

А.Б. Полонский, С.Б. Крашенинникова

Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике и тенденции его изменений во второй половине XX века

*Посвящается 75-летнему
юбилею заслуженного
деятеля науки Украины
доктора географических
наук Н.А.Тимофеева*

По данным зональных разрезов *WOCE (World Ocean Circulation Experiment)*, выполненных в Северной Атлантике в 1992 – 1998 гг., рассчитан меридиональный перенос тепла (МПТ) в океане. Проведен обобщенный анализ оценок МПТ, полученных прямыми методами различными авторами по данным разрезов, выполненных во второй половине XX в. между 7,5 и 48° с.ш. МПТ, осредненный за весь период наблюдений, достигает максимума ($1,38 \pm 0,19$ ПВт) в Субтропической Атлантике. МПТ подвержен достаточно интенсивной сезонной изменчивости. В конце лета в Субтропической Атлантике наблюдается максимум МПТ (около 1,9 ПВт), в конце зимы – минимум (около 0,8 ПВт). Выявлена значимая тенденция увеличения МПТ в окрестности 36° с.ш. между 1959 и 1993 гг. (от 0,75 до 1,1 ПВт), что свидетельствует об интенсификации меридиональной океанической циркуляции в Северной Атлантике.

Введение. Одним из главных механизмов, посредством которых океан влияет на формирование глобальной климатической системы, является перенос тепла океаническими течениями. Особенно важен МПТ в тропических и субтропических широтах, поскольку за счет МПТ в системе океан – атмосфера происходит уменьшение термических контрастов между высокими и низкими широтами, а на океанический МПТ приходится основная доля суммарного переноса в этой широтной полосе. Атлантический океан играет особую роль в формировании глобального МПТ. В нем существует квазистационарный перенос тепла на север [1 – 8]. Он обусловлен глобальной термохалинной циркуляционной ячейкой, которая образуется за счет конвекции холодных глубинных вод в очагах их формирования в Северной Атлантике и компенсирующего переноса относительно теплых вод термоклина на север [9, 10]. Изменчивость интенсивности меридиональной циркуляции в Атлантическом океане в значительной степени регулирует низкочастотную изменчивость системы океан – атмосфера. Таким образом, корректное моделирование глобального климата и его изменений требует точного знания средних величин МПТ в океане и тенденций их изменений в процессе наблюдаемого глобального потепления. К сожалению, опубликованные данные об МПТ в океане достаточно противоречивы. Они основываются на двух основных методах оценки МПТ:

– прямые океанографические измерения [11];

– косвенные оценки с использованием уравнения бюджета тепла для океана [3, 5, 6] либо для системы океан – атмосфера [4, 7, 8].

Кроме этого, выполнены оценки, в которых МПТ в океане вычисляется с помощью инверсного метода, позволяющего, по мнению авторов, получить более точные оценки МПТ с учетом всей доступной океанографической информации [12, 13]. Выполнено также несколько обобщенных оценок МПТ в Атлантическом океане, основанных на комплексном анализе всех доступных данных наблюдений [14 – 18].

По оценкам разных авторов, кроссэкваториальный перенос тепла в Северной Атлантике составляет порядка 1 ПВт и направлен на север. МПТ в океане достигает максимального значения (до ~1,5 ПВт) в Субтропической Атлантике. Причем косвенные оценки, выполненные в последние годы, а также оценки, полученные инверсными методами, в среднем дают меньшие величины МПТ в Северной Атлантике по сравнению с прямыми оценками. Анализ последних с использованием наиболее точных океанографических данных, полученных по программе *WOCE* в 90-е годы XX в., подтвердил справедливость большинства выполненных ранее прямых оценок океанического МПТ. Таким образом, между прямыми и косвенными оценками существуют систематические расхождения [17, 19]. Поэтому для анализа тенденции изменения МПТ в Северной Атлантике лучше использовать оценки, выполненные по одной методике, с тем, чтобы исключить эти расхождения.

С целью уточнения оценок МПТ и обнаружения тенденции изменения МПТ в Северной Атлантике в настоящей работе был рассчитан МПТ с использованием массива данных *WOCE* и проанализированы все доступные оценки МПТ, полученные прямыми методами по данным зональных разрезов в широтной полосе между 7,5 и 48° с.ш. с 1957 по 1998 гг.

Методика расчета меридионального переноса тепла по прямым океанографическим измерениям. Анализ погрешностей. Квазистационарный среднегодовой МПТ в океане (\bar{H}) через круг широты можно рассчитать непосредственно как

$$\bar{H} = C_p \bar{\rho} \int_0^h \int_0^L (\overline{VT}) dx dz, \quad (1)$$

где h и L – глубина и ширина океана; V – меридиональная компонента скорости; T – температура воды; $C_p \bar{\rho} \approx 4,18$ Дж/(град·см³), C_p – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении, $\bar{\rho}$ – плотность морской воды. Черта сверху означает осреднение по времени. Ясно, что для расчета МПТ прямым методом необходимо иметь данные о меридиональной компоненте скорости и температуре на каждом круге широты.

В принципе квазистационарный среднегодовой перенос тепла может быть представлен как сумма четырех следующих МПТ: 1) обусловленный среднегодовой меридиональной циркуляцией; 2) связанный с наличием корреляций скорости и температуры на сезонном масштабе; 3) связанный с наличием корреляций скорости и температуры на синоптическом масштабе;

4) связанный с различными корреляциями между сезонными и синоптическими флюктуациями [14, 19]. В соответствии с результатами, полученными в работах [14, 19], главный вклад в квазистационарный МПТ в Северной Атлантике вносит перенос, формирующийся за счет среднегодовой меридиональной циркуляции, структура которой достаточно устойчива, несмотря на наличие интенсивной сезонной изменчивости. Это дает возможность оценить квазистационарный МПТ, даже не имея достаточного для надежного определения сезонных и синоптических вариаций V и T количества разрезов. На это впервые было указано в работе [11], в которой МПТ в океане вообще оценивался по данным одного разреза. Вместе с тем привлечение информации по нескольким разрезам для каждого круга широты позволяет получить оценку МПТ для разных сезонов, уменьшить погрешность вычисления квазистационарного МПТ и оценить долговременную тенденцию его изменения, что и делается в настоящей работе.

Если представить меридиональную скорость как сумму дрейфовой, бароклинной и баротропной скоростей, то выражение (1) запишется в виде

$$\bar{H} = C_p \bar{\rho} \int_0^h \int_0^L (\bar{V}_{др} T^* + \bar{V}_{бк} T^* + \bar{V}_{бт} T^*) dx dz, \quad (2)$$

$\bar{V}_{др}$ – существенна в верхнем экмановском слое, $\bar{V}_{бк}$ – в пределах главного термоклина, $\bar{V}_{бт}$ – в глубинных слоях океана, $T^* = \bar{T} - T_D$, T_D – температура глубинных вод океана. Дрейфовые переносы оценивались с использованием экмановских соотношений. Бароклинные скорости течений рассчитывались по геострофическим соотношениям относительно нулевой поверхности 2 000 м. Баротропный перенос вычислялся с использованием закона сохранения массы. Более подробно методика расчета МПТ изложена в работах [14, 19, 20].

Среднегодовой квазистационарный МПТ в океане, оцененный прямым методом, зависит от ряда неопределенностей. Они связаны с инструментальной погрешностью, в большинстве случаев с недостаточным разрешением сезонной изменчивости и синоптических флюктуаций, а также с межгодовой изменчивостью. Поэтому суммарную погрешность оценки квазистационарного МПТ можно представить в следующем виде:

$$\sigma_{общ}^2 = \sigma_{инст}^2 + \sigma_{сез}^2 + \sigma_{син}^2 + \sigma_{межгод}^2, \quad (3)$$

где $\sigma_{общ}$ – суммарная погрешность оценки МПТ, $\sigma_{инст}$ – инструментальная погрешность, $\sigma_{сез}$ – погрешность, связанная с недостаточным разрешением сезонной изменчивости, $\sigma_{син}$ – погрешность, обусловленная синоптическими флюктуациями меридиональной компоненты скорости и температуры, $\sigma_{межгод}$ – погрешность, вызванная межгодовой изменчивостью МПТ. Вместе с тем суммарную погрешность можно определить как среднее квадратичное отклонение, рассчитанное по всем оценкам различных авторов, полученным

по данным с различным пространственным разрешением для разных лет и сезонов по каждому кругу широты. Тогда, зная, например, первые три слагаемые в правой части (3), можно оценить долю дисперсии МПТ, обусловленную межгодовой изменчивостью.

Инструментальная погрешность расчета МПТ по данным зональных гидрологических разрезов, выполненных до начала реализации программы *WOCE*, была много меньше физических погрешностей, несмотря на относительно невысокую точность стандартных океанографических измерений [11, 17]. Это связано с интегральным характером оценки МПТ, что существенно уменьшает случайные погрешности. Разрезы *WOCE* выполнялись более совершенными зондирующими комплексами, точность измерений которых на порядок выше по сравнению с точностью измерений в 50 – 70-е годы. Поэтому инструментальной погрешностью расчета МПТ по этим данным можно пренебречь по сравнению с физическими погрешностями.

Для исключения (или оценки) погрешности за счет неравномерного распределения наблюдений по сезонам проводилась выборка значений МПТ через определенный круг широты для каждого из сезонов. Осредняя значения МПТ по четырем сезонам, рассчитывали амплитуду сезонного хода и среднегодовой МПТ. Если каждый сезон охвачен хотя бы несколькими наблюдениями на зональных разрезах, пересекающих океан от берега до берега, то погрешность за счет плохого описания сезонного цикла может уменьшиться практически до нуля. Если же для оценки стационарного МПТ используется единичный разрез, выполненный в один из экстремальных сезонов, то соответствующая погрешность может достигать амплитуды сезонной гармоник, деленной на $\sqrt{2}$, так как

$$\sigma_{\text{сез}}^2 = \frac{A^2}{2}, \quad (4)$$

где A – амплитуда сезонного хода.

Чтобы описать синоптические возмущения и оценить возможную погрешность, связанную с их недостаточным разрешением на гидрологических разрезах, а также несинхронностью выполнения разреза, мы применяли следующую методику. Для каждой станции на разрезе рассчитываются единичные интегральные переносы массы и тепла, которые затем интерполируются в узлы регулярной сетки с небольшим шагом по долготе, величина которого много меньше типичной длины синоптического возмущения. С помощью спектрального анализа определяются длина волны и амплитуда синоптического возмущения для каждого разреза. Полученные длины волн (порядка сотен километров) характеризуют планетарные волны (волны Россби). Для того чтобы рассчитать период и фазовую скорость синоптического возмущения, отвечающего наиболее часто реализующейся в океане низшей моде, определяется частота первой бароклинной моды ($n = 1$) из дисперсионного соотношения для планетарных волн:

$$\omega_n = \frac{-\beta k_1}{k_h^2 + \frac{f^2}{gh_n}}, \quad (5)$$

где $k_h = (k_1^2 + k_2^2)^{\frac{1}{2}}$ – волновое число для горизонтального разреза ($k_2 = 0$); h_n – эквивалентная глубина; $f = f_0 + \beta y$ – параметр Кориолиса, $f_0 = 2\Omega \sin(\varphi)$; $\beta = 2\Omega \cos(\varphi)/R$; $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ – частота вращения Земли; φ – широта; $R \approx 6300 \text{ км}$ – радиус Земли; $g \approx 10 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения.

Для случая постоянной стратификации (который мы будем использовать в дальнейшем для наших оценок) эквивалентные глубины определяются как

$$h_n = \frac{N^2 h^2}{gn^2 \pi^2}, \quad (6)$$

где $N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ – частота плавучести; h – типичная глубина океана (для нашего случая $h = 5000 \text{ м}$); n – номер моды.

Тогда период синоптического возмущения вычисляется по формуле

$$T = \frac{2\pi}{\omega_n}. \quad (7)$$

Фазовая скорость определяется из следующего соотношения:

$$c_n = \frac{1}{k_h^2 \left(k_h^2 + \frac{f^2}{gh_n} \right)} \left(-\beta k_1^2 \right). \quad (8)$$

Поскольку рассчитанная для первой моды волн Россби фазовая скорость в рассматриваемой области Северной Атлантики (от 7,5 до 48° с.ш.) много меньше скорости выполнения разреза (см. ниже), несинхронностью наблюдений можно пренебречь. Остается погрешность, обусловленная недостаточным разрешением сетки гидрологических станций на разрезах. Если расстояние между станциями много меньше длин основных мод планетарных волн, то соответствующая погрешность невелика. Она может быть оценена исходя из следующих соображений. Зная длину разреза и основную длину волны синоптического возмущения, можно определить, сколько целых волн синоптического масштаба укладывается на разрезе. Остаток синоптического возмущения и будет вносить искомую погрешность, которую можно оценить как

$$\sigma_{\text{син}}^2 = \frac{\sum (Q_i - \bar{Q}_i)^2}{N-1}, \quad (9)$$

где Q_i – остаточные единичные переносы тепла на каждой станции после осреднения данных на разрезе по длине волны синоптического масштаба; N – число станций.

Тогда погрешность, связанная с межгодовой изменчивостью, рассчитывается как разность между общей погрешностью и суммой инструментальной, сезонной и синоптической погрешностей:

$$\sigma_{\text{межгод}}^2 = \sigma_{\text{общ}}^2 - (\sigma_{\text{инст}}^2 + \sigma_{\text{сез}}^2 + \sigma_{\text{син}}^2). \quad (10)$$

Отметим, что в настоящей работе после оценки среднего переноса межгодовая изменчивость МПТ анализируется отдельно. В этом случае она представляет собой полезный сигнал, подлежащий выделению на фоне проанализированных выше погрешностей.

Характеристика использованных данных. Для расчета МПТ в Северной Атлантике использовались данные, полученные в период проведения эксперимента *WOCE* за 1992 – 1998 гг. в окрестности стандартных разрезов *A03* (вдоль 36° с.ш.), *A05* и *AR01A* (вдоль $24,5^\circ$ с.ш.), *A06* (вдоль $7,5^\circ$ с.ш.) со средним расстоянием между станциями порядка 40 миль. Распределение данных во времени и количество станций на каждом разрезе приведены в табл. 1. Зондирования выполнялись *CTD*-комплексами от поверхности до дна океана. Данные о температуре и солености интерполировались линейно на равномерную по вертикали сетку с шагом 10 м до глубины 2 000 м.

Т а б л и ц а 1

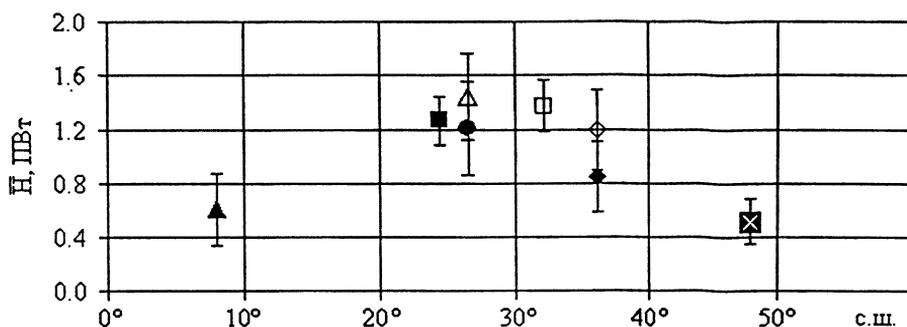
Распределение данных во времени и количество станций на каждом разрезе *WOCE*

Разрез	°с.ш.	Период выполнения	Количество станций
<i>A03</i>	36	09.1993 - 10.1993	133
<i>A05</i>	24,5	07.1992 - 08.1992	113
<i>AR01A</i>	24,5	01.1998 - 02.1998	131
<i>A06</i>	7,5	02.1993 - 03.1993	83

Данные о поле ветра, полученные с помощью скаттерометров со спутников *ERS-1,-2* в период выполнения гидрологических наблюдений на разрезах, использовались для оценок дрейфовых переносов тепла. В стандартном информационном продукте *WOCE* [21] приведены с недельным разрешением касательные напряжения, рассчитанные по этому полю ветра. По этим напряжениям оценивались полные потоки в экмановском слое для каждой станции, которые затем интегрировались вдоль разреза методом трапеции.

Для анализа тенденции изменения МПТ в Северной Атлантике использовались все доступные прямые оценки МПТ, выполненные по данным наблюдений 1957 – 1998 гг. и опубликованные в работах [11, 20, 22 – 27].

Результаты, их анализ и обсуждение. На рис. 1 показаны квазистационарные МПТ в Северной Атлантике через 6 кругов широты (7,5; 24,5; 26,5; 32; 36; 48° с.ш.), полученные путем осреднения всех прямых оценок, приведенных в табл. 2, и их суммарные погрешности $\pm \sigma_{\text{общ}}$. Подчеркнем, что большинство прямых оценок МПТ было получено в Субтропической Атлантике между 24 и 36° с.ш. (табл. 2). Из рис. 1 видно, что максимум МПТ приходится на 26,5 – 32° с.ш. Меридиональный перенос тепла на этих широтах достигает 1,38 ПВт и направлен на север. Этот результат получен в работах [16, 27] путем осреднения большого количества данных с 1960 по 1992 гг., что дало возможность надежно выделить сезонный ход МПТ на этих широтах (рис.2, б, в).



Р и с. 1. Средний МПТ в Северной Атлантике по данным прямых оценок, проанализированных в работе. МПТ на 48° с.ш. обозначен перечеркнутым черным квадратом; на 36° с.ш. — ромбами (зачерненный ромб — оценка, полученная в настоящей работе, незачерненный — по [20]); на 32° с.ш. — незачерненным квадратом (по [27]); на 26,5° с.ш. — зачерненным кружком (по [26]) и незачерненным треугольником (по [16]); на 24,5° с.ш. — зачерненным квадратом (по нашим расчетам); на 7,5° с.ш. — зачерненным треугольником (по нашим расчетам). Вертикальные тонкие линии обозначают доверительные интервалы ($\pm \sigma_{\text{общ}}$)

Меридиональный перенос тепла на 24,5° с.ш. и средний МПТ на 26,5° с.ш. близки между собой и к МПТ на 32° с.ш. (рис. 1). Он составляет $1,27 \pm 0,18$ (на 24,5° с.ш.) и $1,33 \pm 0,33$ ПВт (на 26,5° с.ш.; средняя между двумя, приведенными на рис. 1, оценка). Представленная оценка для 24,5° с.ш. существенно превышает оценку, рассчитанную в настоящей работе по данным повторного разреза AR01A, выполненного зимой 1998 г. (0,85 ПВт). Максимальные величины МПТ на 24,5° с.ш. (1,38; 1,48 и 1,54 ПВт) были получены в работе [24] по данным 1957, 1981 и 1992 гг. соответственно. Оценки МПТ, сделанные в настоящей работе по данным стандартного разреза A05 (июль – август 1992 г.), а также в работах [11, 18, 22, 25], указывают на то, что МПТ подвержен интенсивной сезонной изменчивости (см. рис. 2 и обсуждение этого вопроса ниже).

На 36° с.ш. осредненная по всем данным величина МПТ равна $1,02 \pm 0,33$ ПВт (рис. 1). Вместе с тем по оценкам, полученным в настоящей работе с использованием только данных WOCE за сентябрь – октябрь 1993 г.,

МПТ достигает здесь 1,3 ПВт. По данным Колтермана и др. [24] МПТ на 36° с.ш. изменялся в различные годы и сезоны от 0,47 до 1,29 ПВт (табл. 2). Подробный анализ МПТ на 36° с.ш. был проведен ранее в работе Сато, Россби [20]. Авторы проанализировали данные нескольких трансатлантических разрезов, а также около 400 разрезов, выполненных в западной части Субтропической Атлантики. В результате ими был получен средний МПТ, направленный на север и равный $1,2 \pm 0,3$ ПВт. Оценка Тэлли [18] близка к оценкам, сделанным Роеммичем и Вуншем [17]. По их расчетам МПТ составляет на 36° с.ш. от 0,50 до 0,86 ПВт. Заметим, что большие из этих оценок получены по данным разрезов, выполненных в 1981 г., а меньшие – по данным за 1957 г., причем без учета сезонных вариаций.

Т а б л и ц а 2

Меридиональный перенос тепла (Н, ПВт) по-прямым оценкам в
Северной Атлантике

° с.ш.	Авторы, годы выполнения разрезов	Н, ПВт
48	Колтерман и др. [24] (1957, 1982, 1993)	0,27; 0,62; 0,53
48	Тэлли [18] (1957)	0,62
36	Тэлли [18] (1981)	0,86
36	Колтерман и др. [24] (1959, 1981, 1993)	0,47; 1,29; 0,7
36	Роеммич, Вунш [17] (1959, 1981)	0,5; 0,8
36	Наши оценки (1993)	1,3
36	Сато, Россби [20] (1956, 1970 – 1981)	$1,2 \pm 0,3$
32	Раго, Россби [27] (1960, 1983 – 1985)	$1,38 \pm 0,19$
26,5	Молинари и др. [26] (1984 – 1987)	$1,21 \pm 0,34$
26,5	Филленбаум и др. [16] (1987 – 1992)	$1,44 \pm 0,32$
24	Тэлли [18] (1981)	1,28
24	Лэвин и др. [25] (1992, 1998)	1,33; 1,2
24	Колтерман и др. [24] (1957, 1981, 1992)	1,38; 1,48; 1,54
24,5	Холл, Брайден [11] (1957)	1,22
24,5	Роеммич, Вунш [17] (1957, 1981)	1,2; 1,2
24,5	Наши оценки (1992, 1998)	1,25; 0,85
8	Тэлли [18] (1957)	0,73
8	Фридрихс, Холл [23] (1989)	0,3
7,5	Наши оценки (1993)	0,79

Расчет характеристик осредненного сезонного цикла МПТ в Субтропической Атлантике выполнен в нескольких работах. По данным Раго, Россби [27] и Филленбаума и др. [16], МПТ в Субтропической Атлантике достигает своего максимума в летний период, а минимума – зимой. Типичная амплитуда годового хода составляет 0,4 – 0,5 ПВт (рис.2, б, в). Поэтому квазистацио-

нарный МПТ, оцениваемый по данным, полученным в экстремальные сезоны, характеризуется максимальной погрешностью.

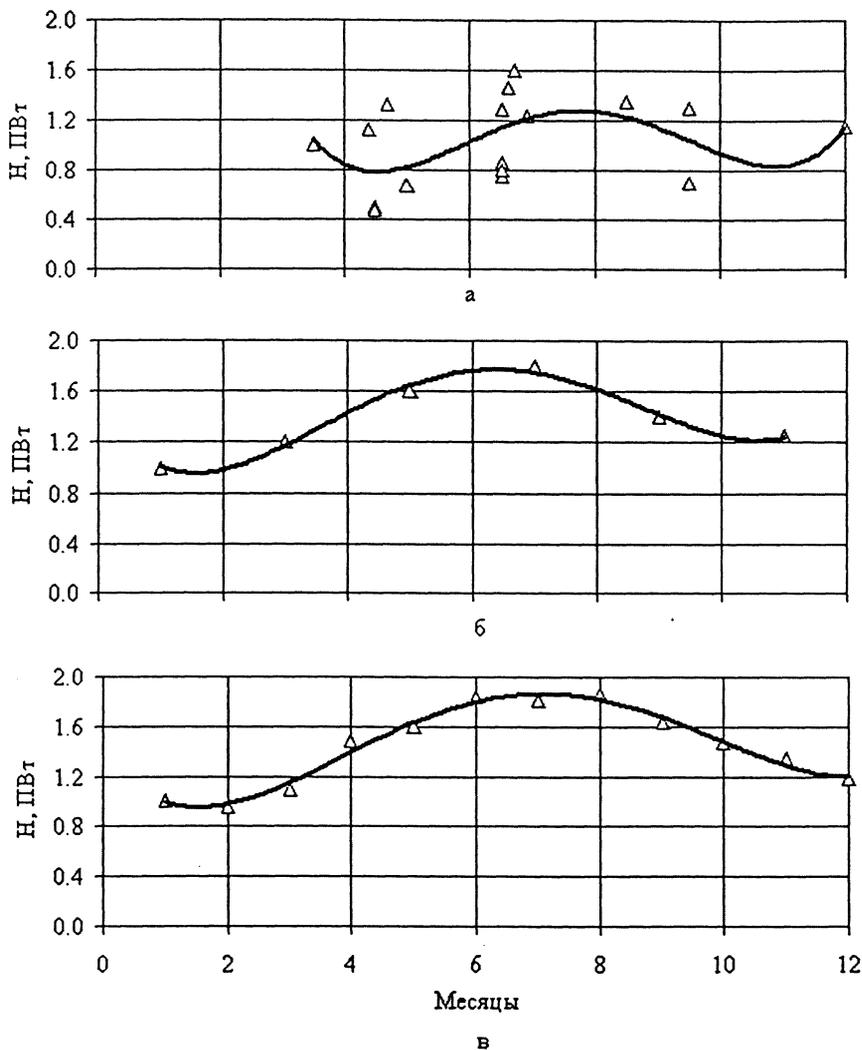
Чтобы оценить амплитуду сезонной изменчивости МПТ в окрестности 36° с.ш., мы осреднили все оценки МПТ, полученные с использованием только прямых методов, по сезонам. После фильтрации сезонной изменчивости мы получили средний МПТ на 36° с.ш., приблизительно равный $1,07 \pm 0,27$ ПВт, и годовой ход МПТ, амплитуда которого составляет около 0,3 ПВт. Максимум МПТ наблюдается здесь в конце лета, а минимум – весной. Отметим, что зимние месяцы плохо обеспечены наблюдениями, что приводит, в частности, к завышению амплитуды полугодовой гармоника при выделении среднего сезонного хода методом наименьших квадратов (рис. 2, а). Неравномерность распределения данных по сезонам приводит также к тому, что их формальное осреднение вносит дополнительную погрешность из-за плохого разрешения сезонного хода. Из полученных результатов ясно, что эта погрешность составляет около 5 % среднегодовой величины МПТ. Действительно, при среднеарифметическом осреднении всех оценок среднегодовой величина МПТ оказалась равной около 1,02 ПВт, а после фильтрации сезонного хода МПТ изменился приблизительно на 0,05 ПВт. Аналогичная (возможно, несколько большая из-за худшей обеспеченности сезонных средних и близкого по амплитуде сезонного хода МПТ на анализируемых широтах) погрешность отмечается и по данным в окрестности $24,5^\circ$ с.ш. Если осреднить все оценки МПТ вначале по сезонам, а затем за год, то среднегодовой МПТ здесь составит около $1,23 \pm 0,14$ ПВт.

Для зональных разрезов по $7,5$ и 48° с.ш. выполнено значительно меньше прямых оценок МПТ, чем для Субтропической Атлантики (табл. 2). В настоящей работе по данным стандартного разреза *WOCE A06* МПТ на $7,5^\circ$ с.ш. оценен в 0,79 ПВт. Это соответствует оценке, опубликованной в работе [18]. Вместе с тем, по данным Фридрикса и Холл [23], МПТ на 8° с.ш. равен 0,3 ПВт. В результате средний МПТ оценивается в 0,6 ПВт, а суммарная погрешность оценки МПТ на $7,5^\circ$ с.ш. достигает 0,27 ПВт (рис. 1). На 48° с.ш. осредненный МПТ оценивается в 0,51 ПВт.

Таким образом, можно заключить, что по данным прямых расчетов МПТ достигает максимума в Субтропической Атлантике. По данным балансовых расчетов квазистационарный МПТ достигает максимума в Тропической Атлантике. Однако различие МПТ в тропиках и субтропиках по данным этих расчетов не является статистически значимым [2, 28]. На основании проведенного анализа прямых оценок можно заключить, что квазистационарный МПТ характеризуется максимумом именно в Субтропической Атлантике.

Оцененная в настоящей работе погрешность МПТ, связанная с синоптическими флюктуациями, оказалась меньше, чем проанализированная выше погрешность из-за неадекватности описания сезонного цикла. Применение описанной выше методики, позволило получить характерные длины волн синоптических возмущений на разрезах. Они вычислялись по значимым пикам в спектрах волновых чисел и оказались равными для разных разрезов от 633 до 739 км. Типичные фазовые скорости, оцененные по формуле (8) с использованием дисперсионного соотношения (5), изменяются в пределах 1,6 – 11,4 см/с. Чем ближе к экватору, тем скорость синоптического возму-

щения выше (табл. 3). Однако даже для самого южного разреза эта скорость на порядок меньше средней скорости судна при выполнении гидрологических работ, которую можно оценить по данным, приведенным в табл. 1. Поэтому несинхронностью выполнения разрезов можно пренебречь, на что указано в предыдущем разделе. Поскольку на разрезе, как правило, не укладывается целое число длин волн синоптического масштаба, то в оценку МПТ вносится некоторая дополнительная погрешность ($\sigma_{\text{син}}$). Она оценивалась по описанной выше методике и составила 0,04; 0,03 и 0,01 ПВт на 36; 24,5 и 7,5° с.ш. соответственно. Полученные результаты указывают на то, что погрешности оценки интегральных МПТ за счет синоптических шумов малы и составляют 1 – 4%.



Р и с.2. Внутригодовая изменчивость МПТ: а – на 36° с.ш. по табл.2, б – на 32° с.ш. по [27], в – на 26,5° с.ш. по [16] (отдельные прямые оценки показаны треугольниками; жирной линией обозначен полиномиальный тренд 4-го порядка)

Таким образом, типичная суммарная погрешность оценки среднегодового МПТ в Субтропической Атлантике по данным выполненных зональных разрезов за счет неполной фильтрации сезонной и синоптической изменчивости не превышает 10 %.

Т а б л и ц а 3

Характеристики синоптических возмущений на зональных разрезах

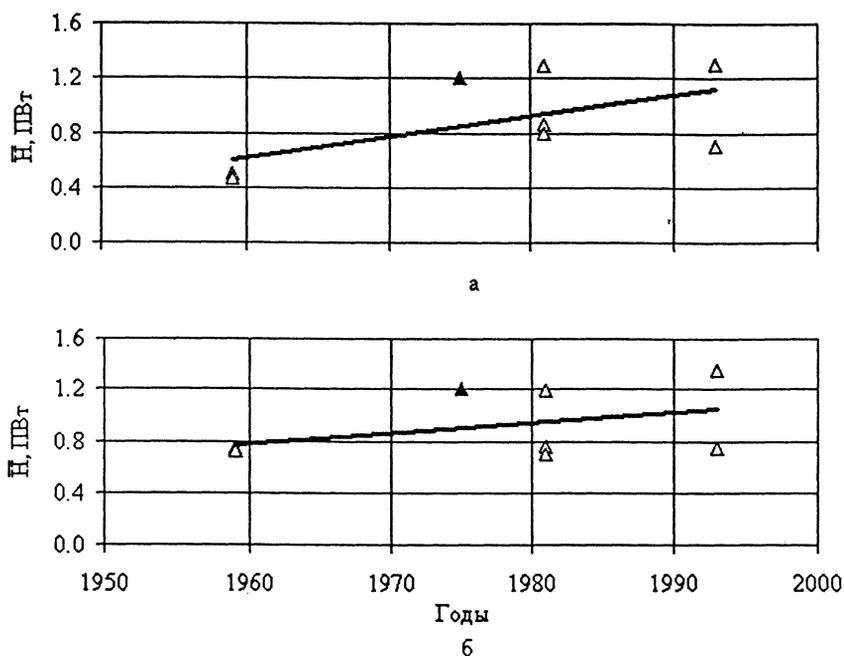
°с.ш.	Длина волны, км	Амплитуда, ПВт	Фазовая скорость, см/с
36	739	0,86	1,6
24,5	633	0,55	2,7
7,5	738	0,11	11,4

П р и м е ч а н и е. Длина волны выделена по пикам в спектрах волновых чисел, значимых на уровне 95 %. Фазовая скорость определялась из дисперсионного соотношения (8).

Принимая во внимание величины приведенных МПТ и их суммарных погрешностей можно сделать вывод, что разница между полученными оценками стационарного МПТ через 24,5; 26,5; 32 и 36° с.ш. статистически незначима. Другими словами, при существующей наблюдательной базе и погрешностях оценок МПТ невозможно достоверно определить широту в Субтропической Атлантике, на которую приходится максимум МПТ.

Межгодовая изменчивость МПТ, оцененная для 36° с.ш. по формуле (10) с учетом полученных выше результатов, приводит к среднеквадратичной погрешности оценки, равной ~ 0,27 ПВт. Рассмотрим долговременную тенденцию изменения МПТ на этой широте, после фильтрации которой $\sigma_{\text{межгод}}^2$ уменьшается на 25%. На рис. 3, а можно отметить тенденцию роста МПТ в окрестности 36° с.ш. за период с конца 50-х до середины 90-х гг. Видно, что с 1959 по 1993 гг. МПТ увеличился от 0,6 до 1,1 ПВт. Полученный линейный тренд значим на 95%-ном доверительном уровне. Оценки, полученные Кольтерманом и др. на этой широте, также свидетельствуют об увеличении МПТ за период с 1959 по 1981 гг. Причем, по их данным, это увеличение составило 0,82 ПВт (от 0,47 ПВт до 1,29 ПВт [24]). Однако существенная часть этого тренда обусловлена тем обстоятельством, что в 50-е гг. наблюдения в основном выполнялись весной, а в 80 – 90-е – летом. После фильтрации сезонной изменчивости с использованием данных об осреднённом сезонном цикле МПТ (см. рис. 2, а) тренд МПТ на 36° с.ш. уменьшился. Из сравнения рис. 3, а и 3, б хорошо видно, что в действительности увеличение МПТ между 1959 и 1993 гг. составило 0,35 ПВт (от 0,75 до 1,1 ПВт). Подчеркнем вместе с тем, что тренд остался значимым на 95%-ном доверительном уровне. Таким образом, можно сделать вывод об интенсификации МПТ в Северной Атлантике во второй половине XX в. Это свидетельствует о том, что океан активно участвует в процессе глобального изменения климата, уменьшая термические контрасты между низкими и высокими широтами, поглощая часть

тепла и ослабляя, таким образом, парниковый эффект. Вполне вероятно, что обнаруженная тенденция, по крайней мере частично, представляет собой проявление низкочастотных вариаций климатической системы, обусловленных изменчивостью интенсивности термохалинной циркуляционной ячейки с типичным периодом, превышающим 50 лет. Эти вариации не могут быть надежно описаны с помощью прямых оценок МПТ из-за их низкого разрешения [1, 29].



Р и с.3. Межгодовая изменчивость МПТ в Северной Атлантике на 36° с.ш. без фильтрации сезонной изменчивости (а) и после ее фильтрации (б) (отдельные прямые оценки показаны незачерненными треугольниками; зачерненный треугольник – осредненная оценка МПТ по [20]; жирной линией обозначен линейный тренд)

Закключение. В работе проведен обобщенный анализ оценок МПТ, полученных прямыми методами различными авторами, а также рассчитанных нами по данным стандартных разрезов *WOCE* в окрестности $7,5; 24,5; 26,5; 32; 36$ и 48° с.ш. Анализ показал, что максимального значения суммарный МПТ достигает в Субтропической Атлантике. Его величина на 32° с.ш. оценивается в $1,38 \pm 0,19$ ПВт. Средний МПТ на $7,5; 24,5; 26,5; 36$ и 48° с.ш. составляет соответственно $0,6 \pm 0,27; 1,23 \pm 0,14; 1,33 \pm 0,33; 1,07 \pm 0,27$ и $0,51 \pm 0,17$ ПВт. Меридиональный перенос тепла в Субтропической Атлантике подвержен достаточно интенсивной сезонной изменчивости. В конце лета наблюдается максимум МПТ (около $1,9$ ПВт), весной – минимум (около $0,8$ ПВт). Анализ погрешностей разного типа позволил сделать вывод, что в настоящее время невозможно достоверно определить широту в Субтропической Атлантике, на которую приходится максимум квазистационарного

МПТ. Выявлена значимая тенденция увеличения МПТ в Субтропической Атлантике во второй половине XX в. В окрестности 36° с.ш. МПТ увеличился за 1959 – 1993 гг. от 0,75 до 1,1 ПВт, что свидетельствует об интенсификации меридиональной океанической циркуляции.

В заключение выражаем признательность рецензенту за конструктивную критику первого варианта работы, позволившую улучшить качество рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Полонский А.Б.* Роль океана в современных изменениях климата // Морской гидрофизический журнал. – 2001. – № 6. – С. 28 – 49.
2. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с.
3. *Bryan K.* Poleward heat transport by the oceans: observations and models // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 1982. – 10, № 1. – P. 15 – 38.
4. *Hastenrath S.* Heat budget of ocean // J. Phys. Oceanogr. – 1980. – 10, № 2. – P. 159 – 170.
5. *Hsuing J., Newell R.E., Houghtby T.* The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport // Quart. J. Royal Met. Soc. – 1989. – P. A. – 115, № 485. – P. 1 – 28.
6. *Lamb P.J.* Estimate of annual variation of Atlantic Ocean heat transport // Nature. – 1981. – 290, № 4. – P. 766 – 768.
7. *Oort A.H., Haar T.H.V.* On the observed annual cycle in the ocean – atmosphere heat balance over the northern hemisphere // J. Phys. Oceanogr. – 1976. – 6, № 6. – P. 781 – 800.
8. *Trenberth K.E., Caron J.M., Sepaniak D.P.* The atmospheric energy budget and implications for surfaces fluxes and ocean heat transports // Clim. Dyn. – 2001. – 17, № 5. – P. 259 – 276.
9. *Стоммел Г.* Обзор теории морских течений // Проблемы океанической циркуляции. – М.: Мир, 1965. – С. 5 – 14.
10. *Полонский А.Б.* Циркуляция вод Тропической Атлантики и меридиональный перенос тепла // Морской гидрофизический журнал. – 1985. – № 1. – С. 58 – 62.
11. *Hall M.M., Bryden H.L.* Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport // Deep-Sea Res. – 1982. – 29, № 3 A. – P. 339 – 359.
12. *Roemmich D.* Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods // J. Phys. Oceanogr. – 1980. – 10, № 12. – P. 1972 – 1983.
13. *Wunsch C.* The North Atlantic circulation west of 50° W determined by inverse methods // Rev. Geophys. Space Phys. – 1978. – 16. – P. 583 – 620.
14. *Полонский А.Б.* Меридиональные переносы тепла в Тропической Атлантике и механизмы их формирования / Дис. ... д-ра геогр. наук. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1990. – С. 320.
15. *Stammer D., Wunsch C., Giering R. et al.* Volume, heat, and freshwater transports of the global ocean circulation in 1993 – 2000, estimated from a general circulation model constrained by World Ocean Circulation Experiment (WOCE) data // J. Geophys. Res. – 2003. – 108, № C1. – 3007 doi.: 10.1029 / 2001JC001115.
16. *Fillenbaum E.R., Lee T.N., Johns W.E. et al.* Meridional heat transport variability at 26.5°N in the North Atlantic // J. Phys. Oceanogr. – 1997. – 27, № 1. – P. 153 – 174.
17. *Roemmich D., Wunsch C.* Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean // Deep-Sea Res. – 1985. – 32, № 6 A. – P. 619 – 664.
18. *Talley L.D.* Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget // J. Phys. Oceanogr. – 2003. – 33, № 3. – P. 530 – 560.
19. *Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б.* Оценка океанического меридионального переноса тепла в Субтропической Атлантике // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 1. – С. 3 – 15.
20. *Sato O.T., Rossby T.H.* Seasonal and low-frequency variability of the meridional heat flux at 36° N in the North Atlantic // J. Phys. Oceanogr. – 2000. – 30, № 3. – P. 606 – 621.
21. *WOCE Global Data. Version 3.0 2002.* WOCE International Project Office // WOCE Report № 180 / 02 Southampton, UK.

22. *Bryden H.L., Hall M.M.* Heat transport by currents across 25°N latitude in the Atlantic Ocean // *Science*. – 1980. – 207, № 4433. – P. 884 – 886.
23. *Friedrichs M.A., Hall M.M.* Deep circulation in the tropical North Atlantic // *J. Mar. Res.* – 1993. – 51. – P. 697 – 736.
24. *Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al.* Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // *Deep-Sea Res.* – 1999. – 46, pt 2. – P. 109 – 138.
25. *Lavin A., Bryden H.L., Parrilla G.* Meridional transport and heat flux variations in the subtropical North Atlantic // *Global Atmos. Ocean. Syst.* – 1998. – 6. – P. 269 – 293.
26. *Molinari R.L., Johns E., Eesta J.F.* The annual cycle of meridional heat flux in the Atlantic Ocean at 26.5°N // *J. Phys. Oceanogr.* – 1990. – 20, № 3. – P. 476 – 482.
27. *Rago T.A., Rossby T.H.* Heat transport into the North Atlantic ocean north of 32°N latitude // *J. Phys. Oceanogr.* – 1987. – 17, № 7. – P. 854 – 871.
28. *Trenberth K.E., Caron J.M.* Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports // *J. Climate*. – 2001. – 14, № 16. – P. 3433 – 3443.
29. *Born K.* Changes in baroclinicity and synoptic activity on the northern hemisphere from the 1960s to the present as seen by distinct data sets // *Ann. Geophys.* – 1998. – 16. № 3. – P. 318.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 05.09.05
После доработки 07.10.05

ABSTRACT WOCE (World Ocean Circulation Experiment) performed in the North Atlantic in 1992 – 1998 are used to calculate the meridian heat transport (MHT) in the ocean. The generalized analysis of MHT estimates obtained by direct methods using the data of the sections carried out between 7.5° and 36°N in the second part of the 20th century is done. MHT values averaged for the whole period of observations achieve their maximum (1.38 ± 0.19 PW) in the Subtropical Atlantic. Season-to season MHT variability is rather intensive. Maximum MHT (about 1.9 PW) is observed in the Subtropical Atlantic in the end of summer, and minimum MHT (about 0.8 PW) – in the end of winter. Significant MHT increase (from 0.75 to 1.1 PW) at 36°N in 1959 – 1993 is revealed. It testifies to the intensification of the meridian oceanic circulation in the North Atlantic.