

Министерство высшего и среднего специального образования
СССР

ОДЕССКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

На правах рукописи

ГОЛИНЬКО Андрей Иванович

УДК 551.465.5:551.465.7

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ДИНАМИЧЕСКОГО И
ТЕПЛОВОГО СОСТОЯНИЯ ВОД В ЗОНАХ ВОСТОЧНЫХ
ПОГРАНИЧНЫХ ТЕЧЕНИЙ

(на примере Канарской и Калифорнийской зон)

И.00.08 - Океанология

А в т о р е ф е р а т

диссертации на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Одесса - 1987

К

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Работа выполнена в Одесском гидрометеорологическом институте.

Научный руководитель - доктор географических наук, профессор В.Ф. Суховой

Официальные оппоненты - доктор географических наук И.В. Овчинников (ИО АН СССР); кандидат географических наук Р.Р. Белевич (ГОИН)

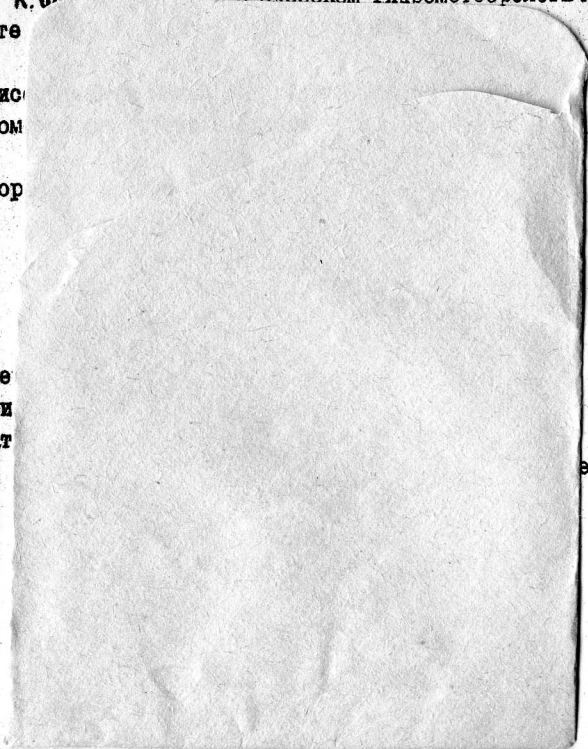
Ведущая организация - Московский государственный университет

Защита диссертации состоится " 25 " июня 1987 г. в " 14 " час. " 00 " мин на заседании специализированного совета К. 06.00.01 в Одесском гидрометеорологическом институте

С диссертации
гидрометеорологический институт

Автор

Ученый
специалист
кандидат



Одесского

Специалиста

Актуальность исследования. Восточными пограничными течениями принято называть меридиональные потоки на восточных перифериях глобальных круговоротов в каждом из океанов. Особенно хорошо выражены и имеют значительную протяженность восточные пограничные течения субтропических круговоротов в обоих полушариях: Калифорнийское и Перуанское - в Тихом, Канарское и Бенгальское - в Атлантическом океанах.

Изучению восточных пограничных течений уделялось мало внимания, но в последние годы интерес к ним заметно повысился, что связано с двумя обстоятельствами. Первым из них является необходимость поиска новых промышленных районов за пределами 200-мильных экономических зон. Широкие (более 1000 км) зоны этих течений, несомненно, имеют участки с благоприятными условиями для развития первичной продукции не только в области прибрежного апвеллинга, но и за его пределами. Второе обстоятельство состоит в том, что восточные периферии круговоротов являются своеобразными энергоактивными зонами, где получение тепла океаном значительно превышает его отдачу в атмосферу, и, следовательно, здесь происходит накопление тепла в океанических водах. Изучение процессов крупномасштабного взаимодействия океана с атмосферой приводит к необходимости заниматься не только районами отдачи тепла в атмосферу, но и районами его пополнения в океане.

Однако до настоящего времени изменчивость циркуляции и теплового состояния вод в восточных зонах исследовано слабо, даже в среднем особенности течений этих зон известны лишь приблизительно.

Этим и определяется актуальность настоящего исследования.

Цель и задачи исследования. Целью работы является изучение структуры течений и сезонной изменчивости этой структуры, а также количественных характеристик сезонной изменчивости теплового состояния вод и составляющих теплового баланса в зонах восточных пограничных течений Северного полушария. При этом большее внимание уделялось Канарской зоне, как наименее изученной.

В связи с поставленной целью решались следующие конкретные задачи:

I. Исследование сезонных полей ветра и чисто дрейфовой циркуляции.

ВНИРО
№: 1202
Библиотечка

2. Расчет сезонных карт циркуляции вод по заданному полю плотности и тангенциальному напряжению ветра с учетом рельефа дна.

3. Изучение сезонной изменчивости полей температуры воды и теплового содержания верхнего 200-метрового слоя.

4. Количественная оценка характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы и их сезонная изменчивость.

В работе рассматриваются восточные звенья как субтропических антициклонических круговоротов - Канарского и Калифорнийского течений, так и тропических циклонических круговоротов.

Научная новизна результатов, полученных в диссертационной работе, заключается в следующем:

- построены сезонные схемы циркуляции вод, позволяющие уточнить составные элементы системы восточных пограничных течений Северного полушария;

- определены качественные характеристики теплового состояния вод и его сезонной изменчивости в этих зонах;

- на примере Канарской зоны показано, что благодаря особенностям циркуляции вод, годовой внешний бюджет тепла восточных пограничных зон превышает аналогичный бюджет экваториальных районов открытого океана. Следовательно, системы восточных пограничных течений являются своеобразными энергоактивными областями.

Практическая значимость диссертационной работы состоит в возможности использования ее результатов для уточнения схем общей циркуляции океанов, поиска новых рыбопромысловых районов, а также при разработке моделей взаимодействия океана и атмосферы.

Отдельные результаты используются при чтении лекций и практических занятий по дисциплине "Региональная океанология". Алгоритмы и программы, составленные при выполнении настоящего исследования, используются в курсовых и дипломных проектах студентов.

Фактический материал. В работе использован собранный автором массив глубоководных гидрологических данных, который включает измерения температуры и солености, производившиеся экспедиционными и научно-исследовательскими судами СССР и других стран в восточных зонах океанов от 48° с.ш. до экватора за последние 30 лет (всего около 30000 станций).

Осреднение наблюдений за температурой и соленостью воды производилось по одноградусным трапециям для каждого сезона, а в прибрежных районах Канарской зоны - для каждого месяца. Расчетная сетка выбиралась так, чтобы центры квадратов приходились на целые градусы. Средние в каждом узле значения составили основу для расчетов циркуляции и характеристик теплового состояния вод. Такие характеристики, как толщина верхнего гомогенного слоя, глубина максимума или минимума солености, значения солености на глубине экстремумов, снимались с кривых вертикального распределения на каждой станции и осреднялись в пределах тех же одноградусных трапеций.

При изучении ветрового режима в Канарской зоне использовались собранный автором массив наблюдений за ветром. Для анализа ветрового режима в Калифорнийской зоне привлекались данные атласа, составленного Горбач (1982), а для расчетов составляющих теплового баланса использовались климатические данные атласов Тихого и Атлантического океанов.

Апробация работы. Результаты настоящей работы докладывались на семинарах кафедры океанологии, итоговых научных конференциях ОГМИ (1984-1987 гг.), итоговой сессии ученого совета Одесского отделения ГОИН (1985 г.), конференции молодых ученых ОдОГОИН и ОГМИ (1986 г.). Работа выполнялась по плану НИР кафедры океанологии, входящему в план основных работ Госкомгидромета на 1981-85 гг. (I.016.08). Отчет по этой теме представлен головной организации (ГОИН), а также в АтлантНИРО и Гидрометцентр СССР.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из предисловия, четырех глав, заключения и списка литературы. Объем работы составляет 179 страниц, включая 45 рисунков и список литературы из 114 наименований (в том числе 29 зарубежных авторов).

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

В предисловии обосновывается актуальность темы, определяются цель и задачи исследования, его практическая значимость.

В первой главе кратко описаны основные географические особенности восточных пограничных зон и состояние изученности гидрологических условий. Показана противоречивость результатов исследования отдельных авторов, в особенности результатов, относящихся к Канарской системе пограничных течений, что свидетельствует о недостаточной изученности этих регионов.

Во второй главе приводятся результаты расчета сезонных полей тангенциального напряжения ветра и ветрового дрейфа, которые позволили уточнить районы дивергенций и конвергенций чисто дрейфовых потоков, помимо прибрежного апвеллинга. К сожалению, пока нет единой и достаточно точной методики расчета касательного напряжения ветра. В работе использовалась формула, получившая название универсальной (Б.А. Бирман, В.В. Балашова, 1985), которая позволяет получать модуль среднего вектора касательного напряжения ветра по средней скорости ветра и характеристике ее изменчивости, близкий к тому значению, которое можно получить при использовании срочных данных, когда касательное напряжение рассчитывается для каждого индивидуального измерения скорости ветра, а затем осредняется. Предложенная формула имеет следующий вид:

$$\bar{\tau}_s = \rho_a \cdot q \cdot (0,64 \cdot q) \cdot \bar{V}_s^2 \cdot (0,6 + 0,065 \bar{V}_s) \cdot 10^{-3}$$

где ρ_a - плотность воздуха (кг/м^3), q - устойчивость ветра, \bar{V}_s - скалярная величина (м/с). Под устойчивостью ветра в данном случае понимается величина: $q = \frac{|\bar{V}|}{\bar{V}_s}$. $|\bar{V}|$ - модуль среднего вектора.

Проекция вектора рассчитывались по соотношениям:

$$\bar{\tau}_x = |\bar{\tau}_s| \cdot \sin \psi \quad \bar{\tau}_y = |\bar{\tau}_s| \cdot \cos \psi$$

ψ - направление вектора ветра.

Как и сам ветер, меридиональная и зональная составляющие тангенциального напряжения ветра в восточных пограничных зонах характеризуются значительной неравномерностью, при этом зональная составляющая оказывается в среднем несколько меньше меридиональной. Границы положительных (на восток) и отрицательных (на запад) значений зональной составляющей в оба сезона остаются примерно одинаковыми. Границы же положительных (на север) и отрицательных (на юг) значений меридиональной составляющей смещаются от зимы к лету с юга на север. Эти сезонные изменения связаны с двумя факторами. Один из них (астрономический) - наклон земной оси к плоскости эклиптики. В связи с этим наклоном зенитальное положение Солнца в течение года смещается, а вместе с ним смещается и термический экватор и экваториальная зона пониженного атмосферного давления. В полосе таких перемещений изменяют направление и ветры. Второй причиной сезонной изменчивости ветров является неравномерное нагревание суши и океана. Летом над нагретой сушей давление понижается, над океанами повышается, в результате чего субполярные циклоны (Исландский,

Алеутский) заполняются, а субтропические антициклоны (Азорский, Гоналульский) усиливаются. Зимой происходит обратный процесс. Существует и сезонная миграция центров этих барических образований. Поэтому северные участки рассматриваемых восточно-пограничных зон - от 35-36 до 48 ° с.ш. оказываются попеременно под воздействием ветров разных направлений: летом северных и северо-восточных, зимой - юго-западных и даже южных.

Составляющие вектора дрейфового течения и объемного переноса для произвольного направления ветра определялись по известным формулам Эзмана. Скорость чисто дрейфового течения на поверхности оказалась небольшой. Как правило, она не превышает 15-20 см/с. Наибольшие значения скорости составляют 30-32 см/с.

Для анализа стгонно-нагонных эффектов интерес представляет не сама по себе скорость дрейфового течения, а составляющие интегрального переноса воды в дрейфовом слое, в восточных пограничных зонах главным образом зональная его составляющая, во-первых, потому, что она больше меридиональной по своей величине, во-вторых, именно зональная составляющая (особенно в Канарской зоне) обуславливает в зависимости от направления - на восток (к берегу) или на запад (от берега) - нагон или стгон.

Летом в Канарской зоне стгонный эффект наблюдается от северной границы рассматриваемого района (45 ° с.ш.) до 9-II ° с.ш. Однако значительный стгон свойственен только району от 34-35 ° до 18-19 ° с.ш.

Зимой наибольшие значения зональной составляющей дрейфового потока сдвигаются к югу и отмечаются в прибрежной зоне от 33 до 13 ° с.ш. Максимальные значения зонального потока, направленного от берега, в оба сезона превышают $15 \cdot 10^3 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, а в прибрежной полосе между 23 и 19 ° с.ш. достигают $20-30 \cdot 10^3 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$.

В Калифорнийской зоне зональный поток зимой имеет направление на запад (от берега), начиная от 40-42 ° с.ш. и почти до экватора, наибольшие же его значения у берегов наблюдаются между 34 и 29 ° с.ш. (штат Калифорния).

Летом поток, направленный на запад, начинается почти от северной границы рассматриваемой зоны (примерно от 44-45 ° с.ш.) и заметен до 16 ° с.ш. у побережья и до II ° с.ш. в мористой части зоны. Сдвигается к северу и район наибольших значений зонального переноса. В летний сезон этот район располагается у побережья Орегона.

Показателем дивергенции дрейфовых потоков является вертикальная скорость на нижней границе дрейфового слоя. Неравномерность в распределении широтной и меридиональной составляющих тангенциального напряжения ветра приводит к сложному распределению поля вихря ($\text{rot } \tau$) и к сложному полю вертикальной скорости. В Канарской зоне на большей части рассматриваемой акватории как зимой, так и летом на нижней границе дрейфового слоя наблюдается подъем вод, хотя районы подъема перемежаются с участками, где происходит опускание. Абсолютные значения вертикальной скорости составляют 10^{-4} см/с, однако в прибрежной области выделяется район апвеллинга, где эти значения достигают 10^{-3} см/с.

Существует значительная сезонная разница в географическом положении этих районов. Летом - это участок океана вдоль Западной Сахары, зимой - у берегов Сенегала.

В Калифорнийской зоне распределение вертикальных скоростей еще более пестрое, хотя и здесь четко выделяется зона прибрежного апвеллинга. В зимний сезон эта зона простирается на юг почти до экватора, тогда как летом она ограничена с юга $15-16^\circ$ с.ш. Южнее этой широты летом ветры имеют юго-западное направление, обуславливающее нагонный эффект и опускание вод, хотя величина вертикальных скоростей в этом районе в основном около 10^{-5} см/с.

В целом же результаты расчетов позволяют заключить, что интенсивность прибрежного апвеллинга в Канарской зоне выше, чем в Калифорнийской. Этот вывод подтверждается и распределением температуры воды в обеих зонах, как это будет показано ниже.

Изменения плотности, связанные с ветровым эффектом, накладываются на те пространственные изменения полей плотности, которые вызваны потоками тепла и соли через поверхность, и определяют сложный характер градиентов внутреннего давления. На формирование системы течений оказывают влияние и другие факторы: рельеф дна, форма береговой линии, в некоторых случаях боковой турбулентный обмен.

В третьей главе диссертации рассматривается циркуляция вод, рассчитанная по заданным полям плотности сначала без учета непосредственного воздействия ветра, рельефа дна и бокового обмена, а затем и с учетом этих факторов.

Геострофическая циркуляция вод изучалась на основе карт динамического рельефа, построенных относительно поверхности 10000 мПа (1000 дб), которая принималась горизонтальной.

Результаты анализа этих карт следующие.

Канарское течение как устойчивый перенос воды к югу в летний сезон начинается на $45-46^\circ$ с.ш. Его ширина достигает 1600 км, разность в положении уровня свободной поверхности поперек всего течения около 30 дин. см. Вдоль ложбины уровенной поверхности имеются замкнутые циклонические круговороты, на прибрежной периферии которых течение направлено с юга на север, которое, однако, не смыкается в сплошное противотечение по отношению к канарскому течению. Южнее $23-24^\circ$ с.ш. Канарское течение поворачивает на запад, образуя начало Северного пассатного течения. Прибрежная ветвь Канарского течения, которая отходит от берега и поворачивает на запад на $18-20^\circ$ с.ш., постепенно приобретает южное, а затем восточное направление. Таким образом эта ветвь формирует северный край Межпассатного противотечения, северная граница которого летом проходит вдоль 11° с.ш., южная - около 5° с.ш. Вблизи африканского берега Межпассатное противотечение разветвляется. Его северный край на $8-11^\circ$ с.ш. поворачивает к северу и в виде прибрежного противотечения (по отношению к Канарскому течению) достигает 21° с.ш. Оно замыкает с востока тропический циклонический круговорот и в настоящей работе называется Мавританским течением. Южная ветвь Межпассатного противотечения проходит в Гвинейский залив, образуя Гвинейское течение.

Калифорнийское течение в летний сезон начинается на $47-48^\circ$ с.ш. и остается отчетливо выраженным до 28° , а вдоль берега до 25° с.ш. Наибольшая разность уровня поперек течения составляет 35 дин. см. Северное пассатное течение начинается в виде двух ветвей, направленных на запад, одна из которых формируется на $22-27^\circ$ с.ш., вторая - на $14-17^\circ$ с.ш. Между этими ветвями имеется противотечение, которое заметно выражено восточнее 16° з.д. Это противотечение вместе с южной ветвью Северного пассатного течения образует антициклонический круговорот вблизи берегов Мексики. Межпассатное противотечение летом подходит с запада между 14 и 5° с.ш., достигает $88-86^\circ$ з.д., затем поворачивает к северу, проходит вдоль берегов Коста-Рики, Никарагуа, Гватемалы вплоть до залива Туантепек (Гватемальское течение), а затем переходит в южную ветвь Северного пассатного течения, замыкая с востока тропический циклонический круговорот. Таким образом, Гватемальское течение является некоторым аналогом Мавританского течения.

Сезонные изменения в обеих системах течений наиболее ярко выражены к северу от 35-36 ° с.ш. и к югу от 16-18 ° с.ш., где происходит сезонная смена направления ветров.

В зимний сезон Канарское течение начинается на 37-38 ° с.ш., у берегов Пиренейского п-ова образуется циклонический круговорот, на прибрежной периферии которого течение (Португальское) направлено на север. Тропический циклонический круговорот выражен слабее, чем летом. Межпассатное противотечение слабое, его северный край смещен к 6-7 ° с.ш., а большая часть его вод уходит в Иви-нейский залив. Калифорнийское течение в этот сезон начинается на 37-39 ° с.ш., севернее этой широты течение направлено на север. Наиболее отчетливо течение выражено между 37 и 27 ° с.ш. Мексиканский антициклонический круговорот смещен к югу по сравнению с его летним положением, часть его вод на прибрежной периферии поворачивает на юг, не вовлекаясь в Северное пассатное течение, которое формируется в полосе 6-15 ° с.ш. Северный край межпассатного противотечения проходит по 5 ° с.ш. Тропический циклонический круговорот выражен слабее, чем летом и удален от берега, вдоль берегов Гватемалы, Никарагуа и Коста-Рики течение направлено на юг, у берегов Панама оно приобретает западную составляющую и переходит в Южное пассатное течение.

Расчет уровенной поверхности и составляющих скорости на стандартных горизонтах выполнялся на основе модели А.С. Саркисяна с учетом инерционных членов и бокового обмена. Использовалась система уравнений в сферических координатах. В настоящем автореферате эта система не приводится, так как она неоднократно помещалась в различных работах А.С. Саркисяна и подробно описана в изданной им и его учениками книге (1986 г.). Численная схема решения уравнений составлена в соответствии с рекомендациями, изложенными в этой книге. Никаких принципиальных изменений в схему расчетов не вводилось, за исключением отдельных деталей. В частности, составляющие тангенциального напряжения ветра задавались не моделью Акерблома (как это обычно делается в работах А.С. Саркисяна и его учеников), а на основе расчетов по непосредственным наблюдениям за ветром.

Сравнение карт уровенной поверхности, вычисленных по этой модели, с картами динамического рельефа показывает, что главные черты в положении уровня оказываются сходными. На тех и других картах положение ложбины и гребней уровенной поверхности почти

одинаково, также, как и наличие отдельных "воронки", расположенных вдоль ложбины и соответствующих круговоротам с циклоническим движением воды. Однако имеются и заметные различия. Разности уровня между ложбиной и гребнями по модели Саркисяна оказались более значительными (например, поперек всего Канарского течения разность уровня достигает 50 см). Скорости течений также оказались более значительными, а в целом - система течений более сложной, чем вычисленная динамическим методом.

Сравнение циркуляции вод в двух восточных пограничных зонах Северного полушария позволяет сделать следующее замечание.

До настоящего времени считается, что Канарское течение не особенно хорошо выражено даже по сравнению с таким слабым течением, как Калифорнийское. Однако результаты, полученные в настоящей главе, показывают, что Канарское течение по своей устойчивости, ширине и глубине проникновения превосходит Калифорнийское. Оно остается достаточно заметным на картах рельефа 5000, 6000 и даже 8000 мПа, построенных относительно 10000 мПа поверхности, в то время как Калифорнийское течение на этих глубинах уже исчезает.

Для сравнения переноса вод Канарским и Калифорнийским течениями рассчитаны средние расходы этих течений в летний и зимний сезоны на участках, где течения наиболее хорошо выражены.

В Канарском течении разрез, по которому вычислен средний расход, проходит по 30 ° с.ш. На этом разрезе ширина Канарского течения летом достигает не менее 1300 км, геострофический расход $10,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Зимой ширина Канарского течения остается примерно такой же, как и летом, на разрезе по 30 ° с.ш. она даже увеличивается до 1500 км, но скорости течения несколько уменьшаются, потому расход составляет около $9,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Противотечение на этой широте выражено лишь в виде узкого возвратного потока на прибрежной стороне циклонического круговорота и в оба сезона не превышает $0,8-0,9 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

В Калифорнийском течении представлялось целесообразным вычислить расходы на разрезе, который расположен не строго по параллели, так как берег не имеет меридионального направления. Разрез, направленный по нормали к берегу, в районе, где течение хорошо развито, проходит от 35 ° с.ш. у берега к 30 ° с.ш. на мористом крае течения. Летом калифорнийское течение по этому разрезу имеет ширину около 1300 км (в верхнем слое). На глубине

100 метров в прибрежной зоне подымается противотечение, а ширина самого Калифорнийского течения уменьшается до 1100 км. Хотя течение хорошо выражено лишь до глубины 300-400 м, в летний сезон его расход достигает $9,8 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$. Расход противотечения на упомянутом разрезе составляет $1,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Зимой Калифорнийское течение сужается, скорости в нем также уменьшаются, и его расход составляет только $5,5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Противотечение, напротив, усиливается, оно становится хорошо выраженным от поверхности до 500 м, а его расход достигает $3,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, т.е. результирующий перенос Калифорнийского течения на юг становится очень малым.

В четвертой главе рассмотрено тепловое состояние вод верхнего 200-метрового слоя, приведены количественные оценки его сезонной изменчивости, а также количественные оценки характеристик теплового взаимодействия океана и атмосферы.

Распределение температуры воды не имеет широтного характера в зоне Канарской системы в оба сезона, а в Калифорнийской - зимой.

Как в Канарской, так и в Калифорнийской зонах величина сезонных колебаний температуры воды верхнего однородного слоя связана главным образом со стгонными эффектами и колебаниями их интенсивности. В северных районах обеих зон, где апвеллинг наблюдается всегда, но летом усиливается вследствие усиления северных ветров на восточных перифериях субтропических антициклонов, амплитуды годового хода незначительны (порядка 1°C), так как увеличивающийся приток солнечной радиации расходуется на подогрев поднимающейся к поверхности воды. В более южных районах усиление стога наблюдается зимой, летом же он ослабевает. Поэтому в таких районах наблюдаются наибольшие амплитуды годового хода. Так, вблизи африканского побережья на $16-12^\circ$ с.ш. разность между летней и зимней температурами превышает 10°C и убывает в сторону открытого океана до 3°C на меридиане 28° з.д.

Распределение теплосодержания по акваториям обеих восточных пограничных зон является весьма неравномерным, особенно в летний сезон, и не носит широтного характера. Для того, чтобы можно было сопоставить теплосодержание вод в разных районах, а также рассмотреть его сезонную изменчивость, расчеты выполнялись для слоя 0-200 м по всем одноградусным узлам сетки.

В Канарской зоне наименьшие значения теплосодержания 200-метрового слоя наблюдаются севернее $37-38^\circ$ с.ш. и в тропической

части - в центре циклонического круговорота вод. Разность между летними и зимними значениями теплосодержания в северных районах достигает $1000 \text{ МДж}/\text{м}^2$, в центре тропического круговорота - такой же величины, но с обратным знаком. В других районах сезонные колебания меньше, а в экваториальной полосе ($0-5^\circ$ с.ш.) они вообще отсутствуют.

В Калифорнийской зоне распределение теплосодержания в верхнем 200-метровом слое качественно подобно его распределению в Канарской зоне. Однако абсолютные значения теплосодержания как в прибрежных, так и в мористых районах здесь заметно меньше аналогичных величин в Канарской зоне на одних и тех же широтах. Особенно большая разница в теплосодержании этих зон наблюдается от 45 до 25° с.ш. В этой области его значения в Калифорнийской зоне на $4000-1200 \text{ МДж}/\text{м}^3$ меньше, чем в Канарской.

Отличительными особенностями восточных пограничных зон является наличие обширных районов с отрицательными значениями разности между температурой воды и воздуха, которая в значительной мере определяет теплообмен двух сред. Эти районы существуют в течение круглого года, но их географическое положение изменяется. Так, летом, благодаря апвеллингу, вдоль всего Пиренейского п-ова и Северной Африки до 21° с.ш. наблюдаются отрицательные значения этой разности (до $-4,5^\circ\text{C}$); зимой область этих значений сокращается по своим размерам и опускается к югу. Наибольшие значения до $-4,7^\circ\text{C}$ наблюдаются в прибрежной полосе между 20 и 17° с.ш. В это время года вдоль Пиренейского полуострова разность между температурой воды и воздуха положительная, так как апвеллинг здесь отсутствует.

В настоящей работе выполнены расчеты не только величин теплообмена (т.е. потоков явного и скрытого тепла) океана с атмосферой, но и радиационный баланс поверхности воды в Канарской зоне. Расчеты выполнены по формулам Н.А. Тимофеева (1970), которые были использованы при подготовке атласа теплового баланса океанов МТИ АН УССР, что дало возможность сравнивать результаты с упомянутым атласом.

Результаты расчета радиационного баланса в общем мало отличаются от результатов Н.А. Тимофеева (1970), хотя и были использованы иные и более подробные сведения о влажности и облачности. Различие состоит лишь в том, что широтное распределение радиационного баланса нарушается несколько больше, чем на картах

атласа МТИ АН УССР.

Распределение теплопотерь в результате испарения не имеет широтного характера. Напротив, наблюдается меридиональный эффект. Минимальные величины испарения наблюдаются в районе, прилегающем к побережью Африки между 26 и 18 ° с.ш. Потери тепла на испарение здесь менее 1500 МДж/м² в год, местами они даже менее 1000 МДж/м² в год. Столь незначительные годовые величины испарения связаны с подъемом глубинной воды к поверхности. Район минимальных потерь тепла на испарение в течение года перемещается в соответствии с перемещением зоны наиболее интенсивного апвеллинга.

Величины контактного теплообмена, вычисленные в настоящей работе, значительно отличаются от величин, представленных в атласе МТИ АН УССР. Величины теплообмена оказались положительными (океан получает тепло) в довольно обширном районе от 30 до 11 ° с.ш. В прибрежной полосе между 25 и 18 ° с.ш. получение тепла в Канарской зоне океаном в результате контактного теплообмена с атмосферой превышает 1000 МДж/м² в год.

В сумме за год бюджет тепла, получаемого и теряемого океаном через его поверхность, оказался положительным почти во всей рассматриваемой зоне. Изолинии годового бюджета тепла имеют меридиональное простирание. В направлении к берегу годовые величины достигают 3000 МДж/м², а в прибрежной полосе между 26 и 19 ° с.ш. они превышают 4500 МДж/м². Такие большие положительные годовые суммы тепла, получаемого океаном через его поверхность, не наблюдаются нигде более, кроме восточных пограничных зон.

Анализ годового хода температуры поверхностного слоя воды, воздуха, радиационного баланса, потоков явного и скрытого тепла, рассчитанных для 26 точек в Канарской зоне, позволило выделить районы с характерными соотношениями фаз и амплитуд годовых волн. Графики годового хода всех характеристик не имеют вида правильной годовой волны, хотя и построены по средним многолетним значениям. Поэтому в дальнейшем посредством гармонического анализа были определены фазы и амплитуды двух волн - годового и полугодового периодов.

Амплитуда полугодовой волны всех гидрометеорологических параметров в рассматриваемом районе составляет в среднем 10-12 % от амплитуды годовой волны. Лишь в отдельных случаях значения амплитуды полугодовой волны достигают для температуры воды 16 %, температуры воздуха - 18 % и теплового баланса - 28 % от амплитуды годовой гармоник. Вместе годовая и полугодовая гармоник

дают более 90 % дисперсии, обусловленной внутригодовой (сезонной) изменчивостью.

Различия в процессах формирования сезонной изменчивости температуры воды в разных районах восточных пограничных зон хорошо выражены в соотношениях амплитуд и фаз годовых волн температуры воды, воздуха, теплообмена радиационного и теплового балансов. В северных районах отношение амплитуды годовой волны температуры воды к амплитуде температуры воздуха составляет 0,4-0,7; при этом температура воды запаздывает по фазе на 2-3 декады по отношению к температуре воздуха и на 5-10 декад по отношению к внешнему тепловому балансу. В южных районах отношение амплитуды температуры воды к амплитуде температуры воздуха достигает 1,4-2,3; температура воды опережает по фазе температуру воздуха на 1,5-3 декады и находится почти в противофазе с тепловым балансом.

В заключении сформулированы основные выводы исследования:

1. Канарское и Калифорнийское течения наиболее хорошо выражены летом. В этот сезон Канарское течение начинается на 45-46 ° с.ш. (Португальское течение), его ширина южнее Пиренейского п-ова достигает 1300-1600 км, наклон уровня поперек течения около 30 см. В глубину течение проникает не менее, чем до 300 м, его расход составляет $10,4 \cdot 10^6$ м³/с.

Калифорнийское течение начинается на 47-48 ° с.ш., ширина достигает 1300 км, наклон уровня поперек течения 35 см; в глубину оно проникает не более, чем до 400 м, его расход летом составляет $9,8 \cdot 10^6$ м³/с.

2. Морские ветви обоих течений поворачивают к западу на 25-18 ° с.ш., а прибрежные - южнее 13 ° с.ш. Прибрежные ветви затем поворачивают через юг к востоку и образуют северные периферии Межпассатных противотечений. В крайней восточной части Тихого океана Межпассатное противотечение летом проходит в полосе 14-5 ° с.ш., в Атлантическом океане между 11 и 5 ° с.ш. Вблизи берегов Межпассатные противотечения разветвляются, их южные ветви, описывая антициклонические петли, вливаются в Южные пассатные течения. Северные ветви вдоль берегов проходят на север, образуя противотечения по отношению к Канарскому и Калифорнийскому течениям (Мавританское и Гватемальское течения), которые замыкают тропические циклонические круговороты в восточных частях обоих океанов.

3. Сезонные изменения в системах течений наиболее ярко выражены к северу от 35-36 ° с.ш. и к югу от 16-18 ° с.ш. В этих

районах происходит сезонная смена направления ветров, обусловленная, во-первых, перемещением в течение года области с полуденной высотой Солнца, равной 90° , во-вторых, неравномерным нагреванием суши и океана, приводящим к усилению субтропических антициклонов летом, а субполярных циклонов зимой.

4. В зимний сезон, благодаря углублению субполярных циклонов северные районы обеих зон оказываются под влиянием юго-западных и южных ветров. В соответствии с поворотом ветра Португальское течение зимой направлено на север. Канарское течение начинается от $37-38^\circ$ с.ш., однако в районе его наибольшего развития (около 30° с.ш.) его расход приближается к летней величине и составляет $9,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

Калифорнийское течение зимой в поверхностном слое начинается на $37-39^\circ$ с.ш. Северная этой широты течение направлено на север. Ширина Калифорнийского течения зимой не превышает 400-450 км. В прибрежной зоне поверхностное противотечение развито почти по всей длине Калифорнийского течения, расход которого сокращается до $5,5 \cdot 10^6 \text{ км}^3/\text{с}$.

5. Смещение внутритропической конвергенции в зимний сезон к экватору приводит к смещению на юг главным образом южной границы Северных пассатных течений и Межпассатных противотечений. Северный край Межпассатного противотечения в восточной части Тихого океана проходит по 5° с.ш., его воды вблизи берегов почти полностью поворачивают на юг. В Атлантическом океане северный край Межпассатного противотечения смещен к $6-7^\circ$ с.ш., большая часть вод противотечения поступает в Гвинейский зал., однако в подповерхностном и промежуточном слоях Мавританское противотечение сохраняется.

6. Распределение теплосодержания в верхнем 200-метровом слое вод обеих зон не носит широтного характера. В Канарской зоне это распределение почти меридиональное. Сезонные колебания теплосодержания в северных районах зон достигают $1000 \text{ МДж}/\text{м}^2$, уменьшаются к югу и на широте $5-10^\circ$ составляют $200-500 \text{ МДж}/\text{м}^2$.

Теплосодержание 200-метрового слоя в Калифорнийской зоне существенно меньше, чем в Канарской на одних и тех же широтах. Особенно большая разница, достигающая $4000-4500 \text{ МДж}/\text{м}^2$, наблюдается между 45 и 25° с.ш.

7. Сезонные изменения направления и силы ветров в северных и южных районах обеих зон приводят к смещению областей интенсив-

ного апвеллинга, что обуславливает своеобразное распределение амплитуд годового хода температуры воды. В северных районах обеих зон, где апвеллинг усиливается летом, увеличение солнечной радиации компенсируется притоком холодной воды к поверхности, и температура воды повышается слабо. Поэтому здесь амплитуды годового хода незначительные и составляют $1-2^\circ\text{C}$. В южных районах стонные явления происходят зимой, летом же стог прекращается. Поэтому наибольший размах сезонных колебаний наблюдается именно в этих районах. В Канарской зоне этот размах в прибрежных районах между 17 и 12° с.ш. достигает $8-10^\circ\text{C}$.

8. Различия в механизме формирования сезонной изменчивости температуры воды в разных районах хорошо отражаются соотношениями амплитуд и фаз годовых волн температуры воды, воздуха, радиационного и теплового балансов, потерь тепла океаном в результате испарения. В северных районах отношение амплитуды годовой волны температуры воды к амплитуде температуры воздуха составляет $0,4-0,7$, при этом температура воды запаздывает по фазе на 2-3 декады по отношению к температуре воздуха и на 5-10 декад по отношению к внешнему тепловому балансу. В южных районах отношение амплитуды температуры воды к амплитуде температуры воздуха достигает $1,4-2,3$, температура воды опережает по фазе температуру воздуха на 1,5-3 декады и находится почти в противофазе с тепловым балансом.

9. Расчеты, выполненные на примере Канарской зоны, показали, что годовой бюджет тепла является положительным во всей зоне. В полосе шириной около 300 км у берегов Пиренейского п-ова и 1200 км у берегов Африки годовой бюджет превышает $1000 \text{ МДж}/\text{м}^2$, в направлении к берегу он увеличивается до 3000, а в прибрежных районах между 26 и 19° с.ш. превышает $4500 \text{ МДж}/\text{м}^2$.

Таким образом, восточные пограничные зоны представляют собой особые энергоактивные области, где благодаря большим полуденным высотам Солнца и малой облачности океан получает лишь немного меньше солнечной радиации, чем экваториальная зона. Система циркуляции вод, свойственная только этим пограничным зонам, постоянно отводит тепло, получаемое от Солнца, на запад, поддерживая тем самым пониженный фон температуры воды, обеспечивая поглощение тепла от атмосферы в результате контактного теплообмена и резко снижая испарение.

Основные результаты диссертации опубликованы
в следующих статьях:

1. Голинько А.И., Суховой В.Ф. Восточные пограничные течения Северного полушария и их изменчивость // Серия: Океанология. - М.: Изд-во ВИНТИ, 1986. - Вып. 5 (161). - 1 с.
2. Голинько А.И. Поле ветра и ветровой дрейф в Канарской зоне восточных пограничных течений // Серия: Метеорология и климатология. - М.: Изд-во ВИНТИ, 1987. - 6 с.
3. Голинько А.И., Суховой В.Ф. Тепловое состояние вод в зонах восточных пограничных течений Северного полушария // Метеорология и гидрология. - 1987. - № 3. - С. 72-81.

А.И.