

# Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465.7

А.Б. Полонский, С.Б. Крашенинникова

## Пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике

Проанализирована пространственно-временная изменчивость меридиональных переносов тепла (МПТ) в Северной Атлантике. Оценен вклад различных механизмов в интегральный МПТ. Подтверждена ключевая роль дрейфовых переносов в Тропической Атлантике в формировании океанического МПТ. На основании обобщенного анализа оценок, полученных разными авторами по данным за 1870 – 2008 гг., и расчетов с использованием данных реанализа *NCEP/NCAR* показано, что среднемноголетний дрейфовый меридиональный перенос тепла (массы) достигает максимального значения  $1,6 \pm 0,1$  ПВт ( $17,4 \pm 1,5$  Св) в окрестности  $12,5^\circ$  с. ш. в Тропической Атлантике. Вклад переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, в интегральный МПТ максимален в окрестности  $30^\circ$  с. ш. и в среднем составляет ~ 40%. В Субтропической Атлантике МПТ изменяется с периодом ~ 50 – 70 лет. Минимального значения интегральный МПТ достигает в середине 1960-х гг., максимального – в начале 1990-х. Исходя из положения центра Азорского максимума давления, можно сделать вывод, что усиление суммарного МПТ в Субтропической Атлантике на этих временных масштабах сопровождается смещением центра Северного Субтропического антициклонического круговорота к юго-западу.

### Введение

Известно, что океан играет существенную роль в процессе формирования и изменения глобального климата. Один из главных механизмов, посредством которого он воздействует на климатическую систему, – меридиональный перенос тепла. За счет МПТ в океане происходит перераспределение тепла и сглаживание термических контрастов между высокими и низкими широтами. На его долю приходится основная часть суммарного переноса тепла в системе океан – атмосфера в тропических и субтропических широтах. Он также является одним из главных механизмов, регулирующих климатические изменения десятилетних – столетних масштабов. Исследование процессов адвективного и диффузионного переноса тепла в Северной Атлантике выполнено в многочисленных работах (см. [1 – 3] и библиографию в них).

К сожалению, надежное выделение низкочастотных вариаций океанологических характеристик (включая МПТ) с типичными периодами от десяти до нескольких десятков лет – до сих пор трудноразрешимая проблема вследствие ограниченного количества данных наблюдений и высокого уровня шумов [1, 2]. Поэтому в настоящей работе для исследования низкочастотной

изменчивости МПТ в Субтропической Атлантике будут привлекаться все оценки этого переноса, полученные по данным прямых наблюдений на гидрологических разрезах за период 1957 – 2004 гг. В основном будут анализироваться МПТ в полосе широт между 24 – 36° с. ш., так как их средние значения здесь максимальны и они относительно мало меняются от одной широты к другой [2]. Это позволит частично заполнить имеющиеся пробелы во временных рядах среднегодовых оценок МПТ и повысить достоверность их низкочастотной изменчивости в этом регионе. Кроме этого, в работе будут анализироваться оценки средних величин МПТ, полученные на основе обобщения балансовых расчетов, а также низкочастотные вариации отдельных составляющих меридиональных теплопереносов. К ним относятся дрейфовые меридиональные переносы (ДМП) тепла (массы) и переносы, обусловленные горизонтальной циркуляцией, вызванной неравномерностью ветра (т. е. свердруповской циркуляцией) в Северной Атлантике. Характеристики низкочастотной изменчивости этих составляющих известны намного лучше, чем интегральных МПТ, поскольку они могут быть оценены практически без использования регулярных данных глубоководных гидрологических наблюдений (достаточно знать климатическое распределение температуры в главном термоклине). Вместе с тем вклад этих механизмов переноса в интегральный МПТ в Северной Атлантике достаточно велик (40 – 50%), а в некоторых ее регионах он может превышать 80% [1], что будет подтверждено и в настоящей работе.

### Методика расчета

Среднегодовые интегральные ДМП тепла рассчитывались по следующей формуле:

$$\overline{H}_y^{\text{ад}} = C_p \overline{\rho} Q_y^{\text{ад}} (\overline{T}_0 - \overline{T}_H), \quad (1)$$

где  $\overline{T}_0$  – средняя температура верхнего слоя океана;  $\overline{T}_H = 3 - 4^\circ\text{C}$  – средняя температура глубинного слоя;  $C_p \overline{\rho} \approx 4,18$  Дж/(град·см<sup>3</sup>),  $C_p$  – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении;  $\rho$  – плотность морской воды. Применение для расчета ДМП тепла разности температур верхнего и глубинного слоев океана позволяет определить максимально возможный перенос тепла. При этом должны выполняться следующие условия. Во-первых, весь дрейфовый перенос должен быть сосредоточен в верхнем квазиоднородном слое. Во-вторых, он должен полностью компенсироваться на рассматриваемых временных масштабах противоположно направленным переносом в глубинных слоях океана [1, 2].

Интегральные меридиональные дрейфовые массопереносы  $Q_y^{\text{др}}$  вычислялись путем интегрирования полных меридиональных дрейфовых потоков, полученных по экмановским соотношениям, с учетом конфигурации береговой черты вдоль круга широты между 2,5 и 80° з. д., то есть между Америкой и Африкой (или Европой).

Несмотря на то что в большинстве случаев пространственно-временные характеристики ДМП, полученные разными авторами, согласуются между собой, количественно их оценки могут существенно отличаться друг от друга. Это в первую очередь связано с выбором методики расчета касательных напряжений трения ветра, величиной коэффициента сопротивления, а также пространственно-временным сглаживанием используемых данных. Так, касательные напряжения, оцененные Хеллерманом и Розенштейном по многолетним данным о поле ветра, завышены приблизительно на 30% вследствие завышения коэффициента сопротивления [4, 5], что приводит к соответствующей переоценке величины ДМП массы. С другой стороны, оценки ДМП массы, выполненные в работе [6] с использованием более реалистичного коэффициента сопротивления и ежемесячных данных о поле ветра Гидрометцентра России за 1957 – 1990 гг. для широтной области 20 – 50° с. ш. в Атлантическом океане, приблизительно в 2 раза меньше полученных в настоящей работе. Это связано с тем, что использованные в работе [6] скорости ветра существенно занижены вследствие большого пространственно-временного сглаживания. Впрочем, данные реанализа *NCEP/NCAR* также несколько занижают величину касательного напряжения трения по той же причине.

В работе [4] проведен совместный анализ касательных напряжений ветра, полученных в Саутгэмптонском океанографическом центре (*SOC*) по данным прямых измерений за 1980 – 1993 гг., и оценок, выполненных по данным реанализов *NCEP/NCAR* и *ERA*, а также по данным Хеллермана – Розенштейна и Университета Висконсин-Мэдисон (*UWM/COADS*). Показано, что в Тропической Атлантике касательные напряжения, оцененные по данным реанализа *NCEP/NCAR*, существенно слабее, чем по данным *SOC*. При этом обнаружено неплохое соответствие между оценками, полученными по массивам *SOC*, *ERA* и *UWM/COADS*. С другой стороны, известно, что в умеренных широтах, по данным *ERA*, скорость ветра занижена [1]. Именно по этой причине мы не использовали касательные напряжения трения, имеющиеся в готовых продуктах реанализа, а рассчитывали их по формулам Акерблома, применяя данные наиболее длительного реанализа (*NCEP/NCAR*) и выбирая коэффициент вертикальной турбулентной вязкости ( $\nu$ ) таким, чтобы он давал близкие к осредненным по всем доступным оценкам ДМП значения переносов. При этом мы учитывали тот факт, что в некоторых работах они или занижены, или завышены.

В настоящей работе для определения наиболее вероятных средних значений коэффициента  $\nu$  на разных широтах в Северной Атлантике рассчитывались среднемноголетние величины ДМП массы и тепла по данным реанализа *NCEP/NCAR* с использованием значений коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости, изменяющихся в широких пределах, известных из литературных данных [4, 5, 7]. Затем эти оценки сопоставлялись с осредненными оценками ДМП, полученными разными авторами по данным за 1870 – 2004 гг. Причем, варьируя коэффициенты, мы пытались достигнуть наилучшего совпадения различных оценок. Оказалось, что оптимальные значения коэффициентов  $\nu$  изменяются в пределах 5 – 10 м<sup>2</sup>/с.

Согласно классической теории Свердруп – Стоммела, полный меридиональный перенос массы в океане постоянной глубины можно найти во внут-

ренных частях круговорота по соотношению Свердруп [1]. Оценка интегральных свердруповских переносов массы ( $Q_y^{Cb}$ ) в настоящей работе проводилась по полю ветра над океаническими круговоротами в предположении, что течения в погранслое носят компенсационный характер (т. е. расход в западном погранслое направлен в противоположную сторону по сравнению с расходом во внутренней части круговорота, он компенсирует интегральный свердруповский перенос, рассчитанный по данным о поле ветра внутри круговорота). Более подробно методика расчета  $Q_y^{Cb}$  представлена в работе [8]. В ней получены ряды среднегодовых свердруповских переносов массы и оценена их среднесезонная величина на  $35^\circ$  с.ш. в Субтропической Атлантике. На основании известных  $Q_y^{Cb}$  в настоящей работе далее проводится расчет переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, по формуле

$$H_y^{\bar{N}a} = C_p \bar{\rho} Q_y^{\bar{N}a} (\bar{T}_{WB}^H - \bar{T}_{EB}^H), \quad (2)$$

где  $Q_y^{Cb}$  – интегральные свердруповские переносы массы;  $\bar{T}_{WB}^H$  и  $\bar{T}_{EB}^H$  – средняя температура океана в толще 0 – 1000 м в западном погранслое и во внутренней части круговорота соответственно.

Ясно, что переносы тепла, оцененные по выражениям (1) и (2), представляют собой лишь часть интегрального МПТ, которая связана с дрейфовыми течениями и горизонтальной циркуляцией в океане, вызванной исключительно пространственной неоднородностью поля ветра и температурными контрастами между западным пограничным слоем и внутренней частью крупномасштабных круговоротов. Тем не менее эти переносы составляют значительную долю суммарного МПТ на существенной части акватории Северной Атлантики и могут быть рассчитаны с гораздо лучшим пространственно-временным разрешением, чем интегральный МПТ [1]. Это позволяет оценить декадные и более долгопериодные тенденции в изменчивости существенной части МПТ. Для этого временные ряды ДМП тепла и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, подвергались стандартному статистическому анализу. Вычислялись периодограммы, интегрированные периодограммы и спектры. Периодограмм-анализ подтвердил результаты работы [6], согласно которой в изменчивости меридиональных переносов тепла выделяются несколько типичных временных масштабов: 2 – 4, 6 – 8, 10 – 20 и более 20 лет. Поэтому в дальнейшем расчеты проводились по следующей методике. Дрейфовые меридиональные переносы тепла и переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией, на каждой широте обрабатывались высокочастотным фильтром для анализа колебаний с периодом 2 – 4 года, полосно-пропускающими фильтрами – для выделения вариаций с периодами 6 – 8 и 10 – 20 лет, низкочастотным фильтром – для выделения периода, превышающего 20 лет. Для полученных рядов были вычислены дисперсии и определен вклад изменчивости на разных частотах в общую изменчивость.

## Характеристика использованных материалов

Для расчета дрейфовых меридиональных переносов тепла (массы) использовались среднемесячные данные реанализа *NCEP/NCAR* о давлении в приводном слое и температуре поверхности океана (ТПО) за период 1948 – 2008 гг. в Северной Атлантике. Данные о давлении представлены в узлах регулярной сетки с шагом  $2,5^\circ$  ( $5 - 50^\circ$  с. ш. и  $2,5 - 80^\circ$  з. д.), о ТПО – в узлах неравномерной сетки, имеющей гауссовское распределение по широте и шаг  $1,875^\circ$  по долготе. Среднегодовые значения ДМП определялись осреднением за год среднемесячных значений ДМП тепла (массы), рассчитанных по выражениям (1), (2). Среднемноголетние значения вычислялись путем осреднения 61 среднегодовой оценки ДМП на каждой широте в Северной Атлантике. Затем проводилось осреднение рассчитанных и опубликованных величин ДМП. В табл. 1 и на рис. 1 представлены среднемноголетние интегральные ДМП тепла (массы) в Северной Атлантике (с дискретностью  $5$  и  $2,5^\circ$  по широте соответственно), рассчитанные путем осреднения оценок ДМП разных авторов [2, 4, 5, 6, 9 – 31], включая оценки настоящей работы, а также характеристики их изменчивости.

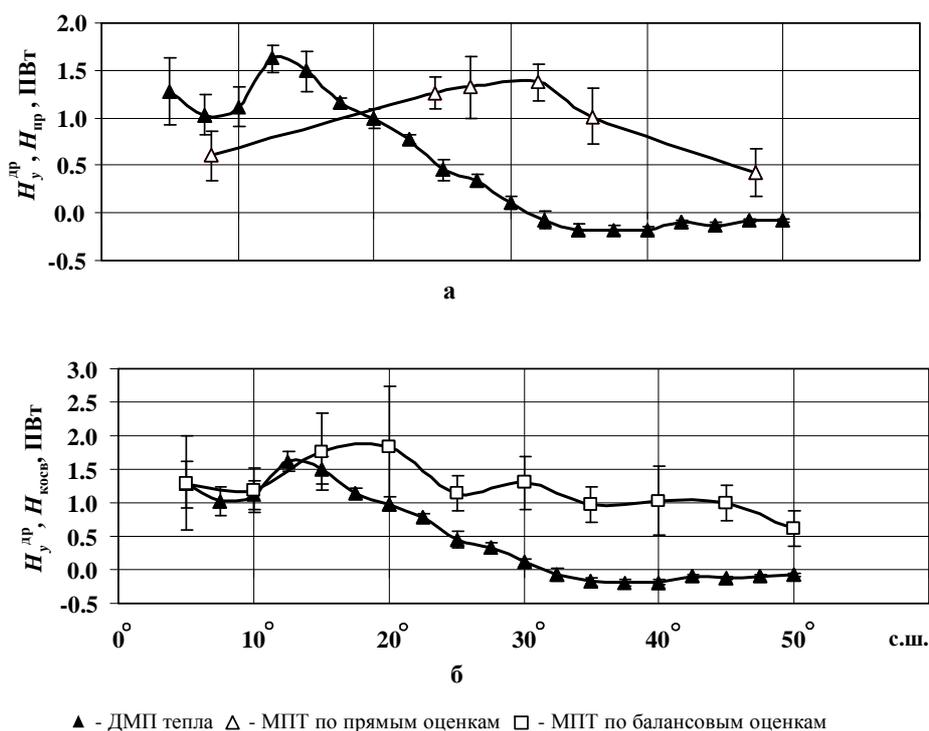
Т а б л и ц а 1

**Среднемноголетние интегральные меридиональные дрейфовые переносы массы ( $Q_y^{др}$ ) и тепла ( $H_y^{др}$ ) в Северной Атлантике, их среднеквадратические отклонения ( $\sigma$ ) и коэффициенты вариаций ( $C_v$ )**

$^\circ$ с. ш.	$Q_y^{др}, C_v$	$\sigma_{Q_y^{др}}, C_v$	$C_v$	$H_y^{др}, ПВт$	$\sigma_{H_y^{др}}, ПВт$	$C_v$	Работы, данные из которых использовались при осреднении оценок ДМП
50	-2,67	0,65	-0,24	-0,08	0,02	-0,22	[6, 10, 21, 22, 29]
45	-2,96	0,70	-0,24	-0,12	0,02	-0,17	[5, 10, 21, 29]
40	-3,08	0,74	-0,24	-0,19	0,04	-0,22	[2, 6, 10, 25, 28, 29]
35	-2,51	0,97	-0,39	-0,17	0,06	-0,37	[2, 10, 21, 22, 25, 28, 29]
30	1,23	0,76	0,62	0,11	0,06	0,52	[6, 9, 10, 12, 13, 17, 18, 21, 27]
25	5,38	1,24	0,23	0,45	0,11	0,25	[2, 5, 9, 10, 12, 13, 16 – 19, 25 – 27]
20	11,42	1,33	0,12	0,99	0,10	0,10	[6, 9, 10, 12, 27]
15	15,39	2,22	0,14	1,49	0,21	0,14	[4, 9, 12, 10, 17, 27]
10	12,23	3,39	0,28	1,12	0,21	0,19	[4, 10, 12, 14, 18, 27]
5	13,49	2,18	0,16	1,27	0,35	0,27	[5, 10, 27]

Для расчета среднегодовых переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией в Северной Атлантике ( $5 - 50^\circ$  с. ш.), использовались данные о поле давления реанализа *NCEP/NCAR* за 1948 –

2008 гг. (см. выше) и о глубоководной температуре *WODB (World Ocean Data Base)* за 1948 – 2005 гг., осредненные в узлах регулярной сетки  $0,5 \times 0,5^\circ$ . Данные о температуре линейно интерполировались по глубине с шагом 1 м. По ним находились среднемноголетние значения температуры в верхнем 1000-метровом слое отдельно для западного погранслоя и остальной части каждого широтного разреза. Осреднение проводилось за весь период наблюдений 1948 – 2005 гг. Среднемноголетние свердруповские переносы массы вычислялись путем осреднения оценок  $Q_y^{Cв}$  разных авторов [4, 12, 20, 31, 32], включая оценки, полученные в настоящей работе. По формуле (2) находились среднемноголетние переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией. Результаты расчетов представлены в табл. 2 и на рис. 2.

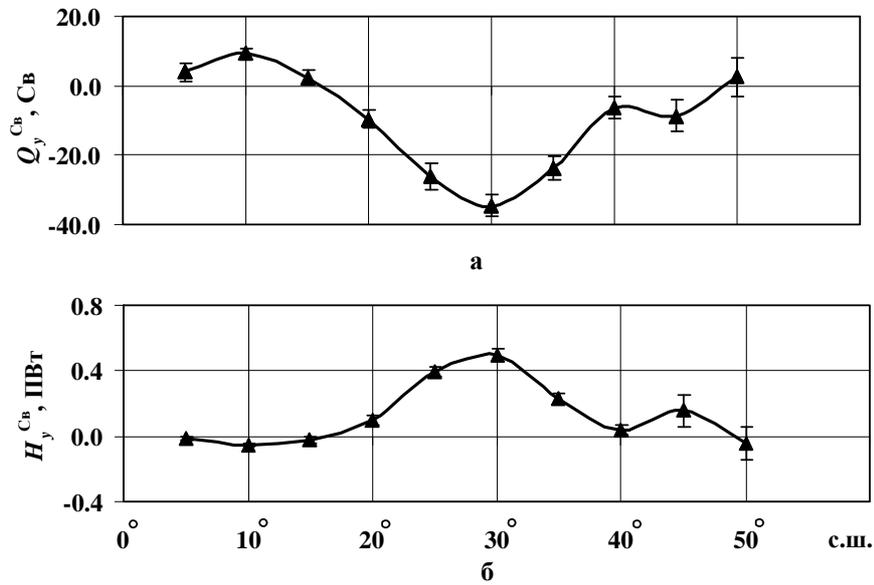


**Р и с. 1.** Среднемноголетние интегральные МПТ в Северной Атлантике по данным прямым – *а* и косвенных – *б* оценок. Жирной линией показан ДМП тепла. Вертикальные тонкие линии –  $\pm\sigma$

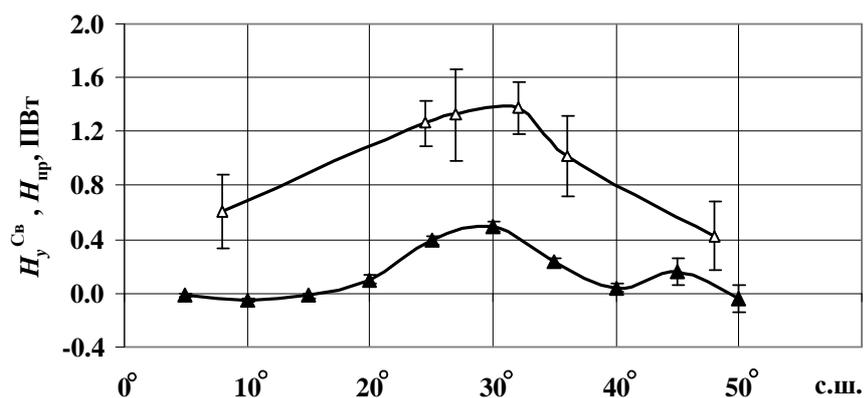
Для оценки вкладов дрейфового и свердруповского переносов тепла в интегральный МПТ проводилось сравнение меридионального распределения среднемноголетнего интегрального МПТ из [2] с полученным в настоящей работе распределением интегрального ДМП тепла (по осредненным оценкам разных авторов), а также МПТ, обусловленного горизонтальной свердруповской циркуляцией (рис. 1, 3, табл. 3).

Среднеголетние свердруповские переносы массы ( $Q_y^{CB}$ ), переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией ( $H_y^{CB}$ ) в Северной Атлантике, и их среднеквадратические отклонения ( $\sigma$ )

°с. ш.	$Q_y^{CB}$ , СВ	$\sigma_{Q^{CB}}$ , СВ	$ \bar{T}_{WB}^H - \bar{T}_{EB}^H $	$H_y^{CB}$ , ПВт	$\sigma_{H^{CB}}$ , ПВт
5	3,93	2,7	1,10	-0,02	0,01
10	9,32	1,6	1,30	-0,05	0,01
15	2,48	2,1	2,00	-0,02	0,02
20	-9,63	2,6	2,50	0,10	0,03
25	-26,15	3,7	3,60	0,39	0,03
30	-34,49	3,3	3,43	0,49	0,04
35	-23,87	3,4	2,23	0,23	0,03
40	-6,25	3,2	1,50	0,04	0,03
45	-8,63	4,4	4,30	0,16	0,10
50	2,53	5,5	4,10	-0,04	0,10



Р и с. 2. Среднеголетние интегральные свердруповские переносы массы (внутри круговорота) – а и переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией – б в Северной Атлантике. Вертикальные тонкие линии –  $\pm\sigma$



▲ - переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией  
 △ - МПТ по прямым оценкам

**Р и с. 3.** Среднеголетние переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией, взятые с противоположным знаком, и среднеголетние интегральные МПТ в Северной Атлантике по данным работы [2]

Т а б л и ц а 3

**Балансовые оценки интегрального МПТ ( $H_{\text{косв}}$ ) в Северной Атлантике, полученные разными авторами**

° с. ш.	Авторы	$H_{\text{косв}}$ , ПВт
50, 40, 30, 20, 10	Банкер [13]	0,41; 0,63; 0,97; 1,2; 0,82
50, 35, 30, 25, 10	Будыко [33]	0,63; 1,17; 1,3; 1,34; 1,1
50, 40, 30, 20, 10	Вандер Хаар, Оорт [34]	1,1; 2,1; 2,50; 3,4; 1,9
50, 40, 30, 20, 10	Гулев, Лаппо (см. [10])	0,71; 0,90; 1,21; 1,44; 1,30
50, 45, 40, 35, 30, 25, 20, 15, 10, 5	Гулев, Лаппо, Тихонов [10]	0,87; 1,00; 1,14; 1,31; 1,48; 1,64; 1,74; 1,77; 1,74; 1,66
50, 40, 30, 25, 20, 15, 10, 5	Лэмб, Банкер [35]	0,51/- ; 0,73/- ; 1,07/- ; -/1,12; 1,01/1,14; -/1,15 ; 0,92/1,12; -/1,1
50, 40, 30, 20, 10	Оорт, Ван дер Хаар [36]	1,0; 1,8; 1,98; 2,9; 1,1
50, 35, 30, 25, 10	Тимофеев, Юровский [37]	0,4; 0,9; 1,0; 1,05; 1,1
50, 35, 30, 25, 10	Тренберт, Карон [30]	0,4/0,3; 0,8/0,7; 1,0/0,8; 1,1/0,8; 1,1/0,9
50, 30, 25, 10	Хастенрат [38, 39]	-/0,71; 1,55/1,07; 1,58/1,12; 1,54/ 1,11
50, 40, 30, 25, 15, 10	Хсюинг [40]	0,45; 0,63; 0,95; 0,96; 0,87; 0,8

**Результаты и их обсуждение**

Среднеголетние дрейфовые меридиональные переносы тепла (массы) и оценка их вклада в интегральный МПТ в Северной Атлантике. Среднеголетние ДМПТ тепла (массы), полученные путем осреднения оценок разных авторов по данным за 1870 – 2008 гг., в окрестности 12,5° с. ш. в Тропической

Атлантике достигают максимального значения  $1,6 \pm 0,1$  ПВт ( $17,4 \pm 1,5$  Св). Далее ДМП уменьшаются в северном направлении вплоть до  $30^\circ$  с. ш. (рис. 1), меняют знак и монотонно убывают до  $40^\circ$  с. ш., где их величина равна  $-0,19 \pm 0,04$  ПВт ( $-3,1 \pm 0,7$  Св). Севернее они опять возрастают. В области внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), между  $7,5$  и  $10^\circ$  с. ш., находится локальный минимум ДМП, равный  $1,0 \pm 0,3$  ПВт ( $11,0 \pm 2,0$  Св). Южнее ВЗК дрейфовые меридиональные переносы снова возрастают.

Такое распределение ДМП тепла (массы) обусловлено структурой поля ветра в Северной Атлантике. Максимум ДМП находится в зоне, где наиболее сильно развит северо-восточный пассат, локальный минимум – в зоне ВЗК. Смена знака переносов происходит в зоне, где пассатные ветры сменяются господствующими западными ветрами средних широт.

На рис. 1, *a* представлено распределение по широте ДМП тепла ( $H_y^{dp}$ ), а также суммарного МПТ ( $H_{np}$ ) в Северной Атлантике, полученного в [2] по прямым оценкам МПТ. Из их сравнения видно, что на  $8 - 15^\circ$  с. ш. в Тропической Атлантике отношение  $H_y^{dp}/H_{np}$  равно  $\sim 2$ , т. е. дрейфовые переносы вдвое превышают суммарный МПТ. Этот достаточно неожиданный результат можно объяснить следующим образом.

В настоящей работе расчет максимально возможного ДМП тепла выполнен на основании предположения о компенсации дрейфового переноса массы, сосредоточенного в верхнем квазиизотермическом слое, противоположно направленными глубинными переносами. В действительности это предположение не выполняется, по крайней мере в некоторой полосе широт Тропической Атлантики. Компенсация дрейфового переноса может осуществляться в промежуточных слоях [29]. Следовательно, использование разности температур верхнего и промежуточного слоя (средняя температура которого значительно выше  $3 - 4^\circ\text{C}$ ) приведет к существенному уменьшению самого ДМП тепла и соответственно – его вклада в интегральный МПТ. С другой стороны, в работе [41] на основании адаптационных расчетов показано, что между  $8$  и  $10^\circ$  с. ш. меридиональный северный перенос дрейфовыми течениями практически полностью компенсируется подтермоклинными и глубинными течениями (глубже  $200 - 500$  м), направленными на юг. Таким образом, вероятно, существует другая причина, по которой ДМП тепла превышает суммарный МПТ в этой части Тропической Атлантики. Возможно, например, что прямые оценки интегрального МПТ в северной части Тропической Атлантики занижены. Это может быть обусловлено занижением среднего МПТ по единичным оценкам на  $7,5^\circ$  с. ш. (вследствие относительно высокочастотных изменений МПТ значительной амплитуды) и отсутствием глубоководных зональных гидрологических разрезов, охватывающих всю акваторию от Африки до Америки, между  $8$  и  $15^\circ$  с. ш. В пользу этого предположения свидетельствует сравнение характеристик ДМП тепла и МПТ, полученного по балансовым оценкам (ср. рис. 1, *a*, *b*). Отметим, что балансовые оценки по сравнению с прямыми дают бóльшие величины МПТ в тропической зоне Атлантики и меньшие – в субтропической.

В субтропических и средних широтах роль ДМП тепла значительно ослабевает (рис. 1, *a*, *b*). Их вклад в интегральный МПТ между  $24$  и  $26^\circ$  с. ш. можно оценить в  $30\%$ , в средних широтах по абсолютной величине он равен

~10 – 15% (рис. 1, а, б). При этом ДМП южного направления компенсируются противоположно направленными переносами в промежуточном слое. На это указывают результаты работы [42], в которой анализировались переносы массы на двух разрезах, выполненных на 53,5 и 59,5° с. ш. в Северной Атлантике. Эти результаты подтверждены позднее в работе [43].

В субтропических и более высоких широтах существенны другие (не дрейфовые) механизмы переноса тепла. На важную роль меридионального переноса тепла струйными течениями системы Гольфстрим – Североатлантическое течение в средних и высоких широтах Северной Атлантики указывают результаты многочисленных работ (см., например, [1] и библиографию в ней). В [8] обращается внимание на то, что существенная часть расхода Гольфстрима (~30%) может быть обусловлена крупномасштабной завихренностью в поле ветра, что не противоречит данным А.С. Саркисяна [44]. В указанной работе также была установлена связь колебаний расхода Гольфстрима с колебаниями свердруповского переноса массы на межгодовом масштабе на 35° с. ш. в Субтропической Атлантике. В связи с этим рассмотрим пространственно-временную изменчивость свердруповских меридиональных переносов массы и связанных с ними переносов тепла в Северной Атлантике. Затем оценим, какую часть интегрального МПТ составляет перенос тепла, обусловленный горизонтальной свердруповской циркуляцией.

Среднегодовое переносы тепла, обусловленные горизонтальной свердруповской циркуляцией, и оценка их вклада в интегральный МПТ в Северной Атлантике. Среднегодовое свердруповские переносы массы. Максимальный перенос тепла, обусловленный горизонтальной свердруповской циркуляцией, (свердруповский перенос массы) наблюдается на 30° с. ш., здесь его значение равно  $0,49 \pm 0,04$  ПВт ( $-34,5 \pm 3,3$  Св) (табл. 2, рис. 2, а, б). Переносы тепла и массы уменьшаются в северном и южном направлениях (к 50 и 10° с. ш.). В окрестности 15° с. ш. происходит смена знака  $H_y^{Св}$  ( $Q_y^{Св}$ ). На 10° с.ш. переносы равны  $-0,05 \pm 0,01$  ПВт ( $9,3 \pm 1,6$  Св). При приближении к экватору их значения снова возрастают. Такое широтное распределение  $H_y^{Св}$  и  $Q_y^{Св}$  соответствует пространственной структуре крупномасштабного поля ветра (и течений) в Северной Атлантике.

Оценим вклад  $H_y^{Св}$  в среднегодовое интегральное МПТ, полученный в [2] (рис. 3). Видно, что в Субтропической Атлантике в окрестности 30° с. ш. (там, где наблюдается максимальная завихренность в поле ветра) этот вклад составляет ~40%. В низких и высоких широтах его типичное значение ~10 – 20%.

Таким образом, перенос тепла, связанный с горизонтальной свердруповской циркуляцией, на большей части Северной Атлантики составляет менее 50% интегрального МПТ. Наиболее существенный вклад этого механизма отмечается в Субтропической Атлантике, вблизи максимума интегрального МПТ.

Низкочастотная изменчивость меридиональных переносов тепла (массы). На основании периодограмм-анализа ДМП тепла (массы) установлено, что большая часть суммарной дисперсии дрейфовых переносов на 10° с. ш. (~54%) приходится на периоды, превышающие 20 лет. Это хорошо видно и на рис. 4, а. Отметим, что данный результат не связан с наличием тренда, поскольку перед проведением спектральных оценок (табл. 4) линейный тренд (штриховая линия на рис. 4, а) предварительно удалялся.

Т а б л и ц а 4

**Общая характеристика временных рядов дрейфовых меридиональных переносов массы  
в Северной Атлантике**

° с. ш.	Дисперсии исходных ря- дов, $Cв^2$	Дисперсии на временных масштабах, $Cв^2$							
		2 – 4 года	%	6 – 8 лет	%	10 – 20 лет	%	> 20 лет	%
10	1,89	0,34	18	0,04	2	0,11	6	1,02	54
20	0,39	0,17	44	0,01	2	0,05	12	0,05	13
30	0,57	0,28	49	0,01	2	0,02	4	0,04	7
40	0,54	0,26	48	0,01	1	0,06	11	0,04	7
50	0,45	0,25	56	0,02	4	0,01	3	0,02	4

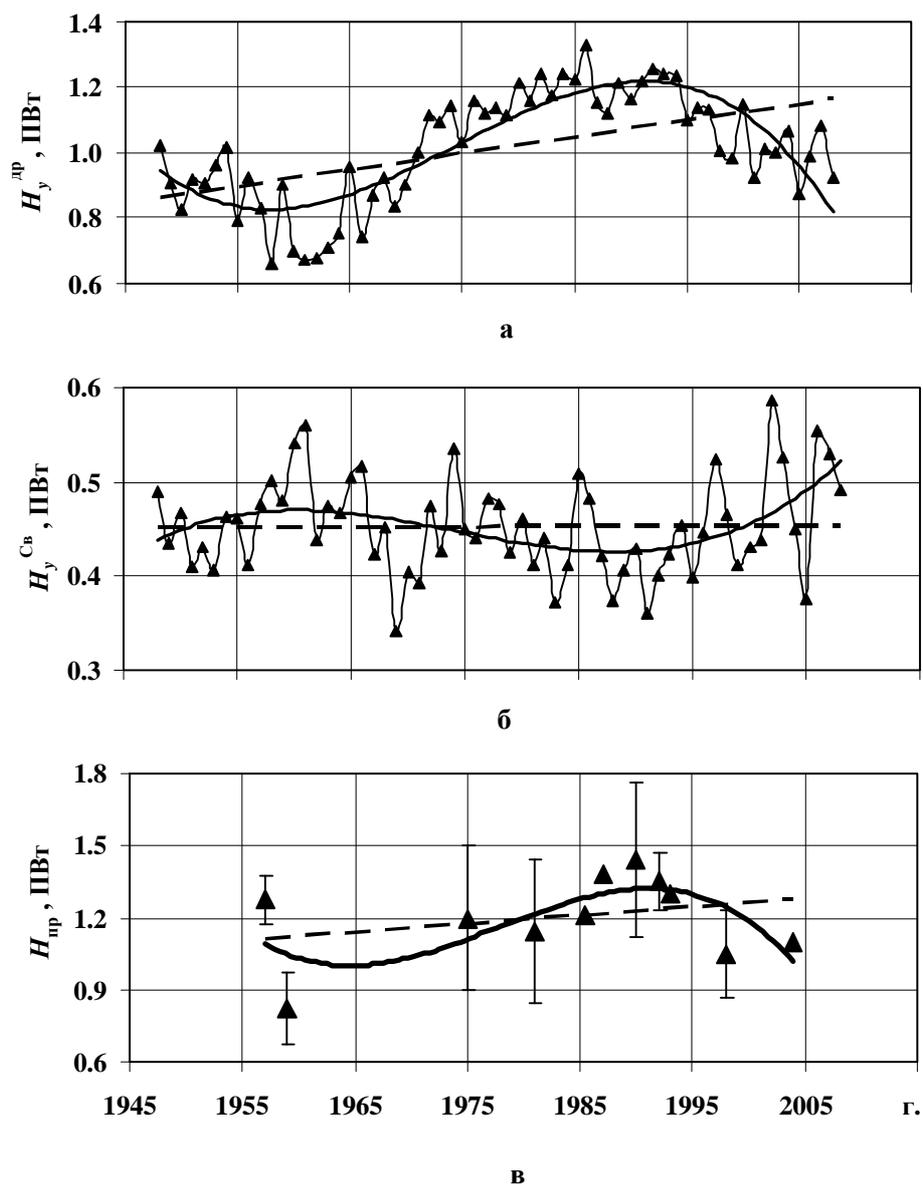
П р и м е ч а н и е. В процентах приведен вклад изменчивости различных масштабов в суммарную дисперсию после удаления линейных трендов.

Т а б л и ц а 5

**Общая характеристика временных рядов свердруповских переносов массы  
в Северной Атлантике**

° с. ш.	Дисперсии исходных ря- дов, $Cв^2$	Дисперсии на временных масштабах, $Cв^2$							
		2 – 4 года	%	6 – 8 лет	%	10 – 20 лет	%	> 20 лет	%
10	2,12	0,76	36	0,22	10	0,14	7	0,26	12
20	4,25	1,44	34	0,14	3	0,32	8	1,11	26
30	12,86	4,14	32	1,00	8	2,26	18	1,21	9
40	12,87	7,80	61	0,30	2	0,21	2	0,44	3
50	20,76	11,08	53	0,45	2	1,66	8	1,49	7

П р и м е ч а н и е. Обозначения см. в табл. 4.



**Р и с. 4.** Временной ход ДМП тепла на  $10^\circ$  с. ш. (*а*), переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией на  $30^\circ$  с. ш. (*б*), рассчитанных с использованием данных реанализа *NCEP/NCAR* за 1948 – 2008 гг., и интегральных МПТ по прямым оценкам в полосе широт  $24 - 36^\circ$  с. ш. в 1957 – 2004 гг. (*в*) в Северной Атлантике. Жирные кривые – полиномиальные тренды 3-го порядка, штриховые – линейные тренды. Вертикальные тонкие линии –  $\pm \sigma$

На  $20^\circ$  с. ш. обсуждаемый вклад после детрендрования исходных рядов ДМП тепла (массы) составляет  $\sim 13\%$ . При этом возрастает вклад более высокочастотных флуктуаций (до  $44\%$ , табл. 4).

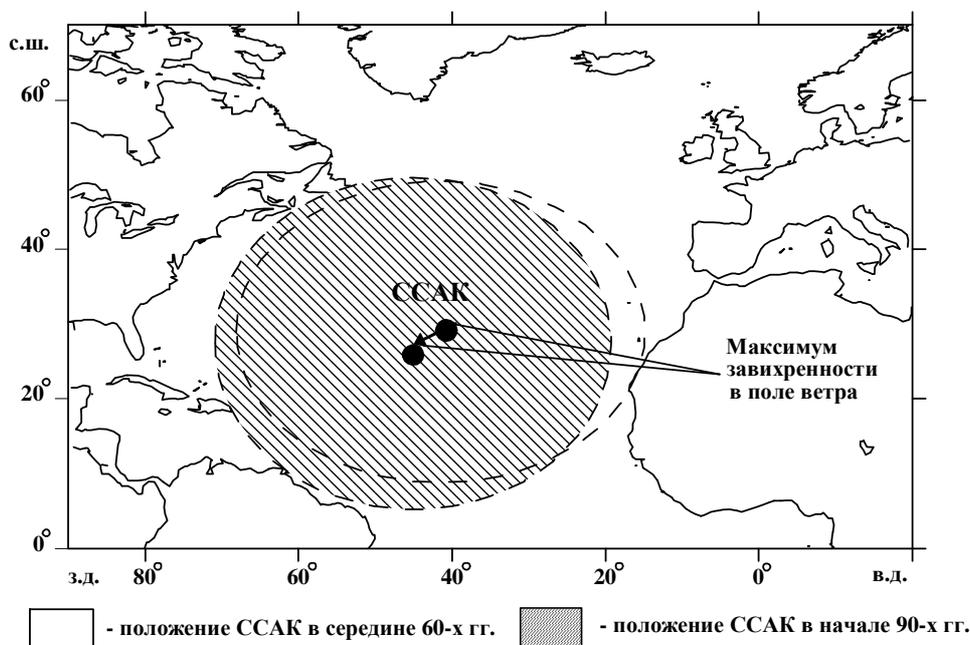
В субтропических и высоких широтах, как и на северной границе Тропической Атлантики, основная доля дисперсии дрейфовых меридиональных переносов тепла (массы) (до 56%) приходится на периоды 2 – 4 года. На других периодах вклад в суммарную дисперсию не превышает 10%. Таким образом, в этой полосе широт основная энергия флуктуаций сосредоточена в более высокочастотной части спектра.

В работе [6] также были выделены два типичных периода низкочастотной изменчивости ДМП массы (2 – 4 года и 8 – 30 лет) и оценены вклады дисперсии, обусловленные изменчивостью этих двух типов, в суммарную дисперсию на 20 и 50° с. ш. в Северной Атлантике (~35 и 65% соответственно). Отметим, что эти оценки значительно отличаются от оценок, полученных в настоящей работе. Вероятно, различия обусловлены следующими причинами. Во-первых, данные о приводном давлении в настоящей работе и данные о поле ветра в работе [6], используемые при расчете ДМП, имеют разное пространственное разрешение и разную временную длину ряда (напомним, что в [6] использовались данные Росгидрометцентра за 1957 – 1990 гг., т. е. за почти вдвое меньший период, чем в настоящей работе). При этом авторами [6] отмечается, что в данных о поле ветра присутствует интенсивный высокочастотный шум, что может приводить к типичной погрешности оценки межгодовых вариаций (до 50%), увеличивающейся с уменьшением пространственного разрешения. Во-вторых, завышенный вклад дисперсии ДМП на периодах 8 – 30 лет, полученный в работе [6], по сравнению с оценками настоящей работы может быть вызван наличием в рядах ДМП линейных трендов, фильтрация которых в [6] не проводилась.

Основная доля суммарной дисперсии  $H_y^{Cв}$  и  $Q_y^{Cв}$  в Северной Атлантике (до 61% на 40° с.ш., табл. 5) приходится на периоды 2 – 4 года. Это подтверждает наличие не только интенсивной межгодовой изменчивости, но и достаточно высокого уровня шумов (которые увеличивают дисперсию флуктуаций, приходящуюся на высокочастотную часть спектра). Вместе с тем следует обратить внимание, что на северной границе Тропической и в Субтропической Атлантике вклад в суммарную дисперсию низкочастотных вариаций (с периодами более 10 лет) также существенен. Он составляет 34 и 27% на 20 и 30° с. ш. соответственно.

На основании анализа полиномиальных трендов интегрального МПТ и переноса тепла, обусловленного горизонтальной свердруповской циркуляцией (рис. 4, б, в), выявлено, что эти переносы подвержены интенсивным низкочастотным флуктуациям. Типичный период колебаний переносов тепла составляет ~50 – 70 лет ([2], рис. 4). С середины 60-х по 90-е гг. XX в. происходила интенсификация суммарных МПТ в субтропических широтах. Это должно сопровождаться интенсификацией Северного Субтропического антициклонического круговорота (ССАК) в Северной Атлантике и его смещением в юго-западном направлении [45], схематически показанном на рис. 5. В 50-е и в конце 90-х гг. происходило уменьшение МПТ и соответственно – ослабление и смещение ССАК в северо-восточном направлении. Отметим, что вариации интегрального МПТ и переноса тепла, обусловленного горизонтальной свердруповской циркуляцией в Субтропической Атлантике, не совпадают по фазе (ср. рис. 4, б, в). В период, когда наблюдается максимальный сум-

марный МПТ,  $H_y^{Cв}$  и его вклад в интегральный МПТ минимальны. В значительной степени отмеченная закономерность обусловлена смещением максимума завихренности в поле ветра к юго-западу в 60 – 90-е гг. XX в. (рис. 5). Северный Субтропический антициклонический круговорот должен смещаться в этом же направлении, но с некоторым запаздыванием [1, 8]. Увеличение ДМП тепла на  $10^\circ$  с. ш. в 90-е гг. (рис. 4, а) также подтверждает смещение системы северо-восточных пассатных ветров в южном направлении (поскольку среднесноголетний максимум ДМП тепла, как показано выше, приходится на  $12,5^\circ$  с. ш.).



**Р и с. 5.** Схема смещения ССАК в Северной Атлантике в 60 – 90-е гг., полученная по результатам работы [45]

Анализ линейных трендов интегральных МПТ и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией в Субтропической Атлантике (штриховая линия на рис. 4, б, в), показал, что они незначимы. При этом выделенные тренды  $H_{пр}$  и  $H_y^{Cв}$  в Субтропической Атлантике положительные, что не противоречит результатам работы [1]. Значимый положительный линейный тренд выделен и во временном ходе ДМП тепла в низких широтах (рис. 4, а). Что касается причин, приводящих к увеличению  $H_y^{др}$ , то можно отметить следующее. В работе [46] также был выделен положительный линейный тренд ДМП на  $10^\circ$  с. ш. в Тропической Атлантике. Дрейфовый меридиональный перенос тепла (массы) при этом увеличился здесь в 1950 – 2001 гг. на 0,45 ПВт (4,5 Св). Однако, как видно на рис. 2 работы [46], ДМП на  $10^\circ$  с. ш. подвержен низкочастотному изменению с периодом, превышающим длину анализируемого в этой работе ряда (52 года), а тренд является скорее следствием неполного охвата данными наблюдений этого периода, ISSN 0233-7584. Мор. гидрофиз. журн., 2010, № 6

чем свидетельством усиления северо-восточного пассата. Действительно, на основании анализа более длительного ряда ДМП тепла (массы) за период 1948 – 2008 гг. в настоящей работе получено, что это увеличение составило лишь 0,3 ПВт (3 Св), что на 0,15 ПВт (1,5 Св) меньше, чем в работе [46] (рис. 4, а). На северной границе тропической зоны, как и в субтропических широтах, положительные линейные тренды оказались статистически незначимыми. На 50° с. ш. выделяется небольшой отрицательный линейный тренд, который также, вероятно, является следствием квазипериодической изменчивости с периодом, несколько превышающим длину анализируемого ряда. Эти колебания, по всей вероятности, представляют собой часть низкочастотного квазипериодического процесса в системе океан – атмосфера с периодом ~65 лет, называемого Атлантической мультидекадной осцилляцией [1], который проявляется, в частности, в квазисинхронной интенсификации ДМП в низких и высоких широтах [6, 47].

### Выводы

Основные результаты настоящей работы заключаются в следующем.

– На основании обобщенного анализа оценок, полученных разными авторами, по данным наблюдений за 1870 – 2008 гг. уточнено положение и значение максимума среднемноголетнего ДМП тепла (массы), который равен  $1,6 \pm 0,1$  ПВт ( $17,4 \pm 1,5$  Св) на 12,5° с. ш. в Тропической Атлантике. Дрейфовые меридиональные переносы в северной части Экваториальной Атлантики могут полностью определять вынос тепла в тропические широты Северной Атлантики.

– Впервые оценен вклад переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, в интегральный МПТ. Он максимален в окрестности 30° с. ш. в Субтропической Атлантике и составляет ~40%.

– Выявлено, что в Тропической Атлантике существенная доля дисперсии  $H_y^{др}$  ( $Q_y^{др}$ ) (54%) и  $H_y^{св}$  ( $Q_y^{св}$ ) (26%) приходится на периоды, превышающие 20 лет. При этом в субтропических и средних широтах основная энергия флуктуаций сосредоточена в более высокочастотной части спектра (с периодом 2 – 4 года). Частично этот результат связан с высоким уровнем шумов, присутствующих в исходных данных и проявляющихся в повышенном уровне более высокочастотных флуктуаций.

– Сравнительный анализ интегральных МПТ, полученных разными авторами по данным прямых наблюдений за 1957 – 2004 гг., а также  $H_y^{др}$  и  $H_y^{св}$ , оцененных в настоящей работе по данным реанализа *NCEP/NCAR* за 1948 – 2008 гг., показал, что в Субтропической Атлантике эти переносы изменяются с периодом 50 – 70 лет. Минимального значения интегральный МПТ в этом регионе достигает в середине 60-х гг., максимального – в 90-е гг. Усиление суммарного МПТ в Субтропической Атлантике на этих временных масштабах сопровождается смещением центра ССАК к юго-западу, что подтверждается смещением центра Азорского максимума давления. Выявить статистически значимые тенденции в изменениях ДМП тепла и переносов тепла, обусловленных горизонтальной свердруповской циркуляцией, в Субтропической Атлантике за рассматриваемые периоды наблюдений не удалось.

– Обнаруженные положительная тенденция ДМП тепла (массы) на 10° с. ш. и отрицательная тенденция на 50° с. ш. в Северной Атлантике свидетельствуют об одновременной интенсификации ДМП в низких и высоких широтах в 1948 – 2008 гг. Вместе с тем выделенные тренды при наличии высокоамплитудной изменчивости с периодом, на несколько лет превышающим длину анализируемых рядов, являются скорее следствием неполного охвата данными наблюдений в рассматриваемый период, чем свидетельством реального долговременного усиления ДМП в этих широтах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Полонский А.Б.* Роль океана в изменениях климата. – Киев: Наук. думка, 2008. – 184 с.
2. *Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б.* Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике и тенденции его изменений // Морской гидрофизический журнал. – 2007. – № 1. – С. 46 – 52.
3. *Bryden H.L., Longworth H.R., Cunningham S.A.* Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N // Nature. – 2005. – 438. – P. 655 – 657.
4. *Josey S.A., Kent E.C., Taylor P.K.* Wind stress forcing of the ocean in the SOC climatology: Comparisons with the NCEP/NCAR, ECMWF, UWM/COADS, and Hellerman and Rosenstein datasets // J. Phys. Oceanogr. – 2002. – 32, № 7. – P. 1993 – 2019.
5. *Harrison D.E.* On climatological monthly mean wind stress and wind stress curl fields over the World Ocean // J. Climate. – 1989. – 2, № 1. – P. 57 – 70.
6. *Полонский А.Б., Воскресенская Е.Н.* Низкочастотная изменчивость меридиональных дрейфовых переносов в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 7. – С. 89 – 100.
7. *Гандин Л.С., Лайтман Д.Л., Матвеев Л.Т., Юдин М.И.* Основы динамической метеорологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1995. – С. 388 – 402.
8. *Джиганшин Г.Ф., Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б.* Влияние межгодовой изменчивости поля ветра в субтропическом круговороте на расходы Гольфстрима // Системы контроля окружающей среды. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – С. 296 – 299.
9. *Баев С.А., Булгаков Н.П., Полонский А.Б.* Сезонная и межгодовая изменчивость дрейфового переноса массы и тепла в Северной Атлантике (низкие широты) // Морской гидрофизический журнал. – 1988. – № 6. – С. 29 – 35.
10. *Гулев С.К., Лаппо С.С., Тихонов В.А.* Межгодовая динамика интегральных характеристик теплового взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой // Изв. АН СССР. ФАО. – 1988. – 24, № 8. – С. 861 – 872.
11. *Adamec D., Rienecker M.M., Vukovich J.M.* The time-varying characteristics of the meridional Ekman heat transport for the World Ocean // J. Phys. Oceanogr. – 1993. – 23, № 12. – P. 2704 – 2716.
12. *Boning C.W., Doscher R., Isemer H.-J.* Monthly mean wind stress and Sverdrup transports in the North Atlantic: A comparison of Hellerman – Rosenstein and Isemer – Hasse climatologies // Ibid. – 1991. – 21, № 2. – P. 221 – 235.
13. *Bunker A.F.* Computation of surface energy flux and annual air – sea interaction cycles of the North Atlantic ocean // Month. Wea. Rev. – 1976. – 104, № 9. – P. 1122 – 1140.
14. *Chereskin T.K., Roemmich D.* A comparison of measured and wind-derived Ekman transport at 11° N in the Atlantic Ocean // J. Phys. Oceanogr. – 1991. – 21, № 6. – P. 869 – 878.
15. *Fillenbaum E.R., Lee T.N., Jounhs W.E. et al.* Meridional heat transport variability at 26.5°N in the North Atlantic // Ibid. – 1997. – 27, № 1. – P. 153 – 174.
16. *Hall M.M., Bryden H.L.* Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport // Deep-Sea Res. – 1982. – 29, № 3A. – P. 339 – 359.

17. *Hellerman S.* An updated estimate of the wind stress on the World Ocean // *Month. Wea. Rev.* – 1967. – 95, № 9. – С.607 – 626.
18. *Hellerman S., Rosenshtain M.* Normal monthly wind stress over the World Ocean with error estimates // *J. Phys. Oceanogr.* – 1983. – 13, № 4. – P. 1093 – 1104.
19. *Kraus E.B., Levitus S.* Annual heat flux variations across the tropic circles // *Ibid.* – 1986. – 16, № 8. – P. 1479 – 1487.
20. *Leetmaa A., Bunker A.F.* Updated charts of the mean annual wind stress convergences in the Ekman layers and Sverdrup transport in the North Atlantic // *J. Mar. Res.* – 1978. – 36, № 3. – P. 311 – 322.
21. *Levitus S.* Meridional Ekman heat fluxes for the World Ocean and individual ocean basins // *J. Phys. Oceanogr.* – 1987. – 17, № 9. – P. 1484 – 1492.
22. *Macdonald A.M., Wunsch C.* An estimate of global ocean circulation and heat fluxes // *Nature.* – 1996. – 382. – P. 436 – 439.
23. *Molinari R.L., Johns E., Festa 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.
24. *Rago T.A., Rossby T.H.* Heat transport into the North Atlantic Ocean of 32°N latitude // *Ibid.* – 1987. – 17, № 7. – P. 854 – 871.
25. *Roemmich D.* The balance of geostrophic and Ekman transports in the tropical Atlantic Ocean // *Ibid.* – 1983. – 13, № 8. – P. 1534 – 1539.
26. *Roemmich D., Wunsch C.* Two transatlantic sections: meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean // *Deep-Sea Res.* – 1985. – 32, № 6. – P. 619 – 664.
27. *Sato O.T., Polito P.S.* Comparison of the global meridional Ekman heat flux estimated from four wind sources // *J. Phys. Oceanogr.* – 2005. – 35, № 1. – P. 94 – 108.
28. *Sato O.T., Rossby T.H.* Seasonal and low-frequency variability of the meridional heat flux at 36° N in the North Atlantic // *Ibid.* – 2000. – 30, № 3. – P. 606 – 621.
29. *Talley L.D.* Shallow, intermediate and deep overturning components of the global heat budget // *Ibid.* – 2003. – 33, № 3. – P. 530 – 560.
30. *Trenberth K.E., Caron J.M.* Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports // *J. Clim.* – 2001. – 14, № 16. – P. 3433 – 3443.
31. *Trenberth K.E., Large W.G., Olson J.G.* The mean annual cycle in global ocean wind stress // *J. Phys. Oceanogr.* – 1990. – 20, № 11. – P. 1742 – 1760.
32. *Townsend T.L., Hurlburt H.E., Hogan P.J.* Modeled Sverdrup flow in the North Atlantic from 11 different wind stress climatologies // *Dyn. Atmos. Ocean.* – 2000. – 32, № 3 – 4. – P. 373 – 417.
33. *Budyko M.I.* Atlas of the Heat Balance of Earth. – Moscow: Glob. Geofiz. Observ., 1963. – 69 p.
34. *Haar T.H.V., Oort A.H.* New estimate of annual poleward energy transport by Northern hemisphere oceans // *J. Phys. Oceanogr.* – 1973. – 3, № 2. – P. 169 – 172.
35. *Lamb P.T., Bunker A.F.* The annual march of heat budget of the north and tropical Atlantic Ocean // *Ibid.* – 1982. – 12, № 12. – P. 1388 – 1410.
36. *Oort A.H., Haar T.H.V.* On the observed annual cycle in the ocean – atmosphere heat balance over the Northern hemisphere // *Ibid.* – 1976. – 6, № 6. – P. 781 – 800.
37. *Тимофеев Н.А., Юровский А.В.* Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с.
38. *Hastenrath S.* Heat budget of ocean // *J. Phys. Oceanogr.* – 1980. – 10, № 2. – P. 159 – 170.
39. *Hastenrath S.* On meridional heat transport in the World Ocean // *Ibid.* – 1982. – 12, № 8. – P. 922 – 927.
40. *Hsuing J.* Estimates of global oceanic meridional heat transport // *Ibid.* – 1985. – 15, № 11. – P. 1405 – 1413.

41. Дунец А.А., Климок В.И., Полонский А.Б. Баланс массы и переносы тепла в Экваториальной Атлантике // Морской гидрофизический журнал. – 1991. – № 1. – С. 22 – 29.
42. Krauss W. The North Atlantic Current // J. Geophys. Res. – 1986. – 91, № С4. – Р. 5061 – 5074.
43. Köhl A., Stammer D. Variability of the meridional overturning in the North Atlantic from the 50-year GECCO state estimation // J. Phys. Oceanogr. – 2008. – 38, № 9. – Р. 1913 – 1930.
44. Саркисян А.С. Сорок лет открытию роли совместного эффекта бароклинности и рельефа дна в моделировании климатических характеристик океана // Изв. РАН. ФАО. – 2006. – 42, № 5. – С. 582 – 603.
45. Полонский А.Б. Действительно ли наблюдается потепление промежуточных вод субтропического круговорота в Северной Атлантике? // Морской гидрофизический журнал. – 2000. – № 6. – С. 76 – 81.
46. Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б. Низкочастотная изменчивость дрейфовых и интегральных меридиональных переносов тепла в Северной Атлантике // Метеорология, климатология и гидрология. – 2008. – Вып. 50, ч. 2. – С. 196 – 201.
47. Сизов А.А. О крупномасштабной изменчивости циркуляции и теплового состояния атмосферы и океана в Северной Атлантике // Морской гидрофизический журнал. – 1991. – № 5. – С. 22 – 26.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
E-mail: apol@alpha.mhi.iuf.net  
svetlanabk@mail.ru

Материал поступил  
в редакцию 19.08.09  
После доработки 02.11.09

**АНОТАЦІЯ** Проаналізовано просторово-часову мінливість меридіонального перенесення тепла (МПТ) у Північній Атлантиці. Оцінено внесок різних механізмів в інтегральний МПТ. Підтверджено ключову роль дрейфового перенесення у Тропічній Атлантиці у формуванні океанічного МПТ. На основі узагальненого аналізу оцінок, одержаних різними авторами за даними 1870 – 2008 рр., та розрахунків з використанням даних реаналізу *NCEP/NCAR*, уточнено положення та величину максимуму середньобігаторічного дрейфового меридіонального перенесення ДМП тепла (маси). Воно досягає максимального значення поблизу 12,5° пн. ш. Тропічної Атлантики, де його величина дорівнює  $1,6 \pm 0,1$  ПВт ( $17,4 \pm 1,5$  Св). Внесок перенесення тепла, обумовлений горизонтальною свердрупівською циркуляцією, в інтегральний МПТ є максимальним поблизу 30° пн. ш. та в середньому складає ~40%. У Субтропічній Атлантиці МПТ змінюється з типовим періодом ~50 – 70 лет. Мінімального значення інтегральний МПТ досягає у середині 1960-х рр., максимального – на початку 1990-х рр. Судячи з положення центру Азорського максимуму тиску, можна зробити висновок, що підсилення сумарного МПТ у Субтропічній Атлантиці на цих часових масштабах супроводжується зміщенням центру Північного Субтропічного антициклонічного колообігу до південно заходу.

**ABSTRACT** Space-time variability of meridional heat transport (MHT) in the North Atlantic is analyzed. Contribution of various mechanisms to the integral MHT is estimated. The dominant role of drift transports in the Tropical Atlantic in formation of the oceanic MHT is confirmed. Based on the generalized analysis of the estimates obtained by different authors who used the data of 1870 – 2008 and the calculations including the data of reanalysis *NCEP/NCAR*, it is shown that the average multi-year drift meridional heat (mass) transport achieves its maximum value  $1.6 \pm 0.1$  PW ( $17.4 \pm 1.5$  Sv) in the vicinity of 12.5° N in the Tropical Atlantic. Heat transports' contribution conditioned by the horizontal Sverdrup circulation to the integral MHT reaches its maximum in the vicinity of 30° N and amounts 40%. In the Subtropical Atlantic the variation period of MHT is 50 – 70 years. Minimal value of the integral MHT was in the middle 60ies, and its maximum value – in the early 90ies. Taking into account location of the Azores high center the following conclusion can be drawn: intensification of total MHT in the Subtropical Atlantic on these time scales is accompanied by displacement of the center of the North Subtropical anticyclonic gyre to the southwest.