике // Фундам. и приклад. климатология. 2018. № 4. С. 55–70. DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70.
7. Малинин В. Н., Гордеева С. М., Шевчук О. И. Изменения уровня Мирового океана в текущем столетии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 9–22. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-9-22.
8. Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., Дроздов В. В. Циклонический центр действия атмосферы и океана в Северной Атлантике // Ученые записки Российского гос. гидрометеоролог. ун-та. 2010. № 15. С. 117–134.
9. Степанов В. Н. Атлантический перенос тепла и вод по данным океанских моделей и наблюдений // Тр. Гидрометеорол. научно-исследоват. центра Российской Федерации. 2017. № 364. С. 104–130.
10. Bryden H. L., King B. A., McCarthy G. D., McDonagh E. L. Impact of a 30 % reduction in Atlantic meridional overturning during 2009–2010 // Ocean Science. 2014. V. 245. No. 10. P. 683–691.
11. Buckley M. W., Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review // Reviews of Geophysics. 2016. V. 54. P. 5–63. <https://doi.org/10.1002/2015RG000493>.
12. Ceasar L., Rahmstorf S., Robinson A., Feulner G., Saba V. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // Nature. 2018. No. 556. P. 191–196. DOI: 10.1038/s41586-018-0006-5.
13. Chafik L., Nilsen J. E., Dangendorf S., Reverdin G., Frederikse T. North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era // Scientific Reports. 2019. V. 9. Art. No. 1041. 9 p. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37603-6>.
14. Chen C., Wang G., Xie S.-P., Liu W. Why Does Global Warming Weaken the Gulf Stream but Intensify the Kuroshio? // J. Climate. 2020. V. 32. P. 7437–7451. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0895.1.
15. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: IPCC Report. / eds. T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley. Cambridge, N. Y.: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
16. Curry J. Sea Level and Climate Change: Special Report. Climate Forecast Applications Network. 2018. 79 p. URL: <https://curryja.files.wordpress.com/2018/11/special-report-sea-level-rise3.pdf>.

17. Dong S., Baringer M. O., Goni G. J. Slow Down of the Gulf Stream during 1993–2016 // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. Art. No. 6672. 10 p. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-42820-8>.
18. Ezer T. Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme decline in 2009–2010 and estimated variations for 1935–2012 // *Global and Planetary Change*. 2015. V. 129. P. 23–36.
19. Frajka-Williams E., Ansorge I. J., Baehr J., Bryden H. L., Chidichimo M. P., Cunningham S. A., Danabasoglu G., Dong S., Donohue K. A., Elipot S. Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability // *Frontiers in Marine Science*. 2019. V. 6. Art. No. 260. 18 p. DOI: 10.3389/fmars.2019.00260.
20. Frajka-Williams E., Moat B. I., Smeed D. A., Rayner D., Johns W. E., Baringer M. O., Volkov D., Collins J. Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26°N from 2004 to 2020 (v2020.1) / British Oceanographic Data Centre — Natural Environment Research Council UK. 2021. DOI: 10.5285/cc1e34b3-3385-662b-e053-6c86abc03444.
21. Hobbs W. R., Willis J. K. Midlatitude North Atlantic heat transport: A time series based on satellite and drifter data // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2012. V. 117. Art. No. C01008. 14 p.
22. Ivchenko V. O., Sidorenko D., Danilov S., Losch M., Schröter J. Can sea surface height be used to estimate oceanic transport variability? // *Geophysical Research Letters*. 2011. V. 38. Iss. 11. Art. No. L11601. 5 p. DOI: 10.1029/2011GL047387.
23. Kopp R. E. Does the mid-Atlantic United States sea level acceleration hot spot reflect ocean dynamic variability? // *Geophysical Research Letters*. 2013. V. 40. P. 3981–3985.
24. Lellouche J.-M., Greiner E., Le Galloudec O., Garric G., Regnier C., Drevillo M., Benkiran M., Testut C.-E., Romain B.-B., Gasparin F., Hernandez O., Levier B., Drillet Y., Remy E., Le Traon P.-Y. Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high resolution system // *Ocean Science*. 2018. V. 14. P. 1093–1126. <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>.
25. Lellouche J.-M., Greiner E., Bourdallé-Badie R., Garric G., Melet N., Drévillon M., Bricaud C., Hamon M., Le Galloudec O., Regnier C., Candela T., Testut C.-E., Gasparin F., Ruggiero G., Benkiran M., Drillet Y., Le Traon P.-Y. The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis // *Frontiers in Earth Science*. 2021. V. 9. Art. No. 698876. 27 p. DOI: 10.3389/feart.2021.698876.
26. McCarthy G. D., Smeed D. A., Johns W. E., Frajka-Williams E., Moat B. I., Rayner D., Baringer M. O., Meinen C. S., Collins J., Bryden H. L. Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N // *Progress in Oceanography*. 2015. V. 130. P. 91–111. DOI: 10.1016/j.pocean.2014.10.006.
27. Palter J. B. The role of the Gulf Stream in European climate // *Annual Review of Marine Science*. 2015. V. 7. P. 113–137. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015656>.
28. Park J. C., Sweet W. V. Accelerated sea level rise and Florida Current transport // *Ocean Science*. 2015. V. 11. No. 4. P. 607–615.
29. Rahmstorf S., Box J. E., Michael G. F., Mann E., Robinson A., Rutherford S., Schaffernicht E. J. Exceptional twentieth-Century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature Climate Change*. 2015. P. 475–480. DOI: 10.1038/nclimate2554.
30. Repschläger J., Garbe-Schönberg D., Weinelt M., Schneider R. Holocene evolution of the North Atlantic subsurface transport // *Climate of the Past*. 2017. V. 13. P. 333–344.
31. Smeed D. A., McCarthy G., Cunningham S. A., Frajka-Williams E., Rayner D., Johns W. E., Meinen C. S., Baringer M. O., Moat B. I., Duchez A., Bryden H. L. Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004 to 2012 // *Ocean Science*. 2014. V. 10. P. 29–38. DOI: 10.5194/os-10-29-2014.
32. Smeed D. A., Josey S., Johns W., Moat B., Frajka-Williams E., Rayner D., Meinen C. S., Baringer M. O., Bryden H. L., McCarthy G. D. The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. P. 1527–1533. DOI: 10.1002/2017GL076350.
33. Srokosz M. A., Bryden H. L. Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation yields a decade of inevitable surprises // *Science*. 2015. V. 348(6241). Art. No. 1255575. DOI: 10.1126/science.1255575.
34. Srokosz M., Baringer M., Bryden H., Cunningham S., Delworth T., Lozier S., Marotzke J., Sutton R. Past, present, and future changes in the Atlantic meridional overturning circulation // *Bull. American Meteorological Society*. 2012. V. 93. No. 11. P. 1663–1676. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00151.1>.
35. Volkov D. L. Monitoring the variability of sea level and surface circulation with satellite altimetry. 2004. 157 p. URL: <https://www.researchgate.net/publication/27685963>.

Variability of sea level and circulation in the North Atlantic from satellite altimetry

V. N. Malinin, Ya. I. Angudovich

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 192007, Russia
E-mail: malinin@rshu.ru

The paper discusses the relationship between interannual sea level fluctuations and the system of currents in the area of the North Atlantic Anticyclonic Water Gyre (NAWC) according to satellite altimetry (1993–2019). The initial data was the base of monthly average data on the sea level of the Copernicus reanalysis archive GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. A clearly expressed relationship between the annual discharges of the Florida Current and the level gradient in the section of 25° latitude between 80–78° W was revealed ($r = 0.80$). Calculation of interannual sea level changes on the latitudinal section 26° for its individual sections and across the entire North Atlantic (NA) within 80–15° W, which is a reference in the monitoring of the Atlantic meridional overturning circulation (AMOC), was performed. Annual estimates of the level gradient Δh and its average values h_{av} between the extreme points of the sections were considered. A high positive correlation between Δh and h_{av} was revealed for sections 70–25° W ($r = 0.81$) and 80–15° W ($r = 0.71$), as well as the North Atlantic Oscillation with Δh and h_{av} on these sections. It is shown that, despite the sharp weakening of the AMOC until 2010, later on, its relative power recovers almost to the average value. Obviously, the weakening of AMOC until 2010 is only the negative phase of its longer fluctuations. Statistical parametrization of average annual values of water transport at latitude 26° N was performed north and south (AMOC and Q_{UMO}) according to ocean level data at this latitude. Regression equations are obtained, which, according to the Δh and h_{av} data, quite accurately (77–92 %) describe the dispersion of the AMOC and Q_{UMO} time series.

Keywords: North Atlantic, sea level, currents, North Atlantic Subtropical Gyre, Atlantic meridional overturning circulation, self-oscillating system

Accepted: 08.06.2022

DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-281-294

References

1. Baryshevskaya G. I., *Techniya sistemy Gol'fstrim i temperaturnyi rezhim Severnoi Atlantiki* (Currents of the Gulf Stream system and the temperature regime of the North Atlantic), Moscow: Gidrometeoizdat, 1990, 141 p. (in Russian).
2. Duvanin A. I., On the model of interaction between macroprocesses in the ocean and atmosphere, *Okeanologiya*, 1968, Vol. 8, No. 4, pp. 571–580 (in Russian).
3. Karlin L. N., Malinin V. N., Gordeeva S. M., Variability of hydrophysical characteristics in the Gulf Stream, *Okeanologiya*, 2013, Vol. 53, No. 4, pp. 454–462 (in Russian), DOI: 10.7868/S0030157413040047.
4. Malinin V. N., *Statisticheskie metody analiza gidrometeorologicheskoi informatsii* (Statistical methods for the analysis of hydrometeorological information), Saint Petersburg: Izd. RGGMU, 2008, 408 p. (in Russian).
5. Malinin V. N., Angudovich Ya. I., Variability of the level of the seas of the North Atlantic according to altimetry data, *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*, 2021, No. 4, pp. 79–83 (in Russian).
6. Malinin V. N., Shmakova V. Yu., Variability of the energy-active ocean zones in North Atlantic, *Fundamental and applied climatology*, 2018, No. 4, pp. 55–70 (in Russian), DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70.
7. Malinin V. N., Gordeeva S. M., Shevchuk O. I., Changes in the global sea level in the current century, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 5, pp. 9–22 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-9-22.
8. Smirnov N. P., Vorobyov V. N., Drozdov V. V., Cyclonic center of atmosphere and ocean action in North Atlantic, *Uchenye zapiski Rossiiskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*, 2010, No. 15, pp. 117–134 (in Russian).
9. Stepanov V. N., The Atlantic meridional heat and volume transports from ocean models and observations, *Trudy Gidrometeorologicheskogo nauchno-issledovatel'skogo tsentra Rossiiskoi Federatsii*, 2017, No. 364, pp. 104–130 (in Russian).
10. Bryden H. L., King B. A., McCarthy G. D., McDonagh E. L., Impact of a 30 % reduction in Atlantic meridional overturning during 2009–2010, *Ocean Science*, 2014, Vol. 245, No. 10, pp. 683–691.

11. Buckley M.W., Marshall J., Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review, *Reviews of Geophysics*, 2016, Vol. 54, pp. 5–63, <https://doi.org/10.1002/2015RG000493>.
12. Ceasar L., Rahmstorf S., Robinson A., Feulner G., Saba V., Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation, *Nature*, 2018, No. 556, pp. 191–196, DOI: 14.1038/s41586-018-0006-5.
13. Chafik L., Nilsen J. E., Dangendorf S., Reverdin G., Frederikse T., North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era, *Scientific Reports*, 2019, Vol. 9, Art. No. 1041, 9 p., <https://doi.org/10.1038/s41598-018-37603-6>.
14. Chen C., Wang G., Xie S-P, Liu W., Why Does Global Warming Weaken the Gulf Stream but Intensify the Kuroshio? *J. Climate*, 2020, Vol. 32, pp. 7437–7451, DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0895.1.
15. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Report*, Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (eds.), Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2013, 1535 p.
16. Curry J., *Sea Level and Climate Change: Special Report. Climate Forecast Applications Network*, 2018, 79 p., available at: <https://curryja.files.wordpress.com/2018/11/special-report-sea-level-rise3.pdf>.
17. Dong S., Baringer M. O., Goni G.J., Slow Down of the Gulf Stream during 1993–2016, *Scientific Reports*, 2019, Vol. 9, Art. No. 6672, 10 p., <https://doi.org/10.1038/s41598-019-42820-8>.
18. Ezer T., Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme decline in 2009–2010 and estimated variations for 1935–2012, *Global and Planetary Change*, 2015, Vol. 129, pp. 23–36.
19. Frajka-Williams E., Ansorge I.J., Baehr J., Bryden H.L., Chidichimo M.P., Cunningham S.A., Danabasoglu G., Dong S., Donohue K.A., Elipot S., Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability, *Frontiers in Marine Science*, 2019, Vol. 6, Art. No. 260, 19 p., DOI: 10.3389/fmars.2019.00260.
20. Frajka-Williams E., Moat B.I., Smeed D.A., Rayner D., Johns W.E., Baringer M.O., Volkov D., Collins J., *Atlantic meridional overturning circulation observed by the RAPID-MOCHA-WBTS (RAPID-Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array-Western Boundary Time Series) array at 26N from 2004 to 2020 (v2020.1)*, British Oceanographic Data Centre — Natural Environment Research Council UK, 2021, DOI: 10.5285/cc1e34b3-3385-662b-e053-6c86abc03444.
21. Hobbs W.R., Willis J.K., Midlatitude North Atlantic heat transport: A time series based on satellite and drifter data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2012, Vol. 117, Art. No. C01008, 14 p.
22. Ivchenko V.O., Sidorenko D., Danilov S., Losch M., Schröter J., Can sea surface height be used to estimate oceanic transport variability? *Geophysical Research Letters*, 2011, Vol. 38, Iss. 11., Art. No. L11601, 5 p., DOI: 10.1029/2011GL047387.
23. Kopp R. E., Does the mid-Atlantic United States sea level acceleration hot spot reflect ocean dynamic variability? *Geophysical Research Letters*, 2013, Vol. 40, pp. 3981–3985.
24. Lellouche J.-M., Greiner E., Le Galloudec O., Garric G., Regnier C., Drevillo M., Benkiran M., Testut C.-E., Romain B.-B., Gasparin F., Hernandez O., Levier B., Drillet Y., Remy E., Le Traon P.-Y., Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high resolution system, *Ocean Science*, 2018, Vol. 14, pp. 1093–1126, <https://doi.org/10.5194/os-14-1093-2018>.
25. Lellouche J.-M., Greiner E., Bourdallé-Badie R., Garric G., Melet N., Drévillon M., Bricaud C., Hamon M., Le Galloudec O., Regnier C., Candela T., Testut C.-E., Gasparin F., Ruggiero G., Benkiran M., Drillet Y., Le Traon P.-Y., The Copernicus Global 1/12° Oceanic and Sea Ice GLORYS12 Reanalysis, *Frontiers in Earth Science*, 2021, Vol. 9, Art. No. 698876, 27 p., DOI: 10.3389/feart.2021.698876.
26. McCarthy G. D., Smeed D.A., Johns W.E., Frajka-Williams E., Moat B.I., Rayner D., Baringer M.O., Meinen C.S., Collins J., Bryden H.L., Measuring the Atlantic meridional overturning circulation at 26°N, *Progress in Oceanography*, 2015, Vol. 130, pp. 91–111, DOI: 10.1016/j.pocean.2014.10.006.
27. Palter J. B., The role of the Gulf Stream in European climate, *Annual Review of Marine Science*, 2015, Vol. 7, pp. 113–137, <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015656>.
28. Park J.C., Sweet W.V., Accelerated sea level rise and Florida Current transport, *Ocean Science*, 2015, Vol. 11(4), pp. 607–615.
29. Rahmstorf S., Box J.E., Michael G.F., Mann E., Robinson A., Rutherford S., Schaffernicht E.J., Exceptional twentieth-Century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation, *Nature Climate Change*, 2015, pp. 475–480, DOI: 10.1038/nclimate2554.
30. Repschläger J., Garbe-Schönberg D., Weinelt M., Schneider R., Holocene evolution of the North Atlantic subsurface transport, *Climate in the Past*, 2017, Vol. 13, pp. 333–344.
31. Smeed D.A., McCarthy G., Cunningham S.A., Frajka-Williams E., Rayner D., Johns W.E., Meinen C.S., Baringer M.O., Moat B.I., Duchez A., Bryden H.L., Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004 to 2012, *Ocean Science*, 2014, Vol. 10, pp. 29–38, DOI: 10.5194/os-10-29-2014.

32. Smeed D. A., Josey S., Johns W., Moat B., Frajka-Williams E., Rayner D., Meinen C. S., Baringer M. O., Bryden H. L., McCarthy G. D., The North Atlantic Ocean is in a state of reduced overturning, *Geophysical Research Letters*, 2018, Vol. 45, pp. 1527–1533, DOI: 10.1002/2017GL076350.
33. Srokosz M. A., Bryden H. L., Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation yields a decade of inevitable surprises, *Science*, 2015, Vol. 348(6241), Art. No. 1255575, DOI: 10.1126/science.1255575.
34. Srokosz M., Baringer M., Bryden H., Cunningham S., Delworth T., Lozier S., Marotzke J., Sutton R., Past, present, and future changes in the Atlantic meridional overturning circulation, *Bull. American Meteorological Society*, 2012, Vol. 93(11), pp. 1663–1676, <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00151.1>.
35. Volkov D. L., *Monitoring the variability of sea level and surface circulation with satellite altimetry*, 2004, 157 p., available at: <https://www.researchgate.net/publication/27685963>.