

**ПЕРЕНОС ВОДНЫХ МАСС ЧЕРЕЗ 60° С.Ш. СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ
В 1997–2007 ГГ. ПО ДАННЫМ РОССИЙСКИХ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ
РАЗРЕЗОВ**

Введение

Субполярная часть Северной Атлантики играет важнейшую роль в формировании долгопериодных изменений климата. Именно здесь в результате водообмена Атлантики с Северным Ледовитым океаном, адвекции теплых соленых вод из субтропических широт и локальной конвекции образуются глубинные воды, формирующие нижнее звено глобальной термохалинной циркуляции. Изменение условий генерации вертикального потока массы в этом районе определяет значительную межгодовую и долгопериодную изменчивость характеристик промежуточных и глубинных вод, что, в свою очередь, отражается на состоянии всей климатической системы. Важным этапом в изучении этой проблемы стали международные программы WOCE и CLIVAR. Существенным вкладом России в эти программы стал ряд из 7 разрезов, выполненных в летне-осенний сезон в 1997–2007 гг. на судах ИО РАН между шельфом Великобритании и Гренландией. Географическое положение разрезов (рис. 1) обеспечило пересечение ими основных течений этого региона, входящих в субполярный круговорот Северной Атлантики. Кроме того, разрезы проходили вблизи порогов, которые отделяют Лабрадорскую и Северо-Европейскую котловины от Норвежского и Гренландского морей, служащих для Северной части Атлантического океана источниками наиболее плотных вод и несущих климатический сигнал из Арктического бассейна.

Следует отметить, что данные экспедиции 2003 г. еще не прошли процедуру окончательной обработки и приведения, поэтому все результаты по ним носят лишь предварительный характер.

Ранее по результатам рейсов в этом районе был сделан ряд принципиально важных выводов об изменчивости характеристик глубинных водных масс [5, 12]. Было установлено, что интенсивность меридиональной циркуляции прямым образом зависит от потока глубинных вод арктического происхождения и находится в противофазе с интенсивностью

¹ Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

² ГУ «Гидрометцентр России»

³ Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН



Рис. 1. Основные формы рельефа исследуемого района и расположение станций на разрезе 2004 г.

конвекции в море Лабрадор [14, 2]. Период интенсификации меридиональной термохалинной циркуляции в Северной Атлантике в начале 1980-х гг. чередовался с периодами ее ослабления в конце 1950-х и начале 1990-х гг. [12]. При этом интенсификация 1980-х гг. происходила на фоне резкого уменьшения образования Лабрадорских вод и увеличения переносов глубинных вод арктического происхождения. В результате в Северной Атлантике формировалась практически двухслойная ячейка меридиональной циркуляции (МЦ), соответствующая «классическому» представлению о структуре «глобального меж океанского конвейера»: поток на север в верхнем звене и поток на юг в глубинном слое.

Ослабление МЦ в Северной Атлантике в начале 1990-х гг. происходило при резком увеличении объемов образования Лабрадорских вод с одновременным их распреснением, охлаждением и увеличением плотности. При этом происходило уменьшение объемов переноса глубинных вод на юг и интенсивное проникновение сильно трансформированной Антарктической донной воды на север. В результате сформировалась трехслойная меридиональная ячейка циркуляции, в которой промежуточный слой - слой Лабрадорских вод - ослаблял интенсивность меридионального потока массы и тепла (на 30-40 % по сравнению с первым режимом) [12].

Интенсификация меридиональной циркуляции вод в субполярных широтах была вновь зарегистрирована в конце 1990-х гг. Она происходила на фоне начавшегося формирования менее плотной разновидности Лабрадорских вод и общего увеличения объема обеих

разновидностей этой водной массы в Северной Атлантике [5, 4]. В данной работе приводятся количественные оценки этого процесса за последнее десятилетие.

Структура вод на разрезе

Структура вод на 60° с.ш. в рассматриваемой части Лабрадорской котловины, именуемой в зарубежной литературе бассейном Ирмингера, и Исландском бассейне принципиально различная (рис. 2). Под водами поверхностной структурной зоны (ПВ) и Исландскими промежуточными (ИПВ) располагаются две моды Лабрадорских вод с повышенной соленостью и с повышенным содержанием кислорода, именуемые новыми (нЛВ) и старыми (сЛВ) [2], разделенные слоем вод более высокой солености. Ниже располагаются высокосоленные Северо-Восточные, или Исландско-Шетландские глубинные воды (ИШГВ), попадающие сюда через разлом Гиббса на 53° с.ш. И наконец, придонное положение вблизи материкового склона Гренландии занимают низкосоленные и богатые кислородом Северо-Западные глубинные воды, иногда именуемые водами Датского пролива (ДПВ). В Исландском же бассейне отсутствуют слои новых Лабрадорских вод и вод Датского пролива, зато в самой глубинной части присутствуют донные воды Восточного бассейна (ВДВ), выделяемые по максимальным концентрациям биогенных элементов. В котловинах к востоку от хребта Рокколл выделяются малотрансформированные воды из Норвежского моря (НВ), близкие по характеристикам к водам, проникающим на юг через Фарерско-Шетландский желоб.

На основе картирования положения максимальных вертикальных градиентов солености, экстремумы которых однозначно определяют ядра практически всех водных масс, по методике, приведенной в работе [1], были выделены границы водных масс в соответствии с положением изопикнических поверхностей σ_0 . Положение этих поверхностей довольно существенно меняется год от года, но тем не менее средние величины σ_0 достаточно точно определяют их положение. Структура водных масс также неоднородна вдоль разреза, поэтому разрез был разделен на 7 участков по долготе (рис. 2) с разной вертикальной структурой водных масс, в которых границы однозначно соответствовали положению определенной изопикнической поверхности σ_0 . Отметим, что положение максимальных градиентов солености для большинства пограничных слоев между выделяемыми водными массами совпадает и не противоречит данным о структуре вод из литературных источников.

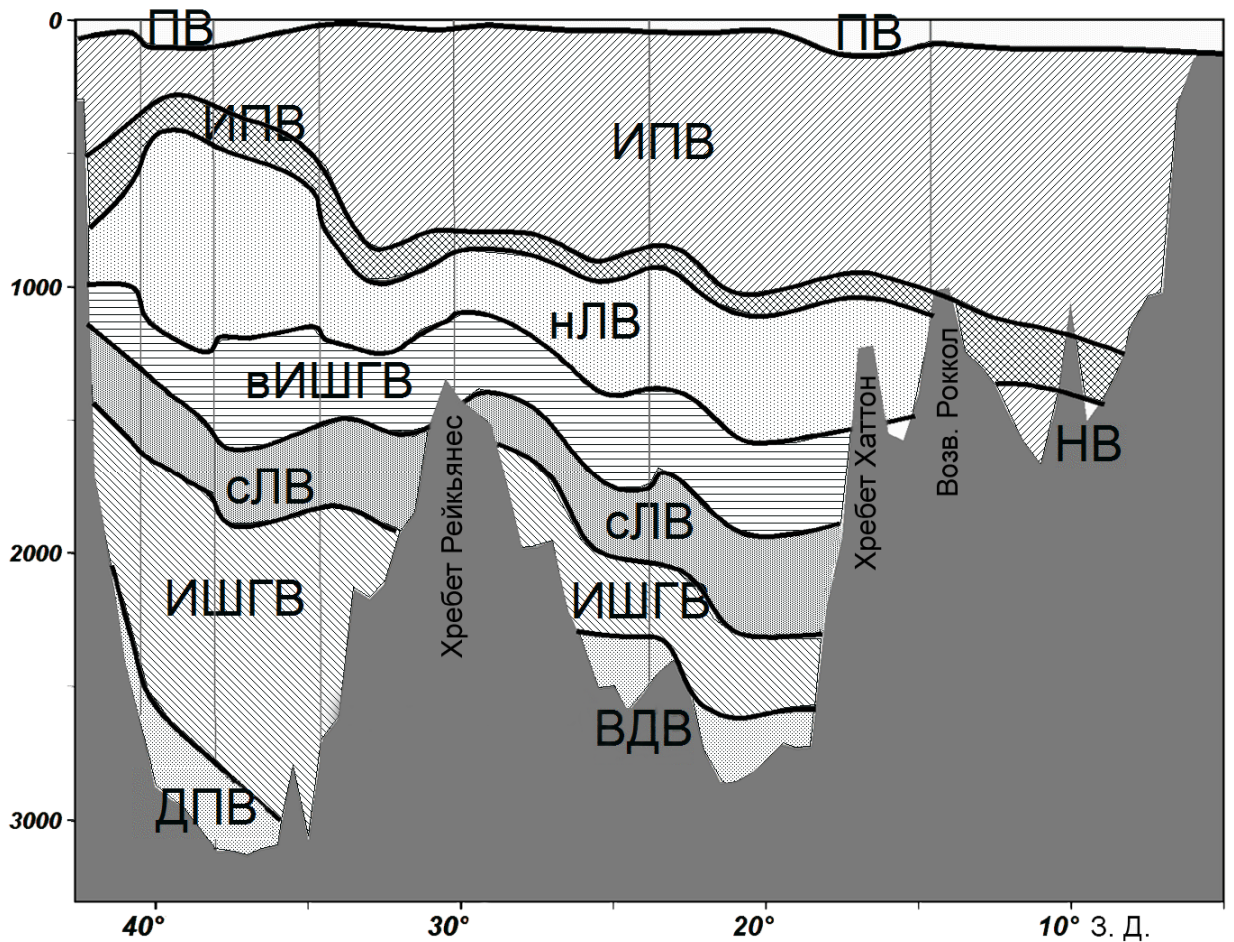


Рис. 2. Структура водных масс на разрезе по 60° с.ш. в 2007 г.

Методика оценки скоростей течений

Для расчета поля скоростей течений была модифицирована методика, описанная в работах [7, 3]. Скорость меридионального течения на некотором горизонте представлялась в виде суммы скорости, рассчитанной динамическим методом от дна, скорости Экмановского дрейфа и баротропной поправки, рассчитываемой по данным спутниковой альтиметрии (проект AVISO).

На решение задачи прямого измерения абсолютной динамической топографии, которое может использоваться и для последующего расчета скорости на поверхности океана, был направлен запуск в начале 1990-х гг. спутников Torex/Poseidon, ERS-1,2, GFO, Envisat, Jason-1, оснащенных альтиметрами. Однако такое измерение подразумевает знание положения поверхности геоида, которое до сих пор известно с недостаточной точностью. На сегодняшний день спутниковые альтиметры позволяют с хорошей точностью измерять отклонение уровня океана от некоторой средней уровенной поверхности, восстановление которой стало ключевой задачей. Хотя существует несколько вариантов ее решения, пожалуй,

наилучшим образом это удалось сделать группе французских специалистов путем последовательного приближения с привлечением самых разнообразных данных – модели геоида EIGEN-2, климатологии Левитуса [13], собственно данных альтиметрии, ХВТ и STD-данных, измерений скорости дрейфующими поплавками и т.д. [15]. Именно эти данные использовались в разработанной методике для расчета упоминавшейся выше баротропной поправки.

Расчет баротропной поправки подразумевает линейную интерполяцию абсолютной динамической топографии в координаты точек станций. Анализ данных спутниковой альтиметрии AVISO показал, что ее величины могут существенно меняться в этих точках за период времени выполнения всего разреза. Поэтому для более корректного восстановления структуры течений интерполяция проводилась на даты, охватывающие весь период выполнения разреза. Затем между полученными для разных дат профилями вдоль разреза выполнялась линейная интерполяция по времени на моменты выполнения измерений на станциях.

Расчет скорости этим способом может быть выполнен только до наибольшей общей для двух станций глубины. Таким образом, в вертикальной плоскости разреза образуется область придонных «треугольников», расходом через которую зачастую пренебрегают. Однако существуют примеры, когда учет такого расхода оказывается принципиально важным (например, [11]). Задача восстановления поля скорости в этой придонной области может решаться двумя путями: во-первых, экстраполяцией самих значений скорости (например, [3]), во-вторых, через восстановление поля плотности *in situ* таким образом, чтобы при последующем расчете скорости охватывалась вся площадь разреза [7].

Дрейфовая составляющая скорости течения может быть рассчитана согласно теориям ветрового воздействия на океан Экмана и Мадсена. Эпюра дрейфовой составляющей скорости течений рассчитывалась для каждой из станций. Главное отличие модели Мадсена от классической модели Экмана заключается в другой форме годографа, ином угле отклонения вектора поверхностного течения от направления ветра ($\sim 10^\circ$ против 45°) и глубине слоя трения (в теории Экмана она приблизительно в 2 раза больше). Для расчетов использовались данные о касательном напряжении и скорости ветра спутникового скаттерометра QSCAT, осредненные за неделю. Для рейсов, состоявшихся до вывода QSCAT на орбиту, были взяты данные измерений скаттерометра спутника ERS, имеющие худшее разрешение (1 измерение в неделю против 2-х в день).

Поле ветра на приведенных разрезах способствовало формированию лишь незначительного меридионального дрейфового переноса (величины ветровых составляющих скоростей течения редко превышали 3 см/с), а суммарный Экмановский перенос составил

менее 0,1 Св вне зависимости от модели его расчета). Величинами такого порядка для расчетов можно пренебречь.

Полезной для расчетов, на первый взгляд, может оказаться гипотеза о нулевом суммарном переносе через плоскость разреза, базирующаяся на условии сохранения массы воды к северу от 60° с.ш., то есть в Северном Ледовитом океане. Однако следует учитывать наличие водообмена между Тихим и Северным Ледовитым океаном, через Берингов пролив ($0,8 \pm 0,3$ Св) [16]. В связи с незамкнутостью разреза на Северную Америку и существованием переноса через Дэвисов пролив ($-2,6 \pm 1,0$ Св) [9] и Гудзонов пролив ($-0,1 \pm 0,3$ Св) [10], суммарный перенос еще более отличается от нулевого. Согласно работе [17], также следует учитывать перенос через Ла-Манш ($0,1-0,2$ Св в восточном направлении). Таким образом, с учетом всех этих величин для сохранения баланса массы, суммарный перенос через разрез по 60° с.ш. должен составлять от 0,5 до 3,8 Св в северном направлении.

Оценки переносов водных масс за все годы наблюдений свидетельствуют о значительных и разнонаправленных геострофической и баротропной составляющих переносов (50–80 Св). Практически за все годы, за исключением измерений 2004 и 2007 гг., они обеспечили суммарный перенос через разрез в пределах от -5 до +1 Св, что говорит о приемлемом качестве расчетов (таблица). Невязки объясняются как наличием вышеупомянутых некомпенсированных переносов и неединовременностью наблюдений, так и недостаточным разрешением измерений вдоль разреза, особенно в области вихревых образований и пограничных течений. Для более корректного сравнения расходов водных масс за разные годы в дальнейшем анализируются только величины, полученные по данным проекта AVISO без дополнительной коррекции или приведения к нулевому суммарному переносу.

Расчетные невязки баротропной составляющей переноса, численно соответствующие суммарным расходам через разрез (Св, положительное направление – на север)

год	1997	2002	2003	2004	2005	2006	2007
невязка AVISO	0,2	2,3	-9,6	-17,4	-4,8	-3,4	-14,5

Анализ результатов

С целью оценки качества полученных результатов проводился расчет поля скорости течений на прореженную сетку станций. Для вычислений использовался разрез с самой высокой частотой станций – разрез 2007 г. Расчеты были выполнены с прореживанием

каждой второй и каждой четвертой станции, за исключением крайних. Естественно, что для каждого такого варианта определялась отдельная кривая баротропных поправок, определяемых по альтиметрическим данным. Разрежение станций, как в западной пограничной области, так и в основной части разреза, не приводит к заметному отличию конечного результата. Переносы различных водных масс и основных течений изменяются в этом случае на максимальную величину, близкую к 1 Св. Интегральный перенос уменьшается примерно на 2 Св. Эти результаты свидетельствуют о достаточно высоком качестве измерений, а также о хорошей применимости для расчетов интегральных величин ранних разрезов (1997 и 2002 гг.) с редкой сеткой станций.

Невязки объясняются как наличием вышеупомянутых нескомпенсированных переносов и неединовременностью наблюдений (разрез проводится в течение 2-х недель), так и недостаточным разрешением измерений вдоль разреза, особенно в области вихревых образований и пограничных течений, а также возможным несоблюдением условия сохранения баланса массы воды. При расчете интегральных переносов, ввиду замкнутости их циркуляции в синоптических вихрях, суммарный перенос массы воды вихрями должен быть нулевым. Проведенные оценки невязок показали, что одной из наиболее вероятных причин их возникновения может являться недостаточное пространственное разрешение сетки станций в области интенсивных синоптических вихрей. Синоптические вихри в Северной Атлантике образуются благодаря неустойчивости, возникающей на периферии Северо-Атлантического течения [6], и имеют горизонтальный масштаб, сравнимый с бароклинным радиусом деформации Россби (~50 км). В районе рассматриваемых разрезов вихревые образования наблюдаются вблизи Срединно-Атлантического хребта. В период гидрологических измерений на 60° с.ш. вихри можно выделить на основе данных абсолютной динамической топографии поверхности моря, которые предоставляет спутниковая альтиметрия.

На рис. 3. представлено распределение меридиональной составляющей скорости на разрезе 2004 г.

В районе 20° з.д. наблюдаются сильные разнонаправленные потоки со скоростями более 30 см/с, что говорит о присутствии здесь вихревого образования. Пунктирная линия показывает распределение скоростей на разрезе с шагом 0,3° долготы (максимальное разрешение спутниковой альтиметрии). Сплошная линия соединяет значения скоростей в точках станций (расстояние между станциями около 1°), которые и использовались при расчетах суммарного переноса. Следует отметить, что при расчетах расхода на разрезе ошибка в определении баротропной составляющей скорости на 5 см/с приводит к невязкам приблизительно соответствующим величине в 5 Св. На рис. 3 можно выделить множество

несоответствий этих двух линий, что говорит о неполном описании вихревых структур измерениями на станциях, и, как следствие, приводит к итоговой невязке, так как недостаточно подробно описанные станциями вихри дают отличный от нуля вклад в итоговый перенос.

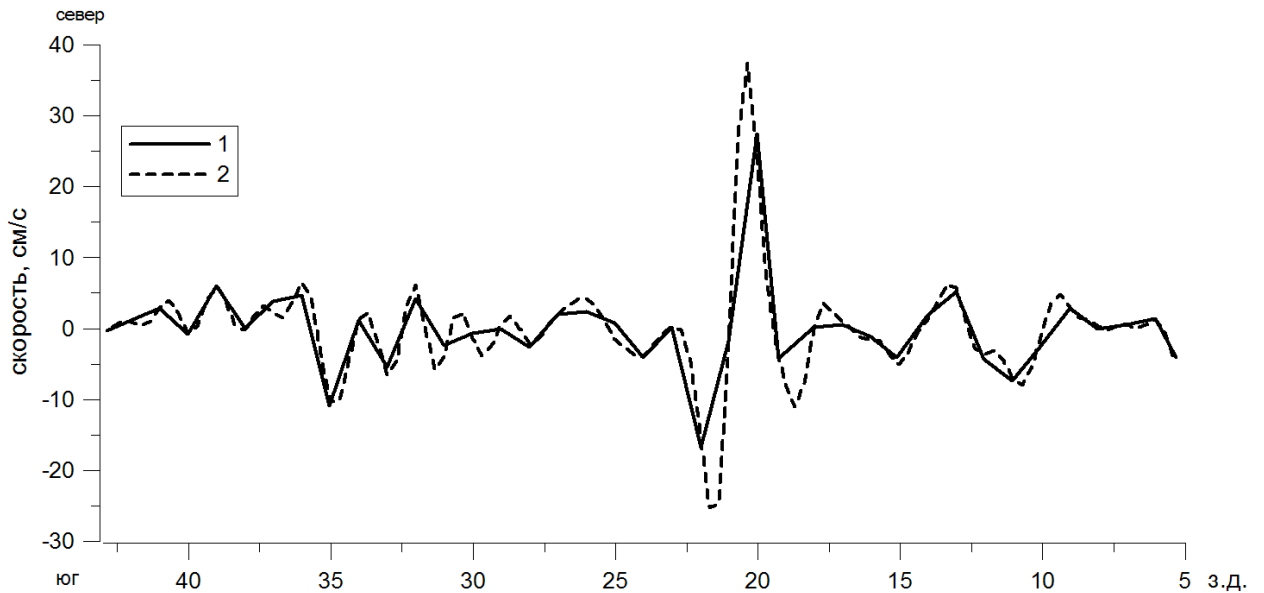


Рис 3. Распределение меридиональной составляющей скорости течений по данным спутниковой альтиметрии в точках станций (1) и с шагом $0,3^\circ$ (2) в 2004 г. (непрерывное и для точек станций).

Проведенный анализ данных за другие годы показал, что в 2003, 2004 и 2007 гг. наблюдались наиболее ярко выраженные вихревые образования с большим диапазоном скоростей (более 40 см/с), что при низком разрешении станциями и дает наибольшие невязки суммарного переноса на разрезе. В связи с этим при сравнении межгодовой изменчивости переносов по отдельным водным массам данные за 2003, 2004 и 2007 гг. в районах расположения вихрей не принимались в расчет по причине низкой достоверности.

Измерения в разные годы показали, что интегральный перенос в поверхностной структурной зоне (главным образом геострофической) существенно не меняется и составляет $11 \div 13$ Св, наблюдается лишь его перераспределение по участкам разрезов. Перенос ИПВ составляет 3–8 Св.

На рис. 4 приведены расчетные значения переноса глубинных водных масс региона. ЛВ в каждом из бассейнов распространяются на юг у западных склонов Гренландии и хребта Хаттон и в обратном направлении – у восточных. Перенос ИШГВ и ДПВ в южном направлении находится в пределах 9–11 и 2–6 Св соответственно.

Перенос, Св

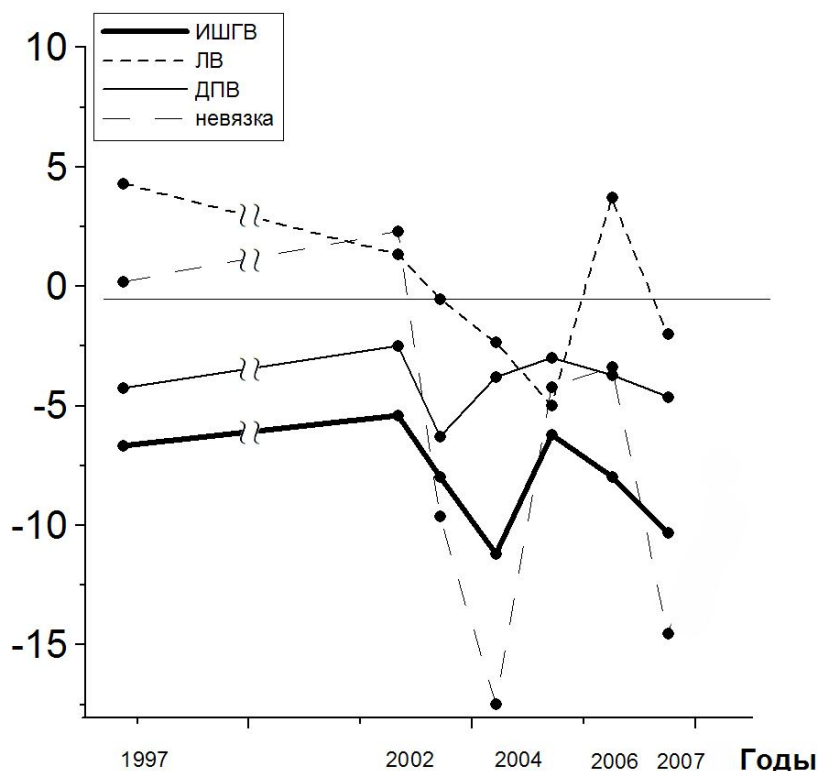


Рис. 4. Суммарные переносы глубинных водных масс на разрезе (Св).

На рис. 4 видно, что общая невязка оказывает существенное значение на изменчивость ИШГВ. Для Лабрадорских вод, вероятно, это влияние сказывается в последние 3 года.

Если же рассмотреть эти переносы по отдельным бассейнам (рис. 5), то отмечается принципиальное различие – перенос глубинных вод сосредоточен главным образом в бассейне Ирмингера, тогда как в Исландском он практически нулевой. Для бассейна Ирмингера можно отметить общее усиление переноса в глубинном слое в последние 2 года, когда суммарный поток достиг значений, характерных для 2003-2004 гг. (около 15 Св).

В Исландском бассейне Лабрадорские воды имеют не только противоположное другим водным массам интегральное направление переноса (северное), но и явно другой характер межгодовой изменчивости. В целом же изменчивость глубинного звена МЦ от года к году в обоих бассейнах сравнима, хотя общее южное направление переноса определяется западным бассейном.

Изменения в слое ЛВ сопровождались увеличением их переноса в 2002-2005 гг. и его ослаблением к 2006 на 2 Св. Суммарный перенос глубинных вод на юг в бассейне Ирмингера в 2000-е гг. увеличился по сравнению с 1997 г. на 7-10 Св, в то же время интенсивность переноса на север в Северо-Атлантическом течении упала примерно на такую же величину.

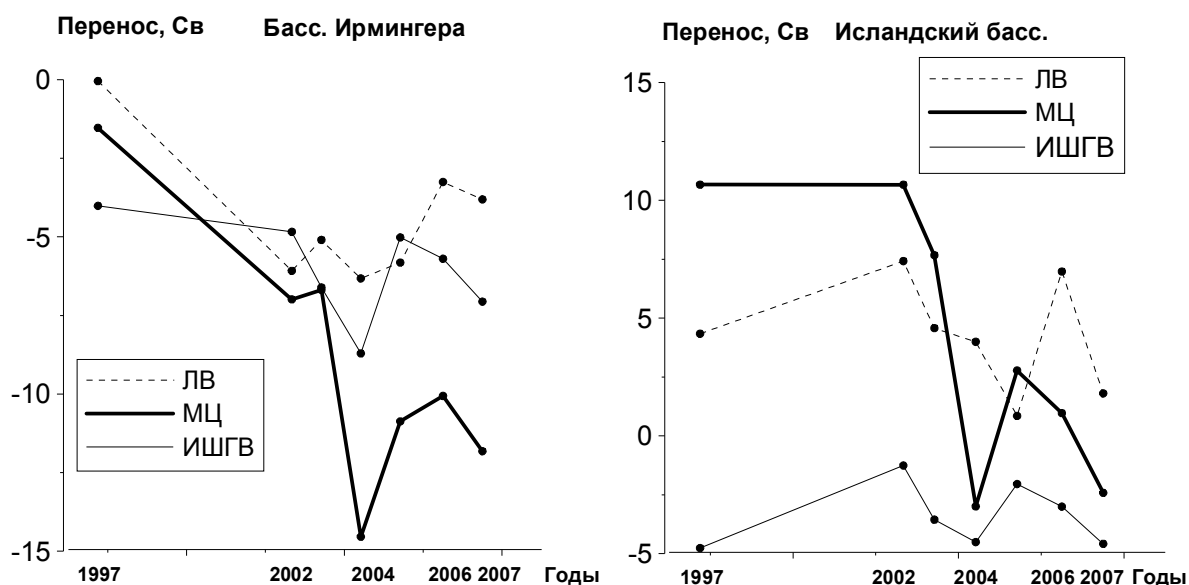


Рис. 5. Суммарные переносы глубинных водных масс и интенсивность меридиональной циркуляции по отдельным бассейнам (Св).

МЦ – общий перенос вод глубинного слоя.

Таким образом, результаты расчетов свидетельствуют о достаточной стабильности переносов в нижнем звене меридиональной циркуляции вод в Северной Атлантике, но следует отметить присутствие значимых межгодовых вариаций переносов по отдельным водным массам. Наличие суммарных невязок интегрального переноса в некоторые годы существенно затрудняет анализ межгодовой изменчивости переносов, в связи с чем необходимо ежегодное повторение разреза по 60° с.ш. в Северной Атлантике и дальнейшее усовершенствование методов расчета переносов.

Экспедиции в исследуемом районе проведены на судах РАН в рамках Межведомственного проекта "Меридиан-плюс". Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00943, 07-05-00657, 08-05-00120, 09-05-00802, 09-05-00788, а также гранта NWO-РФФИ 047.017.2006.003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демидов А. Н. О выделении промежуточных и глубинных водных масс в Южной Атлантике//Океанология.-2003.-Т.43.-№2.-С. 165-175.
2. Добролюбов С. А., Соков А. В. Роль глубинных вод Северной Атлантики в изменчивости теплообмена океана и атмосферы//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География.- 2002.- № 6.- С. 42-48.
3. Добролюбов С. А., Демидов А. Н. Потоки массы, тепла и пресной воды на разрезах по 60° с.ш. в Северной Атлантике. В кн. «Фундаментальные исследования океанов и морей». Т. 1.- М.: Наука, 2006.-С. 92-109.
4. Добролюбов С. А. Меридиональная и межокеанская циркуляция водных масс, тепла и пресной составляющей. В кн.: «География, общество и окружающая среда». Т. 6. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы.- М.: Городец, 2004.- С. 176-215.
5. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. – Л.: Гидрометиздат, 1982.
6. Кошляков М. Н., Лисина И. И., Морозов Е. Г. и др. Абсолютные геострофические течения в проливе Дрейка по наблюдениям 2003 и 2005 гг. // Океанология.- 2007.- Т. 47.- № 4.- С. 487-500.
7. Лаппо С. С., Гулев С. К., Добролюбов С.А., и др. Северная Атлантика и ее влияние на климат Европы. В кн.: «Актуальные проблемы океанологии»/Под ред. Н.П.Лаверова.- М.: Наука, 2003.- С. 8-59.
8. Arhan M., Naveira Garabato A.C., Heywood K.J. et al. The Antarctic Circumpolar Current between the Falkland islands and South Georgia // J. Phys. Oceanogr.- 2002.- V. 32.- № 6.- P. 1914-1931.
9. Cuny J., Rhines P. B., Kwok R. Davis Strait volume, freshwater and heat fluxes// Deep-Sea Research I.-2005.- V 52.- P. 519–542.
10. Drinkwater, K., On the mean and tidal currents Hudson Strait // Atmosphere Ocean 26, 1988, 252–266
11. Franco B.C., Mata M.M., Piola A.R., et al. Northwestern Weddell Sea deep outflow into the Scotia Sea during the austral summers of 2000 and 2001 estimated by inverse methods // Deep-Sea Research. Part I.- 2007.- V. 54.- P. 1815-1840.
12. Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P. et al. Decadal changes in the thermohaline circulation of the north Atlantic // Deep-Sea Research. Part II.- 1999.- V.46.- P. 109-138.

13. Levitus, S., Antonov J. I., Boyer T. P., Stephens C. World Ocean Database 1998, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 2001
14. Ocean circulation and climate. Observing and modeling the global ocean. Ed. by G.Siedler, J.Church, J.Gould Academic Press. San Diego. 2001. 715 p.
15. Rio M.H., Hernandez F. A mean dynamic topography computed over the World ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model // J. Geophys. Research.- 2004.- V. 109.- C12032, doi:10.1029/2003JC002226.
16. Roach, A., Aagaard, K., Pease, C. et al. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // Journal of Geophysics Research 1995, 100, 18443–18457.
17. Rodhe J. The Baltic and North Seas: A process-oriented review of the physical oceanography / In A. R. Robinson and K. Brink, editors // The Sea.- Vol. 11.-P. 699–732.