

ДОЛГОПЕРИОДНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД, МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ВОСТОЧНОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ И ПРОМЫСЕЛ

Дубравин В.Ф.

(АО ИО РАН, г. Калининград)

Известно (Богоров, 1974; Гершанович, Муромцев, 1982; Виноградов, 1996), что долгопериодные особенности биологических характеристик связаны в основном с долгопериодной (сезонной и межгодовой) изменчивостью⁵ гидрометеорологических процессов, причем ведущая роль в их динамике принадлежит крупномасштабной атмосферной циркуляции не только для акватории Мирового океана, но и внутренних морей (Котенев, 2004). Ранее (Дубравин, 1979а, 1982) было показано, что в Юго-Восточной Тропической Атлантике наименьшие значения биологических характеристик (величина первичной продукции, численность и биомасса фито- и зоопланктона) в экваториальных и южных тропических широтах открытого океана наблюдаются в теплый сезон (декабрь-май), характеризующийся максимальной температурой, минимальной соленостью и максимальной устойчивостью верхних слоев воды. С усилением юго-восточного пассата (ЮВП) (июнь-июль) под влиянием Экваториальной дивергенции слой скачка устойчивости поднимается к поверхности (местами разрушается), что сопровождается выносом питательных солей в эвфотический слой. Дальнейшее усиление ЮВП (август-сентябрь) вызывает усиление Экваториальной (Южно-Атлантической Тропической) дивергенции, с одной стороны, и увеличение вертикального турбулентного обмена за счет увеличения вертикального градиента скорости между Южным Пассатным течением и течением Ломоносова – с другой. Это сопровождается разрушением слоя скачка, резким понижением температуры и возрастанием солености поверхностного слоя. В этот период отмечаются максимальные значения биологических характеристик, величина первичной продукции местами превышает 500 и даже 1000 мг С·м⁻²·день⁻¹, а биомасса мезопланктона в слое 0-100 м – 300-500 мг·м⁻³. К концу октября и в ноябре ЮВП ослабевает, а вместе с ним и Экваториальная дивергенция (восточнее 5° з.д. ее заменяет конвергенция вод), уменьшается вертикальный турбулентный обмен, восстанавливается пикноклин, повышается температура поверхностных вод в экваториальной и южной тропической зонах. Все это приводит к понижению значений

⁵ Исходя из модели временного ряда, предложенной С.С. Лаппо и соавторами (1990), временная изменчивость складывается из нормального (регулярного или климатического) сезонного хода (СХ), нерегулярной внутригодовой (ВИ) и межгодовой (МИ) составляющих. Регулярный годовой ход получается из многолетнего ряда после осреднения значений для каждого месяца за все годы, межгодовая изменчивость – из многолетнего ряда после осреднения за каждый год.

биологических характеристик. В Северо-Восточной Тропической Атлантике сезонность биологических процессов сдвинута по фазе на полгода, и максимальные значения биологических характеристик наступают в период усиления северо-восточного пассата (СВП) (январь-февраль) (Дубравин, 1993). Подтверждением сказанному могут служить карты распределения первичной продукции в разные климатические (фенологические) сезоны, составленные акад. М.Е. Виноградовым и его сотрудниками (1996, 1997) для Мирового океана. Анализ этих карт позволил авторам утверждать, что максимум величины первичной продукции в тропической зоне, в том числе и Атлантического океана, наступает фенологической зимой.

Сезонной изменчивостью пассатной циркуляции определяется и сезонная изменчивость водных масс (ВМ) тропической зоны, с которой, в свою очередь, связано распределение промысловых скоплений рыб и их сезонная миграция. Так, анализ схем миграций рыб по В.В. Колесникову и К.Я. Мратову (1970) и фронтальных зон, картированных соответственно по изотерме 24 °С и изогалине 35 ‰ (Дубравин, 1979б) показал, что перемещение промысловых объектов удовлетворительно согласуется с сезонной динамикой границ ВМ: Мавританским и Гвинейским фронтами на севере между североатлантической тропической (САТ) и восточноатлантической экваториальной (ВАЭ) и Габонским и Ангольским – на юге между ВАЭ и южно-атлантической тропической (ЮАТ). Это позволило нам уже тогда утверждать, что первопричиной сезонных миграций рыб является пассатная циркуляция – с попеременным усилением или ослаблением СВП или ЮВП происходит перемещение океанологических фронтов, вызывающее перемещение областей восходящих движений, к которым приурочены районы высокой численности и биомассы фито- и зоопланктона, за которыми следуют планктофаги, а вслед за ними и хищники.

Появление новых данных гидрологических (массива с месячным разрешением в пре-делах одноградусных трапеций – World Ocean Atlas 1994 – **WOA-94**) и биологических (фонды АтлантНИРО) позволило автору уточнить схему СХ положения северной границы ВАЭ, но уже с помощью T,S-анализа (Дубравин, 2001), а Л.Н. Доманевскому (1998) – схему миграций массовых нерито-пелагических рыб (рис. 1). Согласно первой - под действием пассатной циркуляции северная граница ВАЭ в годовом ходе свои крайние южное (9° с.ш.) и северное (15° с.ш.) положения занимает в марте-апреле и октябре-январе соответственно. Согласно второй - большинство популяций представленных видов рыб совершает сезонные миграции примерно в те же сроки, что и северная граница ВАЭ (с отставанием или опережением на один-два месяца), хорошее совпадение ареала миграций фронта наблюдается с круглой сардинеллой (гвинейская популяция). Это, по мнению Л.Н. Доманевского (1998) и разделяемому нами, означает, что миграции рыб в годовом ходе

254

определяются СХ основных океанологических процессов, и отмеченные ранее закономерности сезонной изменчивости биологических характеристик (Дубравин 1979а,б, 1982, 1993) имеют не локальный (связь с одной ВМ – ВАЭ), а общепланетарный характер, ответной реакцией на который могут служить внутригодовые перемещения метеорологического экватора.

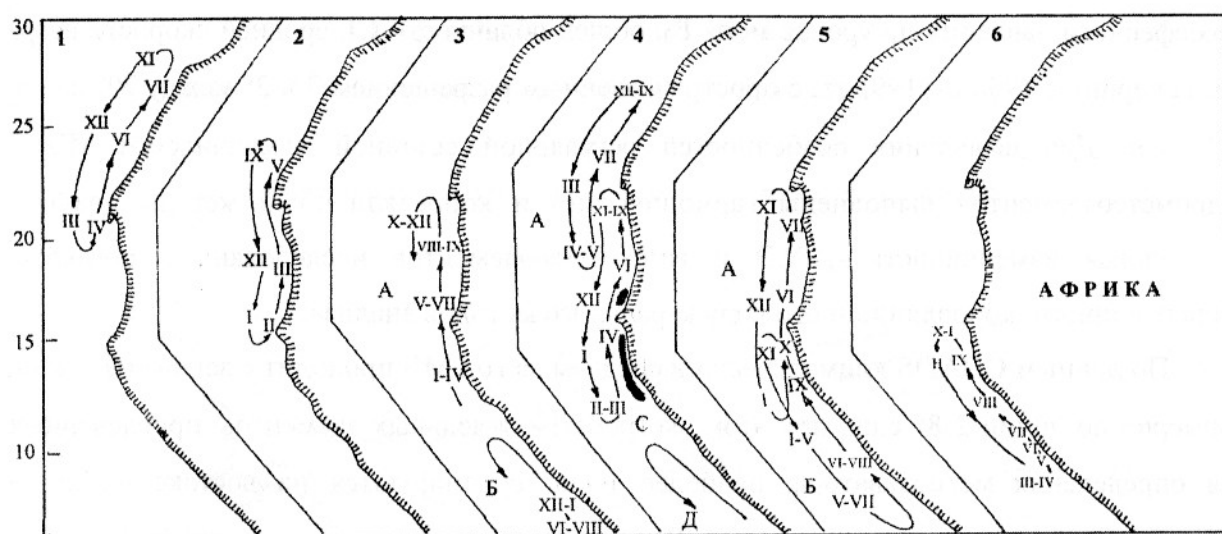


Рис. 1. Ареалы и схема миграций отдельных популяций массовых нерито-пелагических рыб в Центрально-Восточной Атлантике (Доманевский, 1998): 1- европейская сардина (сахарская популяция); 2 - европейская ставрида (сенегало-мавританская популяция); 3 - восточная скумбрия: А - сенегало-мавританская, Б - гвинейская популяция; 4 - западно-африканская ставрида: А - сахаро-мавританская, Б - сенегало-мавританская, С - прибрежная, Д - гвинейская популяция; 5 - круглая сардинелла: А - сенегало-мавританская, Б - гвинейская популяция. 6 - схема миграций северной границы ВАЭ (Дубравин, 2001).

Метеорологический экватор (МЭ) как граница раздела между северным и южным гидрометеорологическими полушариями в Атлантическом океане чаще всего отождествляется с осью экваториальной депрессии (Хромов, 1974), либо внутритропической зоны конвергенции (тропический фронт) (Абрамов, 1972), реже с термическим экватором (Степанов, 1974). Идея Блютгена (1972) комплексного подхода (учет влияния нескольких взаи-мосвязанных процессов) к определению положения МЭ была осуществлена нами в 1979 г.: за метеорологический экватор принималось среднее из положений ВЗК, экваториальной депрессии, термического экватора воды и воздуха, максимумов облачности и осадков, для чего были использованы среднегодовые положения экстремумов метеорологических элементов, полученные из Атласа океанов (1977).

Возможность получить не только среднемноголетнее положение МЭ, но и картину его сезонной и межгодовой изменчивости в Атлантике возникла с появлением нового многолетнего гидрометеорологического массива COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set – Woodruff et al., 1987), содержащего среднемесячные значения температуры поверхности океана T_w , температуры воздуха T_a , удельной влажности S , атмосферного давления на уровне моря P_0 , общей облачности Cl , средней скорости ветра Ws за период с 1950 по 1995 гг. с пространственным разрешением $2 \times 2^\circ$ между 70° с.ш. и 20° ю.ш. Для выявления особенностей регулярной сезонной изменчивости МЭ и гидрометеозаэментов выполнены гармонический и корреляционный методы анализа. Межгодовая изменчивость – МЭ и гидрометеозаэментов исследована с помощью дисперсионного, корреляционного и спектрального методов анализа.

По данным COADS климатически в среднем за год МЭ проходит с запада на восток примерно по линии $2-8^\circ$ с.ш., при этом экстремумы отдельных элементов, привлеченных для определения метеозэкватора, наиболее тесно группируются на востоке океана и веерообразно расходятся на западе (рис. 2).

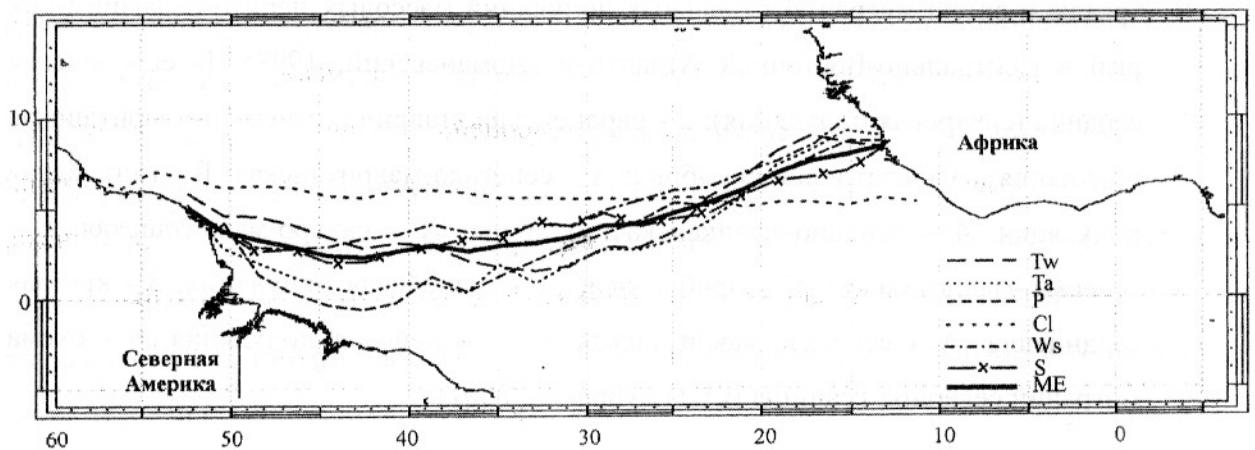


Рис. 2. Среднемноголетние годовые положения термического экватора (вода) – T_w , термического экватора (воздух) – T_a , экваториальной депрессии – P_0 , максимума облачности – Cl , минимума скорости ветра – Ws , максимума удельной влажности – S , метеорологического экватора – МЭ, рассчитанные по данным COADS, 1950-1995гг.

Причина, вероятно, связана со структурой циркуляции нижней атмосферы тропической Атлантики: меридиональная составляющая пассатного потока на востоке океана, по расчетам дивергенции результирующего ветра, выполненным Р.В. Абрамовым (1975), вдвое больше, чем на западе ($-5.2 \cdot 10^{-6} \text{ сек}^{-1}$ вблизи побережья Сьерра-Леоне против $-2.2 \cdot 10^{-6} \text{ сек}^{-1}$ у побережья Бразилии).

Положение МЭ во внутригодовом ходе выглядит так (рис. 3): крайнее северное положение – $10-11^\circ$ с.ш. в западной части океана, $6-9^\circ$ с.ш. – в центральной и $12-14^\circ$ с.ш. – в восточной достигается в августе-сентябре. Начиная с сентября (на востоке) – октябрь-ноября (на западе) МЭ перемещается к югу и своего крайнего южного положения достигает в Гвинейском заливе ($3-4^\circ$ с.ш.) и в центральной части океана ($2-4^\circ$ ю.ш.) – в феврале-марте, у берегов Бразилии ($1-2^\circ$ ю.ш.) – в апреле. Затем происходит обратное движение к северу, и к августу-сентябрю он вновь достигает своей северной границы.

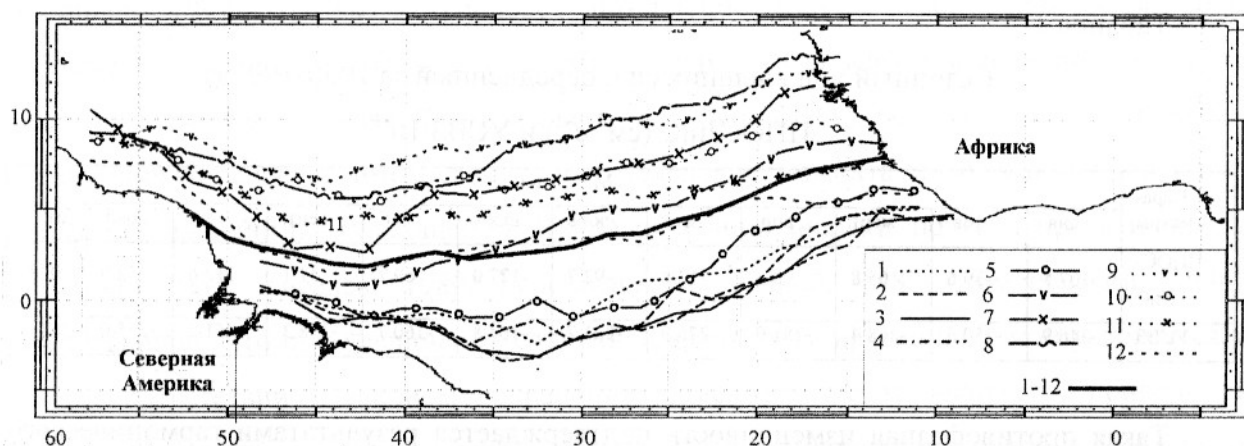


Рис. 3. Среднегодовое и месячные положения метеорологического экватора, рассчитанные по данным COADS, 1950-1995 гг.

Известно, что в атмосфере и гидросфере Земли существует солнечная годовая волна, проявляющаяся в форме 12-месячных сезонных колебаний всех гидрометеорологических элементов. По С.П. Хромову (1974), первопричиной ее возникновения являются сезонные изменения притока солнечной радиации на Землю, влекущие за собой изменения циркуляции атмосферы и океана. В гидрометеорологической литературе, начиная с пятидесятых годов 20-го столетия, отмечается проявление полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах, однако причина ее до сих пор не ясна. Гипотезы о природе полугодовых колебаний противоречивы и носят дискуссионный характер (Дубравин, Навроцкая, 2003). Не останавливаясь на них подробно, отметим лишь, что наиболее часто полугодовую изменчивость гидрометеорологических процессов объясняют действием приливообразующей силы Солнца (Максимов, 1970).

Рассмотрим, каково воздействие внешних сил {потенциала приливообразующих сил Луны и Солнца (ШОСЛис)} (Воробьев, 1967) и угловой скорости суточного вращения

Земли УСВЗ - v^6 } на внутригодовую изменчивость МЭ. Анализ осредненного за период 1950-1995 гг. СХ этих внешних факторов показал, что их ход характеризуется двумя максимумами и двумя минимумами. Причем ППОСЛиС совершает две почти правильные полуволны с максимумами в апреле и октябре и минимумами в январе и июле, а v - две неправильные: с января по апрель вращение Земли замедляется, с апреля по август – ускоряется, с августа по ноябрь – вновь замедляется и с ноября по январь – ускоряется (табл. 1).

Таблица 1

Сезонный ход внешних сил, осредненный за 1950-1995 гг.:

ППОСЛиС ($\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$) и УСВЗ $\cdot 10^{-10}$

Параметры	Месяцы											
	январь	фев.	март	апр.	май	июнь	июль	авг.	сентяб.	окт.	нояб.	дек.
ППОС-ЛиС	-107.5	-39.6	65.8	98.3	13.8	-92.7	-127.0	-69.2	47.1	112.6	52.0	-58.8
УСВЗ	-246.9	-250.5	-268.4	-281.9	-275.9	-231.7	-167.8	-160.7	-198.3	-251.2	-275.0	268.4

Такая противофазная изменчивость подтверждается результатами гармонического анализа: величина квоты⁷ годовой гармоники для ППОСЛиС мала – $q_I = 0.03$, для скорости вращения Земли она значительно больше, $q_I = 0.55$; для полугодовой гармоники, наоборот, для ППОСЛиС $q_{II} = 0.97$, для v $q_{II} = 0.44$. Максимум наступления T годовой волны: $T_{\text{ППОСЛиС I}} = 13.12$ (вблизи даты зимнего солнцестояния) и $T_{VI} = 29.07$ (вблизи даты афелия). Максимум наступления полугодовой волны: $T_{\text{ППОСЛиС II}} = 28.03(.09)$ (вблизи дат равноденствий) и $T_{VII} = 22.01(.07)$ (вблизи дат афелия и перигелия). Отношения амплитуд A полугодовых вариаций к годовым составляют: $A_{\text{ППОСЛиС II}}/A_{\text{ППОСЛиС I}} = 6.2$ и $A_{VII}/A_{VI} = 0.9$. ППОСЛиС в сезонном ходе определяется, очевидно, полугодовой солнечной приливной волной, что же касается v , то взгляды исследователей на понимание причин сезонной изменчивости УСВЗ расходятся. Одни (Сидоренков, 1978; Казанцев, 1999; Кондратович, Чан Винь Ша, 2002) считают, что изменение длительности звездных суток является следствием и наиболее объективным показателем вариации зональных скоростей атмосферы и океана. Возможны разные схемы: первая – неодинаковый нагрев, т.е. появление меридиональной составляющей градиента температуры на верхней границе тропосферы вызывает зональную циркуляцию атмосферы, что в свою очередь приводит к

⁶ Безразмерная величина, равная отношению отклонения действительной длительности земных суток T от эталонной $P = 86400$ с к длительности эталонных суток P , $v = -(T-P)/P$ (Сидоренков, 1998).

⁷ Вклад дисперсии данной гармоники в общую дисперсию сезонного хода.

появлению относительного момента импульса атмосферы h (Сидоренков, 1978); вторая – после весеннего равноденствия ВЗК начинает смещаться к северу, что приводит к уменьшению ячейки Гадлея до полутора крат в августе – вследствие резкого уменьшения тормозящего влияния нижней части ячейки на литосферу УСВЗ увеличится; при движении Солнца к югу все происходит в обратном порядке – увеличение ширины ячейки – усиление тормозящего влияния на литосферу – уменьшение УСВЗ; после перехода Солнца в южное полушарие происходят аналогичные процессы, но они протекают менее интенсивно из-за малой изменчивости площади северной ячейки Гадлея в зимний период (Казанцев, 1999); третья – трендовое потепление водных масс тропической зоны Мирового океана из-за ослабления пассатного переноса вызывает замедление суточного вращения Земли в XX веке (Кондратович, Чан Винь Ша, 2002); существуют и другие схемы. Однако следует иметь в виду, что появление момента импульса h происходит только при наличии поступающей на Землю солнечной энергии, поэтому правы и авторы (Усманов, 1963; Киселев, 1980; Беренбейм, Кудерский, 1987; Доманевский, 1998), утверждающие, что при увеличении солнечной активности вращение Земли ускоряется, а это, в соответствии с законом сохранения момента импульса, приводит к уменьшению величины h , а, значит, и к ослаблению западных ветров в умеренных широтах и усилению восточных – в тропических и экваториальных. И, наоборот, уменьшение потока солнечной энергии заставляет Землю замедляться, относительный момент импульса атмосферы увеличивается, усиливается западный перенос в умеренных широтах и ослабевает восточный – в тропических. Как видим, здесь следствие и причина находятся в диалектическом единстве и противоречии (что первично, курица или яйцо?). Однако и первые, и вторые исследователи сходятся в одном, что неравномерность вращения Земли содержит ценную информацию о процессах, протекающих в атмосфере и океане, и может служить для решения ряда научных и практических (долгосрочный прогноз) задач гидрометеорологии (Сидоренков, 1978). Поэтому в дальнейшем v будем условно относить к внешним силам. А упрощенно можно считать, что годовое движение Земли вокруг Солнца вызывает сезонную изменчивость УСВЗ, при увеличении которой уменьшается глобальный западный перенос в умеренных и высоких широтах и увеличивается восточный – в тропических и экваториальных. И, наоборот, при замедлении вращения Земли усиливается западный перенос в умеренных широтах и ослабевает восточный – в тропических (Дубравин, Навроцкая, 2003).

Синхронная связь между ППОСЛиС и МЭ слаба (коэф. корреляции $r = -0.07 + (-0.17)$, с учетом сдвига эта связь возрастает (рис. 4 а). Наибольшая теснота связи между ППОСЛиС и МЭ отмечается на восточной границе ($r = 0.30$ при $\tau = 2$ мес. и $r = -0.37$ при $\tau = -1$ мес.); наименьшая – для среднеширотного положения – ($r = 0.19$ при $\tau = -3$ мес. и $r = -$

0.18 при $\tau = 2$ мес.). Таким образом МЭ на востоке океана через 1 месяц после наступления максимума ППОСЛиС занимает крайнее южное положение, а через 4 месяца – крайнее северное; через 2 месяца после наступления максимума ППОСЛиС среднеширотное положение МЭ является самым южным, а через 9 месяцев – самым северным. Как видим, корреляционные функции между ППОСЛиС и МЭ на востоке океана указывают на существование полугодовой периодичности, в то время как корреляционные функции между ППОСЛиС и положениями МЭ на западе, среднеширотным и на 30° з.д. показывают годовую, но величина коэф. корреляции невысока и статистически незначима. Подтверждением этому могут служить и результаты гармонического анализа: только величина квоты полугодовой гармоники сезонного хода положения МЭ на востоке океана достаточно заметна – $q_{II} = 0.06$, для остальных позиций МЭ – $q_{II} \leq 0.01$ (табл. 2). Расчет корреляционных функций между сезонным ходом ППОСЛиС и экваториальных экстремумов каждого из метеозлементов, определяющих положение МЭ, также не выявил высоких связей (даже с учетом сдвига $\tau \leq \pm 0.30$, т. е. связь невысока и статистически незначима).

Теснота связи между УСВЗ и метеозкватором достаточно высока: синхронная связь между v и МЭ возросла до $r = 0.58-0.86$, с учетом сдвига теснота связи, за исключением восточной границы, становится еще значительнее. Наибольшая теснота связи между v и МЭ отмечается на восточной границе ($r = 0.86$ при $\tau = 0$ мес. и $r = -0.56$ при $\tau = \pm 6$ мес.), наименьшая – на западной границе ($r = 0.63$ при $\tau = 1$ мес. и $r = -0.70$ при $\tau = -4$ мес.) (рис. 4 б).

Таким образом, одновременно с наступлением максимума v на востоке океана, а через 1 месяц и во всех остальных частях, МЭ занимает свое крайнее северное положение; через 6 месяцев на востоке океана, через 7 месяцев на 30° з.д. (и в среднеширотном положении), через 8 месяцев на западе океана метеозкватор достигает своей южной границы.

Корреляционные функции между v и МЭ, как видим, указывают на существование годовой периодичности, причем теснота их связи в различных частях Тропической Атлантики, синхронная или с учетом сдвига, высока и статистически значима ($r \geq \pm 0.70-0.86$). Это также подтверждается и данными табл. 2 (величина квоты годовой гармоники сезонного хода для всех позиций МЭ велика – $q_I = 0.86 \div 0.98$). Расчет корреляционных функций между сезонным ходом УСВЗ и экваториальных экстремумов каждого из 6 метеозлементов показал наличие еще более высоких связей (так, на востоке океана между v и W_s $r = 0.91$, а между v и P_0 $r = 0.93$).

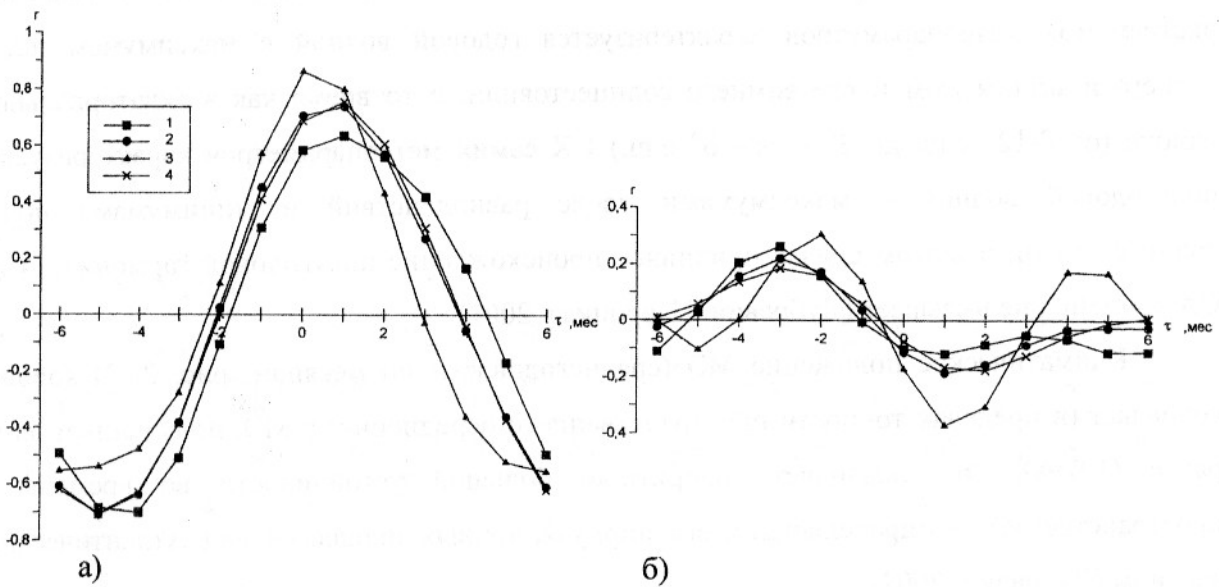


Рис. 4. Корреляционные функции между сезонным ходом внешних сил (УСВЗ - а; ППОСЛиС - б) и внутригодовым положением (широтой φ) МЭ в Атлантическом океане, по данным COADS, 1950-1995 гг.: 1 – на западной границе; 2 – на 30°з.д.; 3 – на восточной границе; 4 – по среднеширотным значениям.

Таким образом, рис. 4 и табл. 2 не подтверждают версию И.В. Максимова (1970) о приливном происхождении полугодовой волны в сезонном ходе положения (величина φ) метеорологического экватора (и экваториальных экстремумов большинства рассматриваемых элементов).

Таблица 2

Гармонические постоянные сезонного хода положения метеорологического экватора (широта φ на западе, 30° з.д., востоке и среднеширотного) и внешних сил: (ППОСЛиС и УСВЗ), осредненного за 1950-1995 гг.

Параметры	Гармоники									
	I (годовая волна)				II (полугодовая волна)				A_I/A_{II}	A_{II}/A_I
	A_I	Θ_I	T_{maxI}	q_I	A_{II}	Θ_{II}	T_{maxII}	q_{II}		
МЕ (зап.)	6.0	-158.6	09.09	0.861	0.7	100.9	25.06(.12)	0.012	8.61	0.12
МЕ (30° з.д.)	6.4	-144.5	26.08	0.972	0.5	64.5	14.01(.07)	0.007	12.02	0.08
МЕ (вост.)	4.4	-128.1	09.08	0.929	1.1	27.6	02.02(.08)	0.060	3.93	0.25
МЕ (ср.-шир.)	4.9	-146.1	28.08	0.984	0.3	37.0	28.01(.07)	0.004	16.05	0.06
ППОСЛиС	18.1	108.0	13.12	0.025	111.6	-83.3	28.03(.09)	0.971	0.16	6.18
УСВЗ	42.2	-118.0	29.07	0.547	38.	48.9	22.01(.07)	0.444	1.11	0.90

Однако следует иметь ввиду, что только СХ положения МЭ и экваториальных экстремумов метеопараметров характеризуется годовой волной с максимумом после летнего и минимумом после зимнего солнцестояний, в то время как в экваториальном районе (от 8-12° с.ш. до 3° ю.ш.- 6° с.ш.) СХ самих метеопараметров характеризуется полугодовой волной с максимумами после равноденствий и минимумами после солнцестояний, и в этом случае приливное происхождение полугодовой гармоника в их СХ сомнения не вызывает (Дубравин, Навроцкая. 2001).

Климатическое положение МЭ (среднегодовое и по месяцам, рис. 2, 3) хорошо совпадает (в пределах точности пространственного осреднения) с МЭ, полученным нами ранее (1979а). Это позволяет говорить о большой устойчивости во времени и пространстве МЭ и определяющих его циркуляционных процессов над Атлантическим океаном (Дубравин, 2002).

Межгодовые изменения положения МЭ на различных его участках (западная и восточная границы, 30° з.д.) и среднеширотное значение в период с 1950 по 1995 гг. представлены на рис. 5, из которого видно, что эти изменения происходят достаточно синхронно с квазициклическостью от квазидвух до тринадцати лет и постепенным смещением МЭ к югу. Небольшая (46 лет) продолжительность этих рядов с помощью спектрального анализа позволила выявить только квазидвух-, 4-5- и 13-летнюю периодичности, статистически значимые при уровне ≥ 0.50 .

Линейный тренд положения МЭ в среднем за 46 лет на западной границе и на 30° з.д. оказался наибольшим – (-0.034)÷(-0.035) град. широты/год, а для среднеширотного – наименьшим – (-0.006) град. широты/год.

Предполагая, что причина многолетних изменений в положении МЭ как-то связана с действием внешних сил, нами на одном и том же временном диапазоне с годовой дискретностью были исследованы ряды внешних сил: результирующий перенос массы воздуха в экваториальной стратосфере (экваториальный перенос) U и УСВЗ (v) из (Сидоренков, 1998), ППОСЛиС из (Воробьев, 1967) и солнечная активность W из (Витинский, 1983). При этом для внешних сил выявлены следующие квазициклическости, статистически значимые при уровне ≥ 0.50 : квазидвухлетняя – для всех кроме ППОСЛиС; 5-летняя – для U ; 10-летняя – для W и 20-летняя – для ППОСЛиС.

Для рассмотрения воздействия внешних сил на положение МЭ обратимся к рис. 6, на котором представлены корреляционные функции между положением (величина ϕ) МЭ на различных участках Экваториальной Атлантики и внешними силами. Даже беглый взгляд позволяет отметить, что теснота связи межгодового хода МЭ и внешних сил невысока, $r = \pm 0.3-0.4$ для U и ППОСЛиС (рис. 6 а, в) и $r = \pm 0.5-0.6$ – для v и W (рис. 6 б,

г), это примерно соответствует тесноте связи между внутригодовым ходом МЭ и ППОСЛиС и значительно ниже, чем между МЭ и v (рис. 4). Но характер взаимосвязи между межгодовой изменчивостью МЭ и внешних сил, как правило, указывает на присутствие пульсаций корреляционной функции с некоторыми периодичностями.

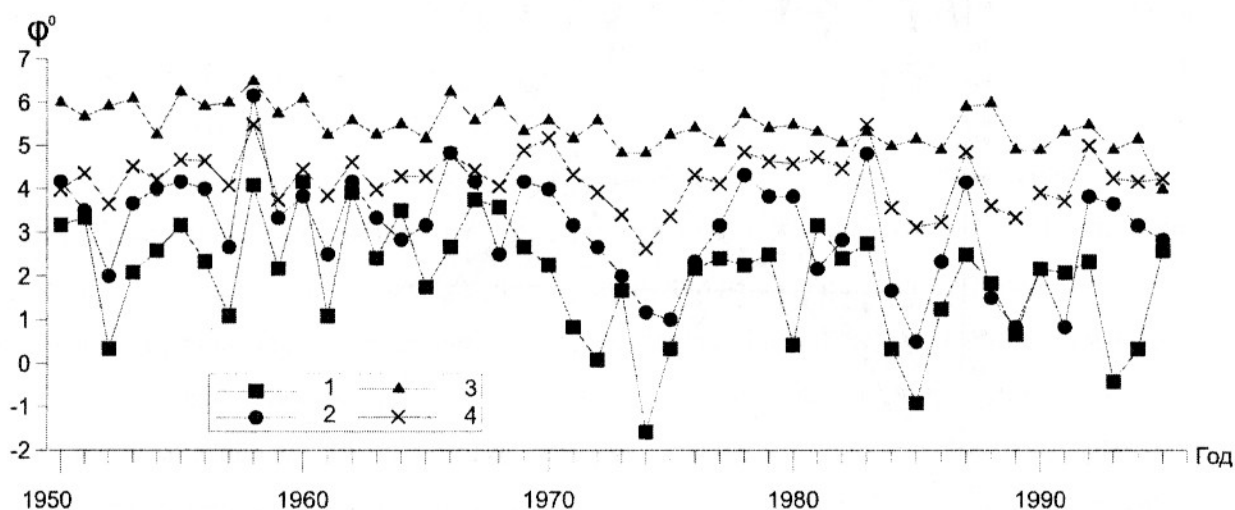


Рис. 5. Многолетние изменения положения МЭ на различных участках Экваториальной Атлантики по данным COADS, 1950-1995 гг.: 1 – западная граница; 2 – 30° з.д.; 3 – восточная граница; 4 – по среднеширотным значениям.

Так, в корреляционной связи между широтой МЭ и экваториальным переносом U четко выражена только квазидвухлетняя цикличность; для корреляционной функции между МЭ и солнечной активностью W – 10-11-летняя; между МЭ и ППОСЛиС – 18.5-летняя. Исключение составляет корреляционная функция между широтой МЭ и v , для которой в различных частях Экваториальной Атлантики выделяются квазицикличности от 4 до 40-44 лет.

Кроме того, в межгодовой изменчивости «главной» силы выделить нельзя, т.к. наибольшая теснота связи между внешними силами и гидрометеороэлементами на различных частотах переходит от одной силы к другой. Последний вывод подтверждается и результатами взаимного спектрального анализа временного хода с годовой дискретностью спектральных составляющих положения (широты φ) МЭ на отдельных его участках и внешних сил. Расчеты кросс-спектра показали, что когерентность $C \geq 0.50$, рассчитанная как корень квадратный из функции когерентности, между ППОСЛиС и МЭ отмечается на частоте 0.05 цикл/год (период $T = 20$ лет); между W и МЭ – 0.10 цикл/год ($T = 10$ лет); между v и МЭ – 0.175 цикл/год ($T = 5.71$ года) и 0.275 цикл/год ($T = 3.64$ года); между U и МЭ – 0.20 цикл/год ($T = 5.0$ лет) и 0.325 цикл/год ($T = 3.08$ года). Таким

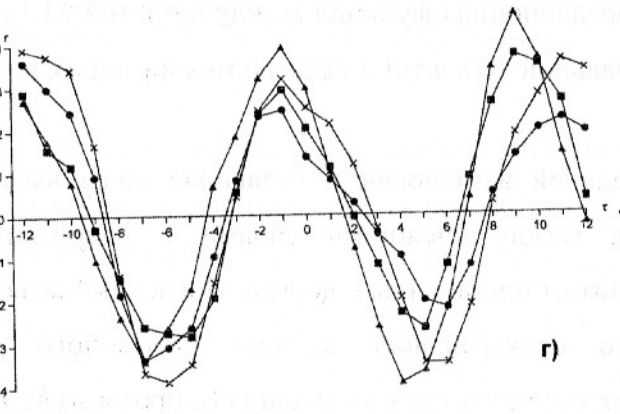
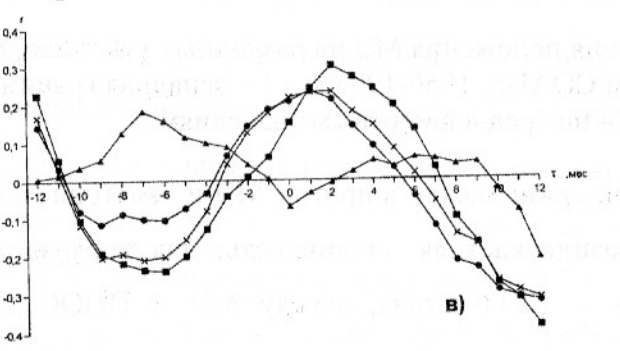
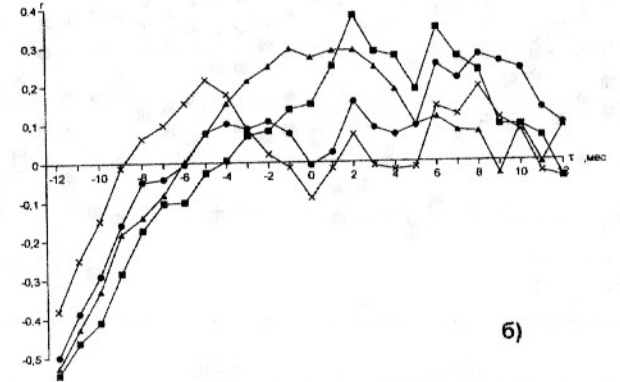
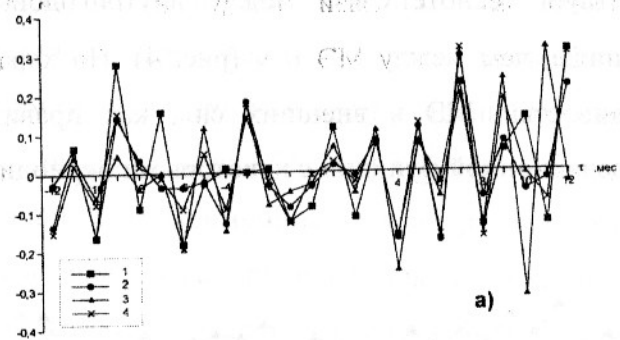


Рис. 6. Корреляционные функции между межгодовым ходом внешних сил (экваториальным переносом U - а; угловой скоростью суточного вращения Земли v - б; ППОСЛС - в; солнечной активностью W - г) и межгодовым положением (широтой φ) МЭ в Атлантическом океане, по данным COADS, 1950-1995 гг.: 1 - на западной границе; 2 - на 30° з.д.; 3 - на восточной границе; 4 - по среднеширотным значениям.

образом, результаты анализа долгопериодной изменчивости положения метеорологического экватора согласуются с нашим прежним выводом (Дубравин, 2002; Дубравин, Навроцкая, 2003): происхождение выделенных периодичностей, по крайней мере в диапазоне от полугода до тридцати лет (а, может быть, и в более низкочастотной части спектра), вероятно, связано с одновременным влиянием как механизма взаимодействия океана и атмосферы, так и внешних геокосмических сил (подтверждение гипотезы Г.К. Ижевского, 1964).

Заключая анализ долгопериодной изменчивости гидрометеоэлементов в приэкваториальной Атлантике и атмосфере над ней, отметим, что задача по выяснению причин, вызывающих низкочастотную изменчивость метеорологического экватора Мирового океана далеко не решена и требует дальнейшего исследования. Тем не менее, уже сейчас можно аргументировано утверждать, что долгопериодная изменчивость океана и атмосферы, в первую очередь, определяется действием внешних сил. При этом теснота связи между сезонной изменчивостью УСВЗ и положением МЭ (и определяющих его экваториальных экстремумов гидрометеоэлементов) статистически значима и существенно выше, чем между ППОСЛиС и этими гидрометеоэлементами. Переход наибольшей тесноты связи между внешними силами и гидрометеоэлементами на различных частотах от одной силы к другой не позволяет выделить приоритетную внешнюю силу, ответственную за межгодовую изменчивость атмосферы и океана. Именно этим, на наш взгляд, объясняется стабильность климатического как среднегодового, так и среднемесячного положения метеорологического экватора в Атлантическом океане в XX столетии.

Литература

- Абрамов Р.В. 1972. Черты крупномасштабной структуры океанических ветровых полей Северо-Атлантического региона // Изв. Всесоюз. Геогр. об-ва. Т. 104, № 2. С. 123-129.
- Абрамов Р.В. 1975. Ветровые поля Северной Атлантики // Океанологические исследования. Вып. 24. С. 72-84.
- Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны. 1977. М.: МО СССР, ВМФ. 306 л., 27с.
- Беренбейм Д.Я., Кудерский С.К. 1987. Глобальное явление Эль-Ниньо, рыболовство и скорость вращения Земли // Экологические исследования в Атлантическом океане и Юго-Восточной части Тихого океана. Калининград: АтлантНИРО. С. 46-54.
- Блютген И. 1972. География климатов. М.: Прогресс. Т. 1. 428 с.
- Богоров В. Г. 1974. Планктон Мирового океана. М.: Наука. 320 с.
- Виноградов М.Е., Шушкина Э.А., Копелевич О.В., Шеберстов С.В. 1996. Фотосинтетическая продукция Мирового океана по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. Т. 36. Вып. 4. С. 566-575.
- Витинский Ю.И. 1983. Солнечная активность. М.: Наука. 192 с.

- Воробьев В. Н. 1967. Долгопериодные приливы в морях Советской Арктики. (Приложение к диссертации). Л.: Фонды ЛВИМУ.
- Гершанович Д.Е., Муромцев А.М. 1982. Океанологические основы биологической продуктивности Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат. 320 с.
- Доманевский Л.Н. 1998. Рыбы и рыболовство в неритической зоне Центрально-Восточной Атлантики. Калининград: АтлантНИРО. 196 с.
- Дубравин В.Ф. 1979а. Океанологические условия юго-восточной тропической Атлантики и зоны повышенной биологической продуктивности. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М. 20 с.
- Дубравин В.Ф. 1979б. Сезонная изменчивость поверхностных водных масс Юго-Восточной Тропической Атлантики и промысел // Вопросы промысловой океанологии Мирового океана: Тез. докл. V Всес. конф. Калининград: АтлантНИРО. С. 30-31.
- Дубравин В.Ф. 1982. Циркуляция вод и зоны повышенной биологической продуктивности в Юго-Восточной Тропической Атлантике // II Всес. съезд океанологов: Тез. докл. Секция биологии океана. Вып. 5, ч. I. Севастополь: МГИ АН УССР. С. 58-60.
- Дубравин В.Ф. 1993. Зоны биологической продуктивности и структура вод Атлантического океана // Тез. докл. IX науч. конф. по пром. океанологии. М.: ВНИРО. С. 25-26.
- Дубравин В.Ф. 2001. Поверхностные водные массы и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана. СПб.: Гидрометеиздат. 115 с.
- Дубравин В.Ф. 2002. Крупномасштабный термохалинный режим вод и формирование зон биологической продуктивности Атлантического океана. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. СПб. 44 с.
- Дубравин В.Ф., Навроцкая С.Е. 2001. Атлас гармонических постоянных сезонной изменчивости гидрометеорологических элементов Северной и Центральной Атлантики. – Калининград. 213 с. Деп. ВИНТИ 17.07.01, N 1701.
- Дубравин В.Ф., Навроцкая С.Е. 2003. Климатическая геострофическая циркуляция поверхности Атлантического океана и ее сезонная изменчивость. Калининград. 128 с. Деп. ВИНТИ 30.09.03, № 1750.
- Ижевский Г.К. 1964. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. М.: ВНИРО. 165 с.
- Казанцев Ю.В. 1999. Влияние вращения Земли на атмосферу и океан. СПб.: Гидрометеиздат. 123 с.
- Киселев В.М. 1980. Неравномерность суточного вращения Земли. Новосибирск: Наука. 160 с.
- Колесников В.Г., Мратов К.Я. 1970. Вертикальная циркуляция вод и сезонные миграции рыб у побережья Западной Африки // Атлантический океан. Рыбопоисковые исследования. Вып. 3. Калининград: АтлантНИРО. С. 244-251.
- Кондратович К.В., Чан Винь Ша. 2002. Колебание температурных различий северных и южных тропических зон Атлантики, Пацифики и Индийского океана в XX веке (потенциальный предиктор долгосрочного прогнозирования) // XII Междунар. конф. по пром. океанологии. Калининград: АтлантНИРО. С. 117-130.
- Котенев Б.Н. 2004. Предисловие // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 1. М.: ВНИРО. С. 5-7.
- Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. 1990. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат. 336 с.
- Максимов И.В. 1970. Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеиздат, 447с.
- Сидоренков Н.С. 1978. Неравномерность вращения Земли и процессы в атмосфере // Тр. ГМЦ СССР. Вып. 205. С. 48-66.

- Сидоренков Н.С. 1998. Планетарные атмосферные процессы // Атлас временных природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2. Циклическая динамика в природе и обществе. М.: Научный мир. С. 274-277.
- Степанов В.Н. 1974. Мировой океан. М.: Знание. 256 с.
- Хромов С.П., Мамонтова Л.И. 1974. Метеорологический словарь. Л. : Гидрометео- издат. 568 с.
- Шушкина Э.А., Виноградов М.Е., Лебедева Л.П., Анохина Л.Л. 1997. Продукционные характеристики эпипелагических сообществ Мирового океана // Океанология. Т. 37. Вып. 3. С. 381-389.
- Усманов Р.Ф. 1963. О влиянии вращения Земли на общую циркуляцию атмосферы // Тр. ЦИП. Вып. 104. С. 3-40.
- Levitus S. and Boyer T.P. 1994. World Ocean Atlas 1994. Vol. 4: Temperatura. NOAA Atlas NESDIS 4. U.S. Dept. of Commerce NOAA. 117 p.
- Levitus S., Burgett R. and Boyer T. P. 1994. World Ocean Atlas 1994. Vol. 3: Salinity. - NOAA Atlas NESDIS 3. U.S. Dept. of Commerce NOAA. 99 p.
- Woodruff S.D., Slutz R.J., Jenne R.L., Steurer P.M. 1987. A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set // Bulletin American Meteor. Soc. V. 68. P.1239-1250.