

ISSN 0371-7119

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ГОСУДАРСТВЕННОГО
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск **150**



ГИДРОЛОГИЯ
И МЕТЕОРОЛОГИЯ
АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

МОСКВА
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1979

СОДЕРЖАНИЕ

Р. Белевич, И. М. Мартынович, Н. А. Арнаут. Сезонная изменчивость расходов вод экваториальных и тропических течений Атлантического океана	3
Р. Белевич, М. К. Добробаба. Характеристика изменчивости течений экваториальной Атлантики по наблюдениям их методом различия	12
Ф. Гришаков, А. П. Шубенко. Изменчивость Антильского и Флоридского течений в зоне их слияния	21
Ф. Гришаков, А. П. Шубенко. К вопросу формирования Антило-Гвианского противотечения	31
Ф. Суховой. Сезонная и многолетняя изменчивость гидрологических условий Карибского моря и Мексиканского залива	38
И. Баранов, Н. С. Мельничук. Характеристика временной изменчивости термического поля Гольфстрима	56
И. Баранов. Некоторые результаты исследования вихрей Гольфстрима	62
К. Гудзь. К оценке энергии вихревых образований Гольфстрима	71
И. Барышевская, Н. Г. Шинкевич. О возможных причинах изменения расхода вод Южной ветви Гольфстрима	76
А. Собченко. Тепловые и динамические характеристики атлантических вод в проливе между Фарерскими и Шетландскими островами в 1971—1975 гг.	83
В. В. Белевич. Некоторые особенности пространственного распределения и годового хода теплового баланса в центральной части Северной Атлантики	89
А. Г. Тарнопольский, Н. Г. Шинкевич. Статистические характеристики связи аномалий температуры воды, воздуха и поглощенной радиации в Северной Атлантике для различных временных масштабов	96

СЕЗОННАЯ И МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КАРИБСКОГО МОРЯ И МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

Изучение пространственно-временных характеристик изменчивости состояния вод Карибского моря и Мексиканского залива имеет большое научное и практическое значение в связи с тем, что этот регион оказывает заметное воздействие на развитие атмосферных процессов. В работе О. А. Владимировой, А. Г. Буйневич, Л. В. Травкиной [2] наряду с описанием пространственного распределения температуры и солёности воды в Карибском море и Мексиканском заливе приведены амплитуды суточных и полусуточных колебаний этих элементов, вычисленных по данным 12-суточных станций, а также величины сезонных изменений температуры воды на поверхности в отдельных районах Мексиканского залива. Более полное изучение сезонной, а тем более междугодовой изменчивости гидрологических условий моря до последнего времени было невозможно.

С 1970 г. в Карибском море и Мексиканском заливе производятся исследования судами многих стран в соответствии с программой совместных исследований Карибского моря (СИКАР). Хотя поступление материалов в Мировой центр «Б» идет с большим запаздыванием по отношению к производству работ, все же в настоящее время возможно существенно пополнить те данные, которые имелись ранее. Увеличение числа наблюдений позволяет исследовать не только сезонные изменения гидрологических элементов, но и некоторые характеристики междугодовой изменчивости.

Гидрологические станции, выполнявшиеся каждой экспедицией, расположены произвольно по акватории моря, поэтому для определения сезонных норм и отклонений от этих норм необходимо было получить значения гидрологических элементов в фиксированных точках — узлах регулярной сетки. Эти данные использовались также и для расчетов поля течений по заданному полю плотности [5]. Значения температуры, солёности и плотности в узлах одноградусной сетки были получены посредством интерполяции по способу среднего взвешенного значения. Расчеты производились для двух сезонов: лета и зимы. К летнему сезону отнесены июнь,

июль, август и сентябрь; к зимнему — декабрь, январь, февраль и март.

Интерполируемое значение элемента принималось равным ζ_0 :

$$\zeta_0 = \sum_{i=1}^n p_i \zeta_i,$$

где ζ_i — значение элемента в каждой из n точек, а p_i — его вес,

$$\sum_{i=1}^n p_i = 1.$$

Значение веса каждой из n точек, окружающих узел, считалось обратно пропорциональным расстоянию до узла. Таким образом, интерполируемое значение определялось выражением

$$\zeta_0 = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{l_i}} \sum_{i=1}^n \frac{\zeta_i}{l_i},$$

где l_i — расстояние от узла до точек, окружающих узел, может быть любым. Предельно большое расстояние считалось равным шагу сетки.

Таким способом были получены средние многолетние (сезонные) значения температуры и солености, а также сезонные значения для конкретных лет, позволяющие вычислить отклонения от многолетних значений в каждом узле сетки. Полученные значения и были использованы для исследования сезонной и междугодичной изменчивости гидрологических полей.

Географическое распределение гидрологических элементов в Карибском море описывалось ранее [2, 14]. Хотя карты сезонных норм, построенные при выполнении настоящей работы, позволили обнаружить ранее не известные существенные детали, в этой статье мы их приводить не будем, чтобы не увеличивать ее объема, и перейдем к рассмотрению вопроса о сезонной и междугодичной изменчивости гидрологических элементов.

Сезонная изменчивость

Сезонные колебания температуры воды определяются (как и везде в Мировом океане) колебаниями внешнего теплового баланса и изменчивостью, наблюдающейся в динамике вод. Прежде чем сделать какие-либо выводы о степени влияния каждого из этих факторов, рассмотрим вопрос о сезонной изменчивости теплового баланса. Для этой цели воспользуемся средними месячными значениями составляющих теплового баланса, рассчитанными Н. А. Тимофеевым [1, 10]; Карибское море и значительная часть

Мексиканского залива расположены в тропических широтах, где сезонные колебания приходящей солнечной радиации, так же как и других составляющих, не особенно велики.

В южной части моря у берегов Венесуэлы и Колумбии приход тепла вследствие солнечной радиации мало меняется в течение года. Максимальные значения радиационного баланса наблюдаются в период с марта до сентября и достигают $560 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц в марте и $480\text{—}530 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в июне—сентябре. Небольшие колебания радиационного баланса в весенне-летний период связаны с колебаниями облачности, которая увеличивается в июне—августе по сравнению с мартом—апрелем, высота же Солнца в этот период меняется мало. Минимальные значения радиационного баланса наблюдаются в декабре и составляют в этой части моря около $370\text{—}380 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц.

Радиационный баланс почти полностью компенсируется потерями тепла на испарение с поверхности моря. Потери тепла вследствие турбулентного теплообмена составляют всего 5% затрат тепла на испарение летом и около 10% — зимой. Таким образом, значения внешнего теплового баланса очень малы как в летний, так и в зимний сезоны. Суммарный за год тепловой баланс также близок к нулю.

В центральной части моря значения составляющих внешнего теплового баланса близки к указанным, однако сезонные колебания суммы всех составляющих несколько больше, чем в южной части.

Тепловой баланс Мексиканского залива отличается от теплового баланса Карибского моря некоторыми особенностями. Ввиду более северного положения залива сезонные изменения всех составляющих баланса выражены достаточно хорошо. Даже в самой южной части — заливе Кампече — разница между значениями радиационного баланса в зимние и летние месяцы достигает 31% среднего за год значения. Максимальная величина радиационного баланса наблюдается в мае и достигает $575 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц, а минимальная — в декабре—январе — $310 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц. Суммарный за год внешний тепловой баланс отличается от нуля и составляет $+740 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$. Это избыточное поступление тепла по отношению к его потерям через поверхность, по-видимому, расходуется вследствие адвекции холодных вод в области циклонического круговорота в заливе Кампече, с которым связан подъем к поверхности глубинных вод.

Наиболее значительные сезонные колебания всех составляющих внешнего теплового баланса наблюдаются в северной части Мексиканского залива. Значения теплового баланса достигают максимума в мае ($630 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц), а минимума в декабре ($165 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц). Потери тепла на испарение и турбулентный обмен с атмосферой имеют обратный сезонный ход: в декабре и январе они составляют около $750 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц, а в августе $200 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц. Таким образом, внешний тепловой баланс колеблется от $370\text{—}380 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ в месяц в мае—августе и до

880 МДж·м⁻² в месяц — в декабре—январе. Суммарный за год внешний тепловой баланс в этой части залива отрицательный и составляет —1100 МДж·м⁻². Этот избыточный расход тепла через поверхность на испарение и турбулентный обмен с атмосферой (главным образом в зимний сезон) компенсируется притоком более теплых вод из Карибского моря.

Таким образом, сезонные изменения всех составляющих внешнего теплового баланса на большей части рассматриваемой акватории (за исключением центрального и северного районов Мексиканского залива) невелики. В соответствии с этим и сезонные колебания температуры воды верхнего слоя также небольшие.

Анализ сезонных изменений температуры воды (а также солености) выполнялся для горизонтов 0, 20, 50, 75 м. В каждом узле сетки были вычислены разности между летними и зимними значениями, которые в дальнейшем будут называться амплитудами. Затем были построены карты амплитуд.

На поверхности моря амплитуда сезонных колебаний температуры воды в Карибском море не превышает двух градусов. Только в самой северной части моря вблизи побережья Кубы она достигает трех градусов (рис. 1).

В южной части Мексиканского залива разность между летними и зимними значениями температуры также невелика. В заливе Кампече она составляет даже менее 0,5°. Однако такое уменьшение амплитуды в этом районе объясняется вовсе не уменьшением сезонных колебаний притока тепла от Солнца. Как было показано, амплитуда годовой волны радиационного баланса здесь больше, чем в Карибском море. Однако сезонные изменения температуры воды в заливе Кампече связаны главным образом с динамикой вод.

В центральной части Мексиканского залива амплитуда колебаний температуры воды возрастает до 3—4, а в северной части — до 8—9°C. Вдоль северного берега залива амплитуда сезонных колебаний достигает 10—11°C.

На глубине 20 м амплитуды сезонных изменений температуры воды почти те же самые, что и на поверхности, однако на горизонтах 50 и 75 м не только величина сезонных колебаний, но и характер изменчивости становятся иными (рис. 1). В северной части моря, к югу от островов Куба, Гаити и Пуэрто-Рико разность между летними и зимними значениями температуры воды на глубине 75 м составляет более одного градуса, а местами превышает 2°, т. е. почти такая же, как и на поверхности. Это вполне понятно, так как глубина слоя скачка в северной половине моря превышает 75 м. В южной же части моря и в Мексиканском заливе эта разность в одних районах уменьшается до нуля, а в других становится отрицательной, т. е. летняя температура на этой глубине ниже зимней.

Существенное понижение температуры в летний сезон на глубинах 50 и 75 м по сравнению с понижением в зимний сезон может

быть связано только с подъемом слоя температурного скачка летом, обусловленным сезонным изменением интенсивности циркуляции вод.

На рис. 2 показана схема циркуляции верхнего слоя вод Карибского моря и Мексиканского залива, построенная на основании фактических измерений скорости и направления течений на 92 буйковых станциях [4, 6—8] и на основании расчетов течений по полю плотности [5].

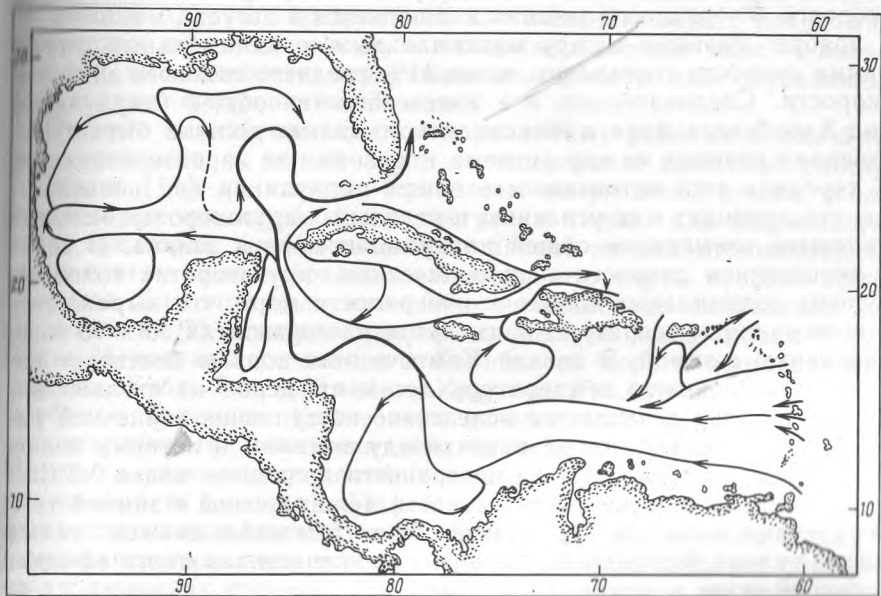


Рис. 2. Схема циркуляции верхнего слоя вод Карибского моря и Мексиканского залива

Рисунки 1 и 2 позволяют установить, что наиболее значительные отрицательные величины разностей между летней и зимней температурой воды совпадают с областями циклонических круговоротов вод, один из которых расположен у берегов Панамы, второй — в заливе Кампече, а третий — в северо-западной части Мексиканского залива. Эти циклонические круговороты хорошо заметны в распределении температуры (и солености) воды как летом, так и зимой, что объясняется подъемом глубинных вод в центрах круговоротов (куполы более холодной воды).

К сожалению, в настоящее время невозможно построить схемы течений по инструментальным наблюдениям отдельно для летнего и зимнего сезона, и, тем более, невозможно количественно оценить разницу в интенсивности циркуляции в разные сезоны. Косвенной же, но достаточно объективной характеристикой может быть раз-

ность уровня поперек потока. Поскольку вся вода, поступающая в Карибское море через проливы Больших и Малых Антильских островов и проходящая через Юкатанский пролив в Мексиканский залив, выходит в океан через Флоридский пролив, разность уровня поперек Флоридского течения должна быть показателем интенсивности общей циркуляции вод этого района. В [9] был дан подробный анализ сезонной изменчивости наклонов уровня во Флоридском проливе и представлены результаты расчета сезонных колебаний скорости течения. Как следует из этой работы, максимум скорости Флоридского течения наблюдается в августе, минимум — в ноябре. Разница между максимальным и минимальным значениями скорости составляет около 33% среднего годового значения скорости. Следовательно, и в интенсивности общей циркуляции вод Карибского моря и Мексиканского залива должна быть существенная разница между летними и зимними ее характеристиками. К середине лета интенсивность общей циркуляции вод повышается, что приводит к ее усилению в отдельных круговоротах, которые являются элементами общей циркуляции моря и залива. В связи с повышением скорости в циклонических круговоротах холодные куполы поднимаются ближе к поверхности моря, что выражается в понижении температуры воды летом на горизонтах 50 и 75 м по сравнению с зимой. В заливе Кампече этот подъем достигает поверхности, понижая температуру летом примерно на столько же, на сколько она повышается вследствие поступления солнечной радиации. Поэтому здесь разница между зимними и летними значениями температуры воды на поверхности в среднем менее 0,5°C.

Отрицательные величины разности между летней и зимней температурами воды на горизонтах 50 и 75 м наблюдаются также вдоль склона Флориды и связаны с усилением сезонного эффекта в летний сезон.

Положительные разности между летними и зимними значениями температуры воды на горизонтах 50 и 75 м, кроме северной половины Карибского моря, наблюдаются в Мексиканском заливе. Узкая полоса положительных значений, превышающих 1°, располагается между перифериями двух циклонических круговоротов в западной части залива. Повышение скорости течений в этих круговоротах летом приводит к более глубокому опусканию вод в зоне сходимости и к повышению температуры воды в подповерхностном слое. Второй район с положительными разностями температуры воды, достигающими 4°, наблюдается на западной периферии главного антициклонического круговорота. Повышение температуры воды в летний сезон на глубинных горизонтах здесь также связано с опусканием теплых вод и, по-видимому, с некоторым смещением положения этого круговорота.

К сожалению, в настоящее время нет возможности выяснить вопрос о том, существуют ли изменения температуры воды от зимы к лету, связанные с сезонными колебаниями интенсивности циркуляции, на глубинах ниже горизонта 75 м. Дело в том, что многолетние наблюдения обрабатывались отдельно для зимы и лета

ишь для верхних горизонтов: 0, 20, 50 и 75 м. Начиная с глубины 100 м, значения температуры и солености в узлах сетки вычислялись как средние за весь период наблюдений без деления на сезоны. Очевидно, следовало бы получить сезонные значения температуры и солености еще для нескольких горизонтов. Принимая во внимание большие величины сезонных разностей на глубине 75 м, можно предполагать, что они убывают медленно, и на горизонтах 100 и 150 м, по-видимому, еще составляют заметную величину.

Колебания солености на поверхности Карибского моря и Мексиканского залива определяются соотношениями между осадками, испарением и речным стоком, а в подповерхностном слое — колебаниями интенсивности циркуляции и подъемом или опусканием ядра соленой субтропической воды.

Оценить количество осадков в различных районах в какой-то мере возможно на основе карт, помещенных в известной работе Г. Вюста [14], на которых приведены полугодовые суммы осадков. Однако эти карты были построены только для Карибского моря, акватория же Мексиканского залива на них отсутствует. В связи с этим целесообразно было построить карты осадков всего бассейна. Для этой цели нами были использованы наблюдения за осадками на 25 станциях, расположенных на материковом побережье Мексиканского залива и Карибского моря и островах: Багамских, Куба, Гаити, Ямайка, Кюросоа, Гваделупа, Мартиника, Барбадос, Тринидад. Кроме этих данных, использованы сведения о повторяемости выпадения осадков в открытых районах моря. Методика расчета количества осадков с использованием карт их повторяемости описана в [11]. Однако, используя эту методику при построении месячных карт осадков для Карибского моря и Мексиканского залива, мы все же основывались главным образом на наблюдениях станций за количеством осадков, а сведения о повторяемости использовали лишь для уточнения положения изогнет в открытом море.

Наибольшим годовым количеством осадков характеризуется район Карибского моря, прилегающий к Панамскому перешейку. Сумма осадков здесь достигает 5000 мм в год и вдвое превышает потери воды с поверхности вследствие испарения. Более 3000 мм составляет годовая сумма осадков в вершине Гондурасского залива и южной части залива Кампече, где она также почти вдвое превышает величину испарения. Наименьшей годовой суммой осадков (не более 1000 мм) характеризуется Венесуэльский бассейн и восточная часть Колумбийского бассейна, а также средняя часть Мексиканского залива. Здесь величина осадков вдвое меньше величины испарения.

Осадки в бассейне Карибского моря имеют хорошо выраженный годовой ход. Максимальные суммы осадков наблюдаются летом и осенью, а минимальные — зимой и весной. Вблизи Панамского перешейка количество осадков летом вдвое больше, чем зимой (около 500 мм в августе и несколько более 200 мм в феврале). В вершине же Гондурасского залива и в южной части залива

Кампече сумма осадков в августе в три—четыре раза больше, чем в феврале.

Величины испарения были заимствованы из данных Тимофеева. По отношению к осадкам испарение имеет обратный годовой ход. В восточной и центральной частях Карибского моря особенно заметной разницы в испарении в течение года нет. Отклонения в зимние и летние месяцы составляют не более 15—20% средней годовой величины. Разница между зимними и летними значениями испарения увеличивается в направлении с востока на запад. В Юкатанском бассейне отклонения от средней за год величины достигают 25% (в декабре около 220 мм в месяц, а в июле 130 мм в месяц). Эта разница в Мексиканском заливе еще больше. В центральной части залива в июле испарение составляет около 70 мм в месяц, а в декабре достигает 200 мм в месяц; в средней части — в июле около 65 мм в месяц, а в декабре и январе — 230 мм в месяц.

В связи с тем что величины осадков и испарения имеют обратный годовой ход, разность осадки—испарение, которая и определяет колебания солёности, характеризуется ярко выраженной сезонной изменчивостью.

В феврале испарение повсеместно превышает осадки. Только у берегов Коста-Рики и Панамы разность осадки—испарение положительна и достигает 50 мм в месяц. Особенно значительные отрицательные величины этой разности наблюдаются в центральной части моря и восточной части Мексиканского залива, где они достигают 150 мм в месяц.

В августе в западной половине моря и Мексиканском заливе осадки превышают испарение. У берегов Панамы и Коста-Рики разность между осадками и испарением достигает 300 мм, в Гондурасском заливе и южной части залива Кампече — около 200 мм. В восточной части моря испарение летом превышает осадки так же, как и зимой.

Распределение солёности в каждый сезон в прибрежных районах в значительной мере определяется материковым стоком. Наибольших величин материковый сток достигает летом, наименьших — зимой. Таким образом, в летний сезон в Карибское море поступает пресной воды существенно больше, чем в зимний. В соответствии с этим на поверхности моря наблюдаются отрицательные разности между летними и зимними значениями солёности (рис. 3). Величина этой разности неодинакова по акватории моря.

Особенно большие отрицательные величины этой разности, достигающие 2—3‰, наблюдаются в виде широкой полосы вдоль северного побережья Мексиканского залива. Опреснение поверхностных вод в летний сезон здесь в наибольшей степени связано с возрастанием стока рек Миссисипи, Ред-Ривер, Бразос, Колорадо, Рио-Гранде, так как осадки в этот сезон лишь незначительно (около 50 мм в месяц) превышают испарение. На такую же величину понижается солёность на поверхности в водах, прилегающих к Малым Антильским островам в их южной части, что объясняется увеличением стока р. Ориноко.

В связи с тем что в летний сезон зона внутритропической конвергенции сдвигается в северное полушарие таким образом, что ось ее в этой части земного шара проходит, примерно, по 7° с. ш., увеличивается количество осадков в бассейнах рек Ориноко, Магдалена, а также рек, впадающих в лагуну Маракайбо. Возрастает сток пресных вод, приносимых в Карибское море реками, и сток распределенных вод из лагуны Маракайбо. Поэтому соленость летом оказывается заметно пониженной почти везде вдоль южных берегов моря на 1—2‰.

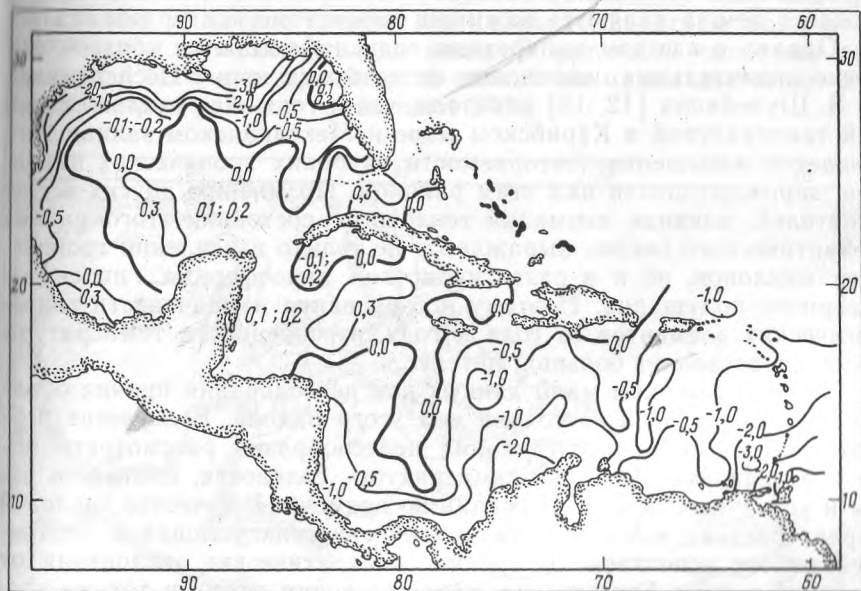


Рис. 3. Разность между летними и зимними значениями солености воды на поверхности, ‰

На горизонтах 50 и 75 м сезонные изменения солености существенно меньше, чем на поверхности. На большей части акватории Карибского моря и Мексиканского залива они не превышают 0,2‰, лишь в отдельных районах достигают 0,4—0,6‰.

Изменения солености в подповерхностном слое определяются, главным образом, усилением циркуляции вод летом и некоторым ее ослаблением зимой. В связи с усилением циркуляции происходит изменение в положении подповерхностного максимума солености. Положительные значения разностей соответствуют районам подъема вод (главным образом, вдоль южных берегов моря и в западной части Мексиканского залива). Напротив, в районах с наиболее глубоким положением максимума солености (в центральной части моря, у южных берегов Кубы, в области главного антициклонического круговорота вод в Мексиканском заливе) не-

которое его опускание летом приводит к понижению солёности на горизонтах 50 и 75 м и, следовательно, к отрицательным разностям между летними и зимними значениями.

Многолетняя изменчивость

Средние многолетние значения гидрологических элементов для каждого сезона являются важными характеристиками режима моря. Однако в каждом конкретном году наблюдаются более или менее значительные отклонения от сезонных норм. Исследования В. В. Шулейкина [12, 13] показали, что в годы с аномально высокой температурой в Карибском море и Мексиканском заливе наблюдается повышение повторяемости глубоких тропических циклонов, зарождающихся над этим районом. По мнению других исследователей, влияние аномалий теплового состояния этого района Атлантического океана выражается не только в усилении тропических циклонов, но и в развитии других атмосферных процессов северного полушария. Поэтому исследование изменчивости гидрологических элементов от года к году, в особенности температуры воды, представляет большой интерес.

Имеется слишком мало данных для исследования причин образования аномалий в состоянии вод этого района. В качестве первого этапа такого исследования целесообразно рассмотреть вопрос о величине аномалий температуры, солёности, плотности воды и устойчивости этих аномалий во времени. В качестве числовой характеристики изменчивости гидрологических условий в настоящей работе использованы средние квадратические отклонения от сезонной нормы. Естественно, что отклонения одних и тех же элементов не могут быть одинаковыми в разных районах океана ввиду различия условий их образования. Исследование географического распределения вычисленных средних квадратических величин аномалий может помочь решению вопроса о причинах их образования.

При определении средних квадратических отклонений были выбраны лишь те узлы сетки, для которых число случаев (лет) было не менее восьми. Для этих узлов были вычислены отклонения от средней многолетней нормы: $\Delta\zeta = \zeta_i - \bar{\zeta}$. Затем определялись

значения $\sqrt{\overline{\Delta\zeta^2}}$, где $\bar{\zeta} = \frac{\sum_{i=1}^m \zeta_i}{m}$, а $\overline{\Delta\zeta^2} = \frac{\sum_{i=1}^m \Delta\zeta^2}{m}$, m — число случаев.

По вычисленным таким образом значениям средних квадратических отклонений от нормы температуры, солёности, плотности построены карты этих отклонений для горизонтов: 0, 20, 50, 100, 200, 300, 400, 500 м. Ниже горизонта 500 м наблюдений оказалось так мало, что вычислить какие бы то ни было статистические ха-

характеристики невозможно. В западной части Мексиканского залива наблюдений и в верхнем слое недостаточно для вычисления средних квадратических отклонений от нормы, поэтому на картах этот район остался «пустым».

Рассмотрим полученные результаты. На поверхности Карибского моря многолетние колебания температуры воды невелики. Средние квадратические значения аномалий температуры воды лишь в небольшом районе между побережьем Венесуэлы и цепью Нидерландских Антильских островов превышают 1°C . На всей остальной акватории моря эти значения составляют $0,25-0,5^{\circ}\text{C}$. В Мексиканском заливе средние аномалии температуры воды в поверхностном слое значительно выше. В восточной части они превышают 1°C , а в северной части залива аномалии достигают 2°C , а в некоторых районах превышают 2°C .

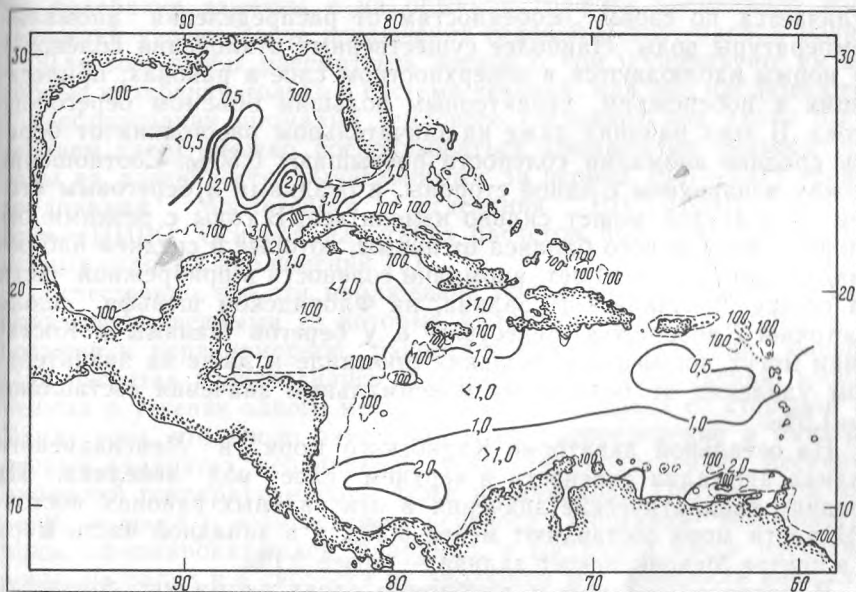


Рис. 4. Средние квадратические отклонения температуры воды от нормы на глубине 100 м, $^{\circ}\text{C}$

Причиной значительных аномалий температуры воды в Мексиканском заливе является изменение интенсивности подъема глубинных вод у побережий и в районах циклонических круговоротов, опускания их в районе антициклонического круговорота вод, а в северной части — вторжения холодных воздушных масс с североамериканского континента (в отдельные зимние сезоны), которые вызывают интенсивные потери тепла поверхностью залива.

На глубине 100 м средние квадратические значения аномалий в северной части Карибского моря составляют около 1°C , а в юж-

ной превышают 1° , достигая у берегов 2° . В восточной части Мексиканского залива средние значения аномалий превышают 2°C , а в районе наиболее сильных течений даже 3°C (рис. 4). Такое увеличение аномалий по сравнению с их значениями на поверхности может быть связано только с изменением интенсивности течений, следствием которого является изменение положения слоя температурного скачка.

Ниже горизонта 150 м средние значения аномалий начинают убывать, хотя особенности их распределения сохраняются. На глубине 200 м они мало отличаются от аномалий, приведенных на рис. 5 для 100 м, а на глубине 500 м только в районе главного антициклонического круговорота вод их значения достигают 2°C . На остальной акватории моря и залива они меняются от $0,04$ до $0,50-0,60^{\circ}\text{C}$.

Распределение средних квадратических аномалий солености отличается по своим особенностям от распределения аномалий температуры воды. Наиболее существенные отклонения солености от нормы наблюдаются в поверхностном слое в районах, прилегающих к побережьям, характерным большим объемом берегового стока. В этих районах даже на значительном расстоянии от берегов средние аномалии солености превышают $0,50\text{‰}$. Соотношение между испарением с одной стороны, и осадками и береговым стоком — с другой может сильно изменяться. В годы с резкими отклонениями пресного баланса от нормы, которые в среднем наблюдаются один раз в 10 лет, аномалии солености в прибрежной части на севере Мексиканского залива, на Флоридском шельфе, вдоль восточного побережья Венесуэлы и у берегов Панамы и Коста-Рики могут достигать нескольких промилле и даже на значительном удалении от берегов их максимальные значения составляют $1-1,5\text{‰}$.

На остальной акватории Карибского моря и Мексиканского залива аномалии солености в верхнем слое вод невелики. Их средние квадратические значения в центральных районах восточной части моря составляют менее $0,2\text{‰}$, а в западной части моря и в центре Мексиканского залива — менее $0,1\text{‰}$.

В подповерхностном и глубинном слоях аномалии солености определяются динамикой вод и поэтому характер их распределения несколько иной, чем на поверхности. Наиболее значительные величины аномалий наблюдаются в северной части моря, в области главного антициклонического круговорота вод, в Юкатанском и Флоридском проливах, где средние квадратические их значения превышают $0,2\text{‰}$. В южной части моря, западной и северной частях залива эти значения менее $0,1\text{‰}$.

В связи с тем что положительные аномалии температуры воды чаще всего соответствуют отрицательным аномалиям солености (по крайней мере, в подповерхностном слое), средние квадратические значения аномалий плотности в общем не особенно велики и не превышают $0,5$ усл. ед. как на поверхности, так и на других горизонтах.

В настоящее время возможность анализа частотного состава многолетних колебаний основных элементов, характеризующих состояние вод, крайне ограничена. Как уже упоминалось, в качестве характеристики напряженности течения во Флоридском проливе можно использовать разность уровня в двух пунктах, расположенных в направлении поперек пролива: Кет-Ки-Майами. На графике спектральной плотности, вычисленной по средним месячным значениям разности уровней в высокочастотной части спектра, хорошо выделяются максимумы, соответствующие годовому и полугодовому периодам, а в низкочастотной — максимум, соответствующий периоду в три года (35—37 мес). Колебаний более значительного периода обнаружить не удалось, так как ряды совместных наблюдений за уровнем в этих пунктах невелики. Трехлетние же колебания заметны и на обычном графике временного хода разностей уровня после исключения годовой и полугодовой волн.

Для того чтобы рассмотреть вопрос о том, существуют ли подобные колебания только в системе течений, или они наблюдаются и в образовании аномалий теплового состояния вод (хотя бы в верхнем слое), можно воспользоваться аномалиями температуры воды на поверхности, вычисленными за период 1957—1971 гг. сотрудниками Московского отделения ВНИИГМИ-МЦД и АтлантНИРО. Основой для таких расчетов послужил массив попутных судовых наблюдений [3].

Естественно, что эти наблюдения обладают недостатками, наиболее существенными из которых являются их нерегулярность во времени и неравномерное распределение по акватории океана. При расчетах производилось осреднение всех наблюдений, выполненных в течение одного месяца, внутри квадрата со стороной 5° . Ввиду того, что число измерений и их распределение в пятиградусных квадратах неодинаково, точность определения месячных аномалий температуры воды тоже неодинакова. Поэтому при изучении вопроса о возможности переноса аномалий температуры воды, сформировавшихся, например, в восточной части пассатной зоны, на запад и о скорости их эволюции мы осреднили аномалии по более крупным квадратам (десятиградусным). Осреднение производилось таким образом, чтобы эти квадраты находились в районах океана, характерных определенным переносом вод. Расположение этих квадратов следующее: 1 — в зоне северо-восточного пассата вблизи берегов Африки; 2 — в зоне северо-восточного пассата в центральной части океана; 3 — в Антильском течении севернее островов Гаити и Пуэрто-Рико; 4 — в восточной части Карибского моря; 5 — в восточной части Мексиканского залива; 6 — в Гольфстриме.

Полученные ряды аномалий во всех указанных районах послужили основой для определений авто- и взаимных корреляционных функций, авто- и взаимных спектров, относительных фаз гармоник, когерентности.

В пассатной зоне корреляция между аномалиями температуры воды даже в двух ближайших один к другому квадратах (1 и 2) не особенно высокая. Наиболее значительными оказались коэффициенты корреляции, характеризующие синхронную связь. По мере увеличения сдвига по времени (запаздывания изменений температуры в квадратах, расположенных западнее квадрата 1) коэффициенты корреляции убывают. Чезз 8—10 мес они обращаются в нуль, затем переходят в область отрицательных значений. Наибольших отрицательных величин коэффициенты корреляции достигают при сдвиге 17—20 мес, затем снова начинают приближаться к нулевым значениям.

В таблице приведены коэффициенты корреляции, характеризующие связь аномалий температуры воды в квадратах 1, 2, 3, 4, 5, 6, взятых попарно в направлении их расположения с востока на запад. Значения коэффициентов корреляции синхронной связи и со сдвигом во времени на 9 и 19 мес свидетельствуют о наличии некоторых циклов в изменении температуры воды продолжительностью около 36—38 мес. Интересным является тот факт, что эти изменения происходят в одной фазе. Существенно также и то, что связь между аномалиями температуры воды, в общем довольно слабая даже для ближайших квадратов, не ухудшается при увеличении расстояния между квадратами.

Таблица

Коэффициент корреляции, характеризующий связь между аномалиями температуры воды в различных квадратах пассатной зоны

Пары квадратов	Коэффициент корреляции для разных сдвигов во времени, мес.			Пары квадратов	Коэффициент корреляции для разных сдвигов во времени, мес.		
	0 (синхронно)	9	19		0 (синхронно)	9	19
1—2	0,30	—0,05	—0,32	2—4	0,47	0,04	—0,15
1—3	0,21	0,09	—0,20	2—5	0,26	0,15	—0,24
1—4	0,39	—0,04	—0,29	3—4	0,32	0,06	—0,36
1—5	0,25	0,15	—0,24	3—5	0,46	—0,02	—0,34
2—3	0,19	—0,09	—0,28	3—6	0,57	0,19	—0,07

Графики спектральной плотности показывают, что в том диапазоне частот, который вообще можно исследовать на основании пятнадцатилетнего ряда ежемесячных значений, основным является период, продолжительностью около 38 мес. В полосе частот, соответствующей этому периоду на всех авто- и взаимных спектрах, хорошо заметен довольно высокий пик. Эта же полоса частот характеризуется наибольшими значениями когерентности.

Фазовый угол для колебаний этой частоты оказался различным для разных пар. Он составляет от одного до трех месяцев, однако определенной закономерности в изменениях фазы нет. Если бы колебания температуры воды с циклом около 38 мес перемещались в системе течений, то сдвиг по фазе должен был бы постепенно

увеличиваться по мере увеличения расстояния между квадратами. По результатам же расчетов наиболее значительным (3 мес) оказался фазовый сдвиг для пары квадратов 4—5, в то время как для пар 1—2, 1—3, 1—4 этого сдвига нет вовсе. Разумеется, расчеты, основанные на таком коротком ряду наблюдений, не могут дать вполне точных результатов. Все же они позволяют думать, что колебания температуры воды с периодом 36—38 мес происходят в одной фазе во всей пассатной зоне. Следовательно, в этой зоне наблюдается не перемещение системой течений крупномасштабных аномалий, сформировавшихся в восточной или центральной частях океана на запад, в Карибское море, Мексиканский залив и далее в район Флоридского течения и Гольфстрима, а их более или менее одновременное появление, связанное с процессами динамического и теплового взаимодействия с атмосферой крупного масштаба.

Выводы

1. Сезонные колебания температуры воды только в поверхностном слое связаны с соответствующими колебаниями внешнего теплового баланса. В Карибском море разность между максимальными значениями летом и минимальными зимой не превышает 2°C . В Мексиканском заливе эта разность составляет $3\text{—}4^{\circ}\text{C}$ в центральной его части и увеличивается до $8\text{—}9^{\circ}\text{C}$ в северной, достигая $10\text{—}11^{\circ}\text{C}$ в прибрежных районах.

2. В подповерхностном слое (ниже 20 м) сезонные колебания температуры воды обусловлены главным образом колебаниями в системе течений. Летом интенсивность циркуляции вод повышается, что приводит к усилению подъема вод в циклонических круговоротах и опускания в антициклонических по сравнению с зимним сезоном. В связи с этим температура воды в области циклонических круговоротов летом на $2\text{—}6^{\circ}\text{C}$ ниже, чем зимой. В антициклонических круговоротах температура воды летом выше, чем зимой, разность между летними и зимними значениями достигает $2\text{—}4^{\circ}\text{C}$.

3. Ввиду того, что в летний сезон на большей части акватории осадки превышают испарение, значения солености на поверхности везде ниже, чем зимой. Максимальные значения разности между зимними и летними значениями солености достигают $2\text{—}3\text{‰}$.

В подповерхностном слое сезонные колебания солености связаны с изменением интенсивности циркуляции вод и колебаниями глубины максимума солености. Однако они меньше сезонных колебаний солености поверхностного слоя и только в отдельных районах достигают $0,4\text{—}0,6\text{‰}$.

4. Многолетние колебания температуры воды поверхностного слоя в Карибском море невелики. Средние квадратические отклонения температуры от сезонной нормы только у побережья Венесуэлы составляют 1° , на всей же остальной акватории моря их

значения не превышают 0,25—0,5°. В Мексиканском заливе средние квадратические отклонения достигают 2°.

В подповерхностном слое отклонения температуры воды от нормы увеличиваются, что связано с колебаниями интенсивности течений, следствием которого является изменение положения слоев скачка. Максимальные отклонения от нормы наблюдаются в слое 50—200 м, где их средние квадратические значения достигают 2—3°.

5. Распределение средних квадратических аномалий солености отличается по своим особенностям от распределения аномалий температуры воды. Наиболее существенные отклонения солености от нормы наблюдаются в поверхностном слое, где они составляют 0,1—0,5‰, а в отдельных районах достигают 1—1,5‰.

В подповерхностном слое такие отклонения солености от нормы только в районах наиболее интенсивных течений достигают 0,2‰, на остальной акватории они менее 0,1‰.

6. Статистический анализ аномалий температуры воды в зоне северо-восточного пассата свидетельствует о наличии циклов, продолжительностью около 36—38 мес. Изменения температуры воды в соответствии с этими циклами происходят в одинаковой фазе во всей пассатной зоне, включая Карибское море, что свидетельствует не об их перемещении с востока на запад (по течению), а об их одновременном формировании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас теплового баланса океанов. Севастополь, Изд-во МГИ АН УССР, 1970. 84 с.
2. Владимиров О. А., Буйневич А. Г., Травкина Л. В. Температура и соленость вод Карибского моря и Мексиканского залива. — «Тр. ГОИН», 1969, вып. 96, с. 76—104.
3. Методические материалы к гидрологической характеристике промышленных районов Северной Атлантики (Аномалии температуры воды 1957—1971 гг.). Калининград, Изд-во АтлантНИРО МРХ СССР, 1977, вып. 1, 213 с.
4. Неуймин Г. Г., Суховой В. Ф. Исследования Карибского моря. — В сб.: Исследования Карибского моря. Севастополь, Изд-во МГИ АН УССР, 1974, с. 7—21.
5. Пастухов А. Ф., Суховой В. Ф. Геострофическая циркуляция вод Центрально-Американских морей. — «Метеорология и гидрология», 1977, № 5, с. 63—69.
6. Суховой В. Ф., Жидков В. Г., Кирюхин В. Г. Водобмен Карибского моря с Атлантическим океаном через Северные проливы. — «Морские гидрофиз. исследования», 1971, № 5(55), с. 197—206.
7. Суховой В. Ф., Жидков В. Г., Кирюхин В. Г. Циркуляция вод Карибского моря. — В сб.: Исследования Карибского моря. Севастополь, Изд-во МГИ АН УССР, 1974, с. 31—42.
8. Суховой В. Ф. Течения Юкатанского и Флоридского проливов. — В сб.: Исследования Карибского моря. Севастополь, Изд-во МГИ АН УССР, 1974, с. 20—30.
9. Суховой В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. Киев, «Наукова думка», 1977. 215 с.

10. Тимофеев Н. А. О составляющих внешнего теплового баланса океанов. — «Морские гидрофиз. исследования», 1970, № 1(47), с. 148—167.
11. Тихий океан. т. 1. Метеорологические условия над Тихим океаном. М., «Наука», 1966. 397 с.
12. Шулейкин В. В. Зависимость между мощностью тропического урагана и температурой поверхностной воды в океане. — «Изв. АН СССР. ФАО», 1970, т. 6, № 12, с. 1219—1237.
13. Шулейкин В. В. Развитие и затухание тропического урагана в различных тепловых условиях. — «Изв. АН СССР. ФАО», 1972, т. 8, № 1, с. 3—16.
14. Wüst J. Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean basins. New York-London, Columbia Univ. Press, 1964. 201 p.