

МЕРИДИОНАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС ДОННОЙ ВОДЫ В ЮЖНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2019 г. К. П. Беляев^{1,2}, Е. Г. Морозов^{1,*}, Н. П. Тучкова²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН

²Вычислительный центр им. А.А. Дородницына ФИЦ ИУ РАН

*E-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2018 г.

Принята к печати 03.04.2019 г.

Приводятся оценки меридионального потока массы в слое Антарктической донной воды, рассчитанные по совместной модели «океан–земля–атмосфера» Earth System Model с применением оригинальных методов усвоения данных наблюдений. Для усвоения использовались данные широтных STD-разрезов температуры и солёности международного эксперимента WOCE. Даны оценки скоростей течений Антарктической донной воды с усвоением данных наблюдений. В качестве метода усвоения использовался авторский метод усвоения, названный ранее обобщённым методом Калмана (Generalized Kalman Filter, GKF), который совпадает в частном случае с классическим методом Калмана (EnKF). Проведены также расчёты переноса по динамическому методу. Показано, что модельные расчёты с усвоением данных качественно совпадают и количественно близки к оценкам переноса геострофического потока на основе динамического метода.

Ключевые слова: антарктическая донная вода, STD-разрезы, перенос массы, метод усвоения данных GKF, суперкомпьютер Ломоносов-2, кластерная система DKRZ Mistral, совместная модель MPI-ESM.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-351555473-81>

1. ВВЕДЕНИЕ

Одной из важных задач современной океанологии является оценка потоков массы в отдельных районах и в океане в целом для использования в реализациях климатических сценариев. Кроме того, оценки скоростей важны для определения переноса вещества, химического загрязнения, и переноса биогенных элементов для понимания циклогенеза фауны в океане. Обычно такие оценки складываются из расчётов по реальным данным с применением методов численного моделирования. Реальных данных всегда недостаточно, часто они недостоверны, бывают пропуски в рядах наблюдений, заметные погрешности и пр. Применяемые для расчётов модели и методы не полностью адекватны действительности, они основаны на различных приближениях и гипотезах, которые только приблизительно описывают реальность. Параметризации подсеточных процессов в численных моделях не точны, они не описывают процессы на мелких масштабах. Все это требует развития и совершенствования методов анализа,

чему и посвящено применение динамико-стохастических методов для усвоения данных наблюдений.

Очень трудно оценить характеристики водных масс и теплосодержание вод в глубоком океане. В отличие от поверхности океана, где есть спутниковые наблюдения, которые относительно достоверно описывают поверхностную температуру и уровень океана, на абиссальных глубинах длинных рядов наблюдений мало, за исключением сравнительно небольшого объема данных STD-зондирований и измерений на буях по международным проектам [1]. Особенно мало придонных данных в Южной Атлантике. Поэтому основным инструментом для оценок переноса массы служат модельные расчёты. В последнее десятилетие произошел значительный прогресс в математическом моделировании процессов в океане и совместных геофизических процессов в океане и атмосфере. Появились и развиваются современные (state-of-the-art) модели циркуляции, которые включают в себя не только собственно динамику оке-

ана, но также описывают совместные процессы обмена океан–атмосфера–земля–лед–углерод–солнечная радиация, то есть, все физические процессы, прямо или косвенно влияющие на динамические процессы в океане [2].

Отметим важные работы последнего времени по моделированию как чисто океанской циркуляции, так и по совместному моделированию [3–5]. Тем не менее, моделирование неспособно в полной мере дать точные оценки таких важных характеристик как перенос массы в океане. Во-первых, начальные условия для модели известны плохо, с большой ошибкой, особенно в глубоком океане. Во-вторых, при процедуре разгона модели (так называемой Spin up) в глубоком океане требуется много модельного и компьютерного времени для адаптации, чего на практике реализовать невозможно, поэтому скорости на дне, температура и соленость оказываются несбалансированными. Кроме того, сказывается незнание точных граничных условий на дне, которые, как правило, выбираются из общих физических соображений и недостаточно хорошо описывают реальность. Присутствуют также ошибки, связанные с неточной аппроксимацией склона дна и рельефа.

Коррекция модельных расчетов с помощью методов усвоения данных наблюдений позволяет частично компенсировать эти недостатки. При усвоении ищется поле, которое с одной стороны удовлетворяет уравнениям модели, то есть условиям баланса, а с другой — это поле наилучшим образом аппроксимирует наблюдаемые значения. В результате компенсируются как неполнота наблюдаемой базы данных, так и неточность самих уравнений модели, появляющейся из-за ошибок аппроксимации. Конечно, и методы усвоения не решают всех проблем, однако их применение все же дает лучшие результаты, в частности при прогнозировании, чем свободная модель, то есть расчеты по модели без усвоения данных, что показано, например, в [6].

В настоящей работе используется схема усвоения, основанная на так называемых динамико-стохастических моделях коррекции. Их современная версия получила название ансамблевого фильтра Калмана (EnKF); она изложена, например, в [7]. В развитие теории этих методов большой вклад внесли российские ученые, под руководством академика А.С. Саркисяна, например, [8]. Из последних публикаций можно отметить работу [9]. В последние годы, особенно актуальными стали гибридные методы усвоения (hybrid methods). Один из таких методов исполь-

зуется в настоящей статье. Его подробное изложение можно найти в работах [10–11]. Ниже будет дано краткое описание данного метода, необходимое для понимания содержания работы.

Целями данной работы является: получить модельные оценки переноса Антарктической донной воды на север в Южной Атлантике, используя совместную модель ESM (Earth System Model), разработанную в Институте Метеорологии (MPIMET) научного общества М. Планка (Германия) с применением авторского гибридного метода усвоения GKF (Generalized Kalman Filter), реализованных в параллельной версии на суперкомпьютере «Ломоносов 2» Московского университета им. М.В. Ломоносова [12]; проанализировать эти результаты и сравнить их с контрольными, то есть с модельными расчетами без усвоения и с расчетами геострофических течений динамическим методом; количественно и качественно оценить влияние усвоения на конечный результат. Работа является оригинальной для воспроизведения модельных полей с усвоением данных наблюдений и сравнением с данными измерений. Численные расчеты выполнялись в Вычислительном центре МГУ им. М.В. Ломоносова и в Вычислительном центре климатических исследований Германии, г. Гамбург (Германия).

2. ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

В качестве численной модели использована глобальная совместная модель MPI-ESM [2] циркуляции океана и атмосферы, которая установлена на суперкомпьютере в Вычислительном центре климатических исследований Германии (DKRZ), а также на суперкомпьютере «Ломоносов 2» Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова. Здесь мы приводим только информацию об основных параметрах модели. В работе использовалась ее версия высокого разрешения с разрешением по океану 0.25° по широте и приблизительно таким же разрешением по долготе, которое меняется с широтой. В модели океана по вертикали задавались 40 уровней, от поверхности до дна. Модель глобальная, расчеты по ней производятся в любой точке Земли, однако интересующая нас расчетная область в настоящей работе ограничивалась 75° ю.ш. и 55° с.ш. в Атлантическом океане и по долготе от пролива Дрейка (75° з.д.) до мыса Доброй Надежды (15° в.д.). Вне интересующей нас области результаты моде-

лирования не анализировались. Мы подробно рассматривали только район к западу от Срединно-Атлантического хребта, поскольку значительный поток Антарктической донной воды в Атлантике на север происходит в западной части океана, тогда как восточная перекрыта подводными хребтами вокруг Ангольской котловины.

Общая схема эксперимента была следующей: сначала модель разгонялась на 150 лет. В качестве начальных данных (initial conditions) для океанской части использовались средние «климатические» значения температуры и солёности из атласа наблюдений [13]. Для атмосферной части из архивов [14] брались соответствующие значения (потоки тепла, скорости ветра и пр.). Условно эти данные относились к 1840 г. С этими начальными условиями проводилось интегрирование модели с интервалами расчетов от месяца до года для накопления значений ансамблевой статистики. Таким образом, модель выводилась на расчет актуальных значений, а значения рестартов (характеристики океана и атмосферы) архивировались и из них формировались массивы для статистической обработки.

3. МЕТОД УСВОЕНИЯ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Усвоение данных (то есть коррекция модельных расчетов данными наблюдений) проводилось по формулам

$$\begin{aligned} X_a &= X_b + K(Y - HX_b) \\ K &= \sigma^{-1}(\Lambda - C)(H\Lambda)^T Q^{-1}, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\sigma = (H\Lambda)^T Q^{-1} (H\Lambda). \quad (2)$$

Здесь и далее обозначено X_a, X_b : — значения модели, записанные в виде вектора столбца в каждой точке сетки после и до коррекции (в английской литературе имеющие специальные термины *analysis* и *background*), соответственно; Y — вектор наблюдений, в нашем случае вектор температуры и солёности в точке наблюдения, K — весовая матрица, ее смысл — передача информации от разности между наблюдениями и моделью, то есть ошибки моделирования, к самой модели, в том числе и к ненаблюдаемым параметрам модели, в зарубежной литературе, называемая *Kalman gain*; Q — ковариационная матрица ошибки моделирования, определяемая только для наблюдаемых параметров, по

построению это положительно-определенная симметричная матрица. Параметры Δ, C представляют собой временные тренды, то есть производные по времени модели и наблюдений, соответственно, также записанные как вектор-столбцы в точках сетки. Наконец, символом H обозначен линейный оператор проектирования (матрица) из фазового пространства (то есть множества значений) модели в фазовое пространство наблюдений, который интерполирует значения модели в точки наблюдений и убирает из рассмотрения те параметры модели, которые не наблюдаются. Как обычно, символом « T » наверху обозначается транспонирование вектора и/или матрицы.

Формулы (1) и (2) получены в работах [10, 11]. Там же показано, что данный метод обобщает известный алгоритм Калмана EnKF [6]. Значения вектора C и матрицы Q считаются известными и определяются, в частности, методами, изложенными в [10]. Преимущества данного алгоритма в том, что он учитывает не только разницу между моделью и данными наблюдений, но и тенденцию (временную производную) как в модели, так и в данных наблюдений. При этом данный метод не требует предварительной фильтрации систематической ошибки модели (в зарубежной литературе *model bias*), так как рассмотрение линейного тренда в качестве основы фильтра автоматически убирает систематическую ошибку модели.

4. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

В работе для усвоения данных использовались данные профилей температуры и солёности от поверхности до дна (максимальные глубины 5720 м) на пяти разрезах (всего около 650 станций), выполненных судами различных стран во время эксперимента WOCE. Схема разрезов показана на рис. 1.

Данные наблюдений представляют собой профили температуры и солёности с интервалом по давлению 2 дбар. Эти значения пересчитывались в стандартные горизонты модели и проходили контроль качества. В частности, проверялось условие стратификации $\rho_{k+1} > \rho_k$, $k = 1, \dots, 39$, где ρ_k — плотность на горизонте k (всего 40 горизонтов). Если условие стратификации нарушалось, то данные приводились к устойчивой стратификации. Кроме того, так как в модели рассчитывается потенциальная температура, температура *in situ* по данным наблюдений переводилась в по-

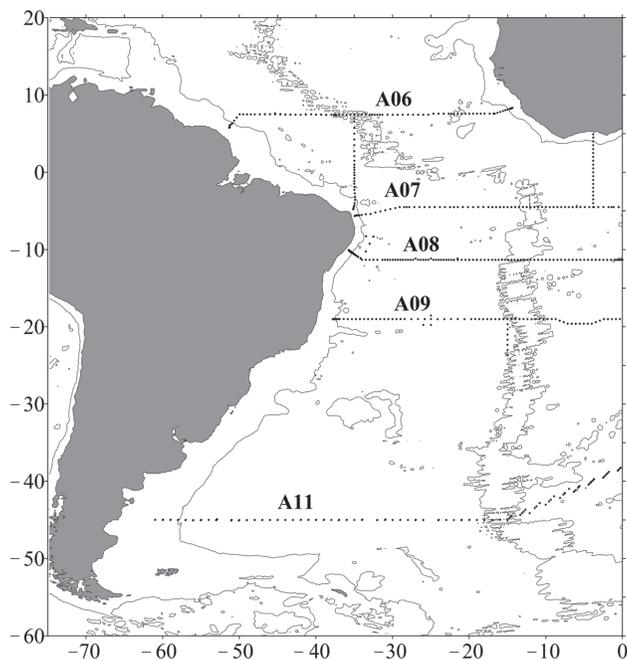


Рис. 1. Схема разрезов A06, A07, A08, A09, A11 эксперимента WOCE в юго-западной Атлантике. Показаны изобаты 3500 м. Точками показаны станции измерений. Здесь и далее суша закрашена серым цветом.

тенциальную температуру, согласно алгоритму ЮНЕСКО [15]. За счет этого значительно уменьшалась разница между модельной и наблюдаемой температурой, по сравнению с исходными значениями.

5. АНТАРКТИЧЕСКАЯ ДОННАЯ ВОДА

Антарктическая донная вода (ААДВ) — это наиболее плотная вода донного слоя открытого океана с потенциальной температурой ниже $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ [16]. В Атлантике такая вода формируется в море Уэдделла. По мере распространения

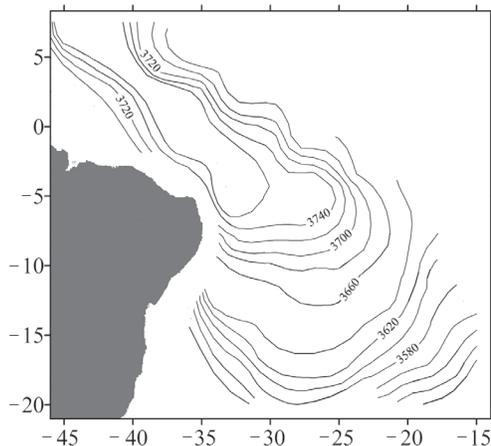


Рис. 2. Схема глубины залегания изотермы потенциальной температуры $\theta = 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в метрах.

воды на север ее характеристики изменяются за счет перемешивания с вышележащими слоями воды, что приводит к увеличению температуры и солености ААДВ.

Циркуляция ААДВ в Аргентинской котловине и ее последующее перетекание в Бразильскую котловину через каналы Вима, Хантер и плато Сантос анализировались в [17–19]. Основные пути распространения ААДВ находятся в западной части Бразильской котловины [20, 21]. На рис. 2 показана карта глубин изотермы потенциальной температуры $\theta = 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Южной Атлантике, построенная непосредственно по наблюдениям без привлечения математических моделей. Как следует из наблюдений, донная вода распространяется двумя потоками над склоном Южной Америки и над западным склоном Срединно-Атлантического хребта. В центральной части бассейна ее верхняя граница заглублена. При продвижении потока на север, количество донной воды уменьшается за счет перемешивания, и граница заглубляется. Антарктическая донная вода распространяется в сторону экватора и далее течет по Экваториальному каналу на северо-запад. На широте 5°S , по данным [22], 4.7 Sv потока ААДВ перетекает в Гайанскую котловину. В этой котловине к западу от 40°W , одна ветвь ААДВ поворачивает на север вдоль восточного склона возвышенности Сеара, унося примерно половину потока, а вторая ветвь распространяется на север вдоль юго-западного склона Срединно-Атлантического хребта. Поток ААДВ в юго-восточной Атлантике значительно слабее и не направлен на север, поскольку подводные хребты, окружающие Ангольскую котловину, допускают перетекание туда только верхней части донной воды.

6. МОДЕЛЬНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Как отмечалось выше, совместная модель разгонялась на 150 лет с условного 1840 г. В процессе интегрирования результаты расчета в последний день месяца архивировались и, таким образом, создавался ансамбль значений за каждый месяц. Эти данные использовались для расчета необходимой статистики по методу Монте-Карло в формулах (1), (2), а именно для расчета вектора S , как ансамблевого среднего разности двух последовательных по времени модельных расчетов и матрицы Q , как ковариационной функции от разницы между ансамблем модель-

ных расчетов по предыдущим значениям и текущим расчетом.

В предыдущих исследованиях [23], было установлено, что для усвоения достаточно ансамбля порядка 50 значений по каждой характеристике океана (температура, соленость, горизонтальные и вертикальные скорости, уровень океана и др.). Поэтому в качестве членов ансамбля выбирались среднегодовые значения за 1900–1950 гг. Далее проводился расчет с условного 1950 г. до 1993 г. без усвоения и с 1993 г. с усвоением данных по формулам (1), (2) на один момент времени, условный 1993 г., хотя реально разрезы выполнялись в течение нескольких месяцев. Полученный расчет поля сравнивался с аналогичным контрольным расчетом, но без усвоения.

7. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 3 показаны поля модельной температуры на горизонте 3800 м. Как следует из рис. 2, этот горизонт выбран для демонстрации, поскольку он расположен вблизи верхней границы ААДВ. На рис. 3 показано поле температуры после усвоения.

На рис. 3 хорошо видно, что в целом поле модельной потенциальной температуры соответствует построенной картине глубин с изотермой 2 °С. Модельное поле после усвоения

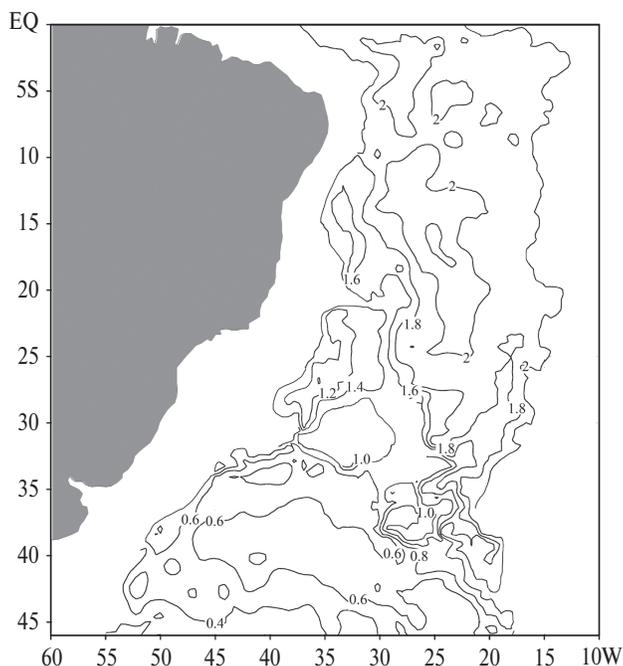


Рис. 3. Карта изолиний потенциальной температуры на горизонте 3800 м после усвоения данных.

показывает также распределение температуры к югу от 20° ю.ш. Поскольку модель рассчитывает температуру не непосредственно в точке измерения, а осредненную в трехмерной прямоугольной области с сеточными расстояниями 0.25° в горизонтальном и около 300 м в вертикальном измерении, то расхождения между наблюдениями в точках и моделью неизбежны. Стоит отметить, что по своей локализации максимальная разница не совпадает с расположением станций, а проявляется за счет нелинейного взаимодействия придонных течений и тех различий, которые образуются из-за несовпадения модельных и наблюдаемых значений.

Проведем анализ скорости течений. Динамика глубинных вод на горизонте 3800 м хорошо видна на карте векторов скорости, представленной на рис. 4. Мы показываем только скорости после усвоения, так как разница в скоростях до и после усвоения незначительна и не превышает 2 см/с на этих глубинах и не особо достоверна, так как при усвоении температуры за счет нелинейности связи температуры и скорости погрешности расчета особенно велики, порядка 30% от основной скорости потока, что показано, например, в [5].

Как видно из рис. 4, структура течения видна в виде потока вдоль континентального склона Южной Америки, а также вдоль Южно-Атлантического хребта. Максимальная амплитуда скорости вдоль континентального склона

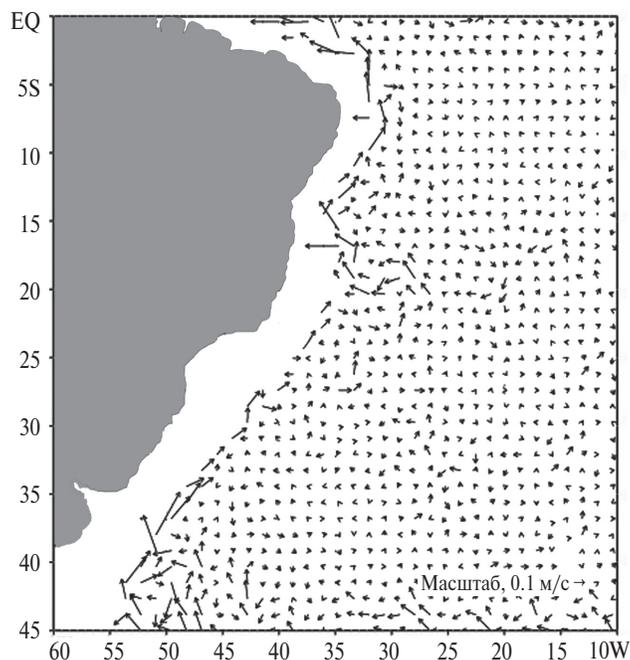


Рис. 4. Вектора скорости течений на горизонте 3800 м после усвоения.

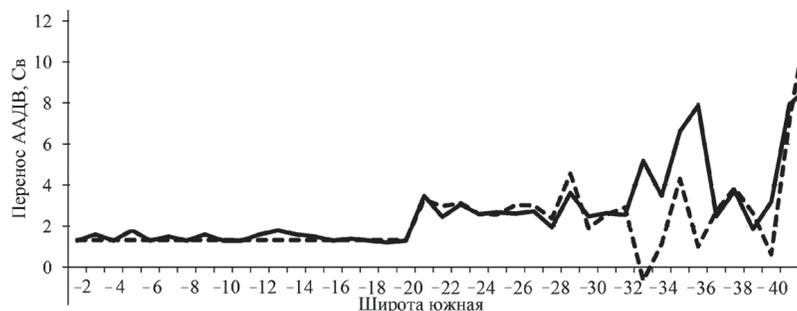


Рис. 5. Меридиональный перенос ААДВ до (сплошная линия) и после (штриховая) усвоения данных. Единицы измерения (1 Св = 10^6 м³/с). По оси абсцисс показаны широты.

близка к 10 см/с. В районах, кроме окрестностей 46° ю.ш. и 20° ю.ш., вектор течения направлен почти на север. Проведем оценку меридионального переноса массы.

На рис. 5 показан меридиональный перенос водной массы в Южной Атлантике. Меридиональный перенос рассчитывался для массы ААДВ, которая выделялась по критерию $\theta < 1.9^\circ\text{C}$, где θ — потенциальная температура. Критерий $\theta < 1.9^\circ\text{C}$ был выбран вместо $\theta < 2.0^\circ\text{C}$, чтобы исключить пограничные эффекты между двумя слоями глубинной и донной воды. На рис. 5 приводится эта величина. Перенос считался по формуле

$$M = \iint_S v d\sigma. \quad (4)$$

В формуле (4) обозначено: M — суммарный перенос массы на фиксированной широте, v — меридиональная компонента скорости течения в текущей точке вдоль фиксированной широты и на заданной глубине, σ — элемент площади. Интеграл берется по площади на фиксированной широте и по вертикали. При расчете переноса ААДВ соответствующий интеграл берется только по той области (не фиксированной заранее), где потенциальная температура меньше 1.9°C . Перенос рассчитан в Свердрусах (1 Св = 10^6 м³/с).

На рис. 5 сплошной линией показан перенос массы для модельного расчета (контроль), а штриховой линией — расчет переноса по скорректированным (усвоенным) скоростям. Видно, что эти кривые особенно сильно отличаются в районе 46° ю.ш. Южнее этой широты нет данных для усвоения. При этом скорректированный перенос значительно (иногда на 30% больше), чем чисто модельный. Даже малое расхождение контрольной и усвоенной скорости, будучи проинтегрированное по значительной площади, может давать и действительно дает большие расхождения, как количественные, так

и качественные между контрольными и усвоенными значениями переноса M . При этом можно отметить, что, севернее 34° ю.ш. значения переносов до и после коррекции выравниваются и становятся практически неразличимы к северу от 28° ю.ш. Отметим также, что количественно модельный перенос до и после коррекции соответствует полученным по динамическому методу оценкам, приведенным ниже.

Максимальная величина контрольного потока — около 8 Св, а при усвоении это величина возрастает на 30% — до 11 Св. Максимумы потоков сдвинуты по широте — для контрольного потока он происходит на 40° ю.ш., а для усвоенного чуть южнее на 42° ю.ш. При этом сами скорости различаются значительно меньше, не более чем на 20% (не показывается): различаются именно потоки, так как поток является интегральной величиной, и даже относительно малые различия при интегрировании складываются в значительную сумму.

8. ГЕОСТРОФИЧЕСКИЙ ПЕРЕНОС

Для оценки переноса Антарктической донной воды через широтные STD-разрезы в Южной Атлантике мы выбрали границу донной воды по изотерме потенциальной температуры $\theta = 2^\circ\text{C}$. Глубина изотермы $\theta = 2^\circ\text{C}$ меняется от 3900 м в районе экватора до 3300 м на юге океана. Как показано в работе [22], эта изотерма близка к уровню минимальной скорости в Гайанской котловине. При экстраполяции скорости в придонных «треугольниках» между станциями на наклонном дне мы допустили, что вертикальный градиент скорости между двумя придонными уровнями постоянен до дна. Неопределенности расчета придонных геострофических компонент скорости оценены в работе [23]. Ошибки переноса в придонных треугольниках по данным STD-зондирований были

в пределах 0.1 Св. В работе [22] ошибки всего расчета переноса оценены как 30%. Кроме того, ошибки возникают и за счет временной изменчивости потока донной воды. В качестве отсчетной нулевой поверхности выбиралась поверхность плотности 1045 кг/м^3 , приблизительно на верхней границе ААДВ.

Расчеты геострофических скоростей через меридиональный разрез WOCE A06 по $\sim 7.5^\circ$ с.ш. дали оценку переноса донной воды на север 1.9 Св. Эта оценка близка к оценкам 2.2 Св через разрез по $4^\circ 30'$ с.ш. и 1.4 Св через разрез по $5.5\text{--}9.5^\circ$ с.ш. в 1994 г., приведенным в [20]. По оценкам в работе [1] перенос через разрез равняется 1.5 Св. Геострофический перенос донной воды через разрез A09 (широта 19° ю.ш.) оценен как 4 Св, а перенос через разрез A08 (широта 11° ю.ш.) также составляет 4 Св. График распределения геострофического переноса донных вод через разрез A06 показан на рис. 6.

Интересно сравнить эту картину с аналогичным расчетом по усвоенным полям. Видно, что качественно и даже количественно в области 35° з.д.— 28° з.д. переносы совпадают. Общее поведение двух графиков также имеет явное сходство. Несколько различные характеристики в области восточнее 24° з.д. где по модельным расчетам вообще нет переноса, а геострофика дает небольшие значения как положительные, так и отрицательные, но при этом все значения малы, на уровне шума, а это модель не отслеживает. Поэтому можно сделать вывод, что в целом геострофические и модельные скорости хорошо качественно соответствуют друг другу и дают близкие количественные значения. При этом суммарный перенос ААДВ через 7.5° ю.ш. получился равным 2.1 Св (рис. 7), а по геострофическим характеристикам 1.9 Св, причем в обоих расчетах перенос на север. Отметим, что геострофический расчет не учитывает баротропный поток.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Оценки переноса Антарктической донной воды на север в Атлантике дают величины от 8–12 Св в Южной Атлантике до 2 Св в экваториальной области. При этом чисто модельные оценки могут превышать оценки переноса по геострофическим соотношениям, примерно на 20%, а с учетом усвоения до 30%.

Проведенные численные эксперименты позволяют сделать вывод, что расчетные значения

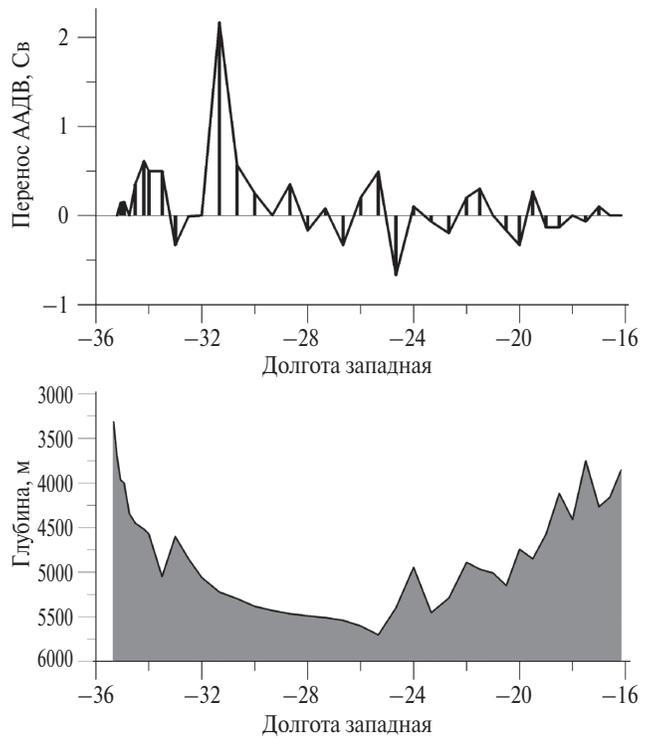


Рис. 6. Геострофический перенос Антарктической донной воды через разрез A06 по 8° с.ш. (Св) (график и штриховая диаграмма — сверху) и профиль дна (внизу).

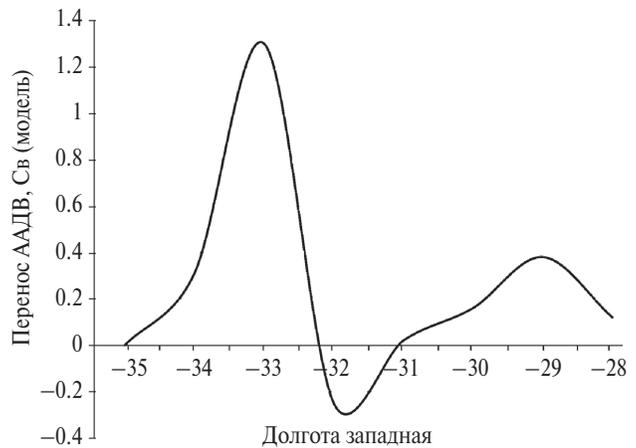


Рис. 7. Перенос ААДВ по модельным расчетам с усвоением через разрез 7.5° ю.ш. Единицы измерения ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). Положительное направление на север.

модельных климатических полей после усвоения данных наблюдений заметно изменяют величины температуры и солёности, а также величины, которые находятся из уравнений баланса, но сами непосредственно не измеряются, например, скорости течений. При этом применение методов усвоения существенно корректирует количественно и качественно характеристики модельных физических величин, таких как переносы тепла и массы, которые в результате становятся ближе к расчетам по другим независи-

мым методам. Поправки могут быть весьма значимыми и достигать 30% от модельных расчетов без усвоения.

Характеристики переноса вполне соответствуют полученным ранее оценкам и при этом более детальны.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания ФАНО России (тема № 0149-2019-0004) при поддержке РФФИ (грант 17-08-00085) (динамический расчет) и РНФ (анализ экспериментальных данных) (проект № 16-17-10149). Усвоение данных реализовано на суперкомпьютере «Ломоносов 2», Московского Государственного университета им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Arhan M., Mercier H., Bourlès B., Gouriou Y. Hydrographic section across the Atlantic at 7°30' N and 4°30' S // *Deep-Sea Res.* 1998. V. 45. P. 829–872.
2. Jungclaus J.H., Fischer N., Haak H., Lohmann K., Marotzke J., Matei D., Mikolajewicz U., Notz D., Storch J.S. Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model // *J. Advances in Modeling Earth Systems.* 2013. V. 5. № 2. P. 422–446. doi:10.1002/jame.20023
3. Lemarie F., Blayo E., Debreu L. Analysis of ocean-atmosphere coupling algorithms: consistency and stability // *Proc. Computer Science, Elsevier.* 2015. International Conference on Computational Science. ICCS2015 — Computational Science at the Gates of Nature. V. 51. P. 2066–2075.
4. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыков В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53. № 2. С. 164–178.
5. Володин Е.М., Гусев А.В., Дианский Н.А., Ибраев Р.А., Ушаков К.В. Воспроизведение циркуляции мирового океана по сценарию CORE-II с помощью численных моделей // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2018. Т. 54. № 2. С. 97–111.
6. Беляев К.П., Танажура К.А.С., Тучкова Н.П. Сравнительный анализ экспериментов с усвоением данных дрейфтеров АРГО // *Океанология.* 2012. Т. 52. № 5. С. 643–653.
7. Evensen G. Data Assimilation. The Ensemble Kalman Filter. Berlin: Springer, 2009. 307 p.
8. Агошков В.И., Ипатова В.М., Залесный В.Б. Задачи вариационной ассимиляции данных наблюдений для моделей общей циркуляции океана и методы их решения // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46. № 6. С. 734–770.
9. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных АРГО в модель динамики океана с высоким разрешением по методу ансамблевой оптимальной интерполяцией (EnOI) // *Метеорология и Гидрология.* 2016. № 7. С. 46–56.
10. Belyaev K., Kuleshov A., Tanajura C.A.S., Tuchkova N. An optimal data assimilation method and its application to the numerical simulation of the ocean dynamics // *Mathematical and Computer Modelling of Dynamical Systems.* 2018. V. 52. P. 15–25.
11. Belyaev K., Kuleshov A., Tanajura C.A.S., Tuchkova N. A correction method for dynamic model circulations using observational data and its application in oceanography // *Mathematical Models and Computer Simulations.* 2016. V. 8. P. 391–400.
12. Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин Вад.В. Практика суперкомпьютера «Ломоносов». Москва: 2012. Издательский дом «Открытые системы». № 7. С. 36–39.
13. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garci H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Johnson D.R. World Ocean Atlas NOAA. 2010. Atlas NESDIS V. 2 (69), Ed. S. Levitus, 184 p. U.S. Gov. Print. Off., Washington, D.C.
14. Kalnay E., Ota Y., Miyoshi T., Liu J. A simpler formulation of forecast sensitivity to observations application to ensemble Kalman filters // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography.* 2012. V. 64. № 1. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.18462
15. The international thermodynamic equation of seawater: Manual and Guide. UNESCO. 2010.
16. Wüst G. Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Das Bodenwasser und die Stratosphäre. In: A. Defant (Ed.), Wissenschaftliche Ergebnisse, Deutsche Atlantische Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff “Meteor” 1925–1927. 1936. V. 6(1). Walter de Gruyter & Co, Berlin. 411p.
17. Zenk W., Hogg N.G. Warming trend in Antarctic Bottom Water flowing into the Brazil Basin // *Deep-Sea Res.* 1996. V. 43. № 9. P. 1461–1473.
18. Morozov E., Demidov A., Tarakanov R., Zenk W. Abyssal Channels in the Atlantic Ocean Water Structure and Flows. Dordrecht: Springer. 2010. 266 p.
19. Морозов Е.Г., Демидов А.Н., Тараканов Р.Ю. Перенос Антарктических вод в глубоководных каналах Атлантики // *Доклады РАН.* 2008. Т. 422. № 6. С. 815–818.
20. Sandoval F.J., Weatherly G.L. Evolution of the deep western boundary current of Antarctic Bottom Water in the Brazil Basin // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. № 6. P. 1440–1460.
21. Морозов Е.Г., Тараканов Р.Ю. Вытекание Антарктической донной воды из канала Вима в Бразиль-

- скую котловину // Доклады РАН. 2014. Т. 456. № 2. С. 227–230.
22. Rhein M., Stramma L., Krahlmann G. The spreading of Antarctic Bottom Water in the tropical Atlantic // Deep-Sea Res. 1998. V. 45. P. 507–527.
23. Танажуря К.А.С., Лима Л.Н., Беляев К.П. Усвоение аномалий уровня океана в гидродинамической модели NUCOM по данным наблюдений со спутников в Атлантике // Океанология. 2015. Т. 55. № 5. С. 738–750.
24. Koltermann K.P., Sokov A.V., Tereschenkov V.P., Dobroliubov S.A., Lorbacher K., Sy A. Decadal changes in the thermohaline circulation of the North Atlantic // Deep Sea Res. II. 1999. V. 46 (1–2). P. 109–138.

Meridional Mass Transport of Bottom Water in the South Atlantic

K. P. Belyaev^{1,2}, E. G. Morozov¹, N. P. Tuchkova²

¹ Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences
Nakhimovsky pr. 36, Moscow, Russia

² Dorodnicyn Computing Center, Russian Academy of Sciences
Vavilov Street, 40, Moscow, Russia
e-mail: egmorozov@mail.ru

Received: 26.12.2018

Accepted: 03.04.2019

Estimates of the meridional mass transport of Antarctic Bottom Water, calculated using the coupled ocean-atmosphere model called “Earth System Model” in conjunction with the original data assimilation method are presented. We used the data of the latitudinal CTD sections of temperature and salinity of the WOCE international experiment in 1991–1995 for assimilation. Estimates of the current velocities of Antarctic Bottom Water with the assimilation of observational data are given. We used the author’s data assimilation method, which was previously referred as the generalized Kalman Filter (GKF) method. In the particular case it coincides with the classical Kalman method (EnKF). We also analyze the estimates of the mass transport by the standard dynamic scheme. It is shown that model calculations with data assimilation are qualitatively the same and are quantitatively close to the estimates of geostrophic flow transport based on the dynamic method.

Keywords: Antarctic Bottom Water, CTD casts, mass transport, GKF data assimilation method, Lomonosov 2 supercomputer, DKRZ Mistral cluster system, MPI-ESM joint model.